

UNIVERSIDADE DO ALGARVE

*INVESTIGAÇÃO EM PALINOLOGIA E
ISÓTOPOS ESTÁVEIS DO PALEOZOICO
DA ZONA CENTRO-IBÉRICA
(BUÇACO, DORNES, MAÇÃO E PORTALEGRE)
E ZONA DE OSSA-MORENA
(TOCA DA MOURA E BARRANCOS)
PORTUGAL*

*Implicações paleogeográficas
e paleoambientais*

Gilda Maria Rodrigues Lopes

Dissertação de Doutoramento em Ciências do Mar, da Terra e do Ambiente
Ramo Geociências
Especialidade em Geologia

Volume I - Palinostratigrafia

Trabalho efetuado sob a orientação de:

Doutor Paulo Fernandes
FCT-UALG,
Faculdade de Ciências e Tecnologia,
Universidade do Algarve

Doutora Zélia Pereira
LNEG,
Laboratório Nacional de Energia e Geologia

Doutor Robbie Goodhue
Geochemistry Lab., Geology Dept.,
Trinity College Dublin

2013

Universidade do Algarve

*INVESTIGAÇÃO EM PALINOLOGIA E ISÓTOPOS ESTÁVEIS DO PALEOZOICO
DA ZONA CENTRO-IBÉRICA (BUÇACO, DORNES, MAÇÃO E PORTALEGRE) E
ZONA DE OSSA-MORENA (TOCA DA MOURA E BARRANCOS), PORTUGAL.
IMPLICAÇÕES PALEOGEOGRÁFICAS E PALEOAMBIENTAIS*

Gilda Maria Rodrigues Lopes

Dissertação de Doutoramento em Ciências do Mar, da Terra e do Ambiente

Ramo Geociências

Especialidade em Geologia

Volume I - Palinostratigrafia

Trabalho efetuado sob a orientação de:

Professor Doutor Paulo Fernandes (FCT-UALG,

Faculdade de Ciências e Tecnologia, Universidade do Algarve)

Doutora Zélia Pereira (LNEG, Laboratório Nacional de Energia e Geologia)

Doutor Robbie Goodhue (Geochemistry Lab., Geology Dept., Trinity College Dublin)

LEGENDA DAS FOTOGRAFIAS ILUSTRADAS NA CAPA

Frente: *Quadrisporites variabilis* (Cramer 1966) Ottone e Rossello 1996; Lombada: *Emphanisporites multicostatus* Rodriguez 1978; Costas: *Stellinium micropolygonale* (Stockmans e Willière 1960) Playford 1977. Ampliados cerca de 2000x.

Investigação em Palinologia e Isótopos Estáveis do Paleozoico da Zona Centro-Ibérica (Buçaco, Dornes, Mação e Portalegre) e Zona de Ossa-Morena (Toca da Moura e Barrancos), Portugal. Implicações paleogeográficas e paleoambientais

Declaração de autoria de trabalho

Declaro ser a autora deste trabalho, que é original e inédito. Autores e trabalhos consultados estão devidamente citados no texto e constam da listagem de referências incluída.

Copyright Gilda Maria Rodrigues Lopes. A Universidade do Algarve tem o direito, perpétuo e sem limites geográficos, de arquivar e publicitar este trabalho através de exemplares impressos reproduzidos em papel ou de forma digital, ou por qualquer outro meio conhecido ou que venha a ser inventado, de o divulgar através de repositórios científicos e de admitir a sua cópia e distribuição com objetivos educacionais ou de investigação, não comerciais, desde que seja dado crédito ao autor e editor.

Aos meus amigos e família,

Aos meus pais,

A Deus.

“Out of clutter, find simplicity.

From discord, find harmony.

In the middle of difficulty lies opportunity.”

Albert Einstein

Agradecimentos

Torna-se quase impossível nestas escassas linhas, exprimir todo o meu reconhecimento e gratidão, a todas as pessoas e instituições que me apoiaram ao longo da concretização deste projeto. Todos merecem os meus mais sinceros agradecimentos, aqui expressos.

Os meus primeiros agradecimentos vão para os meus extraordinários orientadores, Prof. Doutor Paulo Fernandes, Doutora Zélia Pereira e Doutor Robbie Goodhue, um apoio constante ao longo de todo o trabalho, tendo sido responsáveis pelo meu crescimento enquanto investigadora. Foram incansáveis!

Ao Prof. Doutor Paulo Fernandes, primeiramente agradeço pela confiança que depositou em mim para a concretização deste projeto e, pelo permanente incentivo no percurso da minha formação profissional. Enquanto orientador científico-pedagógico não posso esquecer toda a paciência que teve para me ensinar, assim como, todo o apoio que me deu ao nível científico e de meios materiais, imprescindível para a concretização deste trabalho.

À Doutora Zélia Pereira, agradeço pelo apoio incondicional. Sempre uma presença constante, disponível, amiga e confiante, fazendo toda a diferença até nos mais pequenos pormenores! Foi uma presença imprescindível ao nível científico e pedagógico, apresentando-me ao mundo da investigação e da palinologia pela primeira vez. Foi incansável quer ao nível das discussões científicas, quer ao nível material, fornecendo todos os meios e tempo pessoal para que conseguisse levar este projeto até ao fim. Mais do que uma orientadora, tornou-se uma amiga que me ajudou a ultrapassar todas as dificuldades com que me deparei, pessoais e profissionais.

Ao Doutor Robbie Goodhue, o meu muito obrigada pela forma com que me recebeu e, por todo o apoio que me deu em Trinity College, tendo disponibilizado o laboratório e todo o material de que necessitei para a concretização dos estudos de geoquímica e maturação. Sempre pronto a responder às minhas dúvidas, foi um apoio científico imprescindível!

À Universidade do Algarve, na pessoa do Magnífico Reitor Prof. Doutor João Pinto Guerreiro, agradeço pela oportunidade de poder desenvolver e concretizar este projeto, tendo disponibilizado o apoio técnico, as instalações e os equipamentos necessários.

Ao Centro de Investigação Marinha e Ambiental (CIMA), na pessoa do Coordenador Geral Prof. Doutor Tomasz Boski, fica o meu reconhecimento por todas as facilidades e apoio disponibilizado, que possibilitaram a concretização deste projeto.

Ao Laboratório Nacional de Energia e Geologia (LNEG), na pessoa da Presidente Prof. Doutora Maria Teresa Costa Pereira da Silva Ponce de Leão e, Prof. Doutor Mário Rui Machado Leite, vogal do Laboratório de Geologia e Minas, o meu apreço pela disponibilização de instalações e recursos humanos e materiais, que permitiram a concretização deste trabalho.

Ao Prof. Doutor Olda Fatka, devo os meus agradecimentos por me ter recebido na Universidade de Charles, em Praga, e ter disponibilizado recursos materiais e tempo profissional para me orientar no estágio que realizei.

Ao Prof. Doutor Reed Wicander, um muito obrigada pela ajuda que me disponibilizou com a classificação de acritarcas, estando sempre disponível para responder aos meus e-mails, providenciando o envio de informação por correio sempre que eu precisava de alguma coisa. O bom humor e o cuidado que veio a demonstrar durante estes últimos quatro anos foram muito importantes para mim e, para o trabalho.

Ao Prof. Doutor Phillipe Steemans, o meu apreço pela ajuda fornecida com a identificação dos criptosporos e, por me ter disponibilizado bibliografia essencial.

Ao colega Doutor José Manuel Piçarra, agradeço a disponibilidade total e o grande apoio que forneceu nas campanhas de amostragem, assim como, a discussão e o esclarecimento de problemas relacionados com a biostratigrafia, e o auxílio prestado na análise crítica e revisão cuidada que fez de parte do texto da tese, enriquecendo-o imenso.

Aos colegas Doutor José Manuel Romão e Doutor António Sequeira, agradeço a disponibilidade demonstrada na realização das campanhas de campo efetuadas e, no apoio científico que forneceram.

Aos Profs. e Investigadores Alain Le Hérisse, Cristiana Ribecai, Stewart Molyneux, Claudia Rubinstein e Merrell Miller, o meu agradecimento pela bibliografia disponibilizada quando contactados.

Às técnicas do Laboratório de Palinologia da Unidade de Geologia, Hidrogeologia e Geologia Costeira do LGM/LNEG, em Alfragide, Sandra Gomes, Filipa Geirinhas e Manuela Coelho, agradeço pelo apoio na preparação laboratorial das amostras palinológicas.

Ao colega e amigo Nuno Vaz, pela disponibilidade demonstrada nas campanhas de campo, na identificação de quitinozoários e, pelo apoio científico providenciado sempre que pedido. Não esqueço o incentivo fornecido ao longo destes quatro anos e, a companhia nos congressos da especialidade.

À colega e amiga Marisa Borges, amiga e colega de gabinete, agradeço pela convivência, por toda a ajuda e força que me deu. Não me esqueço, igualmente, do importante apoio prestado nos primeiros tempos no Algarve e, em todas as dúvidas que surgiam.

Ao colega e amigo Bruno Rodrigues, agradeço pelo auxílio prestado nas minhas idas ao Algarve, assim como, pelo apoio e disponibilidade sempre manifestados.

Ao colega e amigo Vasco Matos, agradeço pela simpatia, convivência e apoio laboratorial que me prestou.

Às colegas e amigas, Fernanda Guimarães e Cristina Carvalho, pelos bons momentos vividos fora e dentro do LNEG, assim como, pela constante força e incentivos manifestados.

Aos colegas e amigos da Unidade de Geologia, Hidrogeologia e Geologia Costeira do LNEG, Renata Santos, Narciso Ferreira, Paulo Castro, Carlos Meireles, Ana Paula Santos, Eurico Pereira, José Feliciano, Rui Teixeira, Eliane Marques, Laurentino Rodrigues, Alvaro Pinto, Paulo Bravo, Adelaide Ferreira, o meu agradecimento pelo acolhimento no vosso meio e, pelo apoio prestado ao nível profissional e pessoal. Não podia deixar de referir um agradecimento pelas palavras de incentivo manifestadas pelo Doutor Bernardo Barbosa e Doutor Orlando Gaspar. À Eva Gomes, funcionária responsável pela Biblioteca do LNEG, em S. Mamede de Infesta, o meu muito obrigada pelas simpáticas conversas e, por todo o apoio prestado ao nível da bibliografia. Ao Filipe Barreira, pelo apoio gráfico nas comunicações orais e escritas, assim como, pela realização da capa da dissertação.

Aos colegas e amigos do CIMA, Isabel Mendes, Francisca Rosa, Sarita Encarnação, Laura Pereira, Ana Gomes e Selma Gabriel, pela saudável convivência e boa disposição, assim como, pelo apoio demonstrado sempre que me desloco à Universidade.

Um agradecimento muito especial à Mena Schemm-Gregory, pela companhia que foi nas saídas de campo e, pela disponibilidade demonstrada em traduzir o resumo da tese para alemão, o qual não se pode concretizar. Descansa em paz!

À Prof. Doutora Maria dos Anjos, a primeira impulsionadora da minha carreira na investigação.

Aos meus amigos, suficientes para não conseguir colocar aqui o nome de todos, correndo o risco de me esquecer de algum, o meu agradecimento profundo por todo o apoio que me deram, apoiando-me nos momentos mais difíceis e fazendo-me sempre sorrir!

À Sónia Fraga, amiga para todos os momentos, dando sempre força e apoiando incondicionalmente a realização deste projeto, por vezes, em detrimento de outros.

À Diana Margarida, amiga desde que me lembro e, um apoio para as horas difíceis, tendo sempre uma palavra certa para dar.

Às resistentes e imparáveis, Aida Guerra, Ana Marta Pereira e Cláudia Martinho...nem sei por onde começar...são muitas aventuras, choros, desabafos, em pessoa ou virtualmente, mas sempre presentes, a todas as horas, mesmo no outro canto do mundo! Obrigada por tudo! Agradeço, igualmente, a leitura cuidada e os comentários efetuados ao texto, que só o enriqueceram.

Aos meus familiares, agradeço pela paciência e compreensão que manifestaram quando me ausentei dos diversos momentos em família, ao longo destes quatro anos. Agradeço, igualmente, pelo carinho e apoio sempre manifestado. Ao padrinho, Fernando Araújo, pela leitura cuidada do texto.

Aos meus pais, as duas pessoas mais importantes na minha vida, agradeço pelo carinho, apoio e amor incondicional. Sempre acreditaram e, nunca duvidaram de mim e da minha capacidade, mesmo quando eu própria o fazia. Obrigada pela paciência e carinho que demonstraram nos momentos mais difíceis, assim como, nos momentos mais felizes. Sei que posso contar convosco sempre!

À American Association of Stratigraphic Palynologists (AASP), a qual auxiliou no financiamento para participar no 45th AASP Annual Meeting, que se realizou em Lexington, Kentucky, EUA.

À Fundação para a Ciência e Tecnologia, que financiou este projeto através da atribuição de uma bolsa de doutoramento (SFRH/BD/48534/2008).

Quer ao nível científico, quer ao nível pessoal, foram muitas as pessoas que me deram força para ultrapassar as dificuldades e os desafios com que me deparei, nunca tendo deixado de acreditar em mim.

A todos, muito obrigada!

Resumo

Este trabalho apresenta os estudos palinostratigráfico (algas prasinófitas, acritarcas, criptosporos, esporos trilete), de geoquímica de isótopos estáveis e maturação, das sucessões do Paleozoico da Zona Centro-Ibérica (Buçaco; Dornes; Mação; Portalegre) e Zona de Ossa-Morena (Barrancos; Bacia de Toca da Moura).

Foram recolhidas 485 amostras para palinologia, provenientes de 33 sucessões, de uma sondagem (SDJ1) e, de amostras do Museu Geológico do LNEG. As amostras provenientes de afloramentos revelaram-se pobres em palinomorfos devido à má preservação originada, essencialmente, pelo elevado grau de maturação medido. No total foram identificadas 194 espécies e 148 géneros.

No Buçaco foram recuperadas associações do Dobrotiviano ao Kosoviano e, do Gorstiano médio à base do Pridoli. Em Dornes os dados recuperados foram escassos, apenas complementando associações anteriores do limite Silúrico/Devónico. Em Mação apenas foram identificados alguns exemplares de algas prasinófitas. Em Portalegre, foram recuperadas associações da base do Pridoli e, topo do Viseano. Em Barrancos foram recuperadas associações do Arenigiano superior, Gorstiano, limite Pridoli/Lochkoviano e, Pragiano inferior. As associações recuperadas da sondagem SDJ1 forneceram idades do Carbónico e, associações de remobilizados do Câmbrico médio ao Carbónico inferior.

Cinco secções, num total de 199 amostras, foram estudadas para isótopos estáveis de carbono. Os resultados obtidos em três perfis (Dornes e Barrancos) do Kosoviano ao Pridoli basal, permitiram inferir que as excursões poderão estar relacionadas com a ocorrência de eventos de extinção e, com a mudança dos ambientes de deposição.

Os estudos de maturação foram realizados em 22 amostras do Ordovícico, Silúrico e Carbónico, pertencentes à região do Buçaco, Mação, Portalegre e Barrancos. No geral, observou-se um grau de maturação muito elevado (1,48% a 7,32%) e, em todas as amostras a matéria orgânica está matura a sobrematura. Os resultados obtidos permitem refletir sobre as condições de subsidência e o contexto tectónico ao qual as amostras estiveram sujeitas aquando da Orogenia Varisca.

Palavras-Chave: Palinomorfos; Zonas Centro-Ibérica e de Ossa-Morena; Paleozoico; Palinostratigrafia; Isótopos Estáveis; Maturação.

Abstract

This work presents the palynostratigraphic (prasinophyte, acritarchs, cryptospores, trilete spores), stable isotope and maturation studies of selected Paleozoic successions of the Central Iberian Zone (Buçaco; Dornes; Maçã; Portalegre) and Ossa Morena Zone (Barrancos; Toca da Moura Basin). Four hundred and eighty five samples were collected for palynology from 33 outcrop successions, one coal exploration borehole (SDJ1) and LNEG Geological Museum Collections. The palynomorphs from outcrop were very poor and very badly preserved due to the high maturation level they presented. In total, 194 species and 148 *genera* were classified. In Buçaco region palynomorph assemblages from Dobrotivian to Kosovian and from mid Gorstian to early Pridoli were recovered. In Dornes region the recovered assemblages yielded scarce palynomorphs which allowed complementing the palynomorph data already known to the Silurian/Devonian boundary. In Maçã, the samples were almost barren in palynomorphs and just a few specimens of prasinophyte were classified. In Portalegre, the two recovered palynomorph assemblages yielded late Pridoli and late Visean age. In Barrancos, palynomorph assemblages of late Arenig, Gorstian, Pridoli/Lochkovian boundary and early Pragian were recognized. Finally, the palynomorph assemblages recovered from the studied borehole (SDJ1) provided Carboniferous and mid Cambrian to early Carboniferous reworked assemblages.

Five sections, in a total of 199 samples, were studied for carbon stable isotope geochemistry. The results from three sections that spanning the Kosovian to early Pridoli interval, allowed the recognition of global $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ excursions related to extinction events and changes in the depositional settings.

Twenty-two samples from Ordovician, Silurian and Carboniferous shales collected in Buçaco, Maçã, Portalegre and Barrancos regions were studied for maturation studies. In general, the maturation levels were very high (1,48%Rm a 7,32%Rm) which indicated that the organic matter is mature to overmature. The obtained results allowed important conclusions on the subsidence rates of the basins and its relation to the tectonic settings in the context of the Variscan Orogeny.

Keywords: Palynomorphs; Central Iberian and Ossa Morena Zones; Paleozoic; Palynostratigraphy; Stable Isotopes; Maturation.

Índice

VOLUME 1 – Palinostratigrafia

Agradecimentos	VII
Resumo/Palavras-Chave	XI
Abstract/Keywords	XII
Índice	XV
Índice de Figuras	XXI
Índice de Tabelas	XXV
1. Enquadramento da Investigação	1
1.1. Introdução	3
1.2. Relevância da Investigação	5
1.3. Objetivos do Estudo	8
2. Enquadramento das áreas de estudo	11
2.1. Enquadramento Geográfico	13
2.2. Enquadramento Geológico	15
2.3. Enquadramento Cronostratigráfico	17
2.4. Enquadramento Estratigráfico e Geodinâmico	20
2.4.1 Zona Centro-Ibérica	20
2.4.1.1. Região do Buçaco	21
2.4.1.2. Região de Dornes	26
2.4.1.3. Região de Mação	29
2.4.1.4. Região de Portalegre	34
2.4.2. Zona de Ossa-Morena	37
2.4.2.1. Região de Barrancos	37
2.4.2.2. Bacia de Toca da Moura – Sondagem SDJ1	41
	XV

2.4.3. Evolução Geodinâmica	42
3. Materiais e Métodos Aplicados na Investigação	49
3.1. Trabalho de Campo	51
3.1.1. Seleção das secções de amostragem	51
3.1.2. Colheita de amostras no terreno	51
3.2. Procedimentos Laboratoriais	53
3.2.1. Preparação e observação de amostras em estudos palinológicos	54
3.2.2. Preparação laboratorial e análise de amostras em estudos de isótopos estáveis	60
3.2.2.1. Preparação da amostra	60
3.2.2.2. Análise dos isótopos estáveis de Carbono - Espectrómetro de Massa	61
3.2.3. Preparação e análise de amostras para o estudo da História Térmica	62
3.2.3.1. Preparação laboratorial de amostras para medição do poder refletor	63
3.2.3.2. Medição do poder refletor	64
3.2.3.3. Preparação laboratorial de amostras para medição do grau de cristalinidade da ilite	65
3.2.3.4. Medição do grau de cristalinidade da ilite	65
4. Palinostratigrafia	67
4.1. Introdução	69
4.2. Secções Estudadas	73
4.2.1. Zona Centro-Ibérica	73
4.2.1.1. Região do Buçaco	73
4.2.1.1.1. Perfil I - Cávemes	73
4.2.1.1.2. Perfil II – Ponte da Mata	76
4.2.1.1.3. Perfil III - Corgas	77
4.2.1.1.4. Perfil IV – Rio Ceira	79

4.2.1.1.5. Perfil V – Senhora do Bidueiro	84
4.2.1.1.6. Perfil VI – Sazes 1	86
4.2.1.1.7. Perfil VII – Sazes 2	91
4.2.1.1.8. Perfil VIII – Pé do Viso	96
4.2.1.1.9. Conclusões	97
4.2.1.2. Região de Dornes	99
4.2.1.2.1. Perfil I – Ponte de Vale da Ursa	100
4.2.1.2.2. Perfil II – Vale Serrão	101
4.2.1.2.3. Conclusões	104
4.2.1.3. Região de Mação	105
4.2.1.3.1. Perfil I – Mação 1	106
4.2.1.3.2. Perfil II – Chão Lopes	107
4.2.1.3.3. Perfil III – Santos 1	108
4.2.1.3.4. Perfil IV – Santos 2	108
4.2.1.3.5. Perfil V – Bando dos Santos	109
4.2.1.3.6. Perfil VI - Envendos	110
4.2.1.3.7. Perfil VII - Castelo	111
4.2.1.3.8. Conclusões	112
4.2.1.4. Região de Portalegre	113
4.2.1.4.1. Perfil I - Apartadura	114
4.2.1.4.2. Perfil II - Mosteiros	116
4.2.1.4.3. Perfil III – Alegrete W	117
4.2.1.4.4. Perfil IV - Alegrete	118
4.2.1.4.5. Perfil V - Rabaça	120
4.2.1.4.6. Perfil VI – Casa do Xisto	125
4.2.1.4.7. Perfil VII – V.G. Broa	127
4.2.1.4.8. Conclusões	128

4.2.2. Zona de Ossa-Morena	129
4.2.2.1. Barrancos	129
4.2.2.1.1. Perfil I – Monte do Carreba	130
4.2.2.1.2. Perfil II – V.G. Gata	132
4.2.2.1.3. Perfil III – Monte da Coitadinha	138
4.2.2.1.4. Perfil IV – Monte das Mercês	139
4.2.2.1.5. Perfil V - Amareleja	140
4.2.2.1.6. Perfil VI – Pedreira do Mestre André	141
4.2.2.1.7. Perfil VII - Barrancos	142
4.2.2.1.8. Perfil VIII – Eiras Altas	148
4.2.2.1.9. Conclusões	150
4.2.2.2. Bacia de Toca da Moura – Sondagem SDJ1	150
4.2.2.2.1. Amostras de argilitos da Fm. Santa Susana (Coleção do Museu Geológico)	164
4.3. Correlações	165
4.3.1. Ordovícico	166
4.3.2. Silúrico	169
4.3.3. Devónico	172
4.3.4. Carbónico	173
4.3.5. Sondagem SDJ1	174
4.3.5.1. Associações do Carbónico	174
4.3.5.2. Associações remobilizadas	175
4.4. Paleoprovíncias	180
5. Geoquímica de Isótopos Estáveis de Carbono	185
5.1. Introdução	187
5.2. O Ciclo Global do Carbono	187

5.2.1. Isótopos Estáveis de Carbono	188
5.3. Isótopos Estáveis de Carbono Orgânico e Interpretações Paleoambientais	191
5.4. Descrição e Análise dos Resultados	193
5.4.1. Zona Centro-Ibérica	195
5.4.1.1. Dornes – Perfil I (Ponte de Vale da Ursa)	195
5.4.2. Zona de Ossa-Morena	199
5.4.2.1. Barrancos	199
5.4.2.1.1. Perfil I (Monte do Carreba)	200
5.4.2.1.2. Perfil VIII (Eiras Altas)	204
5.5. Interpretação Global dos Resultados	209
6. História Térmica	211
6.1. Introdução	213
6.2. Maturação Térmica	213
6.3. Poder Refletor	215
6.4. Cristalinidade da Ilite	219
6.5. Correlação entre os valores da refletância da matéria orgânica e da cristalinidade da ilite	220
6.6. Descrição e Análise dos Resultados	222
6.6.1. Análise dos Resultados de Maturação Orgânica	224
6.6.2. Análise dos Resultados de Cristalinidade da Ilite	227
6.7. Interpretação Global dos Resultados	229
7. Considerações Finais	235
7.1. Conclusões do estudo realizado	237
7.2. Limitações encontradas e sugestões para a realização de trabalhos futuros	242
Bibliografia	245

Anexo 1 – Listagem detalhada das amostras recolhidas	275
Anexo 2 – Estampas de Afloramentos	293
Anexo 3 – Lista de <i>taxa</i>	311
Anexo 4 – Histogramas de refletância de macerais semelhantes a vitrinite	329
Anexo 5 – Difractogramas indicativos da cristalinidade da ilite	339
Anexo 6 – Publicações	353
Anexo 7 – Tabela 4.14	378

Índice de Figuras

Figura 2.1. Enquadramento geográfico das regiões onde se realizaram os trabalhos apresentados neste estudo, com referência às folhas da Carta Militar de Portugal à escala 1:25 000 e, às respetivas Cartas Corográficas de Portugal à escala 1:50 000, onde se encontram integradas.	14
Figura 2.2. Modelo de Zonamento apresentado para o Maciço Hespérico, na Península Ibérica, segundo os trabalhos de Ribeiro e Sanderson (1996), Vera (2004) e Ribeiro <i>et al.</i> (2007) (Adapt. Meireles, 2011; Ribeiro, 2013b, p. 17).	16
Figura 2.3. Mapa Geológico simplificado de Portugal, com a localização das regiões de estudo da ZCI (Adapt. Oliveira <i>et al.</i> , 2007a).	21
Figura 2.4. Principais sectores da Zona de Ossa-Morena, com localização da vila de Barrancos e da Sondagem SDJ1, no Complexo Vulcano-Sedimentar de Toca da Moura (Adapt. Oliveira <i>et al.</i> , 1991; 2007a).	38
Figura 3.1. Metodologias e técnicas seguidas.	53
Figura 3.2. Procedimento laboratorial aplicado à preparação de amostras para estudos palinológicos (Adapt. Borges, 2012).	55
Figura 3.3. Oxidação do material orgânico.	58
Figura 3.4. Fotografia ilustrativa do processo de desagregação mecânica.	61
Figura 3.5. Procedimento laboratorial aplicado à preparação de amostras para medição do poder refletor.	63
Figura 4.1. Esquemas biozonais de esporos trilete definidos para o Carbónico.	71
Figura 4.2. Esquemas biozonais de esporos trilete e criptosporos definidos para o Silúrico e Devónico.	72
Figura 4.3. Localização das secções estudadas na região do Buçaco (Adapt. Carrington da Costa, 1950; Piçarra e Sequeira, 2010).	73
Figura 4.4. A - Localização simplificada das secções amostradas. B – Coluna estratigráfica do Perfil I (Cácmes), com localização das amostras estudadas.	74
Figura 4.5. A - Localização simplificada das secções amostradas. B – Coluna estratigráfica do Perfil II (Ponte da Mata), com localização das amostras estudadas.	77
Figura 4.6. Coluna estratigráfica do Perfil III (Corgas), com localização das amostras estudadas.	78
Figura 4.7. Coluna estratigráfica do Perfil IV (Rio Ceira), com localização das amostras estudadas.	79
Figura 4.8. Coluna estratigráfica do Perfil V (Senhora do Bidueiro), com localização	

das amostras estudadas.	85
Figura 4.9. Coluna estratigráfica do Perfil VI (Sazes 1), com localização das amostras estudadas.	86
Figura 4.10. Coluna estratigráfica do Perfil VII (Sazes 2), com localização das amostras estudadas.	92
Figura 4.11. Coluna estratigráfica do Perfil VIII (Pé do Viso), com localização das amostras estudadas.	97
Figura 4.12. Localização das secções estudadas na região de Dornes (Adapt. Gourvennec <i>et al.</i> , 2008).	99
Figura 4.13. Coluna estratigráfica do Perfil I (Ponte de Vale da Ursa), com localização das amostras estudadas.	100
Figura 4.14. Coluna estratigráfica do Perfil II (Vale do Serrão), com localização das amostras estudadas.	101
Figura 4.15. Localização das secções estudadas na região de Mação (Adapt. Romão (2000) e Vaz (2010)).	105
Figura 4.16. A - Localização simplificada das secções amostradas. B – Coluna estratigráfica do Perfil I (Mação 1), com localização das amostras estudadas.	106
Figura 4.17. Coluna estratigráfica do Perfil II (Chão Lopes), com localização das amostras estudadas.	107
Figura 4.18. Coluna estratigráfica do Perfil IV (Santos 2), com localização das amostras estudadas.	109
Figura 4.19. Coluna estratigráfica do Perfil V (Bando dos Santos), com localização das amostras estudadas.	110
Figura 4.20. A - Localização simplificada das secções amostradas. B – Coluna estratigráfica do Perfil VI (Envendos), com localização das amostras estudadas.	111
Figura 4.21. Coluna estratigráfica do Perfil VII (Castelo), com localização das amostras estudadas.	112
Figura 4.22. Localização das secções estudadas na região de Portalegre (Adapt. Carta Geológica de Portugal à escala 1:1 000 000, LNEG (2010)).	114
Figura 4.23. A - Localização simplificada das secções amostradas. B – Coluna estratigráfica do Perfil I (Apartadura), com localização das amostras estudadas.	115
Figura 4.24. A - Localização simplificada das secções amostradas. B – Coluna estratigráfica do Perfil II (Mosteiros), com localização das amostras estudadas.	117
Figura 4.25. Coluna estratigráfica do Perfil III (Alegrete W), com localização das amostras estudadas.	118

Figura 4.26. A - Localização simplificada das secções amostradas. B – Coluna estratigráfica do Perfil IV (Alegrete), com localização das amostras estudadas.	119
Figura 4.27. A - Localização simplificada das secções amostradas. B – Coluna estratigráfica do Perfil V (Rabaça), com localização das amostras estudadas.	121
Figura 4.28. Coluna estratigráfica do Perfil VI (Casa do Xisto), com localização das amostras estudadas.	126
Figura 4.29. A - Localização simplificada das secções amostradas. B – Coluna estratigráfica do Perfil VII (V.G. Broa), com localização das amostras estudadas.	127
Figura 4.30. Localização das secções estudadas na região de Barrancos (Adapt. Piçarra, 2000).	130
Figura 4.31. A - Localização simplificada das secções amostradas. B – Coluna estratigráfica do Perfil I (Monte do Carreba), com localização das amostras estudadas.	131
Figura 4.32. Coluna estratigráfica do Perfil II (V.G. Gata), com localização das amostras estudadas.	133
Figura 4.33. Coluna estratigráfica do Perfil III (Monte da Coitadinha), com localização das amostras estudadas.	139
Figura 4.34. Coluna estratigráfica do Perfil IV (Monte das Mercês), com localização das amostras estudadas.	140
Figura 4.35. Coluna estratigráfica do Perfil V (Amareleja), com localização das amostras estudadas.	141
Figura 4.36. Esquema simplificado da localização das secções amostradas no Perfil VI (Pedreira do Mestre André), com localização das amostras estudadas.	142
Figura 4.37. Coluna estratigráfica do Perfil VII (Barrancos), com localização das amostras estudadas.	143
Figura 4.38. Coluna estratigráfica do Perfil VIII (Eiras Altas), com localização das amostras estudadas.	149
Figura 4.39. Mapa geológico simplificado do bordo sudeste da Zona de Ossa-Morena e Terreno Sul Português, com a localização da sondagem SDJ1, a vermelho assinalada (Adapt. Pereira <i>et al.</i> , 2006b; Lopes <i>et al.</i> , 2013).	151
Figura 4.40. Perfil geológico interpretativo do Complexo Vulcano-Sedimentar de Toca da Moura e da Bacia de Santa Susana na região de Jongeis/Santa Susana, com referência às sondagens Cj*, Dj* (projetadas) e SDJ1 (Adapt. Lopes <i>et al.</i> , 2013).	152
Figura 4.41. Perfil estratigráfico detalhado da sondagem SDJ1, com localização dos intervalos litológicos estudados (A-G), localização das amostras recolhidas para estudos palinológicos e, biozonas de esporos identificadas nas associações de esporos analisadas (Adapt. Lopes <i>et al.</i> , 2013).	153

Figura 4.42. Representação estatística das associações de palinórfos <i>in situ</i> (Carbónico) e remobilizadas (Adapt. Lopes <i>et al.</i> , 2013).	163
Figura 5.1. Ciclo Global do Carbono (Adapt. Berner, 2004).	188
Figura 5.2. Esquema correlativo das biozonas de graptólitos, do nível eustático e, dos eventos de extinção durante o Silúrico (Adapt. Calner, 2008).	195
Figura 5.3. Coluna estratigráfica do perfil Ponte de Vale da Ursa, na região de Dornes (ZCI) e, resultados de $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ e C_{org} obtidos nas amostras analisadas.	196
Figura 5.4. Coluna estratigráfica do perfil Monte do Carreba, na região de Barrancos (ZOM), e resultados de $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ e C_{org} obtidos nas amostras analisadas.	201
Figura 5.5. Coluna estratigráfica do perfil Eiras Altas, na região de Barrancos (ZOM) e, resultados de $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ obtidos nas amostras analisadas.	205
Figura 6.1. Quadro de correlação dos parâmetros de maturação (Adapt. Fernandes, 2000).	222
Figura 6.2. Exemplo de partículas medidas para a obtenção dos valores de refletância.	224
Figura 6.3. Valores de refletância da vitrinite (VR_m) obtidos a partir das diferentes regiões estudadas, por intervalo de idade.	225
Figura 6.4. Representação esquemática simplificada do Mapa Geológico de Portugal (adapt. Oliveira <i>et al.</i> , 2007a), com a localização das amostragens realizadas e indicação dos valores de VR_m e IK medidos para as diferentes idades.	230

Índice de Tabelas

Tabela 2.1. Escalas cronostratigráficas utilizadas para o Sistema Ordovícico (Adapt. Comissão Internacional de Estratigrafia).	19
Tabela 2.2. Correlação estratigráfica das sequências ordovícicas, silúricas e devónicas das regiões estudadas na ZCI, com referência à escala cronostratigráfica internacional e à escala regional Mediterrânica - Norte-Gondwana (Adapt. Cooper e Romano, 1982; Young, 1988; Oliveira <i>et al.</i> , 1992, 2000; Romão, 2000; Sá, 2005; Piçarra <i>et al.</i> , 1999b; Piçarra e Oliveira, 2002; Piçarra, 2003; Piçarra, 2007; Gouvernec <i>et al.</i> , 2008; Piçarra e Romão 2011; Sequeira e Piçarra, 2012; Piçarra (coord.), em exec.).	23
Tabela 2.3. Correlação estratigráfica das sequências paleozoicas das regiões estudadas na ZOM, com referência à escala cronostratigráfica internacional e à escala regional Mediterrânica - Norte-Gondwana (Adapt. Oliveira <i>et al.</i> , 1991; 1992; Araújo <i>et al.</i> , 2013).	39
Tabela 3.1. Secções estudadas por região.	52
Tabela 3.2. Amostras estudadas tendo em conta as metodologias aplicadas na investigação.	53
Tabela 4.1. Distribuição estratigráfica dos palinomorfos recuperados nas amostras produtivas do Perfil I (Cáceres).	76
Tabela 4.2. Distribuição estratigráfica dos palinomorfos recuperados nas amostras produtivas do Perfil IV (Rio Ceira).	83
Tabela 4.3. Distribuição estratigráfica dos palinomorfos recuperados nas amostras produtivas do Perfil VI (Sazes 1).	88
Tabela 4.4. Distribuição estratigráfica dos palinomorfos recuperados nas amostras produtivas do Perfil VII (Sazes 2).	94
Tabela 4.5. Distribuição estratigráfica dos palinomorfos recuperados nas amostras produtivas do Perfil II (Vale do Serrão).	103
Tabela 4.6. Distribuição estratigráfica dos palinomorfos recuperados nas amostras produtivas do Perfil V (Rabaça).	123
Tabela 4.7. Distribuição estratigráfica dos palinomorfos recuperados nas amostras produtivas do Perfil II (V.G. Gata).	135
Tabela 4.8. Distribuição estratigráfica de acritarcas chave, identificados na Fm. Xistos com <i>Phyllodocites</i> .	136
Tabela 4.9. Distribuição estratigráfica dos palinomorfos recuperados nas amostras produtivas do Perfil VII (Barrancos).	145
Tabela 4.10. Listagem das amostras recolhidas na sondagem SDJ1 para palinologia.	153

Tabela. 4.11. Distribuição estratigráfica dos palinomorfos <i>in situ</i> (Carbónico) recuperados nas amostras produtivas da sondagem SDJ1, com a indicação das biozonas de esporos identificadas (Sombreado cinzento – Sedimentos do Complexo de Toca da Moura; sombreado laranja – sedimentos da Fm. Santa Susana) (Adapt. Lopes <i>et al.</i> , 2013).	156
Tabela. 4.12. Distribuição estratigráfica dos mais importantes acritarcas e prasinófitas, recuperados nas amostras produtivas da sondagem SDJ1 (Adapt. Lopes <i>et al.</i> , 2013).	161
Tabela. 4.13. Distribuição estratigráfica dos mais importantes criptosporos e esporos trilete remobilizados, recuperados nas amostras produtivas da sondagem SDJ1 (Adapt. Lopes <i>et al.</i> , 2013).	162
Tabela 5.1. Valores de $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ e conteúdo de carbono orgânico presente nas amostras recolhidas nas três secções analisadas.	194
Tabela 6.1. Resultados obtidos nos estudos de maturação orgânica e cristalinidade da ilite.	223

Capítulo 1

Enquadramento da Investigação

1. Enquadramento da Investigação

1.1. Introdução

O trabalho de investigação apresentado ao longo desta dissertação descreve um dos primeiros estudos envolvendo as temáticas da palinostratigrafia, maturação da matéria orgânica e geoquímica de isótopos estáveis, em sucessões do Paleozoico (Ordovícico-Devónico) da Zona Centro-Ibérica (ZCI) e Zona de Ossa-Morena (ZOM), em Portugal.

Nesta investigação, a principal temática desenvolvida incidiu sobre a palinostratigrafia, constituindo deste modo, grande parte do trabalho efetivo da tese. As outras duas temáticas, maturação da matéria orgânica e geoquímica de isótopos estáveis, correspondem a abordagens complementares que se vieram a aplicar. Por sua vez, a integração destas três áreas de investigação revelou-se uma mais-valia, quer para o aumento do conhecimento científico existente sobre paleoecossistemas, paleoambientes e paleogeografia, quer como apoio de carácter aplicado, ao nível da estratigrafia, ou do ponto de vista económico, nomeadamente, fornecendo dados preliminares relevantes para uma possível avaliação do potencial de produção de gás natural em rochas argilosas do Paleozoico.

A escolha de sucessões estratigráficas aflorantes e representativas do intervalo temporal compreendido entre o Ordovícico e o Devónico levou à seleção de cinco áreas de trabalho, quatro delas localizadas no bordo Sul-Sudoeste da Zona Centro-Ibérica (Buçaco, Dornes, Mação e Portalegre), e a outra situada na Zona de Ossa-Morena (Barrancos). Apesar de o trabalho ter como objetivo principal o estudo de sucessões estratigráficas de idades ordovícicas, silúricas e devónicas foram, igualmente, estudadas algumas amostras do Câmbrico e do Carbónico, quando as sucessões escolhidas primeiramente, continham no seu enquadramento rochas sedimentares com fáceis propícias para amostragem.

Surgiu ainda, a possibilidade de estudar uma sondagem localizada na Zona de Ossa-Morena, na região mineira de Jongeis, na Bacia de Toca da Moura. A sondagem, composta por rochas de idade carbónica, veio a revelar dados novos e muito interessantes do ponto de vista estrutural e palinológico, com a identificação de associações de palinomorfos remobilizados desde o Câmbrico ao Carbónico. Conjuntamente com a análise das amostras da sondagem, analisaram-se algumas amostras recolhidas de exemplares de rochas pertencentes ao acervo do Museu Geológico do LNEG, em Lisboa, essenciais para uma melhor compreensão estrutural da bacia onde se depositaram estes sedimentos.

Esta dissertação apresenta-se organizada em dois volumes: o primeiro volume, constituído por sete capítulos e anexos, consiste na descrição do trabalho efetuado durante a tese; o segundo volume, organizado em dois capítulos, apresenta a componente da Palinologia e Sistemática, assim como, as estampas ilustrativas dos espécimes identificados.

No decorrer deste subcapítulo, procede-se à apresentação sucinta do conteúdo de cada um dos capítulos, presentes nos dois volumes deste trabalho:

Volume 1:

- No primeiro capítulo deste volume é descrita a importância deste estudo, assim como, a estrutura desta dissertação, incluindo os objetivos que guiaram o trabalho realizado.
- O segundo capítulo corresponde a uma síntese do conhecimento e enquadramento da geografia, estratigrafia, geologia e evolução geodinâmica das Zonas Centro-Ibérica e de Ossa-Morena, no contexto do Orógeno Varisco, com particular enfoque nas sucessões estratigráficas escolhidas para este estudo.
- O capítulo terceiro descreve os diversos procedimentos de campo, laboratoriais e de análise, utilizados de acordo com as metodologias escolhidas para o estudo a realizar.
- No quarto capítulo apresentam-se e discutem-se todos os resultados obtidos ao nível da temática da palinostratigrafia. Sendo, igualmente, abordadas as províncias paleogeográficas e as correlações estabelecidas entre as associações de palinóforos.
- O quinto capítulo, para além de conter uma breve revisão do conhecimento acerca da temática dos isótopos estáveis de carbono, essencial para a compreensão dos dados obtidos nesta investigação, também apresenta a análise dos resultados adquiridos através da aplicação desta metodologia.
- No sexto capítulo, tal como no anterior, inicia-se com uma breve revisão do conhecimento sobre os indicadores utilizados para o conhecimento da história térmica das regiões estudadas. Abrangendo os conteúdos que abarcam a maturação da matéria orgânica, com ênfase na medição do poder refletor, a revisão dos conteúdos teóricos continua com uma síntese sobre a utilização de indicadores inorgânicos, neste caso, através da aplicação da técnica da cristalinidade da ilite. Por último, são apresentados e discutidos os resultados obtidos.
- No último capítulo, sétimo capítulo, são elaboradas as considerações finais relativas às conclusões do estudo realizado. É concretizada uma reflexão crítica sobre todo o trabalho e sobre os contributos que este estudo forneceu, quer para a formação profissional e pessoal da

autora, quer para as áreas de investigação por ele abrangidas. Por fim, são apresentadas algumas propostas para a realização de estudos futuros.

Volume 2:

- O primeiro capítulo do segundo volume começa por descrever, de forma muito sucinta, a evolução e os aspetos morfológicos gerais e de classificação dos grupos de palinomorfos fósseis estudados. Por último, apresenta a descrição sistemática dos espécimes identificados ao longo do trabalho desenvolvido.
- No segundo capítulo encontram-se ilustrados, através de fotografias, os espécimes observados e identificados neste estudo.

1.2. Relevância da Investigação

A Geologia é uma ciência cuja importância para a sociedade humana é, hoje em dia, inegável. O conhecimento da complexidade inerente aos sistemas naturais que existem no planeta, principalmente tendo em conta a sua integração na escala temporal e espacial, torna a construção do conhecimento geológico uma tarefa complexa, em que a transdisciplinaridade e a interdisciplinaridade se apresentam como componentes essenciais.

Para a concretização deste projeto recorreu-se à utilização de três metodologias distintas: Palinostratigrafia, Geoquímica de Isótopos Estáveis de Carbono e Maturação da Matéria Orgânica. Metodologias, estas, que permitem fazer uma análise integrada dos resultados tendo em conta o estudo de uma mesma variável, a matéria orgânica (MO) presente nas rochas. A matéria orgânica é um constituinte quase sempre presente em sedimentos e rochas sedimentares e a sua caracterização revela-se extremamente importante quer do ponto de vista biológico, quer do ponto de vista ambiental e geológico (Fernandes, 2000; Suarez-Ruiz *et al.*, 2012). Nesta investigação procurou-se caracterizar a MO de três formas distintas, de forma a rentabilizar as técnicas utilizadas, permitindo extrair o máximo de informação possível dos resultados obtidos por qualquer uma das metodologias aplicadas.

1) Palinostratigrafia:

A Palinologia é uma área científica relativamente recente, cujo objeto de estudo corresponde aos grupos de microrganismos, fósseis ou contemporâneos, de paredes orgânicas quimicamente resistentes. Este conceito abrangente compreende, não só, o estudo de esporos e pólenes mas, também, o estudo de acritarcas, algas verdes, quitinozoários, dinoflagelados (quistos), fungos, foraminíferos (forro interno) e escolecodontes (Jansonius e McGregor,

1996; Armstrong e Brasier, 2005; Traverse, 2007; Brown, 2008). Nesta área científica, para além da concretização de estudos evolutivos e taxonómicos, é também possível retirar informações e estabelecer correlações de ordem estratigráfica, paleoambiental, paleoecológica, paleoclimática e paleogeográfica (Jansonius e McGregor, 1996; Armstrong e Brasier, 2005; Traverse, 2007; Brown, 2008).

A aplicação desta área científica à Geologia, nomeadamente no âmbito da Estratigrafia - Palinostratigrafia, permite o estudo de sucessões sedimentares antigas. Por sua vez, a interdisciplinaridade que se observa entre estas duas áreas pode ter aplicações de diversas ordens. A datação de sedimentos e a sua correlação a grandes distâncias, o apoio na elaboração de cartas geológicas e de modelos estruturais, tectónicos e geodinâmicos, permite que esta área científica seja uma mais-valia para a Estratigrafia e para as reconstituições paleogeográficas (Jansonius e McGregor, 1996; Armstrong e Brasier, 2005; Traverse, 2007). Do ponto de vista económico, a Palinostratigrafia tornou-se uma ferramenta muito importante na pesquisa e prospeção de recursos naturais, nomeadamente, na pesquisa de jazigos minerais (*e.g.* jazigos de sulfuretos maciços da Faixa Piritosa, Portugal) (*e.g.* Oliveira *et al.*, 2013a; 2013c; Matos, *et al.*, 2011; Pereira *et al.*, 2012) e de hidrocarbonetos (gás natural e petróleo) (Brown, 2008; Borges, 2012).

2) Geoquímica de Isótopos Estáveis de Carbono:

Colocando, uma vez mais, a ênfase na matéria orgânica que se encontra incorporada nos sedimentos e rochas, torna-se importante abordar a sua integração nos ciclos biogeoquímicos da matéria. O ciclo biogeoquímico do Carbono é um dos mais importantes e complexos, no qual a matéria orgânica tem um papel muito importante. A incorporação e transformação da matéria orgânica ao longo das diversas etapas desse ciclo pode alterar o equilíbrio que se observa entre os diversos reservatórios de Carbono. Essas alterações podem ser quantificadas permitindo estabelecer correlações, por exemplo, ao longo do tempo geológico (Berner, 2004; Jacobson, *et al.*, 2006; Mendonça Filho *et al.*, 2012). O estudo do Ciclo do Carbono tornou-se muito importante nas últimas décadas, com a problemática relacionada com as alterações climáticas. Nesta investigação, tendo como objetivo o estudo dos isótopos estáveis de Carbono em rochas paleozoicas, verificar a existência, ou não, de alterações ambientais e climáticas que tenham existido há milhões de anos, permite aumentar o conhecimento científico nesta área, fornecendo mais informações sobre o passado da Terra, ao comparar os mecanismos que atuaram no passado, com aqueles que caracterizam os processos atuais. Com esta abordagem podemos compreender melhor o funcionamento do ciclo do carbono, assim

como, as causas e consequências que podem advir de desequilíbrios no seu funcionamento, algumas das quais, com consequências importantes para o Homem.

3) Maturação da Matéria Orgânica:

Outra metodologia possível de aplicar no estudo da matéria orgânica corresponde à avaliação do seu grau de maturação. Neste caso, a composição química e o arranjo físico da matéria orgânica que se encontra incorporada numa rocha sedimentar modifica-se ao longo do tempo, refletindo essencialmente, a temperatura máxima que a afetou (McCormack, 1998; Fernandes, 2000; Mendonça Filho *et al.*, 2012).

Por meio da aplicação de técnicas que permitem avaliar o grau de maturação de uma rocha, através da análise das transformações físico-químicas que a matéria orgânica sofre com o aumento da temperatura, diversas informações podem ser retiradas, nomeadamente, informações que auxiliam no conhecimento da história térmica de uma região e, avaliação do potencial de uma rocha para a geração de hidrocarbonetos (McCormack, 1998; Fernandes, 2000).

A medição do poder refletor da matéria orgânica foi o indicador utilizado nas amostras estudadas, por forma a avaliar o grau de maturação das amostras, tendo sido feitas medições em resíduos orgânicos provenientes de rochas sedimentares de idades ordovícicas, silúricas, devónicas e carbónicas. Por forma a controlar os dados obtidos pelo poder refletor, as amostras foram testadas por um outro indicador independente de maturação, neste caso, um indicador inorgânico – Grau de Cristalinidade da Ilite.

A aplicação destas três metodologias é reconhecida a nível global (*e.g.* Pereira *et al.*, 2006a; McCormack *et al.*, 2007; Le Hérisse *et al.*, 2009; Servais *et al.*, 2009; Al-Ameri, 2010; Borges, 2012; Borges *et al.*, 2011; 2012; Fernandes, 2012). No entanto, ao fazer-se uma pesquisa bibliográfica sobre os trabalhos desenvolvidos em Portugal nestas áreas de investigação, para rochas sedimentares do Ordovícico ao Devónico, das Zonas Centro-Ibérica e de Ossa-Morena, verifica-se uma escassez de estudos que esta investigação pretende ajudar a colmatar.

No subcapítulo seguinte são estabelecidos os objetivos propostos para este trabalho, que se relacionam com a aplicação das metodologias acima referidas.

1.3. Objetivos do Estudo

Os objetivos definidos para este projeto de investigação resultaram da necessidade de preencher lacunas que existiam quer ao nível da palinostratigrafia de acritarcas, algas prasinófitas, esporos trilete e criptosporos, quer ao nível de estudos de maturação e de geoquímica de isótopos estáveis, de sucessões estratigráficas do Paleozoico inferior da ZCI e da ZOM.

Por forma a poder concretizar-se o projeto de investigação elaborado, definiram-se os seguintes objetivos:

- Estabelecer a biostratigrafia de acritarcas, algas prasinófitas, criptosporos e esporos trilete para sucessões do intervalo de tempo compreendido entre o Ordovícico e o Devónico da Zona Centro-Ibérica e Zona de Ossa-Morena;
- Estabelecer correlações entre a biostratigrafia de acritarcas, algas prasinófitas, criptosporos e esporos trilete, e a biostratigrafia de outros grupos de microfósseis (*e.g.* graptólitos);
- Investigar as semelhanças e/ou diferenças que possam existir entre a biostratigrafia das associações de acritarcas, algas prasinófitas, criptosporos e esporos trilete presentes na ZCI e ZOM, e sugerir possíveis explicações para o observado;
- Estabelecer correlações entre as associações palinológicas identificadas neste estudo e, as associações conhecidas em sucessões de idade similar na Europa (*e.g.* Espanha);
- Melhorar o conhecimento da paleogeografia do Maciço Hespérico para os terrenos que se encontravam no bordo do Supercontinente Gondwana, desde o Câmbrico até ao Devónico;
- Construir perfis quimiostratigráficos com base na análise de isótopos estáveis de carbono, para as sucessões estratigráficas mais representativas da ZCI e ZOM;
- Avaliar alterações nos perfis quimiostratigráficos durante a transição Ordovícico/Silúrico, com o intuito de identificar se a glaciação do final do Ordovícico ficou registada nos sedimentos e, caracterizar a sua assinatura quimiostratigráfica ao nível local.
- Identificar alterações nos perfis quimiostratigráficos durante o Silúrico, registando possíveis incursões positivas ou negativas nos perfis quimiostratigráficos ao nível local e, inferir sobre as suas possíveis causas;

- Investigar possíveis mudanças paleoambientais globais que possam ser identificadas através da análise dos resultados fornecidos pelos registos dos isótopos de carbono locais e, associações de palinomorfos estudadas;
- Avaliar a maturação das sucessões estratigráficas por meio de indicadores orgânicos de maturação (medição do poder refletor de partículas semelhantes a vitrinite) e indicadores inorgânicos (cristalinidade da Ilite);
- Inferir sobre a história térmica da ZCI e ZOM com base nos dados de maturação obtidos;
- Investigar a influência da maturação da matéria orgânica nos perfis quimiostratigráficos de isótopos de carbono, assim como, nos resultados palinológicos obtidos.

Capítulo 2

Enquadramento das áreas de estudo

2. Enquadramento das áreas de estudo

A síntese que se segue tem como objetivo proporcionar o adequado enquadramento das Zonas Centro-Ibérica (ZCI) e de Ossa-Morena (ZOM), assim como, das respectivas regiões sobre as quais incide o presente estudo.

Iniciando-se este capítulo com uma descrição geográfica sucinta, necessária para a localização das áreas estudadas procede-se, em seguida, a uma síntese do enquadramento geológico, cronostratigráfico e estratigráfico da ZCI e ZOM, à qual se segue a descrição da evolução geodinâmica que enquadra ambas as Zonas.

2.1. Enquadramento Geográfico

As regiões em estudo encontram-se localizadas no centro norte e centro sul de Portugal (fig. 2.1). Para uma melhor compreensão e, devido à sua dispersão geográfica, cada área será enquadrada separadamente.

- A região do Buçaco está localizada a cerca de 25 Km a nordeste da cidade de Coimbra, na antiga província da Beira Litoral. Abrange uma área que se estende do Buçaco até Penedo de Góis. A cobertura topográfica que abarca as secções estudadas nesta investigação encontra-se representada nas seguintes folhas da Carta Militar de Portugal à escala 1:25 000, do Instituto Geográfico do Exército: 219 (Mealhada); 231 (Penacova); 242 (Foz de Arouce – Lousã). Relativamente à Carta Corográfica de Portugal à escala 1:50 000, do Instituto Geográfico e Cadastral, a área em questão está representada na Carta 19B (Coimbra-Penacova) e, na Carta 19D (Coimbra-Lousã) (fig. 2.1).

- A região de Dornes localiza-se, aproximadamente, a 50 Km a sul-sudeste da cidade de Coimbra. Esta área faz parte de uma estrutura sinclinal que se estende desde Penela até próximo da localidade de Mação, na junção de três antigas províncias portuguesas: Beira Litoral, Beira Baixa e Ribatejo (Cooper, 1980). As secções estudadas nesta área encontram-se representadas na folha da Carta Militar de Portugal à escala 1:25 000, do Instituto Geográfico do Exército 288 (Cernache do Bom Jardim). Na Carta Corográfica de Portugal à escala 1:50 000, do Instituto Geográfico e Cadastral, a área estudada localiza-se na Carta 23D (Ferreira do Zêzere) (fig. 2.1).

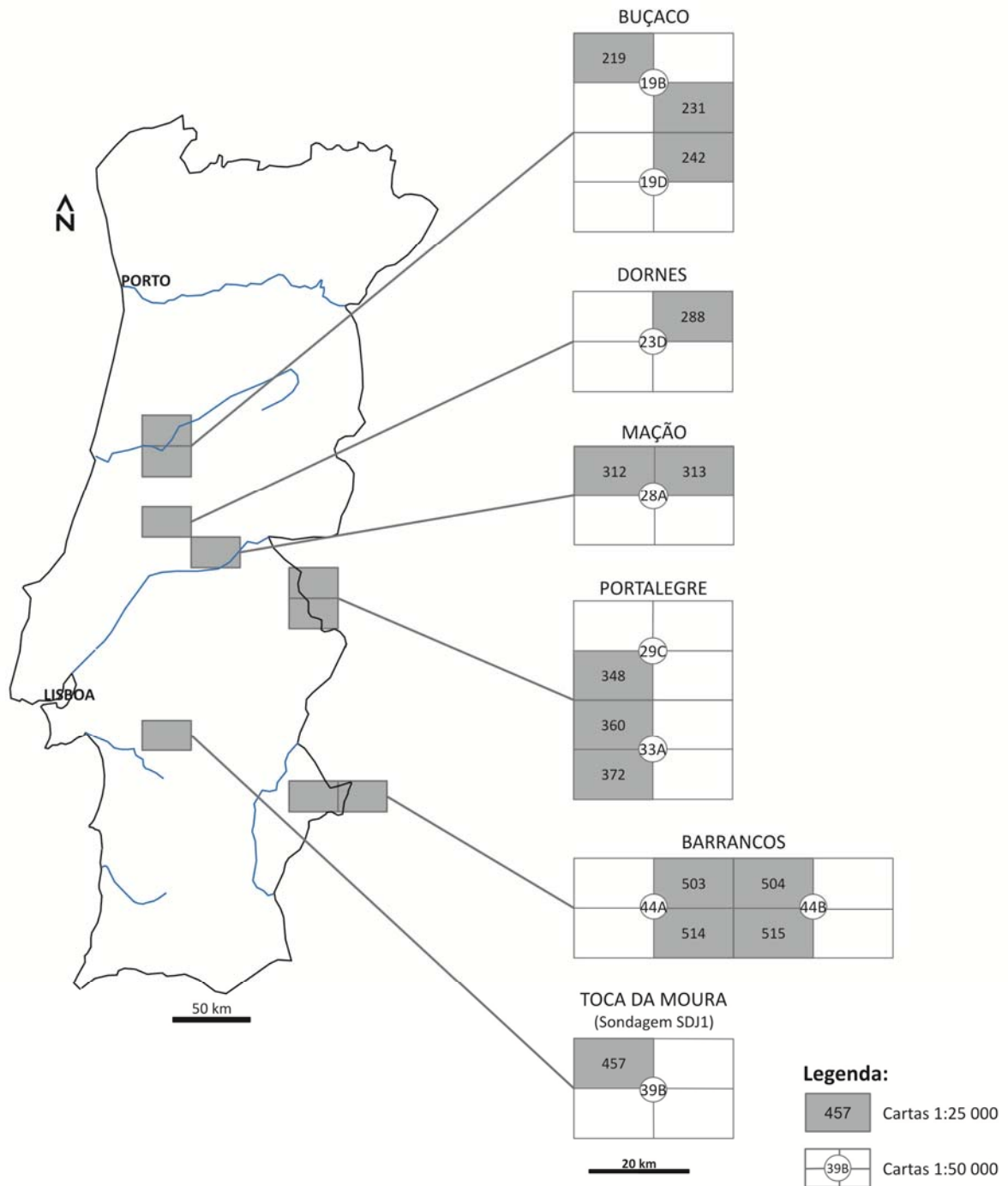


Figura 2.1. Enquadramento geográfico das regiões onde se realizaram os trabalhos apresentados neste estudo, com referência às folhas da Carta Militar de Portugal à escala 1:25 000 e, às respetivas Cartas Corográficas de Portugal à escala 1:50 000, onde se encontram integradas.

- A região de Mação está localizada na antiga província da Beira Baixa, 60 Km a este da cidade de Tomar. As secções estudadas encontram-se abrangidas pelas seguintes folhas da Carta Militar de Portugal à escala 1:25 000, do Instituto Geográfico do Exército: 312 (Amêndoa - Mação); 313 (Carvoeiro - Mação). Na Carta Corográfica de Portugal à escala

1:50 000, do Instituto Geográfico e Cadastral, a área estudada localiza-se na Carta 28A (Mação) (fig. 2.1).

- A região de Portalegre localiza-se na antiga província do Alto Alentejo. Nesta região, as secções estudadas estão representadas topograficamente nas folhas da Carta Militar de Portugal à escala 1:25 000, do Instituto Geográfico do Exército: 348 (Marvão); 360 (Alegrete - Portalegre) e 372 (Assumar - Monforte). Na Carta Corográfica de Portugal à escala 1:50 000, do Instituto Geográfico e Cadastral, a área de estudo localiza-se nas Cartas 29C (Marvão) e 33A (Assumar) (fig. 2.1).

- A região de Barrancos localiza-se no Baixo Alentejo, a cerca de 110 Km a sudoeste da cidade de Beja. As secções estudadas estão representadas nas seguintes folhas da Carta Militar de Portugal à escala 1:25 000, do Instituto Geográfico do Exército: 503 (Noudar - Barrancos); 504 (Barrancos - Norte); 514 (Santo Aleixo da Restauração - Moura); 515 (Barrancos - Sul). Na Carta Corográfica de Portugal à escala 1:50 000, do Instituto Geográfico e Cadastral, a área estudada localiza-se nas Cartas 44A (Amareleja) e 44B (Barrancos) (fig. 2.1).

- A sondagem SDJ1, objeto de estudo palinostratigráfico nesta investigação, localiza-se na folha nº 457 (Casebres), da Carta Militar de Portugal à escala 1:25 000, do Instituto Geográfico do Exército e, na Carta 39B (Escoural), da Carta Corográfica de Portugal à escala 1:50 000, publicada pelo Instituto Geográfico e Cadastral. Segundo Oliveira e Matos (1991), a sondagem localiza-se nas seguintes coordenadas: N38⁰ 29' 57.489" W08⁰ 21' 23.927" (fig. 2.1).

2.2. Enquadramento Geológico

A geologia da Península Ibérica resulta de uma longa e complexa história geológica. Com efeito, a Península Ibérica é formada por rochas com diferentes idades que demonstram o testemunho da atuação de diversas orogenias como, por exemplo, a Orogenia Varisca (560-245 M.a.) (Pereira, 1988; Ribeiro, 2013a). O substrato da Península Ibérica é formado pelo maior fragmento contínuo do orógeno varisco ao nível europeu, pertencente ao Maciço Hespérico (Ribeiro *et al.*, 1979; Ribeiro, 2013a).

Ao longo do século passado foram vários os modelos propostos para o Maciço Hespérico, individualizado em diferentes zonas com características geológicas e paleogeográficas

específicas. São diversos os estudos recentes (*e.g.* Sá, 2005; Vaz, 2010; Meireles, 2011; Dias e Ribeiro, 2013) que fazem uma resenha histórica dos zonamentos que foram sendo sugeridos ao longo do tempo. A título de exemplo, podemos referir o modelo apresentado por Lotze, em 1945, que corresponde a um dos mais antigos, passando pelo modelo reunificador descrito por Julivert *et al.* (1974) ou, o modelo utilizado por Robardet (1976) e modificado, uns anos mais tarde, por Quesada (1991, 1992). O modelo mais recente, apresentado nos trabalhos de Ribeiro e Sanderson (1996), Vera (2004) e Ribeiro *et al.* (2007), encontra-se presente na bibliografia mais atual (Ribeiro *et al.*, 2010; Ribeiro, 2013b) e vai ser o modelo tido em conta neste estudo (fig. 2.2).

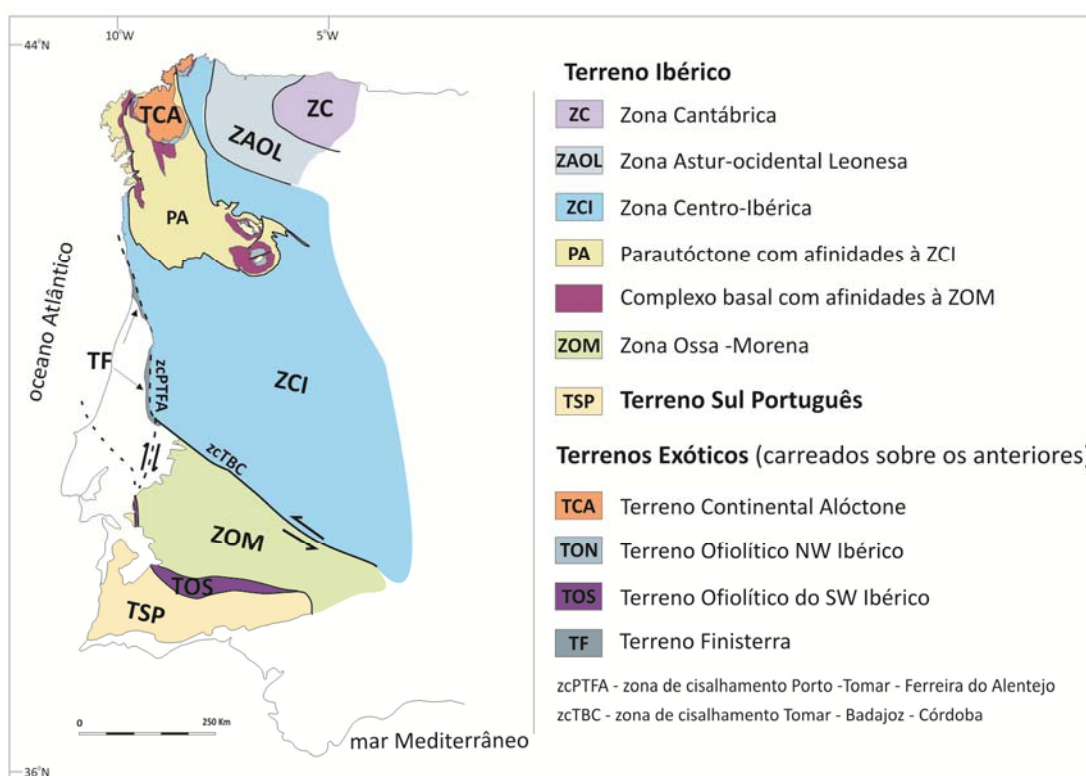


Figura 2.2. Modelo de Zonamento apresentado para o Maciço Hespérico, na Península Ibérica, segundo os trabalhos de Ribeiro e Sanderson (1996), Vera (2004) e Ribeiro *et al.* (2007) (Adapt. Meireles, 2011; Ribeiro, 2013b, p. 17).

Segundo Ribeiro (2013b), o zonamento do Orógeno Varisco da Península Ibérica apresenta-se definido segundo uma hierarquia em que, unidades geodinâmicas de primeira ordem, designadas por Terrenos (separados por suturas principais), abarcam unidades de segunda ordem, constituídas por Zonas, termo aplicado às unidades com evolução paleogeográfica diferenciada em direção transversal às estruturas principais e, diferenciação mínima, segundo uma direção longitudinal.

As áreas estudadas nesta investigação localizam-se nas Zonas Centro-Ibérica (ZCI) e de Ossa-Morena (ZOM), que estão compreendidas no Terreno Ibérico (fig. 2.2).

Estas duas zonas (ZCI, ZOM) individualizam-se com base em afinidades paleogeográficas, tectónicas e sedimentológicas, no entanto, de acordo com Dias e Ribeiro (2013), nem sempre se consegue chegar a consenso entre a comunidade científica, por exemplo, no que diz respeito aos limites das duas zonas referidas. Dias e Ribeiro (2013) apresentam as duas propostas que reúnem maior consenso para o limite norte da ZCI. O primeiro modelo, proposto por Julivert *et al.* (1974), indica o antifórma Olho-de-Sapo como unidade de contacto com a Zona Astur-Occidental Leonesa, enquanto Martínez Catalán, no seu trabalho de 1985, propõe que o limite Norte para esta zona seja a Falha de Viveros e, a sua continuação para sudeste.

O limite sul da ZCI no contacto com a ZOM é referido em diversos trabalhos, a exemplo, nos trabalhos elaborados por Ábalos (1992), Díez Balda e Vegas (1992), Martínez Catalán *et al.* (2004), Sá (2005), Dias e Ribeiro (2013), Ribeiro *et al.* (2013). Segundo estes autores, o contacto sul é formado pela Zona de Cisalhamento de Tomar-Badajoz-Córdoba (fig.2.2). Por sua vez, o limite sul da ZOM é assinalado pela ocorrência do Complexo Ofiolítico de Beja-Acebuches, que materializa a sutura Varisca entre a ZOM e o Terreno Sul Português (Pedro *et al.*, 2006; Meireles, 2011; Araújo *et al.*, 2013; Ribeiro *et al.*, 2013)

2.3. Enquadramento Cronostratigráfico

Neste subcapítulo descreve-se o enquadramento cronostratigráfico, essencial para a compreensão das escalas cronostratigráficas que se adotaram na realização deste trabalho. A necessidade da concretização deste subcapítulo, prende-se com o facto de muitos dos artigos mais antigos que se utilizaram neste estudo, empregarem escalas temporais diferentes, que foram evoluindo à medida que foi avançando o conhecimento geológico regional e global. Esta situação, embora ultrapassada, acabou por acarretar algumas dificuldades, por exemplo, na interpretação da distribuição temporal de alguns géneros e espécies, assim como, na representação de correlações ao nível das sequências estratigráficas estudadas.

As tabelas cronostratigráficas são instrumentos imprescindíveis em Geologia (Sá, 2003). Ao nível da Palinostratigrafia, estas tabelas são essenciais para a definição e representação de intervalos de distribuição estratigráfica de espécies, por exemplo.

Desde o século XIX, a evolução do conhecimento geológico levou a comunidade científica a exprimir a necessidade de estabelecer critérios uniformizadores que definissem, a nível

global, os eventos geológicos conhecidos. Com esse propósito, procurou elaborar-se uma tabela cronostratigráfica padrão, à escala global, sob a orientação da União Internacional das Ciências Geológicas e da Comissão Internacional de Estratigrafia (CIE) (Sá, 2003; Meireles e Marques, 2009).

Várias edições de tabelas cronostratigráficas foram apresentadas ao longo do tempo, tal como faz referência no seu trabalho Sá (2003). No início de 2013 foi apresentada, pela CIE, a mais recente Tabela Cronostratigráfica Internacional (Cohen *et al.*, 2013).

Em 2008, Bergström e colaboradores apresentaram, em representação da Subcomissão Internacional de Estratigrafia para o Ordovício, uma escala cronostratigráfica regional das províncias paleogeográficas reconhecidas para o Ordovício, correlacionada com a Escala Cronostratigráfica Internacional.

O Ordovício foi um período temporal marcado por um grande provincialismo em termos de fauna, o que condiciona o seu estudo ao nível mundial (Servais *et al.*, 2010). Esse provincialismo reflete-se nas sequências estratigráficas a nível global, tornando-se importante para o estabelecimento de correlações estratigráficas, paleogeográficas, paleoambientais e paleoecológicas (Servais *et al.*, 2010). Desta forma, sentiu-se a necessidade de estabelecer uma escala regional para as diversas províncias paleogeográficas reconhecidas para o Ordovício.

Tendo em conta a nova classificação cronostratigráfica regional para o Ordovício, o território português, conjuntamente com o Norte de África, a Europa Central e Mediterrânica, o Próximo e o Médio Oriente, insere-se na antiga margem continental norte do continente Gondwana (Sá, 2005) a que corresponde, na escala regional, à paleoprovíncia Mediterrânica – Norte Gondwana (Bergström *et al.*, 2008) (tab. 2.1).

A classificação cronostratigráfica utilizada tradicionalmente em Portugal, corresponde à classificação cronostratigráfica regional britânica (Teixeira *et al.*, 1979, *in* Meireles e Marques, 2009). Segundo estes autores, só a partir de 1995 é que se começaram a publicar trabalhos com base na aplicação da Escala Mediterrânica - Norte Gondwana, para o Ordovício.

O presente trabalho apresenta referências bibliográficas atuais, onde já é utilizada a escala Mediterrânica - Norte Gondwana ou, a Escala Cronostratigráfica Internacional, no entanto, muitas das referências são anteriores a 1990, tendo sido utilizados em quase todos esses trabalhos a escala britânica. Por sua vez, os artigos mais antigos utilizam a escala britânica em vigor no ano em que foram escritos, o que muitas vezes torna difícil a sua transposição para a

escala britânica atual devido à constante evolução que se tem vindo a verificar e, que se traduz na apresentação de inúmeras escalas cronostratigráficas ao longo do século, algumas delas sem reunir consenso na comunidade científica, tal como é referido por Sá (2005).

Tabela 2.1. Escalas cronostratigráficas utilizadas para o Sistema Ordovícico. (Adapt. Comissão Internacional de Estratigrafia)

Escala Internacional			Escala Regional Mediterrânica e Norte Gondwana	
Sistema	Série	Andar	Andar	
Ordovícico	Superior	Himantiano	Kosoviano	
		Katiano	Kralodvoriano	
			Berouniano	Sup.
		Sandbiano		Méd.
			Médio	Darriwiliano
		Dobrotiviano		
	Dapingiano	Inf.		
		Oretaniano		Sup.
	Inferior			Arenigiano
		Tremadociano		
			Floiano	Méd.
		Tremadociano		Inf.

Neste trabalho optou-se, globalmente, pela utilização da Escala Cronostratigráfica Internacional, nomeadamente tendo em conta a tradução oficial portuguesa para essa mesma escala (Sá *et al.*, 2013). A única exceção consiste no Sistema Ordovícico, onde se faz referência à escala regional Mediterrânica – Norte Gondwana, com base nas informações dos trabalhos de biostratigrafia consultados.

No trabalho de Sá (2005: p.18), é feita uma correlação das diferentes escalas britânicas que foram surgindo ao longo do tempo. Tendo em conta os inúmeros artigos que empregam a escala britânica e que foram utilizados neste estudo, essa tabela serviu de base para a contextualização e correlação das escalas mais antigas com a escala britânica atualmente em

utilização (Fortey *et al.*, 1995, 2000), aceite pela Comissão Internacional de Estratigrafia (Gradstein *et al.*, 2012).

2.4. Enquadramento Estratigráfico e Geodinâmico

Neste subcapítulo irão ser descritas por Zonas, as sucessões estratigráficas gerais das áreas que foram objeto de estudo nesta investigação: Buçaco, Dornes, Mação e Portalegre, localizados na ZCI; Barrancos e Toca da Moura, localizadas na ZOM. Por último, será realizada uma contextualização da evolução geodinâmica da ZCI e ZOM durante o Paleozoico.

A descrição estratigráfica das sucessões é acompanhada por duas tabelas esquemáticas de apoio, tabela 2.2 e 2.3, onde se apresenta a correlação estratigráfica das sequências ordovícicas, silúricas e devónicas das regiões estudadas na ZCI e ZOM, com referência à escala cronostratigráfica internacional e, à escala regional Mediterrânica - Norte-Gondwana.

2.4.1. Zona Centro-Ibérica

No bordo sul da ZCI, especificamente nas regiões estudadas neste trabalho – Buçaco, Dornes, Mação e Portalegre (fig. 2.3), o registo sedimentar iniciou-se pela deposição de uma sequência constituída por alternâncias de metagrauvaques e xistos, de ordem quilométrica, pertencente ao Complexo Xisto-Grauváquico (CXG) (Carrington da Costa, 1950), também conhecido como Super Grupo Dúrico - Beirão (Silva *et al.*, 1988). Este encontra-se dividido em dois grandes grupos litostratigráficos, Grupo do Douro (Sousa, 1982) e Grupo das Beiras (Silva *et al.*, 1988), sendo que as sucessões estudadas neste trabalho se incluem neste último Grupo. Vários estudos realizados em Portugal permitiram datar os sedimentos do Super Grupo Dúrico - Beirão do Neoproterozóico superior ao Câmbrico, com base em macrofauna e microfósseis. Em Portugal, no Grupo do Douro (Formação da Desejosa), trilobites mal preservadas foram datadas do Câmbrico (Rebelo e Romano, 1986). Já nos sedimentos do Grupo das Beiras (Formação de Carril das Travessas), foram identificadas cianobactérias do Ediacariano superior (Sequeira, 2011).

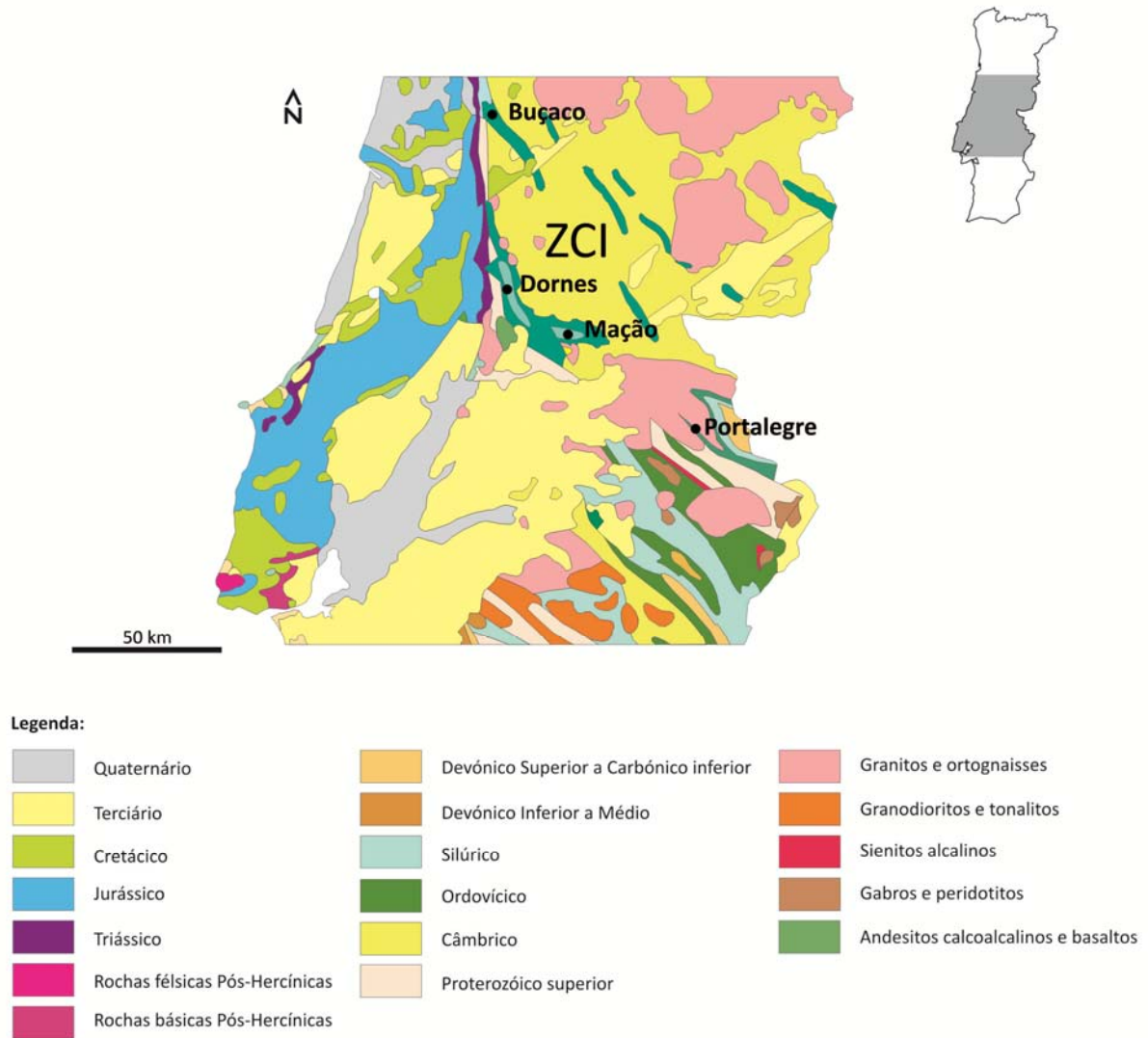


Figura 2.3. Mapa Geológico simplificado de Portugal, com a localização das regiões de estudo da ZCI (Adapt. Oliveira *et al.*, 2007a).

2.4.1.1. Região do Buçaco

A sucessão estratigráfica paleozoica da região do Buçaco foi definida, ao longo do século passado, por vários autores dos quais se destacam os trabalhos de Mitchell (1974); Henry *et al.* (1974) e Young (1985, 1988).

Tendo em conta a cartografia geológica, Nery Delgado, no seu trabalho de 1908, publicou uma parte da cartografia do sinclinal e, uns anos mais tarde, Carrington da Costa (1950) apresentou a cartografia geológica de todo o sinclinal, que hoje em dia ainda é utilizada (*e.g.* Sequeira e Piçarra, 2012). Atualmente, a cartografia geológica mais recente encontra-se publicada na Folha 19D (Coimbra – Lousã), da Carta Geológica de Portugal à escala 1:50 000 (Soares *et al.*, 2007) e, em preparação encontra-se a Folha 19B (Coimbra - Penacova) (Sequeira *et al.*, *in prep.*).

A base da sucessão estratigráfica pós-câmbrica do Buçaco corresponde à Formação Sarnelha (Henry *et al.*, 1974), que assenta em discordância estratigráfica sobre as litologias do Grupo das Beiras. É constituída por um conglomerado de base ao qual se sobrepõem xistos gresosos, quartzitos e grés cor vermelho violáceo, que são indicadores da existência de contributo vulcano-sedimentar aquando da deposição dos sedimentos (Henry *et al.*, 1974 *in* Sá, 2005). A inexistência de dados biostratigráficos nesta unidade não permite estabelecer a sua datação precisa, no entanto, como do ponto de vista estratigráfico se encontra imediatamente abaixo da Formação do Quartzito Armoricano, datada do Arenigiano (*e.g.* Delgado, 1908; Romano, 1982) e, por correlação lateral com os sedimentos do “Complexo Xisto-Arenítico de Urra” (Portalegre), a esta unidade pode ser atribuída uma idade generalizada do Câmbrico superior ao Ordovícico Inferior (Vaz, 2010) (tab. 2.2).

A Formação do Quartzito Armoricano é constituída por bancadas quartzíticas com conglomerados na base, que passam para o topo a alternâncias de bancadas finas de quartzitos e metapelitos (Henry *et al.*, 1974; Soares *et al.*, 2007). A presença de icnofósseis nesta unidade (Delgado, 1908; Romano, 1982) permite datá-la do Arenigiano (Soares *et al.*, 2007).

Na sequência sedimentar seguiu-se a deposição dos sedimentos da Formação Brejo Fundeiro, pertencente ao Grupo de Cávemes. O Grupo de Cávemes (Young 1985, 1988) compreende, da base para o topo, as seguintes formações: Brejo Fundeiro, Monte da Sombadeira, Fonte da Horta, Cabril e Carregueira (tab. 2.2).

Passando à descrição das unidades, a Formação Brejo Fundeiro (Cooper, 1980) é constituída por finas bancadas de pelitos e siltitos escuros (Soares *et al.*, 2007), sendo uma unidade rica em macrofósseis (*e.g.* graptólitos, braquiópodes) (Delgado, 1908; Mitchell, 1974; Brenchley *et al.*, 1986), permitindo datá-la do Oretaniano inferior a Dobrotiviano inferior (Soares *et al.*, 2007; Vaz, 2010). Estratigraficamente a topo encontram-se os sedimentos que constituem a Formação Monte da Sombadeira (Cooper, 1980), composta por quartzitos, arenitos e siltitos arenosos (Cooper, 1980; Soares *et al.*, 2007). Apesar do seu fraco conteúdo fossilífero (Cooper, 1980), a esta unidade é atribuída uma provável idade de Dobrotiviano inferior segundo a escala cronostratigráfica regional (Sá, 2005; Soares *et al.*, 2007).

Os sedimentos da Formação Fonte da Horta (Young, 1985, 1988) depositaram-se em concordância estratigráfica com a formação anterior. Esta unidade é formada por pelitos com raras intercalações de arenitos (Young 1985, 1988; Soares *et al.*, 2007). Rica do ponto de vista paleontológico, apresentando fósseis de bivalves, ostracodos, trilobites, braquiópodes, entre outros (Delgado, 1908; Mitchell, 1974; Vannier e Schallreuter, 1983; Paris, 1981;

Young, 1985, 1988), esta unidade foi considerada da transição do Dobrotiviano inferior a superior. Estratigraficamente a topo seguiu-se a deposição dos sedimentos da Formação Cabril, definida por Young (1985, 1988).

Tabela 2.2. Correlação estratigráfica das sequências ordovícicas, silúricas e devónicas das regiões estudadas na ZCI, com referência à escala cronostratigráfica internacional e à escala regional Mediterrânica - Norte-Gondwana (Adapt. Cooper e Romano, 1982; Young, 1988; Oliveira *et al.*, 1992a, 2000; Romão, 2000; Sá, 2005; Piçarra *et al.*, 1999b; Piçarra e Oliveira, 2002; Piçarra, 2003; Piçarra, 2007; Gouvernec *et al.*, 2008; Piçarra e Romão 2011; Sequeira e Piçarra, 2012; Piçarra (coord.), em exec.).

Unidades Cronostratigráficas				Unidades Litostratigráficas												
Escala Cronostratigráfica Internacional			Escala Regional Mediterrânica e Norte Gondwana	Buçaco (S)	Buçaco (N)	Dornes	Mação	Portalegre								
Sistema	Série	Andar	Andar													
Devónico	Inferior	Emsiano					Fm. Bando dos Santos	Fm. Porto de Espada								
		Pragianio						Fm. Dornes	Fm. São Mamede							
		Lochkoviano						Fm. Serra da Luação	Fm. Reveladas							
Silúrico	Pridoli	Ludfordiano						Fm. Sazes	Fm. Sazes	Fm. Foz da Sertã	Fm. Aboboreira	Fm. Serra Mendreira				
		Gorstiano										Fm. Vale do Serrão	Fm. Castelo			
	Wenlock	Homeriano										Fm. Vale da Urso	Fm. Vale da Urso	Fm. Vale da Urso	Fm. Vale da Urso	Fm. Portagem
		Sheinwoodiano														Fm. Vale da Urso
Llandovery	Telychiano	Fm. Casal Carvalhal						Fm. Casal Carvalhal	Fm. Casal Carvalhal	Fm. Casal Carvalhal	Fm. Casal Carvalhal	Fm. Casal Carvalhal				
	Aeroniano											Fm. Ribeira da Lage	Fm. Ribeira da Lage	Fm. Ribeira da Lage		
Ordovícico	Superior	Himantiano						Kosoviano	Fm. Casal Carvalhal	Fm. Porto de Sta Ana	Fm. Ferradosa	Fm. Ribeira da Lage	Fm. Casal Carvalhal			
		Katiano	Kralodvoriano	Fm. Ribeira Cimeira	Fm. Louredo	Fm. Louredo	Fm. Cabeço do Peão		Fm. Cabeço do Peão							
		Sandbiano		Berouniano	Sup.	Fm. Carregueira	Fm. Carregueira	Fm. Carregueira	Fm. Cabeço do Peão	Fm. Cabeço do Peão						
			Méd.		Fm. Carregueira	Fm. Carregueira	Fm. Carregueira	Fm. Cabeço do Peão	Fm. Cabeço do Peão							
			Inf.	Fm. Carregueira	Fm. Carregueira	Fm. Carregueira	Fm. Cabeço do Peão	Fm. Cabeço do Peão								
	Médio	Dobrotiviano	Sup.	Fm. Cabril	Fm. Cabril	Fm. Cabril	Fm. Cabril	Fm. Cabril	"Xistos de Mt. Ribeira do Milho"							
			Inf.	Fm. Fonte da Horta	Fm. Fonte da Horta	Fm. Fonte da Horta	Fm. Fonte da Horta	Fm. Fonte da Horta	Fm. Fonte da Horta							
		Oretaniano	Dobrotiviano	Sup.	Fm. Mt. Sombadeira	Fm. Mt. Sombadeira	Fm. Mt. Sombadeira	Fm. Mt. Sombadeira	Fm. Mt. Sombadeira	Fm. Mt. Sombadeira						
				Inf.	Fm. Brejo Fundeiro	Fm. Brejo Fundeiro	Fm. Brejo Fundeiro	Fm. Brejo Fundeiro	Fm. Brejo Fundeiro	Fm. Brejo Fundeiro						
				?	Fm. Brejo Fundeiro	Fm. Brejo Fundeiro	Fm. Brejo Fundeiro	Fm. Brejo Fundeiro	Fm. Brejo Fundeiro	Fm. Brejo Fundeiro						
Dapingiano	Arenigiano	Sup.	Fm. Quartzito Armoricano	Fm. Quartzito Armoricano	Fm. Serra do Brejo	Fm. Quartzito Armoricano	Fm. Quartzito Armoricano	Fm. Quartzito Armoricano								
Floiano		Méd.	Fm. Quartzito Armoricano	Fm. Quartzito Armoricano	Fm. Serra do Brejo	Fm. Quartzito Armoricano	Fm. Quartzito Armoricano	Fm. Quartzito Armoricano								
Inferior	Tremadociano	Tremadociano	Sup.	Fm. Sarnelha	Fm. Sarnelha	Fm. Sarnelha	Fm. Sarnelha	Fm. Sarnelha	"Complexo Xisto-Arenítico de Urra"							
			Inf.	Fm. Sarnelha	Fm. Sarnelha	Fm. Sarnelha	Fm. Sarnelha	Fm. Sarnelha	Fm. Sarnelha	Fm. Sarnelha						
Câmbrico	Furongiano	Andar 10						Fm. Pedreira do Ameal								
		Jiangshaniiano						Grupo Vale do Grou	Fm. Vale dos Massos	"Complexo Xisto-Arenítico de Urra"						
		Paibiano						Fm. Rb ^a do Ameal	Fm. Rb ^a do Ameal	Fm. Rb ^a do Ameal	Fm. Rb ^a do Ameal					

Nota: As linhas tracejadas correspondem a descontinuidades.

A Formação Cabril é constituída por dois conjuntos de bancadas areníticas e siltíticas, intercaladas por níveis escuros de pelitos e, marcadas a topo por bancadas conglomeráticas fosfatadas (Soares *et al.*, 2007). Nesta formação, tanto os níveis pelíticos como os conglomeráticos possuem trilobites, graptólitos e bivalves tendo sido atribuída a idade de Dobrotiviano superior à unidade (Young, 1985, 1988).

Segue-se estratigraficamente a Formação Carregueira (Young, 1985, 1988). Esta formação, na base e a topo, encontra-se em descontinuidade estratigráfica com a Formação Cabril e Louredo, respetivamente (Young, 1985, 1988). Apresenta pelitos negros com nódulos piritosos, contendo braquiópodes, trilobites e graptólitos que indicam uma idade de Berouniano inferior (= Caradoc médio a superior, segundo a escala britânica) (Soares *et al.*, 2007).

A Formação Louredo (Mitchell, 1974) é a única constituinte do Grupo da Sanguinheira, definido por Young (1985, 1988). Formada por bancadas de arenitos finos, intercaladas por níveis bastante espessos de argilitos escuros, apresenta na base um nível rico em ferro oolítico, designado por Camada de Favaçal (Mitchell, 1974; Young, 1985, 1988). Estima-se que esta unidade tenha uma idade compreendida entre a base do Berouniano médio e a parte inferior do Berouniano superior (= Caradoc médio a superior, segundo a escala britânica), sendo que, ao conteúdo microfossilífero da Camada de Favaçal é atribuída a idade de Berouniano inferior (= Caradoc inferior, segundo a escala britânica) (Henry e Thadeu, 1971; Henry *et al.*, 1976; Paris, 1979, 1981; Young, 1985; Romão *et al.*, 1995).

Em descontinuidade sobre os sedimentos da Formação Louredo depositaram-se os sedimentos pertencentes ao Grupo da Venda Nova (Young, 1985, 1988), constituído pela Formação Porto de Santa Ana (Young, 1985, 1988) e, pela Formação Ferradosa (Young, 1985, 1988). A Formação Porto de Santa Ana é composta por tufos e tufitos básicos, basaltos com *pillow-lavas*, intrusões doleríticas e, na sua base, possui arenitos com um horizonte de ferro oolítico, rico em macrofauna (Thadeu, 1947; Mitchell, 1974; Henry *et al.*, 1976; Young, 1985, 1988) e microfauna (Elaoud-Debbaj, 1978; Paris, 1979, 1981). Esta formação possui uma idade compreendida entre o Berouniano superior e o Kralodvoriano e, passa lateralmente aos calcários e dolomitos kralodvorianos da Formação da Ferradosa (parte Norte do sinclinal), onde foi identificada macrofauna constituída por braquiópodes, briozoários e equinodermes (Young, 1985, 1988) e, microfauna com conodontes da Biozona *Amorphognatus ordovicicus* (Sarmiento *et al.*, 2001).

Em continuidade com os sedimentos da Formação Porto de Santa Ana, na parte sul do sinclinal depositaram-se os sedimentos pertencentes ao Grupo do Rio Ceira (Young, 1985,

1988) constituído na região do Buçaco, pelas Formações Ribeira do Braçal (Young, 1985, 1988) e, Ribeira Cimeira (Young, 1985, 1988). A Formação Ribeira do Braçal consiste numa alternância de argilitos e siltitos tornando-se mais grosseira para o topo da unidade (Young, 1985, 1988; Sá, 2005). Foram recuperados dados paleontológicos (crinóides, ostracodes, braquiópodes) que permitiram datá-la do limite Kralodvoriano/Kosoviano (limite Katiano/Hirnantiano, segundo a Escala Cronostratigráfica Global) (Young, 1985, 1988). Já a Formação Ribeira Cimeira, cujos sedimentos assentam em discordância sobre os sedimentos da Formação Ribeira do Braçal, é constituída por uma sequência positiva de areias conglomeráticas, arenitos e siltitos, sendo que as primeiras incluem clastos derivados do Grupo da Venda Nova (Formações Porto de Santa Ana e Ferradosa) (Young, 1985, 1988; Soares *et al.*, 2007). A posição estratigráfica desta unidade permite atribuir-lhe uma idade do Kosoviano, visto esta formação não conter fósseis que a permitam datar (Young, 1985, 1988; Sá, 2005; Sá, *et al.*, 2005; Soares *et al.*, 2007).

Segue-se estratigraficamente a Formação Casal Carvalhal (Young, 1985, 1988), constituída por siltitos areníticos, com clastos de arenitos, argilitos, calcários e de ferro oolítico, marcando a transição para o Silúrico (Young, 1985, 1988; Sá, 2005; Sá, *et al.*, 2005, Soares *et al.*, 2007). Segundo Sá (2005), esta unidade pode ser datada do Kosoviano. Paris (1981) faz referência à existência de quitinozoários nesta formação, embora os interprete como sendo retrabalhados.

Mais recentes na sequência são os sedimentos da Formação Vale da Ursa, que se depositaram a topo da Formação Casal Carvalhal. Esta formação foi definida por Young (1985,1988) e, apresentada para o setor norte do sinclinal do Buçaco no trabalho de Sequeira e Piçarra (2012). Segundo estes autores a unidade é formada por quartzitos brancos micáceos, sendo-lhe atribuída uma idade de Silúrico inferior.

A sequência silúrica da região do Buçaco, estratigraficamente a topo, é constituída pela Formação de Sazes, denominada informalmente por Paris (1981), encontra-se oficializada por Soares *et al.* (2007). Segundo Sequeira e Piçarra (2012) esta unidade é constituída por pelitos negros carbonosos, micáceos, que passam a níveis finos de pelitos cinzentos intercalados com quartzitos escuros. Esta unidade aparenta ter uma idade compreendida entre o Telychiano e o Ludfordiano, com base em graptólitos e esporos (Piçarra e Sequeira, 2010; Lopes *et al.*, 2010; Sequeira e Piçarra, 2012). Já Paris (1981), com recurso ao estudo de quitinozoários, indica que o topo da unidade poderá chegar à base do Pridoli.

A sequência paleozoica do Buçaco termina com a deposição, em descontinuidade, dos sedimentos das unidades do Carbónico, numa bacia sedimentar continental. Na sequência

carbónica é possível individualizar três unidades (Unidade Inferior, Unidade Intermédia e Unidade Superior), sendo indicada para a bacia uma idade de Pennsylvânico Superior (Gzheliano inferior), podendo atingir a base do Pérmico (Valle Aguado *et al.*, 2013). Esta parte da sequência não foi alvo de estudo nesta investigação, logo a descrição não é mais aprofundada.

2.4.1.2. Região de Dornes

A sequência estratigráfica pós-câmbrica representada na região de Dornes foi inicialmente definida por Cooper (1980), sendo revista e complementada nos trabalhos de Young (1985, 1988). Atualmente são utilizadas as mesmas designações para as unidades e membros definidos por estes autores, sendo que neste trabalho apenas serão descritas as formações e, não os membros definidos para esta sequência.

A sequência sedimentar pós-câmbrica inicia-se com a deposição, em discordância angular sobre os sedimentos do Grupo das Beiras, dos sedimentos que constituem a Formação Serra do Brejo (Cooper e Romano, 1982), correlacionável lateralmente com a Formação Quartzito Armoricano, da região do Buçaco. Segundo estes autores, os sedimentos de base desta formação correspondem a níveis conglomeráticos intercalados com quartzitos, que passam a arcoses e bancadas finas de pelitos, a topo. A presença de abundantes icnofósseis e graptólitos permitiram datar esta unidade do Arenigiano (Cooper e Romano, 1982).

Segue-se estratigraficamente o Grupo de Cávemes (Young 1985, 1988), referido anteriormente aquando da descrição da sequência estratigráfica da região do Buçaco. Em ambas as regiões verifica-se a existência de correlação estratigráfica, litológica e cronológica entre as unidades pertencentes ao Grupo de Cávemes possuindo, inclusive, a mesma designação (tab. 2.2). Desta forma, apenas se irá proceder à enumeração das respetivas unidades. O Grupo de Cávemes, da base para o topo, é formado pela Formação Brejo Fundeiro e Monte da Sombadeira, ambas definidas por Cooper (1980) nesta região, às quais se seguem as formações Fonte da Horta, Cabril e Carregueira, todas definidas por Young (1985, 1988) na região do Buçaco. Ao Grupo de Cávemes, com base no conteúdo fossilífero abundante identificado nesta região, é atribuída uma idade compreendida entre o Oretaniano inferior (= Llanvirniano inferior, segundo a escala britânica) e o Berouniano inferior (= Caradoc inferior, segundo a escala britânica) (Delgado, 1908; Mitchell, 1974; Cooper, 1980).

A topo do Grupo de Cávemes depositaram-se os sedimentos da Formação Cabeço do Peão (Young, 1985, 1988), pertencente ao Grupo da Sanguinheira, a qual tem o seu equivalente lateral na Formação de Louredo, definida por Mitchell (1974) na região do Buçaco. Na região

de Dornes esta formação é menos espessa e, apresenta bancadas areníticas imaturas, e siltitos que se intercalam com argilitos bioturbados (Young, 1988). É igualmente caracterizada, por se encontrar em descontinuidade estratigráfica sobre a Formação Carregueira e, pela presença de um nível de ferro oolítico na sua base, que assume a mesma designação que na região do Buçaco - Camada de Favaçal (Young, 1988). O conteúdo fossilífero desta camada é similar ao do Buçaco sendo-lhe atribuída a mesma idade, Berouniano inferior (= Caradoc inferior, segundo a escala britânica) (Young, 1988; Romão *et al.*, 1995). Quanto ao resto da unidade, com base em macrofauna (*e.g.* braquiópodes, trilobites), é-lhe atribuída a idade geral de Berouniano (= Caradoc) (Young, 1985; Romão *et al.*, 1995).

Estratigraficamente a topo da Formação Cabeço do Peão depositaram-se, em descontinuidade, os sedimentos da Formação Ribeira da Lage (Young, 1985, 1988), única unidade pertencente ao Grupo do Rio Ceira, nesta região. Esta formação é uma sequência regressiva constituída por argilitos micáceos, que passam a silto-arenitos bioturbados e arenitos maciços (Young, 1988). A parte basal desta unidade, segundo Young (1988), pode ser correlacionada, em parte, com a Formação Ribeira do Braçal, da região do Buçaco, já a topo, esta unidade pode ser equivalente lateral da Formação Ribeira Cimeira (Buçaco). Esta unidade foi datada do Kosoviano com base em braquiópodes (Young, 1985, 1988) e, por correlação com a biostratigrafia definida para a região do Buçaco (Vaz, 2010).

Na sequência desta região segue-se estratigraficamente, a Formação Casal Carvalhal. Definida por Young (1985, 1988) nesta região, corresponde à formação com o mesmo nome, no Buçaco. É caracterizada por apresentar siltitos areníticos com clastos de argilitos, arenitos, calcários e ferro oolítico. Estas litologias foram interpretadas como sendo diamictitos caracterizando-se por ser uma unidade essencialmente pouco fossilífera (Sá *et al.*, 2005).

A mais completa sequência silúrica do sudoeste da ZCI está representada nesta região (Piçarra, 2007). Do ponto de vista estratigráfico, esta sequência iniciou-se com a deposição dos sedimentos da Formação Vale da Ursa (Young 1985, 1988), sobre os sedimentos da Formação Casal Carvalhal (tab. 2.2). A Formação Vale da Ursa foi definida nesta região, é constituída por quartzitos, arenitos micáceos, quartzitos negros piritosos, que passam a arenitos negros laminados e bioturbados, a topo (Young 1985, 1988; Oliveira *et al.*, 1992a; Vaz, 2010). Níveis superiores desta formação forneceram graptólitos que indicam idade de Llandovery inferior (Rhuddaniano) (Young, 1988; Piçarra, 2003; Sá, 2005; Sá *et al.*, 2005).

Em continuidade estratigráfica com os sedimentos da Formação Vale da Ursa depositaram-se, da base para o topo, xistos grafitosos, que passam a xistos laminados com algumas intercalações de níveis areníticos (Young, 1988; Oliveira *et al.*, 1992a), da Formação Foz da

Sertã, definida oficialmente por Young (1985, 1988), na região de Dornes. Esta formação contém, essencialmente, graptólitos que indicam uma idade compreendida entre o Llandovery superior (Telychiano) e o Homeriano superior (Wenlock superior), com base na identificação de graptólitos da Biozona de *Colonograptus ludensis* (Cooper, 1980; Piçarra, 2003; 2007). Segundo Oliveira *et al.* (1992a), esta formação tem características litológicas similares que permite correlacioná-la com a Formação Sazes, na região do Buçaco.

Os sedimentos da Formação Vale do Serrão (Cooper, 1980) depositaram-se a topo da Formação Foz da Sertã. Esta é uma unidade constituída por quartzitos escuros, laminados, que apresentam finas intercalações de pelitos, que diminuem de frequência para o topo da sucessão (Oliveira *et al.*, 2000). Na base desta formação identificou-se a espécie de graptólito *Saetograptus fritschi linearis* do Ludfordiano (Ludlow superior) (Piçarra, 2007), enquanto mais para o topo são indicados como estando presentes acritarcas, quitinozoários e esporos do Ludlow superior e do Pridoli (Cooper, 1980). A passagem da Formação Vale do Serrão para a Formação Serra Mendreira (Cooper, 1980) é estratigraficamente contínua, e esta unidade é constituída por quartzitos de grão médio a fino, maciços, com raras intercalações de bancadas de arenitos escuros de grão fino. Toda a unidade apresenta bioturbação, embora seja muito pouco fossilífera. Foram identificados alguns icnofósseis e palinomorfos, no entanto, não se conseguiu fornecer uma idade precisa (Oliveira *et al.*, 2000).

Em continuidade na sequência depositaram-se os sedimentos da Formação Serra da Luação (Cooper, 1980). Esta unidade é constituída por intercalações de arenitos, quartzitos, siltitos e xistos, observando-se estruturas sedimentares nos níveis areníticos (estratificação entrecruzada do tipo *hummocky, ripple marks*, figuras de carga) (Cooper, 1980; Oliveira *et al.*, 2000; Gourvenec *et al.*, 2008). Por toda a formação é visível bioturbação, sendo uma unidade rica do ponto de vista paleontológico. Apresenta braquiópodes, briozoários, gastrópodes, crinóides e palinomorfos (quitinozoários, acritarcas, esporos e criptosporos). Nesta formação os palinomorfos forneceram associações de espécimenes que permitiram datar a unidade do Pridoli ao Lochkoviano inferior (Biozona de esporos MN, de Streele *et al.*, 1987; Steemans, 1989), sendo confirmada com a identificação de braquiópodes (Gourvenec *et al.*, 2008).

A topo da sequência estratigráfica paleozoica desta região encontra-se a Formação de Dornes (Cooper, 1980). Os sedimentos desta formação depositaram-se em conformidade com a unidade anterior (Formação Serra da Luação), sendo constituídos por intercalações de calcários, quartzitos, arenitos e argilitos (Oliveira *et al.*, 2000; Gourvenec *et al.*, 2008), nos

quais foram encontradas faunas de braquiópodes e crinóides que permitiram datar a unidade do Pragiano (Devónico Inferior) (Oliveira *et al.*, 2000; Gourvennec *et al.*, 2008).

2.4.1.3. Região de Mação

A sequência sedimentar paleozoica da região de Mação foi revista recentemente por Romão (2000) e, corresponde à sequência descrita na folha 28A da Carta Geológica de Portugal à escala 1:50 000. O texto apresentado neste subcapítulo irá incluir as designações formais definidas nesse trabalho (Romão, 2000), sendo apenas realizada uma sucinta descrição dos grupos e das formações estabelecidas (tab. 2.2). Não será feita referência aos membros estratigráficos definidos, exceto quando se justifique.

Os sedimentos do Grupo Vale do Grou (Romão, 2000), que se encontram em discordância estratigráfica sobre os sedimentos do Grupo das Beiras, correspondem à base da sequência pós-câmbrica. Este grupo, da base para o topo, é constituído por uma sucessão detrítica que se inicia por possantes bancadas conglomerático-areníticas (Formação Ribeira do Ameal), que passam a bancadas areníticas intercaladas por níveis laminados de silto-arenitos e arenitos finos (Formação Vale dos Massos). Termina, a topo, com bancadas de arenitos arcósicos, onde se verificam intercalações por níveis de siltitos e pelitos de cor cinzenta a negra (Formação Pedreira do Ameal) (Ribeiro *et al.*, 1991; Romão, 2000; Vaz, 2010). Limitado por discordâncias (Ribeiro *et al.*, 1991; Romão, 2000), a este grupo tem sido atribuída a idade de Tremadociano, embora este dado não esteja confirmado por dados biostratigráficos, apenas por correlações estratigráficas estabelecidas (Oliveira *et al.*, 1992a; Romão, 2000). Esta formação é correlacionável lateralmente, com a Formação Sarnelha, no Buçaco (Oliveira *et al.*, 1992a; Romão, 2000).

Na sequência segue-se estratigraficamente a Formação Quartzito Armoricano, que se correlaciona lateralmente com a formação com o mesmo nome na região do Buçaco e, com a Formação Serra do Brejo, em Dornes. Esta formação é constituída por conglomerados, arenitos arcósicos, arenitos, siltitos micáceos laminados, siltitos e, um nível de ferro muito alterado. Apresenta níveis bioturbados, bancadas amalgamadas e estratificação entrecruzada (Romão, 2000; Vaz, 2010). A presença de icnofósseis nesta unidade (Delgado, 1908; Romano, 1982; Romão, 2000) permite datá-la do Arenigiano.

A topo da Formação Quartzito Armoricano encontram-se depositados os sedimentos correspondentes ao Grupo de Cávemes (Young, 1985, 1988). Na sua base o grupo de Cávemes apresenta uma descontinuidade erosiva e tal como nas regiões anteriores (tab 2.2), é

constituído pela Formação Brejo Fundeiro (Cooper, 1980), correlacionável lateralmente com as formações homónimas nas regiões do Buçaco e Dornes. Esta formação apresenta, na sua base, um nível microconglomerático rico em lumachelas e braquiópodes e, a unidade continua para topo, com siltitos intercalados em arenitos finos, pelitos, pelitos negros e microconglomerados (Romão, 2000; Vaz, 2010). Nesta formação é possível observar-se bioturbação, oólitos de ferro e concentrações de minerais de ferro e fosfatos (Romão, 2000; Vaz, 2010). Os diferentes grupos fósseis presentes (artrópodes, braquiópodes, lamelibrânquios, celenterados, graptólitos e quitinozoários) permitiram datar a unidade do Oretaniano inferior a Dobrotiviano inferior (Delgado, 1908; Cooper, 1980; Romão, 2000; Vaz, 2010).

Em continuidade na sequência depositaram-se os sedimentos da Formação Monte da Sombadeira (Cooper, 1980), correlativa lateral das formações homónimas presentes na região do Buçaco e Dornes. Esta formação é constituída por arenitos laminados, intercalados por níveis pelíticos e siltíticos, com bancada quartzíticas a topo (Romão, 2000; Vaz, 2010). Nesta sequência é possível observarem-se estruturas sedimentares como, estratificação entrecruzada do tipo *hummocky*. A presença de trilobites, braquiópodes, moluscos e ostracodes, permitiu datar a unidade do Dobrotiviano inferior (Delgado, 1908; Cooper, 1980; Gutiérrez-Marco *et al.*, 1990; Romão, 2000; Vaz, 2010).

Os sedimentos da Formação Fonte da Horta (Young, 1985, 1988) depositaram-se em continuidade estratigráfica sobre a Formação Monte da Sombadeira. Correlacionável com as formações com o mesmo nome descritas para Dornes e Buçaco, esta formação é constituída por pelitos negros fossilíferos intercalados com siltitos e raros níveis de arenitos impuros e microconglomerados (Romão, 2000; Vaz, 2010). Corresponde a uma unidade abundante em fósseis, encontrando-se representados diversos grupos (*e.g.* braquiópodes, graptólitos, trilobites e quitinozoários) que permitiram datar a unidade da parte superior do Dobrotiviano inferior à parte inferior do Dobrotiviano superior (Cooper, 1980; Young, 1985, 1988; Gutiérrez-Marco *et al.*, 1995, Vaz, 2010).

Na sequência segue-se estratigraficamente a Formação Ribeira de Casalinho (Romão, 2000). Esta nova formação, definida por Romão (2000), pertence ao Grupo de Cávemes e resulta da junção das Formações Cabril e Carregueira, para esta região.

Romão (2000) estabeleceu dois membros nesta formação: Membro Cabril e Membro Carregueira que equivalem, respetivamente, às Formações Cabril e Carregueira presentes na região do Buçaco e de Dornes.

A Formação Ribeira do Casalinho é formada por níveis de arenitos impuros laminados, intercalados com siltitos micáceos e pelitos maciços ou laminados. As bancadas areníticas podem apresentar estratificação entrecruzada do tipo *hummocky*. Entre ambos os membros (Membro Cabril e Membro Carregueira) verifica-se a presença de um nível conglomerático com clastos de material frequentemente fosfatado e remobilizado, sendo que, a topo do Membro Cabril se observa a existência de uma superfície erosiva (Romão, 2000; Vaz, 2010). A Formação Ribeira do Casalinho é rica do ponto de vista fossilífero, tendo sido identificadas trilobites, moluscos, braquiópodes, ostracodes, briozoários, crinóides, icnofósseis e quitinozoários (Vaz, 2010). Com base neste conteúdo fóssil foi possível datar o Membro Cabril do Dobrotiviano superior (Romão, 2000) e, o Membro Carregueira do Dobrotiviano inferior ao Berouniano inferior (Romão *et al.*, 1995; Vaz, 2010).

Estratigraficamente a topo da Formação Ribeira do Casalinho depositaram-se os sedimentos da Formação Cabeço do Peão (Young, 1985, 1988), única unidade constituinte do Grupo da Sanguinheira (Young, 1985, 1988) e, correlativa lateral da Formação Louredo, na região do Buçaco, assim como, da formação com o mesmo nome na região de Dornes. Esta formação possui na base um nível de ferro oolítico (Camada do Favaçal), observado nas outras duas regiões, ao qual se sobrepõem pelitos micáceos e níveis silto-areníticos bioturbados com intercalações de arenitos, sendo que, para o topo se tornam mais ferruginosos (Romão, 2000; Vaz, 2010). A presença de trilobites, braquiópodes, briozoários, equinodermes e quitinozoários permitiram datar esta unidade do Berouniano (Delgado, 1908; Cooper, 1980; Romano, 1991; Romano e Henry, 1982; Young, 1985, 1988; Vaz, 2010).

Na sequência da região de Mação foi definido, a topo da Formação Cabeço do Peão, o Grupo do Rio Ceira (Young, 1985, 1988), composto pela Formação de Ribeira da Lage (Young, 1985, 1988), correlativa lateral da formação homónima presente na região de Dornes. Por sua vez, na região do Buçaco, a parte inferior desta formação correlaciona-se lateralmente com a Formação Ribeira do Braçal.

A Formação Ribeira da Lage, nesta região, é constituída por pelitos, níveis silto-areníticos bioturbados e bancadas areníticas com estratificação entrecruzada do tipo *hummocky*, terminando com arenitos maciços (Young, 1985, 1988; Romão, 2000). Essencialmente por correlação estratigráfica com o Buçaco e, devido ao escasso conteúdo fossilífero (braquiópodes), esta unidade foi datada do Kosoviano. No entanto, Vaz (2010) com recurso a quitinozários, conseguiu identificar a Biozona *Euconochitina tanvillensis* na base desta formação, o que indica uma idade de Berouniano superior. Este autor verifica, desta forma, a existência de uma possível continuidade cronostratigráfica entre a base desta formação e a

unidade subjacente, Formação Cabeço do Peão. Esta unidade pode ter, assim, uma idade compreendida entre o Berouniano superior e o Kralodvoriano (Vaz, 2010).

A Formação Casal Carvalhal (Young, 1985, 1988), correlacionável lateralmente com as formações homónimas na região do Buçaco e de Dornes, encontra-se a topo da Formação de Ribeira da Lage e, é constituída por pelitos maciços com fragmentos, com aspeto esferoidal, siltitos e arenitos, que a topo podem evidenciar *slumps* (Romão, 2000; Vaz, 2010). A idade desta unidade é atribuída com base em correlações estabelecidas com sequências similares a nível europeu, que permitiram datá-la do Kosoviano (Vaz, 2010).

Os sedimentos da Formação Vale da Ursa (Young, 1985, 1988) depositaram-se em sequência estratigráfica, sobre os sedimentos constituintes da Formação Casal Carvalhal. Esta unidade é formada por bancadas quartzíticas e níveis areníticos micáceos, seguidos de arenitos com nódulos de marcassite e arenitos negros laminados e bioturbados, a topo da sequência (Romão, 2000; Vaz, 2010). Correlaciona-se lateralmente com as formações com o mesmo nome, da região do Buçaco e de Dornes. Com base no seu conteúdo fossilífero (graptólitos), os níveis do topo da sucessão foram datados do Aeroniano (Llandovery médio) por Piçarra (2007), enquanto à base da sucessão é atribuída uma idade provável de Rhuddaniano (Llandovery inferior) (Young, 1985, 1988).

Estratigraficamente a topo na sequência encontra-se a Formação Aboboreira (Romão *et al.*, 1998; Romão, 2000) que, segundo Romão (2000), é correlativa lateral da parte inferior da Formação Foz da Sertã, no sinclinal de Dornes. Esta formação é constituída por pelitos negros grafitosos laminados, com a presença de um nível de ferro oolítico fosfatado a topo (Romão, 2000; Vaz, 2010). No entanto, a unidade apresenta braquiópodes, briozoários e graptólitos, sendo que, estes últimos permitiram a identificação de biozonas na base e a topo da formação, indicando uma idade compreendida entre o Aeroniano (Llandovery médio) e o Gorstiano médio (Ludlow inferior) para esta região (Piçarra, 2007), o que implica uma correlação não só com os níveis inferiores da Formação Foz da Sertã, como com quase toda a formação (tab. 2.2).

A topo da formação anterior depositaram-se os sedimentos constituintes da Formação Castelo (Romão *et al.*, 1998; Romão, 2000). Segundo Romão (2000), esta formação é correlacionável com a parte intermédia, da Formação Foz da Sertã, na região de Dornes. A unidade caracteriza-se por apresentar pelitos cinzentos a negros, níveis finos de siltitos micáceos, níveis lenticulares de calcarenitos e, bancadas areníticas (Romão, 2000; Vaz, 2010). Esta formação foi datada com recurso a quitinozoários (Vaz, 2010), tendo sido identificadas as biozonas *A. elongata* e *E. phillipi*, que permitiram obter uma idade

compreendida entre a parte superior do Gorstiano e a parte inferior do Ludfordiano (Ludlow superior) (Vaz *et al.*, 2010; Vaz, 2010). Mais uma vez, os novos dados biostratigráficos implicam uma correlação não com a parte intermédia, mas com os níveis superiores da Formação Foz da Sertã (tab. 2.2).

Os sedimentos da Formação Chão Lopes (Romão *et al.*, 1998; Romão, 2000) seguem-se estratigraficamente na sequência. Segundo Romão (2000), a formação correlaciona-se com os níveis superiores da Formação Foz da Sertã, em Dornes. Formada por pelitos escuros laminados, por vezes carbonosos, nesta unidade também se observam raras intercalações de siltitos muito finos e claros, assim como, pirite e nódulos fosfatados e argilo-siliciosos contendo fósseis (Romão, 2000; Vaz, 2010). Esta formação possui um abundante conteúdo fóssilífero, possuindo ortocones, gastrópodes, braquiópodes, ostracodes, heliolites, graptólitos e quitinozoários (Romão, 2000; Vaz, 2010). Os quitinozoários identificados por Vaz *et al.* (2010) e Vaz (2010) indicam uma idade de Pridoli para esta unidade, o que está de acordo com a idade estabelecida para o topo desta formação por Romão (2000). Ainda, nesse mesmo estudo (Vaz, 2010), é feita referência a uma comunicação oral realizada por Piçarra (2010), onde não se exclui a possibilidade de os níveis intermédios da unidade pertencerem ao Ludlow superior (datação com base em graptólitos). Desta forma e, tendo em conta os dados biostratigráficos apenas, a Formação Chão Lopes passa a correlacionar-se com a Formação Vale do Serrão (tab. 2.2).

A sequência paleozoica da região de Mação termina com a deposição, em descontinuidade, dos sedimentos pertencentes à Formação Bando dos Santos (Romão *et al.*, 1998; Romão, 2000). A unidade é constituída por pelitos e siltitos intercalados por bancadas areníticas, por vezes, bioturbadas (Romão, 2000; Vaz, 2010). Esta formação é rica em macrofauna (*e.g.* trilobite, braquiópodes, gastrópodes, briozoários, graptólitos) e icnofósseis, que permitiram datar a unidade com uma idade compreendida entre o Pridoli (Piçarra e Romão, 2011) e o Lochkoviano (Romão, 2000). Tendo em conta o recente trabalho de Piçarra e Romão (2011), precisa-se a base desta formação do Pridoli inferior (graptólito da Biozona de *Neocolonograptus parultimus*), o que poderá indicar a necessidade de se rever as correlações laterais existentes, nomeadamente, na região de Dornes. A necessidade de revisão das correlações laterais estende-se à sequência silúrica, principalmente tendo em conta os novos dados biostratigráficos que se têm vindo a publicar na última década, muitos dos quais, acima citados.

2.4.1.4. Região de Portalegre

A sequência sedimentar paleozoica pós-câmbrica do sinclinal de Portalegre, também conhecida como Serra de São Mamede, encontra-se a ser revista pelo Laboratório Nacional de Energia e Geologia (LNEG), no âmbito da futura edição da Folha 6, na escala 1:200 000. Segundo Oliveira *et al.* (1992a), a sequência ordovícica e silúrica pode apresentar algumas semelhanças com a sequência sedimentar de Mação, no entanto, não existe um estudo detalhado da sequência.

Sendo assim, a descrição efetuada neste capítulo baseia-se quer nos dados mais antigos da cartografia existente, quer nos dados dos trabalhos e estudos mais recentes, incluindo os que se encontram em curso (inf. oral, Piçarra, coord.). Por sua vez, as designações atribuídas às unidades aqui descritas não são, ainda, designações formais.

A sequência ordovícica está melhor exposta no flanco sul do sinclinal. No flanco norte o metamorfismo de contacto, derivado das intrusões ígneas mais a norte, impede a definição da estratigrafia ordovícica-silúrica (inf. oral, Piçarra, coord.).

O Complexo Xisto-Arenítico de Urra, informalmente definido por Gonçalves (1971), possui uma natureza detrítica, sendo constituído por uma secção inferior composta por sedimentos vulcanoclásticos, conglomerados e metassedimentos de natureza porfiróide que, passam a uma secção superior dominada por arcoses finas, seguida de alternância de bancadas de xistos e grauvaques (Gonçalves e Fernandes, 1973; Solá *et al.*, 2006). Nesta unidade é possível observar-se um contacto por discordância, na base e a topo, com os sedimentos do Grupo das Beiras e os sedimentos da Formação Quartzito Armoricano, respetivamente.

Este complexo foi correlacionado com o Complexo Xisto-Grauváquico (Gonçalves, 1971; Gonçalves *et al.*, 1978) com base em critérios litológicos e sedimentares. No entanto, recentemente, recorrendo a datações com base em zircões extraídos dos sedimentos vulcanoclásticos (Solá *et al.*, 2006), esta unidade foi datada do Câmbrico superior/Ordovícico Inferior. Segundo Vaz (2010), este intervalo de tempo está em concordância para as idades admitidas no Grupo Vale de Grou, em Mação e, para a Formação Sarnelha, no Buçaco, unidades com as quais apresenta características litológicas análogas, permitindo também a sua correlação litológica (tab. 2.2).

Em discordância sobre a formação anterior depositaram-se os sedimentos da Formação Quartzito Armoricano, formados por intercalações de quartzitos, com icnofósseis e, níveis conglomeráticos (Piçarra *et al.*, 1999b; Romão, 2000). Esta formação é datada do Arenigiano e correlaciona-se lateralmente, com as formações homónimas da região do Buçaco e Mação,

assim como, com a Formação Serra do Brejo no sinclinal de Dornes. A topo desta unidade ocorreu a deposição de uma série xistenta, com cerca de 100 m de espessura, constituída por pelitos e siltitos com clastos, que forneceram graptólitos que permitiram datar a unidade do Oretaniano (Perdigão, 1964-65; Piçarra *et al.*, 1999b; Romão, 2000). Esta formação, segundo Romão (2000) é correlacionável com a Formação Brejo Fundeiro, presente nas regiões do Buçaco, de Dornes e de Mação.

Na sequência sedimentar seguiu-se estratigraficamente, a sobreposição de bancadas de arenitos impuros com intercalações de siltitos escuros, numa espessura compreendida entre 10-20 m, que se correlaciona com a Formação Monte da Sombadeira (Romão, 2000), presente na sequência sedimentar das três regiões descritas anteriormente, para a qual é atribuída uma idade de Dobrotiviano inferior (Romão, 2000; Vaz, 2010).

A topo da unidade anterior observa-se uma sequência constituída por pelitos negros, com intercalações de siltitos, com cerca de 20-30m de espessura designados, em Romão (2000), por Xistos de Monte Ribeiro do Milho e, correlacionáveis com a Formação Fonte da Horta (regiões do Buçaco, Dornes e Mação), com a Formação Ribeira do Casalinho (Mação) e com as formações de Cabril e Carregueira, na região do Buçaco e de Dornes. Por correlação estratigráfica, a esta unidade pode ser atribuída uma idade compreendida entre o Dobrotiviano superior e o Berouniano inferior (Romão, 2000; Vaz, 2010) (tab. 2.2).

Sucedem-se, em sequência estratigráfica, bancadas lenticulares e bioturbadas de arenitos e pelitos, com cerca de 30-50 m de espessura, que se assemelham à Formação Cabeço do Peão na região de Mação e Dornes (Piçarra *et al.*, 1999b; Romão, 2000) e, Formação Louredo, no sinclinal do Buçaco. Por correlação lateral, a esta unidade pode ser atribuída uma idade de Berouniano. A topo desta sequência, no flanco Norte do sinclinal de Portalegre, depositaram-se cerca de 60 m de intercalações de níveis silto-pelíticos finos e de bancadas de arenitos (Piçarra *et al.*, 1999b; Romão, 2000). Na base desta sequência é possível observarem-se estruturas esferoidais que afetam os níveis mais finos. Esta unidade pode ser correlacionável com a Formação Casal Carvalhal nas regiões do Buçaco, Dornes e Mação, permitindo atribuir-lhe uma idade de Kosoviano (Piçarra *et al.*, 1999b; Romão, 2000). Já no flanco sul do sinclinal, segundo Romão (2000), esta sequência é constituída por bancadas de xistos e quartzitos impuros intercaladas, não sendo observadas estruturas esferoidais.

A sequência silúrica desta região iniciou-se com a deposição de aproximadamente 20-30 metros de quartzitos e arenitos micáceos escuros, ricos em pirite, onde é possível observarem-se estruturas sin-sedimentares (Piçarra *et al.*, 1999b; Romão, 2000; Piçarra, 2007). Esta unidade pode ser correlacionada com a Formação Vale da Ursa, presente na região de Dornes,

Buçaco e Mação. A presença de graptólitos mal preservados nesta unidade permitiu atribuir-lhe uma idade de Aeroniano (Llandovery médio) (Piçarra e Oliveira, 2002; Piçarra, 2007). Seguiu-se estratigraficamente, a deposição de xistos negros micáceos, com nódulos ricos em conteúdo fossilífero, numa espessura de cerca de 23,4 m, cujos graptólitos recuperados permitiram obter uma idade compreendida entre o Sheinwoodiano (Wenlock inferior) e o Homeriano basal (Wenlock superior) (Piçarra e Oliveira, 2002; Piçarra, 2003; Piçarra, 2007). Esta sequência apresenta correlação com a Formação Aboboreira, na região de Mação e com a parte inferior da Formação Foz da Sertã, na região de Dornes (Romão, 2000; Piçarra, 2003; Piçarra, 2007; Vaz, 2010).

A topo dos níveis anteriores depositou-se uma barra quartzítica com cerca de 5 m, a qual Romão (2000), correlaciona lateralmente com a Formação Castelo, no sinclinal de Mação. Em sequência estratigráfica, a topo da barra quartzítica depositou-se um conjunto de cerca de 30 m de pelitos laminados com nódulos, designados por Romão (2000), “Xistos com Nódulos da Portagem”, que segundo este autor apresentam similitudes com a litologia da Formação Chão Lopes, em Mação. Sobre estes sedimentos depositaram-se, no flanco Norte do sinclinal, um conjunto de barras quartzíticas de cor clara, sendo que, no flanco sul esta unidade está representada por intercalações de níveis siltíticos e pelíticos, que passam para topo, a arenitos e quartzitos de cor clara (Romão, 2000). Segundo Romão (2000), ao fazer referência ao trabalho de Piçarra *et al.* (1999b), a esta unidade é dada a designação informal de “Xistos e Quartzitos”, que aparenta ser equivalente de parte da Formação Bando dos Santos, do sinclinal de Mação. Por sua vez, na região de Portalegre o trabalho de Piçarra (2003) estabelece a correlação da sequência sedimentar silúrica a partir do Wenlock inferior, com a sequência de Dornes, fazendo corresponder a possante sequência silto-pelítica, com arenitos a topo, com as Formações Vale Serrão, Serra Mendeira e Serra de Luação. Nesse trabalho faz-se referência ao facto do membro mais superior desta sequência poder pertencer ao Devónico basal.

A passagem Silúrico-Devónico nesta região ainda não se encontra bem estabelecida, sendo necessária a realização de mais estudos estratigráficos e de formalização das unidades (Piçarra *et al.*, 1999b; Piçarra e Oliveira, 2002; Piçarra 2007).

Outros trabalhos abordam a sequência sedimentar da região de Portalegre. Na Carta Geológica de Portugal à escala 1:500 000 (Oliveira *et al.*, 1992b), a sequência atribuída ao Devónico Inferior, constituída por xistos, arenitos e calcários, toma a designação informal de Formação S. Mamede. Por último, na sequência paleozoica sedimentar desta região é feita referência pela primeira vez, na Carta Geológica de Portugal à escala 1:1 000 000 (LNEG,

2010), à existência de afloramentos do Carbónico inferior com base em datações palinostratigráficas (Zélia Pereira, dados não publicados). Por sua vez, no lado espanhol desta região a existência de afloramentos do Carbónico já era conhecida, tal como se pode verificar no trabalho de González *et al.* (2007).

Na proposta de legenda da Folha 6 da Carta Geológica de Portugal à escala 1: 200 000 (Piçarra, coord., em prep.), são apresentadas novas designações para as unidades do Silúrico, Devónico (tab. 2.2) e Carbónico, como resultado dos trabalhos estratigráficos e paleontológicos mais recentes.

2.4.2. Zona de Ossa-Morena

2.4.2.1. Região de Barrancos

A sequência sedimentar paleozoica da região de Barrancos, localizada na Zona de Ossa-Morena, irá ser descrita enquanto pertencente ao setor de Estremoz-Barrancos, segundo o conceito de setor apresentado por Oliveira *et al.* (1991) (fig. 2.4). O registo sedimentar mais antigo do setor Estremoz-Barrancos iniciou-se com a deposição dos sedimentos constituintes da Formação de Ossa (Carvalhosa *et al.*, 1987) (tab. 2.3). Esta espessa formação apresenta uma sequência micácea de xistos cinzentos e psamitos esverdeados, que para topo e lateralmente (noroeste de Barrancos) passa a uma sequência constituída por grauvaques (Oliveira *et al.*, 1991; Araújo *et al.*, 2013). Nesta formação também é possível observar-se a presença de rochas vulcânicas básicas nos níveis inferiores (“vulcanitos de Santo Aleixo da Restauração”) (Oliveira *et al.*, 1991; Piçarra, 2000; Araújo *et al.*, 2013). A inexistência de conteúdo fossilífero nesta formação, neste setor, não permite determinar a sua idade com base em dados biostratigráficos. Apenas por correlação estratigráfica com a Formação Barrancos, suprajacente e, por correlação litológica e estrutural com a Formação Fatuquedo (Setor de Alter do Chão-Elvas), é possível atribuir uma idade a esta unidade (Oliveira *et al.*, 1991; Piçarra, 2000). A Formação Ossa, segundo dados fornecidos por acritarcas em unidades correlacionáveis na região de Encinasola, apresenta a idade de Câmbrico Médio (Mette, 1989; Robardet *et al.*, 1998).

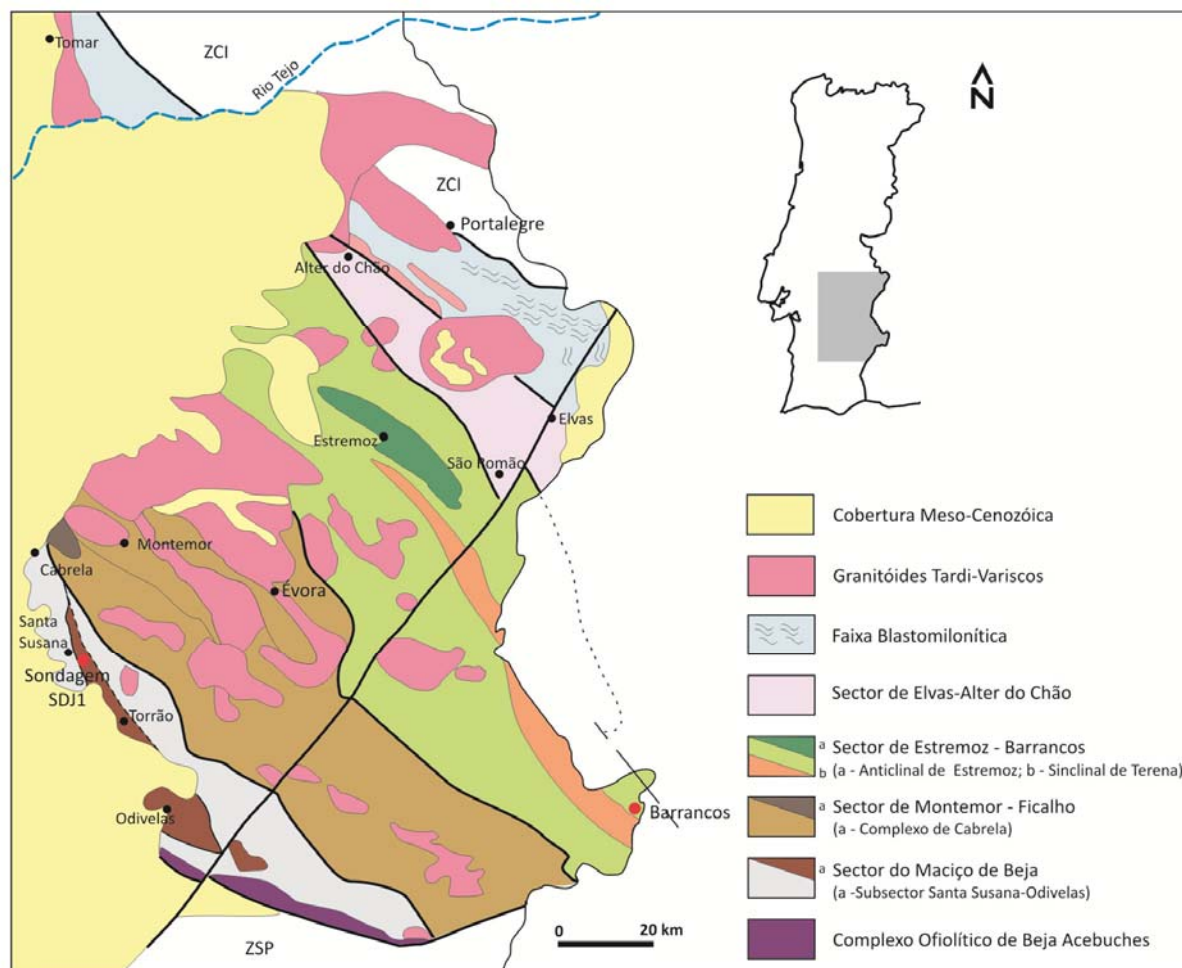


Figura 2.4. Principais sectores da Zona de Ossa-Morena, com localização da vila de Barrancos e da Sondagem SDJ1, no Complexo Vulcano-Sedimentar de Toca da Moura (círculo vermelho) (Adapt. Oliveira *et al.*, 1991; 2007b).

Estratigraficamente a topo, na sequência estratigráfica, encontra-se a Formação Barrancos (Perdigão *et al.*, 1982) (tab. 2.3). Formada por xistos laminados cinzentos, esverdeados e roxos que passam, para o topo, a xistos e psamitos bioturbados (Oliveira *et al.*, 1991, 1992a; Piçarra, 2000; Araújo *et al.*, 2013), observa-se na base desta unidade, no flanco ocidental do sinclinal de Terena, litologias que revelam a existência de um complexo vulcânico - Complexo Vulcânico de São Marcos do Campo, essencialmente formado por rochas máficas, com passagens de vulcanitos mais ácidos, a que se associam xistos, do tipo “borra de vinho” (Oliveira *et al.*, 1991, 1992a; Piçarra, 2000; Araújo *et al.*, 2013). Primeiramente, a Formação Barrancos apresentava uma grande variedade litológica, evidenciada já por Delgado (1910). Esta variação motivou a sua separação posterior em duas unidades distintas, a Formação Barrancos e a Formação Xistos com *Phyllodocites* (Oliveira, 1992).

Tabela 2.3. Correlação estratigráfica das sequências paleozoicas das regiões estudadas na ZOM, com referência à escala cronostatigráfica internacional e à escala regional Mediterrânica - Norte-Gondwana (Adapt. Oliveira *et al.*, 1991; 1992a; Araújo *et al.*, 2013).

Unidades Cronostratigráficas				Unidades Litostratigráficas								
Escala Cronostratigráfica Internacional			Escala Regional Mediterrânica e Norte Gondwana	Setor de Estremoz-Barrancos		Toca da Moura (Sondagem SDJ1)						
Sistema	Série	Andar	Andar									
Carbonífero	Pennsylvânico	Superior	Gzheliano									
			Kasimoviano									
		Médio	Moscoviano									
	Mississippico	Inferior	Bashkiriano									
		Superior	Serpukhoviano									
		Médio	Viseano									
	Inferior	Tournaisiano								Complexo Vulcano-Sedimentar ?		
Devónico	Superior		Famenniano									
			Frasniano									
	Médio		Givetiano									
			Eifeliano									
	Inferior		Emsiano									
			Pragiano									
			Lochkoviano									
	Silúrico	Pridoli										
		Ludlow		Ludfordiano								
			Gorstiano									
Wenlock			Homeriano									
			Sheinwoodiano									
Llandovery			Telychiano									
			Aeroniano									
			Rhuddaniano									
Ordovício		Superior		Hirnantiano				Kosoviano			Fm. de Colorada	
			Katiano	Kralodvoriano						?		
				Berouniano	Sup.							
					Méd.							
					Inf.							
				Dobrotiviano	Sup.							
				Inf.								
			Oretaniano	Sup.								
	Médio		Darriwiliano	Inf.			?					
			Dapingiano	Arenigiano	Sup.							
					Méd.							
	Inferior		Floiano		Inf.			Fm. Xistos <i>Phyllocites</i>				
		Tremadociano	Tremadociano	Sup.								
				Inf.								
Câmbrico	Furongiano		Andar 10				Fm. Barrancos					
			Jiangshaniano									
			Paibiano									
	Série 3		Guzhangiano					?				
			Drumiano					Fm. Ossa (em parte)				
			Andar 5									

Nota: As linhas tracejadas correspondem a descontinuidades.

A Formação Barrancos apresenta icnofósseis (Delgado, 1908) e, restos de esponjas inclassificáveis (Rigby *et al.*, 1997), o que se torna insuficiente para atribuir uma idade a esta formação, com base em dados biostratigráficos. No entanto, do ponto de vista estratigráfico é-lhe atribuída uma idade anterior ao Arenigiano, visto ser subjacente à Formação Xistos com *Phyllodocites*, a qual se encontra datada com base num abundante conteúdo fossilífero (Oliveira *et al.*, 1991; Piçarra, 2000; Araújo *et al.*, 2013) (tab. 2.3).

A Formação Xistos com *Phyllodocites* é constituída por xistos cinzento-escuros e psamitos esverdeados e arroxeados, finamente laminados, que para o topo se tornam mais arenosos (Oliveira, 1992; Piçarra, 2000). Esta unidade é reconhecida pela sua abundância em icnofósseis, no entanto, também foram identificados graptólitos e acritarcas que permitiram datar a formação do Arenigiano ao Oretaniano inferior (Gutiérrez-Marco, 1982; Cunha e Vanguetaine, 1988; Borges *et al.*, 2008; Piçarra *et al.*, 2011; Lopes *et al.*, 2012). A topo da Formação Xistos com *Phyllodocites* depositaram-se os sedimentos da Formação Colorada (Delgado, 1908, *in* Araújo *et al.*, 2013). Esta unidade é constituída por um conjunto de natureza psamítico-quartzítica (Oliveira *et al.*, 1991; Piçarra, 2000). Apresenta níveis conglomeráticos pouco espessos, grauvacóides e quartzitos com diversas estruturas sedimentares e icnofósseis (embora a maioria inclassificáveis) na região de Barrancos, sendo também nesta região onde é mais espessa ($\approx 200\text{m}$).

No flanco ocidental do sinclinal de Terena, a Formação Colorada possui uma espessura muito menor ($\approx 30\text{m}$) (Oliveira *et al.*, 1991; 1992a; Piçarra, 2000; Araújo *et al.*, 2013). Tendo sido confirmada uma idade do Silúrico inferior para o topo da unidade, com base em graptólitos (Piçarra *et al.*, 1995), não existem dados cronológicos que confirmem a idade de base, pensando-se que possa atingir o Ordovícico superior. Segundo Piçarra (2012), entre esta unidade e a Formação Xistos com *Phyllodocites*, poderá haver uma lacuna estratigráfica, visto não existir registo de sedimentos do Ordovícico médio. Araújo *et al.* (2013) refere que, devido à inexistência de dados cronostratigráficos, não é possível tirar conclusões sobre a natureza do limite inferior desta formação (tab. 2.3).

A Formação Xistos com Nódulos (Delgado, 1908) segue-se estratigraficamente à Formação Colorada. Na base desta formação observa-se uma predominância de liditos a que se sucedem xistos negros carbonosos, localmente com nódulos siliciosos (Araújo *et al.*, 2013). Diversos trabalhos de ordem paleontológica (Araújo *et al.*, 2013) foram realizados nesta unidade, devido ao elevado conteúdo fossilífero aí presente (*e.g.* braquiópodes, crinóides, graptólitos). Com base em dados biostratigráficos a esta formação foi atribuída uma idade compreendida entre o Rhuddaniano (Llandovery inferior) (Piçarra *et al.*, 1995; Piçarra, 2000;

Piçarra, 2003) e o Ludfordiano basal (Ludlow) (Rigby *et al.*, 1997; Piçarra, 2000). Um nível de cor amarela com cerca de 12 cm de espessura, presente nesta formação, marca o Evento *Lundgreni* de extinção de graptólitos, que ocorre no Wenlock (Gutiérrez-Marco *et al.*, 1996; Robardet e Gutiérrez-Marco, 2004).

A topo da Formação Xistos com Nódulos depositou-se, em continuidade estratigráfica, os sedimentos da Formação Xistos Raiados (Perdigão *et al.*, 1982), constituídos por alternâncias de xistos e psamitos cinzento escuros laminados, passando a bancadas de quartzitos finos e clastos de liditos, originários da Formação Xistos com Nódulos, o que indica a existência de escorregamentos gravitacionais contemporâneos da sedimentação (Piçarra *et al.*, 1998b). Com base em graptólitos e esporos foi atribuída, para esta formação, uma idade compreendida entre o Ludfordiano (Piçarra *et al.*, 1998a,b) e o Pragiano - Emsiano (Pereira *et al.*, 1998; 1999).

Durante o Devónico, neste setor também se depositaram os sedimentos da Formação Monte das Russianas (Perdigão *et al.*, 1982), sendo contemporâneos de parte da deposição dos sedimentos da Formação Xistos Raiados (correlação entre os níveis médios e o topo da formação). Muito semelhante à Formação Xistos Raiados, sendo por vezes difícil a sua separação, a Formação Monte das Russianas diferencia-se desta pela presença de calcarenitos. A Formação Monte das Russianas possui características de sedimentação detrítica fina, apresentando intercalações de xistos cinzentos escuros, psamitos e calcarenitos finos (Perdigão *et al.*, 1982, Piçarra, 2000; Piçarra, 2012). Esta unidade, rica em macrofauna (*e.g.* braquiópodes, trilobites, crinóides) e microfósseis, forneceu idades compreendidas entre o Pragiano e o Emsiano inferior (Perdigão 1972-73; Pereira *et al.*, 1998, 1999; Le Menn *et al.*, 2002).

Contemporaneamente às duas unidades acima descritas, depositaram-se os sedimentos da Formação de Terena, embora de forma não uniforme ao longo da bacia (tab. 2.3). Esta formação corresponde a uma sucessão turbidítica, genericamente constituída por xistos e grauvaques intercalados, sendo que, no seu interior se podem observar níveis conglomeráticos com clastos pertencentes à Formação Xistos com Nódulos, Xistos Raiados e Monte das Russianas (Oliveira *et al.*, 1991; Piçarra, 2000; Araújo *et al.*, 2013). A esta unidade é atribuída uma idade compreendida entre o Lochkoviano e o Emsiano, com base em graptólitos e esporos (Piçarra, 1997; 2000; Pereira *et al.*, 1998; 1999; Piçarra *et al.*, 1999a,b).

2.4.2.2. Bacia de Toca da Moura – Sondagem SDJ1

A área de estudo da sondagem SDJ1 localiza-se no bordo ocidental do Maciço de Beja, subsector de Santa Susana-Odivelas, tendo sido realizada na região mineira de Jongeis (fig.

2.4). O enquadramento estratigráfico deste subcapítulo irá incidir sobre as litologias e unidades que se observam na sondagem, neste caso, Complexo Vulcano-Sedimentar de Toca da Moura e Formação Santa Susana.

O Maciço de Beja integra uma associação de diversos conjuntos plutónicos (gabros, dioritos, granitóides) e dois complexos vulcano-sedimentares: o Complexo Vulcano-Sedimentar básico de Odivelas e o Complexo Vulcano-Sedimentar de Toca da Moura (Oliveira *et al.*, 1991).

Prolongando-se entre Santa Susana e Alfundão, o Complexo Vulcano-Sedimentar de Toca da Moura (Gonçalves, 1985) é constituído por níveis de siltitos, xistos argilosos, arenitos bioturbados e rochas carbonatadas que se intercalam com rochas vulcânicas e subvulcânicas (basaltos, andesitos, riólitos, rochas piroclásticas félsicas, diabases e microdioritos (Gonçalves, 1985; Santos *et al.*, 1987). Estudos palinológicos realizados na região, permitiram datar este complexo do Tournaisiano superior ao Viséano superior-médio (Cunha, T., *in* Andrade *et al.*, 1991; Pereira *et al.*, 2006b) (tab. 2.3).

Em discordância com esta sequência encontram-se os sedimentos continentais da Formação Santa Susana (Gonçalves e Carvalhosa, 1984). Esta formação inicia-se por níveis de conglomerados grosseiros e xistos cinzentos a negros, que passam a alternâncias de arenitos, siltitos escuros e xistos, com bancadas de carvão intercaladas (Gonçalves e Carvalhosa, 1984; Oliveira e Matos, 1991). Esta formação é muito rica do ponto de vista fossilífero, possuindo abundante macroflora e microflora que forneceu uma idade do Moscoviano superior ao Kasimoviano (Wagner e Sousa, 1983; Fernandes, 1998, 2001; Machado *et al.*, 2012).

2.4.3. Evolução Geodinâmica

A existência de um soco cratonizado estável durante o final do Neoproterozóico e o Câmbrio inferior promoveu a formação de amplas plataformas no Terreno Ibérico (Ribeiro, 2013b).

No bordo sul da Zona Centro-Ibérica, a passagem do Neoproterozóico para o Câmbrio foi marcada pela deposição, em descontinuidade, da sequência sedimentar do Super Grupo Dúrico-Beirão. Esta sequência reflete uma deposição em ambientes clásticos marinhos profundos devido à forte subsidência que a ZCI sofreu nessa altura (Ribeiro, 2013b), terminando com níveis sedimentares ricos em matéria orgânica, que poderão ser indicativos de uma deposição em ambientes mais superficiais, durante o Câmbrio médio (Romão, 2000).

Localizada a sudoeste da ZCI (coordenadas atuais), numa plataforma mais estável, na Zona de Ossa-Morena depositaram-se em discordância sobre os sedimentos proterozoicos, os sedimentos do Câmbrio inferior (Araújo, 2013). Os sedimentos do Câmbrio inferior da ZOM evidenciam uma tendência transgressiva, que culmina com a formação de uma extensa plataforma carbonatada em ambiente sub-tidal (Oliveira *et al.*, 1992a; Araújo, 2013). Durante o Câmbrio inferior, na ZOM ocorreram as primeiras fases do início do ciclo varisco, registadas pelo aparecimento de episódios vulcânicos de cariz toleítico bimodal (Mata e Munhá, 1990), indicativos de uma situação de *rifting* intracontinental (Araújo, 2013), em regime distensivo. No final do Câmbrio inferior o regime distensivo que se verificava poderá ter levado à rotura da plataforma carbonatada, com a formação de *horsts* e *grabens* que acarretaram a formação de diversas sub-bacias sedimentares (Oliveira *et al.*, 1991; 1992a; Araújo, 2013). Esta situação promoveu uma grande diferenciação paleogeográfica, evidenciada nas sequências sedimentares da ZOM (Oliveira *et al.*, 1991; 1992a). Já no Câmbrio médio ter-se-á iniciado um ciclo transgressivo, que levou à sedimentação de um conjunto terrígeno de sedimentos. No Câmbrio superior considera-se a possível existência de uma lacuna sedimentar, evidenciada pelo não conhecimento de sedimentos desta idade e, pela existência de um nível quartzítico impregnado de óxidos de ferro e manganês, que se considera marcador da discordância Câmbrio-Ordovícico (parte superior da Formação Fatuquedo, Setor de Elvas-Alter do Chão) (Oliveira *et al.*, 1991, 1992a; Araújo *et al.*, 2013).

No sector de Estremoz - Barrancos não se observa a lacuna sedimentar do Câmbrio superior. Neste setor aparenta existir uma passagem gradual dos sedimentos da Formação Ossa (Câmbrio), aos sedimentos da Formação de Barrancos (Ordovícico inferior), o que poderá indicar que a bacia sedimentar onde se depositaram estas formações, se aprofundava para sul (coordenadas atuais) (Araújo *et al.*, 2013).

A descontinuidade observada na sequência sedimentar do Câmbrio superior da ZOM é comum à sequência sedimentar, da mesma idade, na ZCI (Oliveira *et al.*, 1992a; Vaz, 2010; Ribeiro, 2013b). Esta situação é resultante do início da abertura do oceano Rheic, afetando com muito mais intensidade a ZCI do que a ZOM (Romão *et al.*, 2005; Ribeiro *et al.*, 2013). Na ZCI chegaram a originar-se dobras sem clivagem de plano axial e, carreamentos peliculares – fase Sarda (Oliveira *et al.*, 1991; 1992a; Ribeiro *et al.*, 2013), no entanto, na ZOM, esta fase apenas produziu lacunas e paraconformidades (Ribeiro, 2013b).

No Paleozoico inferior, a ZCI e a ZOM estariam localizadas na margem norte do continente Gondwana (coordenadas atuais) (McKerrow *et al.*, 2000 e Matte, 2001, *in* Ribeiro,

2013b). Segundo o modelo referido por Ribeiro (2013b), ao fazer alusão ao trabalho de Vera (2004), durante o Ordovícico e o Silúrico, existiu subsidência térmica associada à abertura do oceano Rheic e, o posicionamento da ZOM corresponderia à margem mais profunda e distal de uma plataforma, existindo uma transição para fácies mais litorais, mais próximas do promontório de Gondwana, à medida que se avançava de sudoeste para nordeste, ou seja, da ZOM para a ZCI, ZAOL e ZC, respetivamente.

A dinâmica distensiva que vigorava durante o Paleozóico inferior (540-420 Ma) e, o posicionamento da Ibéria, condicionou a dinâmica sedimentar da bacia onde se depositaram os sedimentos (Ribeiro, 2013b).

As sequências sedimentares pós-câmbricas da ZCI e da ZOM, até ao final do Silúrico, são diferentes. Esta diferenciação evidencia-se logo a partir do Ordovícico inferior. A sedimentação predominantemente pelítica, característica de deposição em ambientes mais profundos, que se observa na ZOM, contrasta com uma sedimentação de fácies mais superficiais, presentes nas sequências sedimentares descritas para a ZCI (Ribeiro, 2013b).

A sequência sedimentar pós-câmbrica, do Paleozoico inferior do bordo sudoeste da ZCI, iniciou-se com a deposição de sedimentos essencialmente detríticos (Formação Sarnelha = Grupo Vale do Grou = “Complexo Xisto-Arenítico de Urra”). Segundo Vaz (2010), ao fazer referência aos trabalhos de Romão e Oliveira (1995) e Romão *et al.* (1998), estas unidades sugerem deposição de sedimentos segundo a influência de um leque aluvial deltaico, onde as fácies mais escuras teriam uma origem lacustre. Esta ideia já era partilhada na síntese apresentada por Oliveira *et al.* (1992a), onde se fez referência aos trabalhos de Henry *et al.* (1974) e de McDougall *et al.* (1987), que referiam a existência de sedimentação clástica litoral com contributo vulcano-sedimentar, associada a uma plataforma continental, com influência de sedimentação fluvio-marinha.

Durante o Arenigiano depositou-se, em discordância por toda a ZCI, uma sucessão transgressiva de origem arenítica e com vasto registo fóssil, indicativa de deposição num ambiente marinho litoral (Formação Serra do Brejo = Formação Quartzito Armoricano). Segundo Romão (2000), a deposição destas sucessões sedimentares que, apresentam variações na espessura e nos tipos de sedimentos observados, podem traduzir a influência de um sistema de falhas ativas que limitam estruturas em *horst* e *graben*, ideia evidenciada já por outros autores (Romano, 1982, *in* Oliveira *et al.*, 1992a).

Entre o Oretaniano e o Berouniano basal, na sequência sedimentar da ZCI encontra-se representado genericamente, uma sequência transgressiva que reflete variações eustáticas do

nível do mar (Grupo de Cávemes) (Oliveira *et al.*, 1992a; Romão, 2000; Vaz, 2010). Assim, pode observar-se a existência de três episódios de deposição em ambiente de plataforma marinha externa, constituídos por sedimentos essencialmente pelíticos e siltíticos (Formação Brejo Fundeiro; Formação Fonte da Horta; Formação Carregueira = parte superior da Formação Ribeira do Casalinho), intercalados por dois episódios detríticos, formados por arenitos com evidências de características tempestíticas, depositados em ambiente de plataforma marinha interna (Formação Monte da Sombadeira; Formação Cabril = parte inferior da Formação Ribeira do Casalinho) (Oliveira *et al.*, 1992a; Romão, 2000; Vaz, 2010).

A partir do Berouniano médio teve lugar uma regressão iniciada pela retoma da sedimentação greso-pelítica, com rotura confinada da crosta, acompanhada de magmatismo ácido, vulcanismo básico e formação de carbonatos recifais em locais restritos da bacia (Oliveira *et al.*, 1992a). A regressão apresenta-se marcada na sequência sedimentar por uma superfície erosiva - Camada do Favaçal e, pelas sequências negativas presentes nas Formações Louredo (= Formação Cabeço de Peão) e Ribeira da Lage, cujos sedimentos foram depositados em ambiente marinho litoral (Oliveira *et al.*, 1992a; Romão, 2000; Vaz, 2010). Segundo Sá (2005), este hiato erosivo pode estar relacionado com a Discordância Sárdica e respetiva movimentação tectónica, o que afetou a deposição das formações do Berouniano médio por toda a Península Ibérica.

Uma nova lacuna estratigráfica antecede a deposição dos sedimentos da formação vulcano-sedimentar de Porto de Santa Ana, no Buçaco. Oliveira *et al.* (1992a) indicam que esta nova lacuna pode ter sido provocada pela glaciação do final do Ordovícico. A Formação Porto de Santa Ana é restrita à região do Buçaco, torna-se menos espessa para sudoeste, passando a fácies carbonatadas e mais superficiais. Estas fácies são indicativas da existência de vulcanismo básico contemporâneo na bacia, o que indica continuação do regime distensivo, neste caso, associado a falhas antigas que poderão ter sido reativadas (Oliveira *et al.*, 1992a).

A partir do Berouniano Superior as condições de sedimentação modificaram-se devido à glaciação do final do Ordovícico. Na transição Ordovícico-Silúrico, prevaleceram sequências regressivas, agora com características glaciogénicas, que refletiam variações glacio-eustáticas do mar, em condições litorais (Oliveira *et al.*, 1992a). Estes episódios foram registados com a deposição de materiais detríticos terrígenos regressivos, com passagens de arenitos tempestíticos (Formação Ribeira do Braçal e Ribeira Cimeira) (Oliveira *et al.*, 1992a; Vaz, 2010), assim como, com a deposição em ambiente marinho litoral, de uma sequência maioritariamente negativa, com uma grande extensão regional (Buçaco, Dornes, Mação), constituída por sedimentos glaciogénicos (diamictitos) (Formação Casal Carvalhal). Estes

sedimentos são indicativos da fusão local de glaciares, que seriam alimentados a partir da calote glacial que se encontrava sobre o Pólo Sul (centro do continente Gondwana) (Oliveira *et al.*, 1992a; Oliveira *et al.*, 2000; Ribeiro, 2013b).

Durante o Silúrico, no bordo sul da ZCI a sedimentação iniciou-se pela deposição em ambiente marinho litoral, de arenitos e quartzitos impuros (Formação Vale da Ursa), seguido da deposição em ambiente de plataforma marinha interna, de uma sequência pelítica ampelítica do Llandovery médio-superior ao Ludlow (Vaz, 2010). Segundo Oliveira *et al.* (1992a), com base nos trabalhos de Robardet e Doré (1988) e Branchley *et al.* (1991), durante grande parte do Silúrico inferior prevaleceram condições euxínicas de sedimentação por efeito da deglaciação, o que é refletido no tipo de sedimentos constituintes das formações desta idade. A partir do Wenlock observam-se fácies areníticas, que refletem a deposição em ambientes pouco profundos (Oliveira *et al.*, 1992a; Oliveira *et al.*, 2000). A deposição da sequência Silúrica terminou com uma sequência mais clástica, silto-arenítica durante o Ludlow superior/Pridoli (Piçarra, 2003; 2007).

A sequência sedimentar ordovícica da ZOM, tal como referido anteriormente, iniciou-se com a deposição de sequências terrígenas finas (Formação Barrancos e Formação Xistos com *Phyllocytes*). Devido à presença de alguns géneros de icnofósseis e graptólitos encontrados, é possível indicar que a deposição se iniciou em ambientes profundos, passando a níveis mais superficiais (níveis superiores da Formação Xistos com *Phyllocytes*) para o topo da sucessão. Estes dados podem ser indicativos do início de um ciclo regressivo, que se manteve durante a deposição da Formação Colorada (Oliveira *et al.*, 1992a; Araújo *et al.*, 2013). Este contexto é apoiado pelo tipo de fácies presentes na Formação Colorada, assim como, pela variação de espessura desta formação ao longo da bacia, o que indica ter ocorrido deposição de sedimentos em ambientes litorais (Araújo *et al.*, 2013). Oliveira *et al.* (1992a) refere ainda, que os níveis conglomeráticos existentes na Formação da Colorada poderão corresponder a episódios de sedimentação glaciogénica. Não se sabendo a natureza do limite inferior desta unidade, os primeiros níveis de xistos negros presentes, pertencentes ao Silúrico inferior, indicam que o ambiente sedimentar se tornou gradualmente euxínico devido à deglaciação, ficando propício ao desenvolvimento de organismos planctónicos (*e.g.* graptólitos). Este ambiente manteve-se durante parte do Silúrico, refletindo as condições euxínicas de sedimentação aquando da deposição de grande parte dos sedimentos da Formação Xistos com Nódulos.

Com a presença de águas mais superficiais e, a entrada de mais oxigénio na bacia sedimentar, as condições de sedimentação mudaram no final do Silúrico e isso repercutiu-se nas litologias observadas (parte superior da Formação Xistos com Nódulos e Formação Xistos Raiados) (Perdigão *et al.*, 1982; Araújo *et al.*, 2013).

A glaciação do final do Ordovícico afetou a deposição dos sedimentos em ambas as zonas, existindo fortes evidências da sua ação nas sequências sedimentares da ZCI e da ZOM. Já no final do Ordovícico e, no Silúrico inferior a médio, foram as condições de deglaciação que influenciaram a deposição, com o aumento do nível médio do mar, o que condicionou a deposição dos sedimentos em condições euxínicas, tal como descrito anteriormente. No Silúrico superior os ambientes de deposição começaram a mudar, refletindo ambientes mais superficiais.

Na ZCI, durante o Silúrico terminal/Devónico basal verificou-se um regime de plataforma marinha interna, de águas pouco profundas na parte meridional, de que são prova, entre outras, as faunas bentónicas de braquiópodes, bivalves e crinóides, estes mais ligados a ambientes que levaram à formação de carbonatos (Formação de Dornes) (Oliveira *et al.*, 1992a; Piçarra, 2003).

Segundo Araújo *et al.* (2013), a sequência sedimentar da ZOM a partir do Devónico Inferior, foi caracterizada pela existência de uma plataforma argilo-carbonatada distal com pequenos recifes, que a ocidente (coordenadas atuais) se teria diferenciado numa depressão profunda. Evidências da existência destes ambientes deposicionais diferentes estão representadas nos sedimentos das formações, depositadas durante o Devónico Inferior de Barrancos (Formação Xistos Raiados, Monte das Russianas e Terena). Durante o Devónico Inferior a sedimentação começou, igualmente, a ser afetada por mudanças no regime tectónico, com o início da subdução da margem sudoeste da ZOM (presença de olistólitos nas Formações Terena e Monte das Russianas) (Piçarra, 2000; Araújo, 2013; Araújo *et al.*, 2013).

Segundo Oliveira *et al.* (1992a), a partir do Devónico Médio verificou-se a existência de um novo episódio não deposicional, o que pode ser explicado pelo início da colisão continental, que levaria à subdução do bordo sul da ZOM para norte e, viria a originar a Cadeia Varisca. Entre o Silúrico terminal e o Devónico Médio, o regime de subdução dos oceanos paleozoicos (420-390 Ma) induziu à formação de uma estreita bacia pós-arco (Paleotétis) que separou a Placa Armórica, da Placa Ibérica (Ribeiro, 2013b).

Na ZOM, durante o Carbónico inferior depositou-se o Complexo Vulcano-Sedimentar de Toca da Moura (Pereira *et al.*, 2006b; Oliveira *et al.*, 2013b). Este complexo é interpretado como tendo sido depositado numa bacia *intra-arc*, associado ao arco magmático representado pelo Maçico de Beja, que se instalou no bordo sul (coordenadas atuais) da ZOM (Oliveira *et al.*, 1991; Oliveira *et al.*, 2013b). Já no Carbónico superior, depositaram-se em bacias sedimentares intramontanhas, os sedimentos continentais da Formação Santa Susana. Inicialmente conglomeráticos, indicativos de importante episódio tectónico de levantamento e erosão, passam a topo, a sedimentos de depósitos aluvionares continentais (Domingos *et al.*, 1983, Oliveira, *et al.*, 1991; Carvalhosa e Zbyszewsky, 1994; Almeida, *et al.*, 2006; Oliveira *et al.*, 2007a; Machado *et al.*, 2012).

A colisão continental iniciou-se por volta dos 390 Ma e terminou no final do Carbónico (300Ma), com o Orógeno Varisco edificado (Ribeiro, 2013b).

Capítulo 3

Materiais e Métodos Aplicados na Investigação

3. Metodologias Aplicadas

3.1. Trabalho de Campo

3.1.1. Seleção das secções de amostragem

A escolha das secções de amostragem para este trabalho iniciou-se por uma pesquisa bibliográfica exaustiva da geologia regional da ZCI e da ZOM, com o intuito de identificar e caracterizar as áreas e as sucessões estratigráficas que poderiam ser mais representativas dos Períodos Ordovícico, Silúrico e Devónico.

As secções escolhidas tiveram em conta o controlo estratigráfico existente, assim como, a escolha de afloramentos com características favoráveis para a colheita de amostras (grau de alteração das rochas; fácil localização dos limites entre as unidades e fácil acessibilidade).

3.1.2. Colheita de amostras no campo

A amostragem realizada para esta investigação teve como objetivo a recolha de rocha para a execução de estudos de ordem palinológica, geoquímica, de maturação orgânica e de cristalinidade da ilite. Uma grande percentagem das amostras colhidas corresponderam a amostras de afloramento, no entanto, também surgiu a possibilidade de trabalhar com amostras de uma sondagem (SDJ1), arquivada na litoteca do Laboratório Nacional de Energia e Geologia (LNEG), assim como, com algumas amostras recolhidas de exemplares de rochas pertencentes ao acervo do Museu Geológico do LNEG, em Lisboa.

A colheita das amostras incidiu, essencialmente, sobre rochas sedimentares de granulometria fina e cor escura (xistos cinzentos a negros, argilitos, siltitos) procedendo-se, em alguns casos, à recolha de amostras em rochas um pouco mais grosseiras mas de cor escura (arenitos, quartzitos negros) que poderiam vir a revelar-se produtivas. Por sua vez, evitou-se a recolha de amostras em litologias que evidenciavam intensa meteorização, alteração hidrotermal ou, que se encontravam próximas de rochas ígneas intrusivas.

Nas amostras de afloramento, após seleção do nível a amostrar, procedeu-se à remoção da superfície exposta da litologia e à recolha de cerca de 200-250 gramas de rocha para sacos individuais e corretamente identificados. Por forma a obter uma amostragem representativa de cada unidade, sempre que possível, em cada secção foram recolhidas amostras da base, do topo e dos níveis intermédios de cada formação.

A acompanhar a amostragem realizou-se um perfil sedimentológico detalhado para cada secção. Cada perfil apresentava a localização e identificação de cada amostra; a descrição das

fáceis e estruturas sedimentares observadas; a indicação do conteúdo fossilífero identificado e, a delimitação da espessura da unidade.

No total foram colhidas 593 amostras de 33 cortes (afloramento e sondagem), obtidas em diversas campanhas de campo (tab.3.1) (ver lista no Anexo I). Este valor tem em conta os números de amostras colhidas na primeira campanha realizada em cada uma das regiões (452 amostras recolhidas para palinologia e isótopos estáveis), conjuntamente com as amostras colhidas aquando da realização de uma segunda campanha de amostragem (150 amostras, 33 das quais para reforço dos dados palinológicos e 117 para reforço dos dados de geoquímica) (tab.3.2).

A estes valores acrescem as 9 amostras recolhidas no Museu Geológico, e tratadas apenas para estudos palinológicos.

Tabela 3.1. Secções estudadas por região.

Região	Nº secções		
	Estudos palinológicos	Estudos geoquímicos	
ZCI	Buçaco	8	0
	Dornes	2	1
	Mação	7	1
	Portalegre	7	1
ZOM	Barrancos	8	2
	Sondagem SDJ1	1	0
Total		33	5*

*o número total de secções estudadas em geoquímica está incluído no valor total de secções estudadas para palinologia.

Aquando da realização das primeiras campanhas de campo, foram recolhidas amostras a partir das quais se realizaram os primeiros estudos palinológicos, de geoquímica e de maturação. Após uma primeira análise dos resultados obtidos, programaram-se as segundas campanhas de campo, agora dirigidas às secções que forneceram melhores resultados, por forma a obter uma maior resolução dos resultados palinológicos e geoquímicos. Realizou-se uma segunda campanha de campo para obtenção de reforços de amostras para estudos palinológicos nas regiões do Buçaco e de Barrancos, e uma segunda campanha de campo para recolha de amostras para estudos geoquímicos na região de Dornes e Barrancos.

Por forma a aumentar a resolução dos resultados de geoquímica obtidos, a recolha de amostras nas segundas campanhas de campo realizaram-se de forma muito mais próxima entre amostras (cerca de 30 cm entre cada amostra, sempre que era possível).

Tabela 3.2. Amostras estudadas tendo em conta as metodologias aplicadas na investigação.

Região	Nº amostras				Maturação Orgânica*	
	Palinologia		Isótopos Estáveis			
	1ª Campanha	2ª Campanha	1ª Campanha	2ª Campanha		
ZCI	Buçaco	100	24	—	—	6
	Dornes	33	—	—	57	—
	Mação	73	—	27	—	4
	Portalegre	82	—	13	—	9
ZOM	Barrancos	135	9	42	60	3
	Sondagem SDJ1	20	—	—	—	**
Museu Geológico	9	—	—	—	—	**
Total Parcial		452	33	82	117	22
Total Final		485		199		

* as amostras utilizadas para maturação orgânica são as mesmas que as utilizadas para analisar o grau de cristalinidade da ilite.

**os estudos de maturação orgânica da sondagem SDJ1, assim como, das amostras recolhidas no Museu Geológico não foram realizados no âmbito desta tese de doutoramento.

As amostras recolhidas para estudos de maturação e da cristalinidade da ilite resultam das amostras recolhidas na primeira campanha de campo realizada.

Todas as amostras recolhidas estão arquivadas nas litotecas do LNEG, em Alfragide e S. Mamede de Infesta.

3.2. Procedimentos Laboratoriais

As amostras recolhidas no terreno foram sujeitas a diferentes preparações laboratoriais, dependendo da finalidade dos dados que se pretendiam recolher (fig. 3.1). Para os estudos de isótopos estáveis e da cristalinidade da ilite utilizou-se rocha moída, em pó. Já as amostras empregues no estudo palinológico e de maturação orgânica passaram por um procedimento mais complexo, que envolveram tratamentos químicos, com o objetivo de concentrar o resíduo orgânico presente na amostra. Por sua vez, para permitir a observação e identificação dos

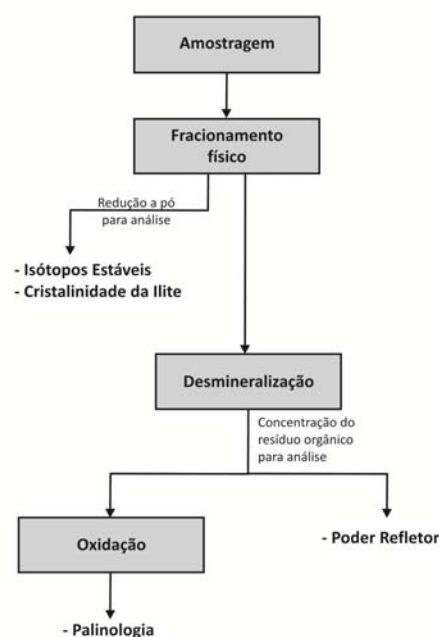


Figura 3.1. Metodologias e técnicas seguidas.

palinomorfos obtidos nestas amostras, ainda se procedeu a mais uma etapa, a oxidação do resíduo orgânico.

Os trabalhos laboratoriais foram executados na Universidade do Algarve (Faculdade de Ciências e Tecnologia), no Laboratório de Palinologia do Laboratório Nacional Energia e Geologia (LNEG) e, no Laboratório de Geoquímica do Trinity College (Dublin).

3.2.1. Preparação e observação de amostras em estudos palinológicos

A preparação de amostras para estudos palinológicos depende de vários fatores, de entre o quais se pode referir o tipo de litologia a utilizar ou, o estado de incarbonização da matéria orgânica presente na amostra. Assim, de forma a aumentar o sucesso deste procedimento, a preparação laboratorial utilizada pode variar de situação para situação, dependendo da amostra e do tipo de resultados a alcançar (Traverse, 2007).

São diversos os estudos e trabalhos que demonstram os diferentes procedimentos e respetivas variantes que se utilizam na preparação das amostras para estudos palinológicos (*e.g.* Deunff, 1977; Wood *et al.*, 1996; Batten, 1999; Traverse, 2007; Brown, 2008; Melendi *et al.*, 2009; Machado, 2010; Vaz, 2010; Borges, 2012). Neste trabalho, tendo em conta a litologia amostrada, o tipo de fáceis escolhido, a sua idade e, o estado de incarbonização do material, foi aplicado o procedimento padrão descrito por Wood *et al.* (1996) e, utilizado por Pereira (1997b), o qual deu provas de validade e fidelidade em amostras semelhantes às recolhidas para este estudo.

No Laboratório de Palinologia do LNEG, em Alfragide, e nos laboratórios da Faculdade de Ciências e Tecnologia (UAAlg), foram tratadas 485 amostras para estudos palinológicos. Sempre que possível, pelo menos dois frascos com resíduo palinológico foram preparados para cada uma das amostras. As réplicas dos resíduos encontram-se armazenadas na litoteca do LNEG, de S. Mamede de Infesta.

A preparação e observação das amostras nem sempre foi fácil, adaptando-se o processo à medida que as situações problemáticas iam surgindo. Um dos problemas verificados na preparação destas amostras deveu-se ao baixo conteúdo em matéria orgânica (MO) que muitas delas apresentavam. Quando tal acontecia, mais rocha era processada de forma a obter mais resíduo palinológico dessa mesma amostra.

De seguida será apresentado o procedimento utilizado para a preparação das amostras para estudos palinológicos, sendo contempladas outras situações problemáticas que foram surgindo ao longo da sua preparação e observação.

No procedimento laboratorial aplicado podem ser reconhecidas 5 fases essenciais: fracionamento físico; desmineralização; concentração do resíduo orgânico; oxidação; montagem e estudo das amostras (fig.3.2), que em seguida se passarão a descrever.

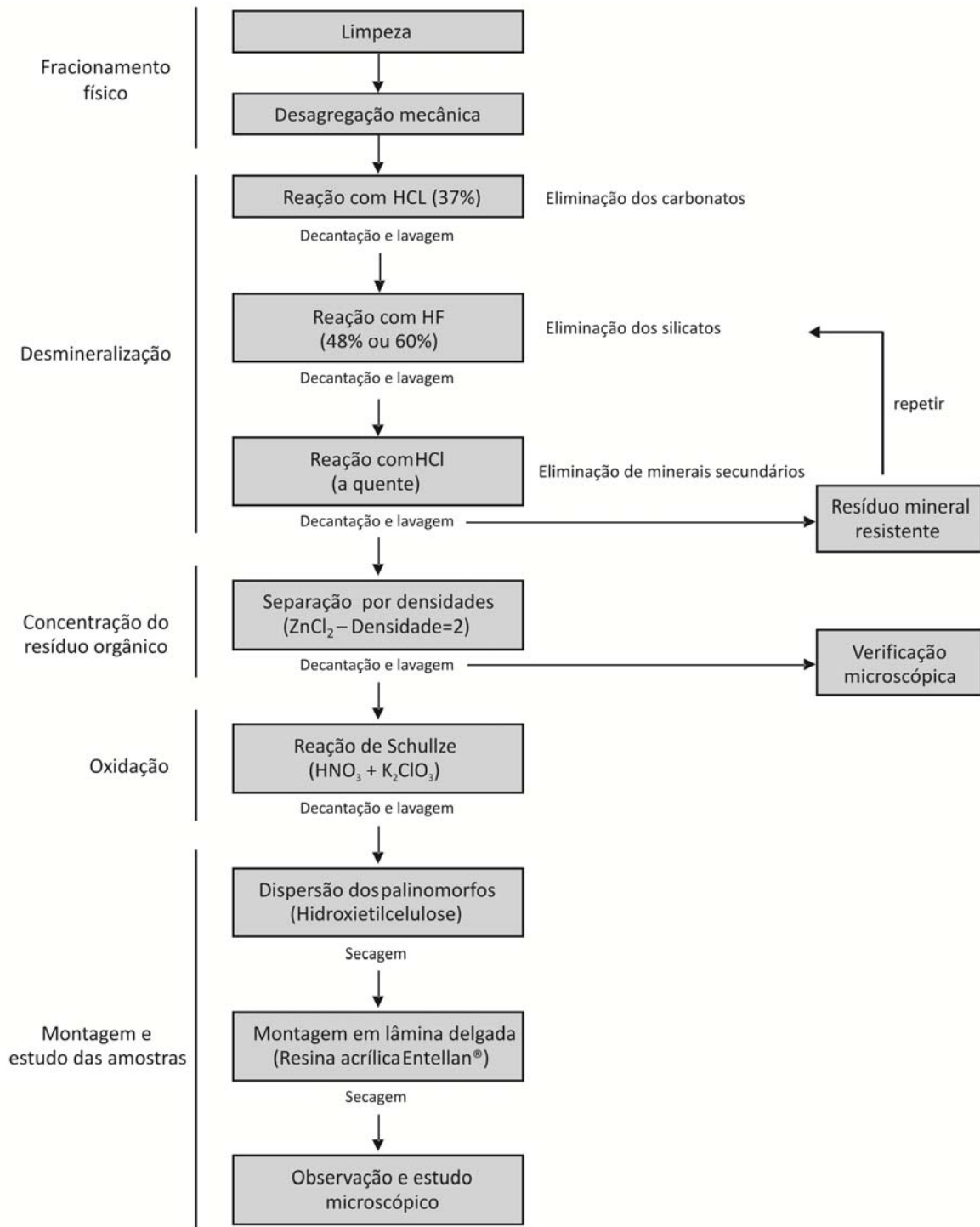


Figura 3.2. Procedimento laboratorial aplicado à preparação de amostras para estudos palinológicos (Adapt. Borges, 2012).

(1) Fracionamento físico

O procedimento iniciou-se com a remoção da superfície dos locais da rocha que apresentassem sinais de oxidação ou de alteração, seguindo-se a lavagem em água corrente. Após secagem das rochas em estufa, a 30°C, com o auxílio de um martelo procedeu-se à desagregação de cerca de 150 g. de amostra em frações de aproximadamente 1cm³, as quais foram introduzidas em frascos de Teflon® de boca larga, devidamente identificados para o efeito.

(2) Desmineralização

A segunda fase de tratamento das amostras corresponde à fase mais complexa e morosa do procedimento, tendo sido utilizados diversos ácidos fortes, em diferentes concentrações, com o objetivo de eliminar por completo a fração mineral existente nas amostras.

Durante cerca de 48 horas, as amostras foram sujeitas a tratamento com HCL, concentrado a 37%. Este primeiro passo permitiu a eliminação dos carbonatos que a amostra pudesse conter. Seguidamente o resíduo resultante era diluído, lavado e filtrado (filtro de 15 µm) em água corrente.

O passo seguinte colocou o resíduo em contacto com o HF (concentração de 48% ou 60%) durante um período de seis a dez dias, em banho-maria (60°C). Por forma a aumentar a eficiência deste ataque e, a eliminação completa dos silicatos, o resíduo foi sujeito a sucessivas decantações e renovações de ácido, tendo sido agitado periodicamente (2 vezes por dia). Ao observar-se uma desagregação completa da amostra presente no frasco, esta era neutralizada por diversas decantações com água e, filtrada.

Após esta primeira componente de ataque com o auxílio do HCL e HF, o resíduo resultante poderia conter minerais secundários (fluoretos insolúveis e sulfuretos) derivados deste primeiro tratamento. Para resolver essa situação, o resíduo era novamente sujeito a um ataque com HCL a quente, mantendo fervura durante cerca de 5 minutos, para eliminar esta fração mineral.

À semelhança do que aconteceu nas etapas anteriores, a amostra resultante era diluída, lavada e filtrada (filtro de 15µm) sendo, posteriormente, observada ao microscópio. Se ainda se verificasse a existência de uma fração mineral considerável, a amostra era novamente sujeita ao tratamento químico desde a primeira etapa, sendo suficiente estar sob a ação do HF cerca de 12 a 24 horas.

(3) Concentração do resíduo orgânico

Em muitas das amostras, o resíduo orgânico resultante do processo de desmineralização era em pouca quantidade e a fração mineral ainda era considerável, resistindo mesmo após repetição do tratamento químico.

Tendo em conta essa situação, foram utilizados dois métodos para a concentração do resíduo. No caso de as amostras possuírem bastante resíduo mineral foi utilizada a separação recorrendo a líquidos densos, através de uma solução de Cloreto de Zinco ($ZnCl_2$) com densidade de $2g/cm^3$.

A separação por líquidos densos foi realizada recorrendo a uma centrífuga. Primeiramente eram colocados os resíduos orgânicos em tubos de centrífuga (com o peso equilibrado por cada tubo) e, procedia-se à centrifugação durante 5 minutos a 4000 r.p.m. Após a eliminação da água sobrenadante, adicionava-se cerca de 5 ml de solução de $ZnCl_2$ a cada tubo, agitava-se e corrigia-se o peso para cada um. Procedia-se a nova centrifugação (4000 r.p.m., por 5 minutos) e, com a ajuda de uma pipeta recolhia-se o sobrenadante onde o resíduo orgânico se encontrava concentrado. O resíduo recolhido era sujeito a observação ao microscópio e, se não se observasse qualquer fração mineral, este era transferido para um gobelé para neutralização da solução. No caso de tal não se verificar procedia-se, novamente, a nova centrifugação.

Após neutralização com água, o resíduo era lavado e filtrado (filtro $15\ \mu m$), armazenando-se em frascos pequenos, devidamente identificados.

Uma segunda forma de concentrar o resíduo palinológico foi utilizada no caso de a amostra possuir apenas uma pequena fração mineral. Nesse caso, o processo de concentração do resíduo orgânico aplicado consistia no bateamento, recorrendo a um vidro de relógio com água. O sobrenadante era retirado com o auxílio de uma pipeta e, o processo repetia-se diversas vezes para cada amostra, por forma a retirar o máximo de matéria orgânica presente. O resíduo orgânico recuperado era, igualmente, armazenado em frascos pequenos com água, devidamente identificados.

A todos os frascos contendo resíduos orgânicos, no final desta fase de tratamento foi adicionada uma gota de HCl diluído, para evitar a proliferação de fungos.

Tendo em conta que foi sempre produzida uma réplica de cada amostra, quando não se utilizou todo o resíduo orgânico preparado, o excesso foi armazenado na litoteca do LNEG-LGM, em S. Mamede de Infesta.

(4) Oxidação

A matéria orgânica presente nas amostras estudadas, devido ao seu elevado grau de incarbonização apresenta-se opaca e negra. Por sua vez, a sua identificação, ocorre através da observação e identificação de características morfológicas, o que só se torna possível com o recurso à oxidação desta.

Através da utilização de soluções oxidantes, a superfície externa das paredes dos palinomorfos é erodida quimicamente, por forma a tornar claras e visíveis as características dos elementos orgânicos presentes no resíduo. Esta reação é conseguida com o recurso à utilização da solução de *Shullze*, na qual se mistura ácido nítrico (HNO_3) concentrado a 98%, com cerca de 2-5 gramas de Clorato de Potássio (K_2ClO_3).

De forma individual para cada amostra, esta solução era realizada no momento, no interior de um aparato de filtração por vácuo (funil de Buchner com filtro de porcelana acoplado a um kitasato de vidro) onde já se encontrava o resíduo orgânico filtrado (fig. 3.3).

Após a mistura da solução de *Shullze* com a matéria orgânica, o tempo de oxidação era controlado rigorosamente. Esta etapa foi a mais sensível de todo o procedimento pois, se a oxidação excedesse um tempo máximo próprio para cada amostra, a matéria orgânica poderia ficar com as paredes excessivamente erodidas ou, chegar mesmo a desaparecer.

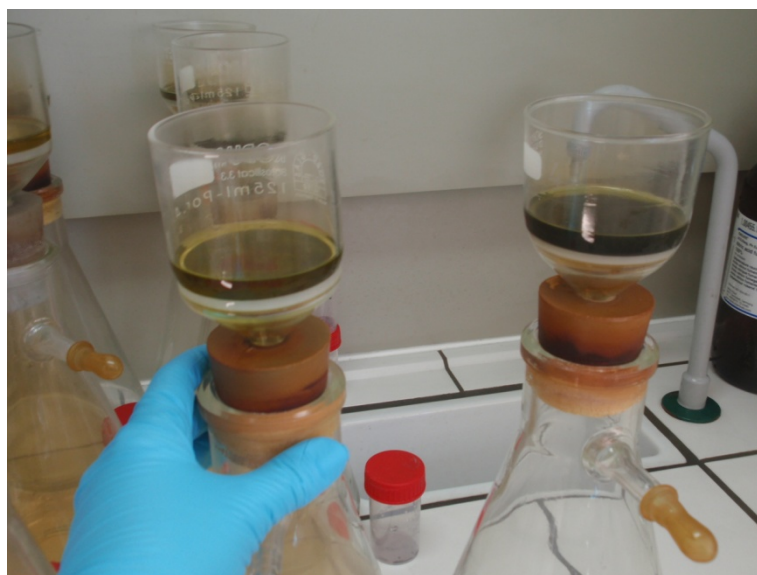


Figura 3.3. Oxidação do material orgânico.

Por forma a controlar cuidadosamente esta etapa foram realizadas interrupções periódicas da reação química, para verificação da cor e da reação dos palinomorfos ao tratamento, assim como, do tempo de oxidação ótimo para cada amostra.

O controlo entre o tempo de oxidação e o comportamento dos palinomorfos (momento de equilíbrio entre a cor apresentada pelos palinomorfos e, a observação de todas as características morfológicas presentes nos espécimenes) foi variável ao longo das amostras preparadas. O tempo médio de oxidação da maioria das amostras foi de 15-60 minutos, no entanto, as amostras sujeitas a um grau de metamorfismo mais elevado tinham um tempo de oxidação de cerca de 8-12 horas.

Como o comportamento dos palinomorfos quando são oxidados, pode fornecer indicações sobre o estado da matéria orgânica, para cada amostra foram registados os seus respetivos tempos de oxidação. As amostras que não apresentavam resíduo orgânico não foram oxidadas.

(5) Montagem e estudo das amostras

Após a fase de oxidação, as amostras foram lavadas em água e filtradas, concentrando-se o resíduo palinológico em pequenos gobelés de vidro. A esse resíduo foram acrescentadas algumas gotas de um dispersante (hidroxietilcelulose), para facilitar a dispersão das partículas aquando da sua montagem em lamelas, assim como, o seu estudo posterior.

Procedeu-se à homogeneização da solução por agitação manual e, com auxílio de uma pipeta distribuiu-se a amostra palinológica por lamelas de vidro até se esgotar a amostra presente no gobelé. Para agilizar o procedimento procedeu-se à secagem das lamelas em estufa, a uma temperatura constante de cerca de 30°C.

Após o período de secagem, as lamelas foram montadas em lâminas delgadas devidamente identificadas, com recurso a um meio de montagem (resina acrílica – Entelan®). O tempo de secagem da resina foi de cerca de 2 horas, após o qual as lâminas se encontravam prontas para observação.

Todas as lâminas produzidas neste estudo encontram-se arquivadas no LNEG-LGM, em S. Mamede de Infesta, fazendo parte da coleção de lâminas de palinologia (PaleoPalino) do Laboratório de Palinologia.

O processo de oxidação é temporário. Após algum tempo, variável consoante a amostra, a cor da parede dos palinomorfos começa a regredir até o conteúdo orgânico se tornar novamente negro e opaco. Desta forma, a observação e o estudo microscópico detalhado do conteúdo palinológico das lâminas preparadas teve de ser feito na altura. Para se controlar este efeito eram preparadas baterias de oxidação de cerca de 12 amostras, a seguir às quais se procedia à montagem e estudo das respetivas lâminas.

Para cada amostra foram observadas duas lâminas, tendo-se procedido à identificação e registo de cada palinomorfo ou componente orgânico presente em cada lâmina. Cada espécimen foi referenciado segundo as coordenadas da platina de movimentos cruzados do microscópio onde se procedeu à sua observação e identificação. O estudo microscópico realizou-se em dois microscópios óticos, o Olympus CX41 e BX40, equipados com uma câmara fotográfica digital (Olympus 5050). No total, foram estudadas detalhadamente ao microscópio cerca de 400 amostras.

Verificou-se que diversas amostras litológicas, mesmo apresentando resíduo orgânico, apresentavam material orgânico já mineralizado. Do tratamento dessas amostras resultava um resíduo mineralizado, onde os palinomorfos orgânicos viáveis não se observavam, mesmo após a aplicação de líquidos densos.

3.2.2. Preparação laboratorial e análise de amostras em estudos de isótopos estáveis

Numa primeira etapa, o procedimento laboratorial que se utilizou para a preparação de amostras para análise dos isótopos de carbono ($\delta^{13}\text{C}$) incluiu a limpeza e a desagregação física da amostra. Posteriormente, numa segunda fase que decorreu no Laboratório de Geoquímica do Departamento de Geologia da Universidade de Dublin, Trinity College, procedeu-se à análise da amostra.

Tendo em conta que não se conhece a utilização desta metodologia em estudos em Portugal, para rochas desta idade, realizaram-se duas campanhas de campo que se intercalaram com análises de amostras. O primeiro conjunto de resultados consistiu num estudo preliminar para verificar a aplicabilidade deste método. Posteriormente, foram realizadas segundas campanhas de amostragem e de preparação de amostras com o intuito de obter uma maior resolução nos dados, das secções que melhores resultados forneceram.

3.2.2.1. Preparação da amostra

Cada amostra foi lavada com o recurso a uma escova, para remover qualquer sujidade e evidência de meteorização presente na superfície da rocha. Seguidamente, as amostras foram identificadas e colocadas numa estufa a secar, a uma temperatura constante de 30°C.

Utilizando um berbequim provido com uma broca de ponta diamantada (1-3mm de diâmetro), removeu-se a camada superficial do local escolhido para perfurar. O resíduo

produzido nesta primeira etapa foi descartado, pois poderia conter alguma sujidade e meteorização, resistente ao processo inicial de limpeza.

Após este passo procedeu-se à redução da amostra a pó para uma folha de papel limpa, perfurando a rocha com o cuidado de evitar níveis areníticos e quartzíticos. O resíduo de rocha produzido, cerca de 2-3 gramas de rocha por amostra, foi colocado em *ependorfs* devidamente identificados (fig. 3.4). Para evitar a contaminação entre amostras,



Figura 3.4. Fotografia ilustrativa do processo de desagregação mecânica.

principalmente devido à produção de resíduos tão finos quanto estes, os cuidados de limpeza foram minuciosos. Entre cada amostra a preparar a broca foi desmontada e lavada, seguindo para um banho de ultrassons durante cerca de 10 minutos. Por sua vez, a bancada utilizada, assim como o berbequim e o material de escrita, eram limpos com álcool etílico e, todo o material descartável era substituído.

3.2.3.1. Análise dos isótopos estáveis de Carbono - Espectrómetro de Massa

A preparação de amostras para análise no espectrómetro de massa envolve a pesagem das amostras e dos padrões a utilizar: L-Alanina e BCSS-1 (padrão marinho de referência). Para este procedimento foi utilizada uma balança de precisão, tendo sido pesados entre 0,2 e 24,502mg de amostra; entre 0,02 e 0,119mg de padrão L-Alanina; entre 0,26 e 1,498mg do padrão BCSS-1. Os resíduos de rocha eram colocados em pequenos recipientes de folha de alumínio que eram fechados e moldados numa pequena esfera, com recurso a pinças metálicas. Cada amostra preparada era colocada num suporte com as referências das respetivas amostras. Após preparação de um conjunto de padrões e amostras, estes eram colocados por ordem (padrões-amostras-padrões), num suporte rotativo acoplado ao equipamento de medição, com saliências numeradas.

A medição dos isótopos de carbono em amostras de rocha foi realizado através da combustão instantânea da amostra, sem pré-tratamento com ácido clorídrico pois, a quantidade de carbonatos presente é residual ou mesmo, inexistente, tal como foi verificado

através da difração de RX. Este procedimento ocorreu num Espectrómetro de Massa Thermo Deltaplus de fluxo contínuo de razão isotópica (CF-IRMS), ligado a “Thermo GasBench II” e equipado com “CTC Analytics CombiPal Autosampler”, com termóstato e “FMI acid pump”. Os valores de carbono de referência foram calibrados com os padrões L-Alanina e BCSS-1, tendo-se obtido um desvio padrão médio de + 0,201‰.

Para se obterem valores dentro da escala de referência, várias amostras tiveram de ser analisadas mais do que uma vez, com correções dos valores de pesagem. Por forma a aumentar a eficiência das medições, procedeu-se ao estudo da linearidade dos resultados para ambos os padrões. Assim, tendo em conta os valores de $\delta^{13}\text{C}$ obtidos com a análise do padrão L-Alanina sujeito a uma frequência elétrica de 46Mz, para o primeiro conjunto de análises verificou-se uma linearidade acima dos 2volts. Já para o segundo pacote de análises, comparando os valores de $\delta^{13}\text{C}$ obtidos com a utilização do padrão BCSS-1 sujeito a uma frequência elétrica de 46Mz, verificou-se uma maior linearidade acima dos 3volts.

Ao analisar as amostras para a obtenção dos valores dos isótopos estáveis de carbono, foi possível com a mesma amostra obter, igualmente, o teor de carbono presente na rocha. Como a percentagem de carbono inorgânico (carbonatos autigénicos; diagenéticos ou resultantes da meteorização) é residual, ou mesmo inexistente, assume-se que a percentagem de carbono obtida corresponde à percentagem de carbono orgânica presente na amostra. Estes dados irão ser apresentados no capítulo 5, para auxiliar na interpretação dos dados de isótopos de carbono obtidos.

3.2.3. Preparação e análise de amostras para o estudo da História Térmica

O grau de maturação de uma rocha e, o seu potencial para a produção de hidrocarbonetos pode ser avaliado com o recurso a três parâmetros: óticos, geoquímicos e mineralógicos. Idealmente, métodos que envolvem estes três parâmetros devem ser usados de uma forma complementar para tornar essa avaliação mais eficaz (Fernandes, 2000).

Para este estudo preliminar foi aplicado um método ótico (medição do poder refletor) e um método mineralógico (medição do grau de cristalinidade da ilite – Índice de Kübler) que serão descritos em seguida.

Mais uma vez, não se conhecem estudos de maturação com medição do poder refletor em resíduo palinológico, para rochas do Ordovícico, Silúrico e Devónico inferior, da ZCI e ZOM, em Portugal. Desta forma, pretendeu-se aplicar a metodologia da medição do poder refletor

em partículas semelhantes a vitrinite, pela primeira vez. Apenas nas amostras do Carbónico a medição do poder refletor foi efetuada em partículas de vitrinite.

O controlo dos resultados obtidos com a aplicação desta metodologia fez-se com recurso à medição do grau de cristalinidade da ilite, recorrendo ao Índice de Kubler, para todas as amostras em que se realizaram estudos de refletância.

3.2.3.1. Preparação laboratorial de amostras para medição do poder refletor

A primeira fase do procedimento aplicado neste estudo, para a preparação de amostras para medição do poder refletor, incluiu a obtenção de resíduo palinológico, tal como descrito anteriormente no subcapítulo 3.2.1 (ver fig. 3.1). Só a partir da obtenção do resíduo palinológico é que a preparação das amostras foi diferente.

As amostras não foram oxidadas e, foram montadas e polidas segundo um procedimento adaptado do descrito por Hillier e Marshall (1988) (fig. 3.5).

A montagem das amostras iniciou-se com a lavagem e filtragem (crivo de 15 µm) do resíduo palinológico, para remoção de qualquer vestígio de ácido que as amostras pudessem conter.

Com o auxílio de uma pipeta retirou-se uma pequena fração do resíduo orgânico em fase aquosa, colocando-o numa lamela impregnada com um lubrificante (Politetrafluoretileno - PTFE). Em seguida procedeu-se à secagem das amostras e, após a secagem preparou-se o meio de montagem definitivo a utilizar, uma resina epóxi com o respetivo catalisador/endurecedor.

Com uma pipeta colocou-se uma gota de meio de montagem em cada uma das lâminas de vidro, devidamente identificadas, à qual se adicionou a lamela que continha o resíduo palinológico seco. Para cada lâmina o meio de montagem tinha de ser suficiente para cobrir e impregnar toda a superfície da lamela. Se tal não se verificasse, repetiam-se as etapas

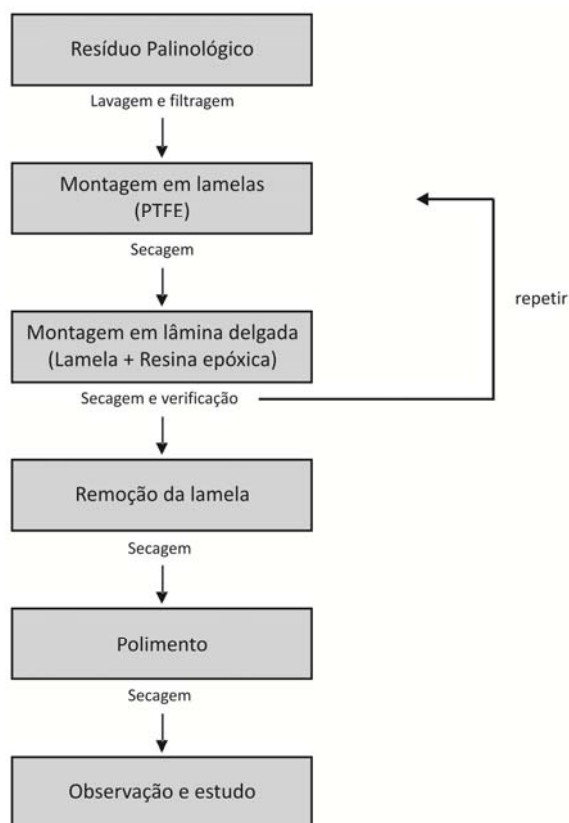


Figura 3.5. Procedimento laboratorial aplicado à preparação de amostras para medição do poder refletor.

anteriores, uma vez que o resíduo presente na lamela já não poderia voltar a ser utilizado. Passadas cerca de 2 horas, o meio de montagem já tinha endurecido o suficiente para se poder retirar o vidro da lamela. Após este procedimento as lâminas ficavam a secar durante cerca de 8-12 horas.

Uma vez montadas as lâminas, procedeu-se ao seu polimento. Esta etapa foi realizada manualmente, com o recurso a lixas de água de diferentes espessuras e, a pó de alumina com diversas frações (1; 0,3 e 0,05mm).

A superfície da resina presente na lâmina começava por ser removida com o auxílio da lixa mais grosseira passando, em seguida, à utilização do pó de alumina nas suas diferentes frações (em ordem decrescente). Uma vez polidas, as lâminas eram lavadas em água corrente e colocadas a secar procedendo-se, posteriormente, à sua observação.

3.2.3.2. Medição do poder refletor

A medição do poder refletor realizou-se em partículas não-orientadas, com o recurso a um microscópio Olympus BX 51 equipado com uma câmara digital Olympus SC20.

As imagens digitais recolhidas das partículas eram a preto e branco (8-bit) e, foram analisadas recorrendo ao programa informático MatLab, que corre por uma aplicação - Mirone (Luís, 2007). Esta aplicação faz a calibração da escala de 256 níveis de cinzento, com o recurso à utilização de padrões de refletância conhecidos (Fernandes *et al.*, 2010). Os valores dos padrões de refletância utilizados nas medições efetuadas foram de: 0,595; 1,715; 3,150 e 5,370%Rm. A refletância das partículas foi medida em luz refletida, segundo um comprimento de onda de constante de 546nm e, com a utilização de óleo de imersão com um índice de refração de 1,518, a uma temperatura de 20°C.

Antes de começar a calibração do programa todas as luzes da sala eram desligadas para evitar interferências nas medições e, o microscópio era ligado cerca de 10-15 minutos antes de se começar a medir, para permitir a estabilização da luz.

Em seguida, procedia-se à calibração com recurso aos padrões e, posteriormente iniciavam-se as medições dos valores de refletância. O sistema era calibrado entre cada uma das amostras, para garantir uma maior eficiência nos dados obtidos.

Para cada amostra (lâmina) começaram por ser medidas cerca de 60 partículas. No entanto, após verificação da constância dos dados para a medição de apenas 30 partículas, valor estatístico mínimo de medições necessárias para a obtenção de um mesmo intervalo de confiança (McCormack, 1998), passaram a medir-se os valores de refletância em, pelo menos, 30 partículas por amostra.

Os valores obtidos eram instantaneamente projetados num programa informático gráfico (Histoplotter), assim que introduzidos. Este programa projetava um histograma para cada amostra (ver Anexo 4) e, fornecia o valor médio da refletância e do desvio padrão.

Os resíduos palinológicos, assim como as lâminas preparadas, encontram-se armazenados na Faculdade de Ciências e Tecnologia da Universidade do Algarve.

3.2.3.2. Preparação laboratorial de amostras para medição do grau de cristalinidade da ilite

A primeira parte do procedimento de preparação de amostras para a medição do grau de cristalinidade da ilite corresponde à primeira etapa de preparação de amostras descrita para o estudo de isótopos (ver capt.3.2.2.1). Já a segunda etapa do procedimento foi adaptada a partir do procedimento descrito por Merriman e Roberts (1985) mas, para amostras mais pequenas.

Uma vez reduzida a amostra a pó, colocava-se cerca de 1 grama de amostra num cilindro graduado, ao qual se juntava 25ml de água desionizada e, 5 gotas de um dispersante (hexametáfosfato de sódio). As amostras eram agitadas, e seguidamente eram sujeitas a um banho de ultrassons durante 5 minutos procedendo-se, em seguida, a nova agitação manual. Por fim, os cilindros eram colocados a repousar durante cerca de 3 horas.

Com o auxílio de uma pipeta graduada retirava-se cerca de 2 ml da amostra, de uma profundidade imediatamente abaixo dos 39 mm, onde se encontrava a fração inferior a 2 μ m, que se pretendia analisar. A fração da amostra pipetada era introduzida num porta-amostras preparado com um meio de montagem de silicone.

As amostras ficavam a secar durante a noite e, posteriormente, eram colocadas no difractómetro e analisadas. Para cada amostra repetiu-se a análise no difractómetro de Raios-X, desta vez recorrendo ao tratamento com glicolização durante cerca de 12 horas, com o objetivo de facilitar a identificação da natureza das argilas, principalmente da ilite (Mosser-Ruck *et al.*, 2005).

3.2.3.3. Medição do grau de cristalinidade da ilite

As amostras foram analisadas num equipamento Philips PW1720, equipado com um goniómetro Phillips PW1050/80 e um ânodo Cu k-alpha Phillips PW3313/20, que opera em condições padrão de 40kV e 20mA. O feixe de raios-X incidente passava primeiro por um "soller slit" (aparelho com várias ranhuras que dividem o feixe de radiação incidente em feixes menores paralelos, reduzindo a divergência) e, por uma ranhura com uma divergência

de 1° . No raio difratado era usada uma ranhura recetora com $0,2^\circ$, seguida de uma ranhura anti-difusora de 1° . Um monocromador curvado de grafite PW 1752/00 foi colocado na parte frontal do detetor de contagem proporcional PW1710.

Para cada amostra o pico de 10\AA foi analisado no intervalo 7° - 11° (2θ). Os difratogramas de Raios-X foram interpretados com recurso à utilização de um software – Traces 5.2, que automaticamente interpretava e media os picos (FWHM - Full width at half maximum) presentes em cada difratograma.

Por cada amostra eram realizadas 5 medições dos valores de FWHM, sendo posteriormente feita a média e corrigidos esses valores através da utilização de padrões Warr e Rice (Warr e Rice, 1994). Os padrões Warr e Rice tinham sido previamente corridos no difractómetro, nas mesmas condições que as amostras.

A etapa inicial da preparação das amostras, redução a pó, foi realizada no LNEG-LGM, em S. Mamede de Infesta. A segunda etapa do procedimento e a análise das amostras, foram efetuadas no Lab. de Geoquímica de Trinity College, Universidade de Dublin.

Capítulo 4

Palinostratigrafía

4. Palinostratigrafia

4.1. Introdução

Neste capítulo efetua-se a descrição, datação e interpretação das associações palinológicas recuperadas, nas amostras recolhidas nas 33 secções/cortes geológicos estudados. Nos dados palinológicos recuperados, com idades compreendidas entre o Câmbrico médio (remobilizados) e o Carbónico superior, verificou-se a presença de diversos grupos de palinomorfos, tendo sido objeto de estudo deste trabalho, essencialmente, as associações de esporos trilete, criptosporos, algas prasinófitas e acritarcas. Os principais conceitos e terminologia utilizada para a descrição dos géneros e das espécies classificadas, encontra-se descrita no Volume II (Palinologia Sistemática), assim como, a própria descrição dos *taxa*.

A descrição das secções/cortes geológicos está organizada por Zonas Paleogeográficas. Cada secção é localizada geograficamente passando-se, em seguida, à descrição da sucessão estratigráfica amostrada, com o auxílio de uma coluna estratigráfica ilustrativa. As associações de palinomorfos recuperadas são posteriormente enumeradas, pretendendo-se interpretar o significado biostratigráfico destas, com base na distribuição e ocorrência dos géneros e espécies identificados. Sempre que a diversidade das associações o permita, os resultados obtidos serão apresentados em tabelas de distribuição estratigráfica e/ou de presença/ausência de palinomorfos.

Nos perfis onde estejam reconhecidos dados de macrofósseis e quando for possível localizá-los na sequência, estes serão incluídos nos esquemas apresentados.

No final deste capítulo efetua-se a integração e análise de todos os resultados obtidos, com o intuito de se estabelecer uma comparação entre estes resultados e as associações de palinomorfos identificadas noutros países. Por último, realizar-se-á uma interpretação de cariz paleoambiental e paleogeográfico.

As legendas das colunas estratigráficas presentes neste capítulo estão organizadas por dimensão dos grãos constituintes das litologias, do mais fino para o mais grosseiro. Os esquemas topográficos simplificados, incluídos junto com alguns dos perfis, apenas são indicativos da localização aproximada das secções. O sistema de coordenadas geográficas utilizado para a localização das secções estudadas corresponde ao Sistema de Referência Terrestre Convencional WGS84. Relativamente à escala cronostratigráfica utilizada, será feita referência à Escala Cronostratigráfica Global (Cohen *et al.*, 2013) e, sempre que possível, no

Ordovícico também se utilizarão os termos da Escala Cronostratigráfica Regional para a Paleoprovíncia Mediterrânica – Norte Gondwana (Bergström *et al.*, 2008), tal como foi referido no capítulo 2, deste volume.

Na interpretação dos dados biostratigáficis fornecidos pelas associações recuperadas, foram utilizados diversos esquemas biozonais baseados em associações de esporos trilete e criptosporos (fig. 4.1 e 4.2). Relativamente aos acritarcas e algas prasinófitas, as distribuições estratigráficas foram retiradas do registo bibliográfico consultado, o qual será enumerado mais à frente, neste capítulo.

As associações de acritarcas do Câmbrico ao Devónico Superior estudadas a nível mundial serviram de base para o estabelecimento de esquemas biozonais locais, regionais e mesmo, intercontinentais, no entanto, a problemática inerente à classificação e distribuição estratigráfica dos acritarcas enquanto grupo *incertae sedis*, acaba por prejudicar a sua utilização na estratigrafia (Playford, 2003). Por sua vez, as associações de acritarcas, uma vez correlacionadas com outras associações fósseis, não só de macrofauna (*e.g.* graptólitos e trilobites) mas também, de microflora (esporos e criptosporos), revelam uma eficiência muito grande na datação de sucessões.

A grande extinção de acritarcas observada no final do Devónico (Servais *et al.*, 2008) levou a uma diminuição acentuada da diversidade e abundância deste grupo de palinomorfos, reduzindo a potencialidade para o estabelecimento de esquemas biozonais com base neste grupo, a partir desta idade (Playford, 2003). Por sua vez, a evolução das plantas continentais e, a sua radiação a partir do Silúrico médio, permitiram o estabelecimento de diversos esquemas biozonais com base no estudo e identificação de esporos triletes, pré-pólenes e pólenes, produzidos por estes organismos (Fensome *et al.*, 1990).

Neste estudo, por forma a potencializar ao máximo as interpretações a retirar dos resultados obtidos, as associações de acritarcas recuperadas correlacionaram-se, sempre que possível, com as associações de criptosporos e esporos trilete obtidas, para uma mais eficiente e precisa interpretação.

O estudo dos acritarcas recuperados (Câmbrico – Carbónico), baseou-se nos esquemas zonais e distribuições estratigráficas presentes em Downie (1984); Martin e Dean (1981, 1988); Fensome *et al.* (1990); Martin (1993); Molyneux *et al.* (1996; 2007); Le Hérissé *et al.* (2000); Parsons e Andersen (2000); Playford (2003); Vecoli (2008). No estudo dos esporos e criptosporos identificados, utilizaram-se os esquemas zonais e as distribuições estratigráficas

presentes em Smith e Buterworth (1967); Clayton (1971; 1985); Clayton *et al.* (1977; 1978); Clayton e Higgs (1979); Van der Zwan (1980); Keegan (1981); Higgs (1984); Richardson e McGregor (1986); Strel *et al.* (1987); Higgs *et al.* (1988); Burgess e Richardson (1995); Clayton (1996); Owens (1996); Steemans *et al.* (1996); Pereira (1999); Richardson *et al.* (2001); Clayton *et al.* (2003); Owens *et al.* (2004); Rubinstein e Vaccari (2004); Breuer *et al.* (2007), Pereira *et al.* (2007; 2008a; 2008b) e Vecoli *et al.* (2011).

Sistema	Série	Andar	Biozonação da Europa Ocidental	Biozonação de Portugal			
Carbónico	Pennsylvânico	Sup.	Kasimoviano	ST			
		Médio	Moscoviano	OT	OT		
				SL	SL		
		Inferior	Bashkiriano	NJ	NJ		
				RA	RA		
				SS	SS		
				FR	FR		
				KV	KV		
				SO			
		Mississippi	Sup.	Serpukhoviano	TK		
	Médio		Viseano	NC	NC		
				VF	SN		
				NM	NL		
				TC			
				TS	TS		
				P u	P u		
				Inferior	Tournaisiano	CM	CM
						P C	P C
				BP	BP		
			HD	HD			
		VI	VI				

Figura 4.1. Esquemas biozonais de esporos trilete definidos para o Carbónico. A biozonação da Europa Ocidental baseia-se nos trabalhos de Clayton, 1971; Clayton *et al.*, 1978; Clayton e Higgs, 1979; Van der Zwan, 1980; Keegan, 1981; Higgs, 1984; Clayton, 1985; Higgs *et al.*, 1988; Clayton, 1996; Owens, 1996; Owens *et al.*, 2004. A biozonação de Portugal baseia-se no trabalho de Pereira (1999).

Sistema	Série	Andar	Richardson e MacGregor (1986)	Burgess e Richardson (1995)	Richardson et al. (2001)	Strel et al. (1987)			
Devónico	Superior	Famenniano	<i>pusulites-lepidophyta</i>			LN			
			torquata-gracilis			LE			
						Frasniano	<i>flexuosa-cornuta</i>	LL	
		Emsiano					<i>annulatus-sexantii</i>	LV	Ech
								Pragianio	<i>polygonalis-emiensis</i>
						Lep			
		Lochkoviano				<i>micronatus-newportensis</i>	Vco	Var	
			Givetiano				<i>lemurata-magnificus</i>	Fla	
								Mic	
		Médio	Eifeliano			<i>devonicus-naumovii</i>	GF	Fam	
							Emsiano	<i>annulatus-sexantii</i>	GH
									Pragianio
	Lochkoviano		<i>micronatus-newportensis</i>			E			
						Givetiano	<i>lemurata-magnificus</i>	Db	
	Eifeliano		<i>velatus-langii</i>					Da	
		<i>douglstownense-eurypterota</i>						Cb	
	Inferior	Emsiano	<i>annulatus-sexantii</i>			BM			
						Pragianio	<i>polygonalis-emiensis</i>	BJ	
								Tco	
		Lochkoviano	<i>micronatus-newportensis</i>			TA			
						Givetiano	<i>lemurata-magnificus</i>	AD	Lem
								Ref	
		Eifeliano	<i>devonicus-naumovii</i>			Mac			
						Emsiano	<i>annulatus-sexantii</i>	AP	
Pragianio				<i>polygonalis-emiensis</i>	FD			Min	
		Lochkoviano	<i>micronatus-newportensis</i>		Pra				
Givetiano				<i>lemurata-magnificus</i>	Fov				
					Eifeliano	<i>velatus-langii</i>	AB		
Silúrico	Pridoli	<i>tripapillatus-spicula</i>	<i>tripapillatus-spicula</i>	<i>elegans-cantabric</i>	<i>Aneurospora</i> spp.				
	Ludlow	Ludfordiano	<i>lybicus-poecilomorphus</i>	<i>lybicus-poecilomorphus</i>	<i>S. inframurinata</i> var. <i>inframurinata</i>	<i>reticulata-sanpetrensis</i>			
		Gorstiano			<i>A. asperata</i>				
					<i>S. inframurinata</i> var. <i>cambriensis</i>				
					<i>C. obscura</i>				
	Wenlock	Homeriano	cf. <i>protophanus-verrucatus</i>	<i>brevicosta-verrucatus</i>	<i>E. protophanus</i>	<i>brevicosta-verrucatus</i>			
		Sheinwoodiano	<i>chulus-nanus</i>	<i>chulus-nanus</i>	<i>H. lamontii</i>	<i>vetusta-kozlica</i>			
	Llandovery	Telychiano	<i>avitus-dilutus</i>		<i>A. brevicosta</i>				
		Aeroniano							
		Rhuddaniano							

Figura 4.2. Esquemas biozonais de esporos trilete e criptosporos definidos para o Silúrico e Devónico, utilizados neste estudo.

4.2. Secções Estudadas

4.2.1. Zona Centro-Ibérica

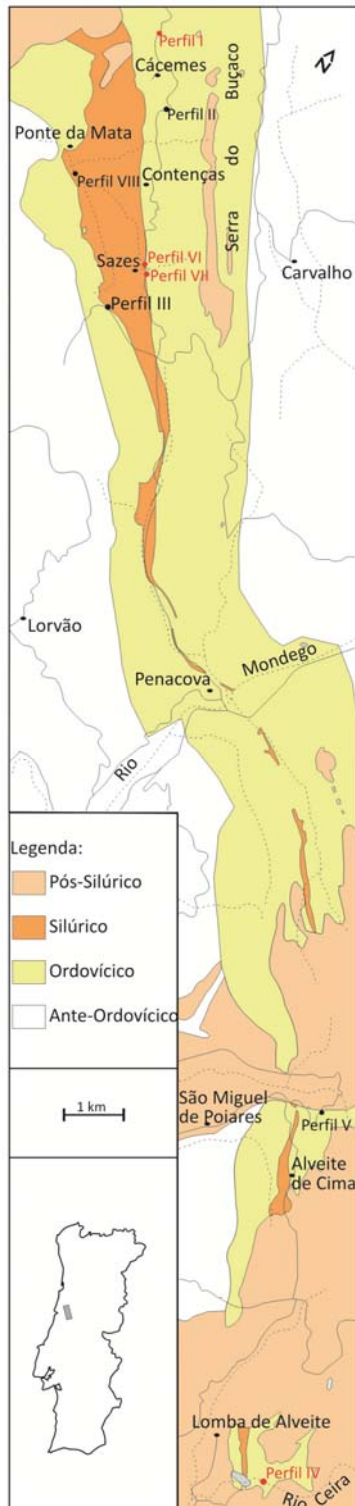


Figura 4.3. Localização dos perfis estudados na região do Buçaco (Adapt. Carrington da Costa, 1950; Piçarra e Sequeira, 2010). A vermelho encontram-se os perfis com resultados positivos.

4.2.1.1. Região do Buçaco

Na região do Buçaco foram estudados 8 cortes para palinologia (tab. 3.1, capt. 3), num total de 124 amostras (tab 3.2, capt. 3). Os cortes estudados (fig. 4.3) abrangeram sucessões estratigráficas do Ordovícico Inferior (Floiano superior = Arenigiano Médio) ao Silúrico médio a superior (Ludlow (Ludfordiano) - ?Pridoli), sendo apresentados em seguida.

4.2.1.1.1. Perfil I - Cávemes

O perfil de Cávemes localiza-se na EN235, junto ao desvio para a população de Cávemes, aproximadamente nas seguintes coordenadas: $N40^{\circ}20'40.3''$ $W8^{\circ}21'11.2''$. Este perfil corresponde ao local onde se definiu o estratótipo da Formação Fonte da Horta (Young 1985, 1988). O corte encontra-se dividido em duas secções (fig. 4.4), abrangendo as Formações Fonte da Horta, Cabril, Carregueira e Louredo (parte inferior da formação), num intervalo estratigráfico compreendido entre o Dobrotiviano e o Berouniano.

A primeira secção da sucessão (secção 1) é constituída pelos sedimentos da Fm. Fonte da Horta, abrangendo cerca de 30 m de pelitos com raras intercalações de bancadas areníticas (Young, 1988). Nesta secção, a base da Formação Fonte da Horta não se encontra exposta, enquanto o seu topo é marcado pela passagem às primeiras bancadas de arenitos pertencentes à Formação Cabril (Young, 1988). Devido à má exposição da secção 1 no lado norte da estrada, o procedimento de amostragem continuou numa segunda secção (secção 2) aflorante no lado sul. A segunda secção inicia-se com a parte intermédia a superior da Formação Cabril, constituída por arenitos, siltitos e pelitos intercalados, seguindo-se em

descontinuidade estratigráfica, quer na base, quer a topo, os sedimentos pelíticos negros da Fm. Carregueira e, por fim, a Formação Louredo, constituída por bancadas de arenitos finos intercaladas por pelitos negros, onde foram recolhidas amostras, apenas dos níveis de base desta formação, incluindo, da Camada de Favaçal (nível de base da Formação Louredo).

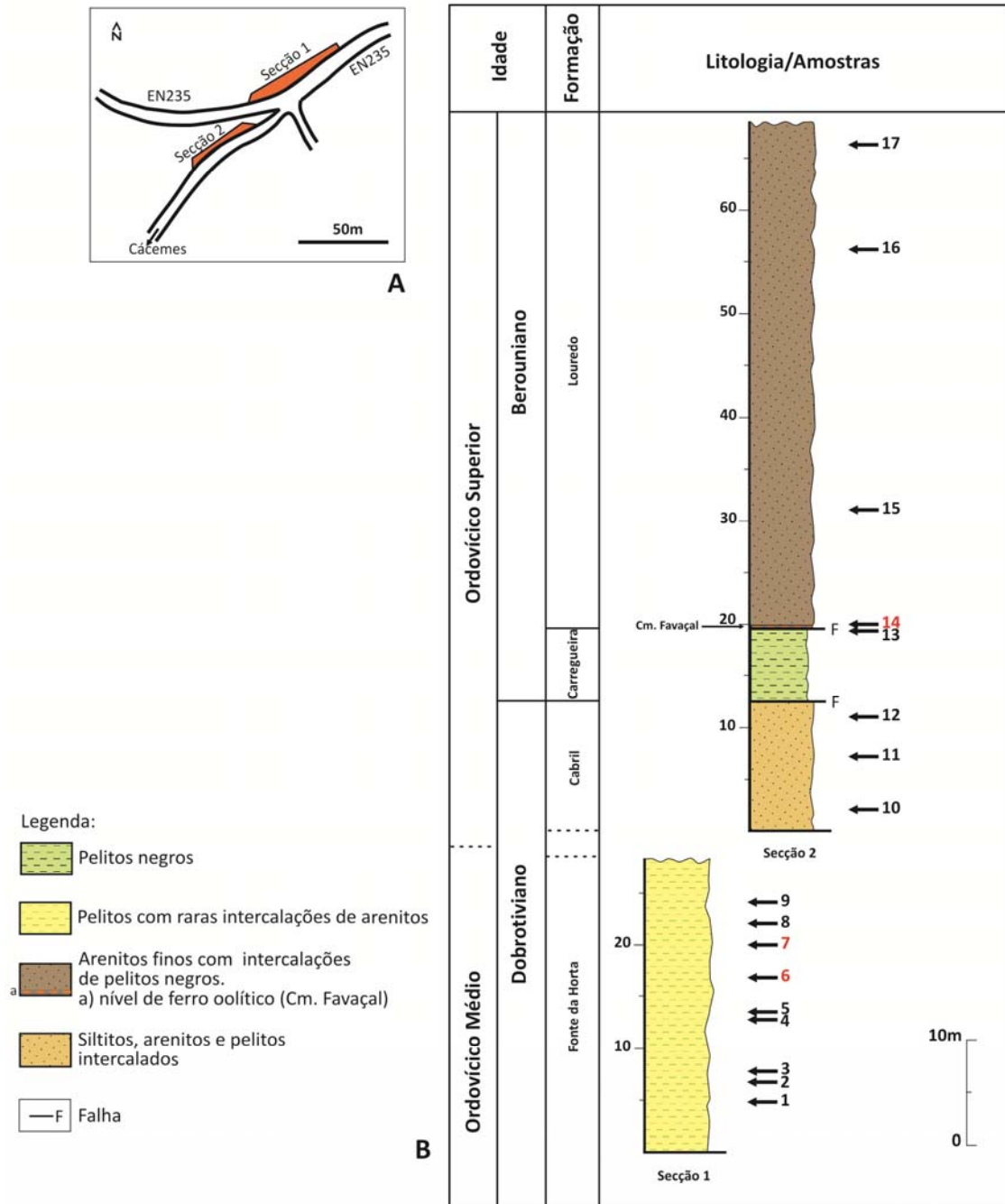


Figura 4.4. A - Localização simplificada das secções amostradas. B - Coluna estratigráfica do Perfil I (Cacemes), com localização das amostras estudadas. Assinalam-se a vermelho as amostras produtivas para palinologia. (ver Anexo 2, estampa de afloramento 1, foto 1)

Tendo em conta os dados de macrofósseis existentes neste perfil, os dados de quitinozoários (Biozona *Linochitina pissotensis*) (Paris, 1981) e de graptólitos (Biozona *Glyptograptus teretiusculus*) (Henry *et al.*, 1976) recolhidos na parte média a superior da Formação Fonte da Horta, indicam uma idade provável de Dobrotiviano Inferior a Superior (Paris, 1981). Por sua vez, Sá *et al.* (2011) fazem referência à existência da subzona de trilobites *Morgatia hupei*, nos níveis médios-superiores da mesma unidade, que indicam o topo do Dobrotiviano inferior.

Foram recolhidas 17 amostras deste corte (amostras 1 a 17), tendo sido, todas as amostras processadas e oxidadas. O resíduo orgânico obtido apresentava uma tonalidade escura, o que poderia evidenciar a presença de material orgânico viável para o estudo palinológico. No entanto, a maioria do material encontrava-se mineralizado, tendo quase todas as amostras sido oxidadas até à exaustão sem resultados objetivos. Neste corte apenas 3 das amostras se revelaram positivas (amostras 6, 7 e 14), tendo sido registados tempos de oxidação na ordem dos 45 a 50 minutos.

As amostras positivas estudadas revelaram-se pouco produtivas quanto à presença de palinomorfos. Estes encontravam-se em muito mau estado de preservação (espécimenes partidos e piritizados), tendo sido recuperada uma associação pouco diversificada e em número reduzido. Devido ao seu estado de preservação, grande parte dos espécimenes recuperados foram impossíveis de classificar e, os exemplares classificados apenas foram identificados ao nível do género, registando-se espécimenes de: *Baltisphaeridium* sp., *Cymatiosphaera* sp., *Leiofusa* sp., *Leiosphaeridia* sp. 1, *Solisphaeridium* sp., *Veryhachium trispinosum*, *Veryhachium* spp. (tab. 4.1). As associações recuperadas permitiram, igualmente, observar fragmentos de quitinozoários e escolecodontes.

As classificações genéricas obtidas não permitem a determinação de uma idade precisa, principalmente porque são géneros e espécies que apresentam uma distribuição estratigráfica alargada (Downie, 1984; McLean e Chisholm, 1996). Nas amostras estudadas, os espécimenes com morfologia “veryhacoide” são predominantes, o que está de acordo com os dados de palinomorfos apresentados no trabalho de Elaouad-Debbaj (1978), para este mesmo corte. Outra informação importante a retirar quando se comparam os dados de ambos os trabalhos, corresponde aos problemas relacionados com a má preservação do material, nomeadamente, quanto ao seu elevado nível de piritização, situação que é comum em ambos os estudos (Elaouad-Debbaj, 1978; este estudo).

Tabela 4.1. Distribuição estratigráfica dos palinomorfos recuperados nas amostras produtivas do Perfil I (Cácmes). Biostratigrafia: 1 – Dobrotiviano; 2- Berouniano.

Amostras ref.				
6	7	14		
•			<i>Cymatiosphaera</i> sp.	Algas Prasinófitas
•			<i>Leiosphaeridia</i> sp. 1	
—•			<i>Veryhachium trispinosum</i>	Acritarcas
—•	—•	—•	<i>Veryhachium</i> spp.	
	•		<i>Baltisphaeridium</i> sp.	
	•		<i>Leiofusa</i> sp.	
	•		<i>Solisphaeridium</i> sp.	
1	2		Biostratigrafia	

4.2.1.1.2. Perfil II – Ponte da Mata

O perfil de Ponte da Mata localiza-se na EN235, junto ao desvio para a localidade de Ponte da Mata, aproximadamente nas seguintes coordenadas: N40°20'17.6'' W8°20'57.1''. Este perfil, dividido em duas secções (fig. 4.5), corresponde ao local onde foi definido o estrátotipo da Formação Louredo (Young, 1988).

A primeira secção (secção 1) inicia-se na parte superior da Formação Louredo, constituída por arenitos que passam a topo a intercalações de pelitos escuros (Membro Galhano) (≈ 4 m de espessura). A topo desta formação encontra-se a passagem para a Formação Porto de Santa Ana. Os sedimentos desta formação encontram-se expostos por cerca de 138 m, não tendo sido realizada amostragem nesta unidade, por a litologia não ser a mais favorável para estudos palinológicos. A topo da Fm. Porto de Santa Ana, encontra-se a Fm. Sazes, sendo que os sedimentos de base desta unidade, não apresentavam fáceis propícias para amostragem, por se encontrarem muito alterados. Assim, recolheram-se amostras dos níveis intermédios desta formação, correspondente à segunda secção deste perfil. Na segunda secção, cerca de 20m de sedimentos dobrados, foram amostrados (fig.4.5).

Neste perfil foram recolhidas 6 amostras (amostras 18 a 23), três delas recolhidas da Formação de Louredo – Membro Galhano e, as outras três recolhidas da Fm. Sazes. Todas as amostras foram processadas e oxidadas. No entanto, todo o material orgânico encontrava-se

mineralizado, tendo as amostras sido oxidadas até à exaustão sem se obterem resultados positivos.

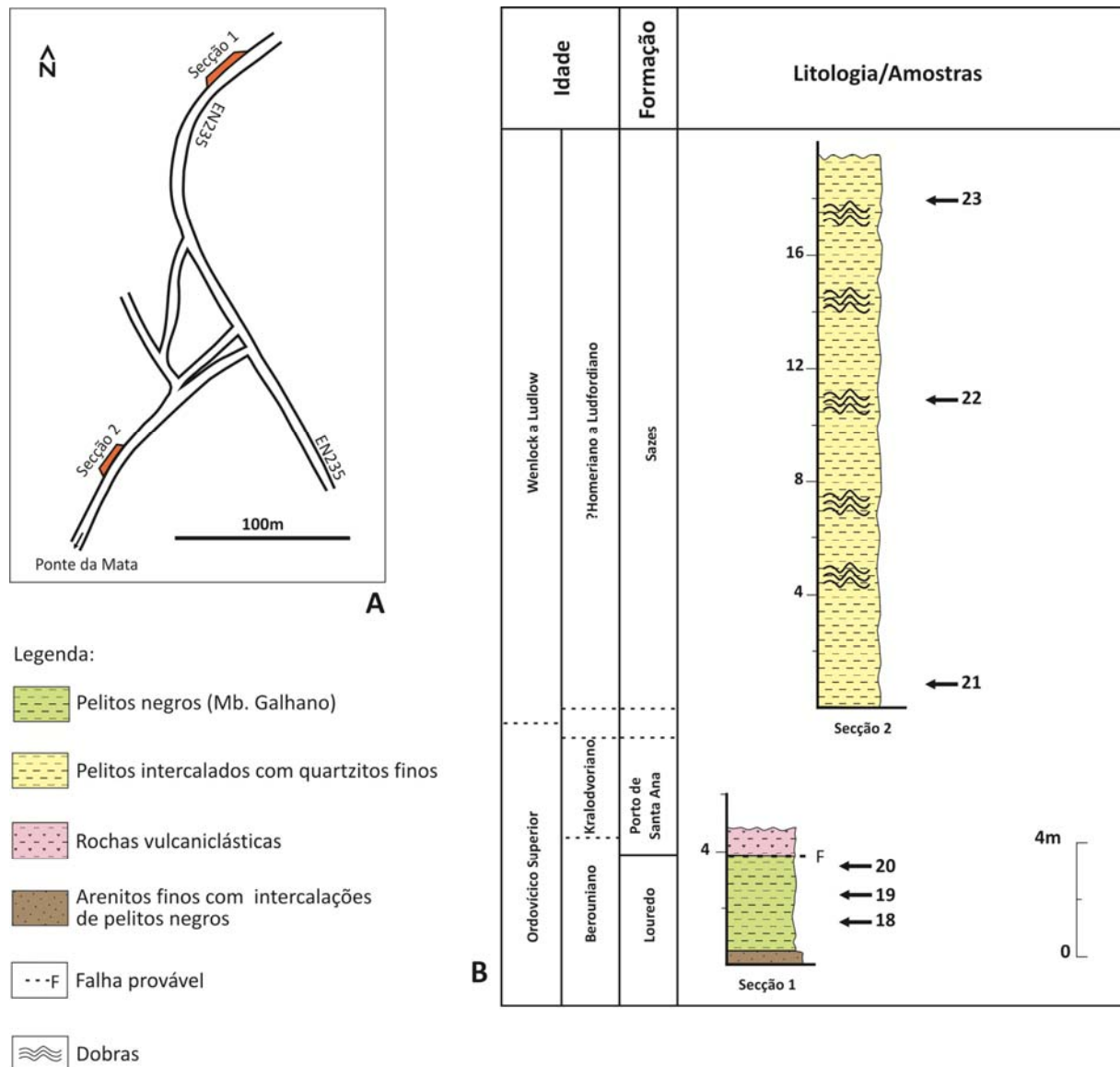


Figura 4.5. A - Localização simplificada das secções amostradas. B – Coluna estratigráfica do Perfil II (Ponte da Mata), com localização das amostras estudadas. (ver Anexo 2, estampa de afloramento 1, foto 2)

4.2.1.1.3. Perfil III – Corgas

O Perfil III – Corgas, localiza-se no entroncamento com a EM535-2, junto ao desvio para a localidade de Casqueira, aproximadamente nas seguintes coordenadas: N40°18'29.9'' W8°20'25.8''.

O corte amostrado (fig.4.6) abrange a Formação Vale da Ursa e Sazes, numa espessura de cerca de 50 m. Neste local subsistem dúvidas de carácter estrutural, tendo sido um dos objetivos, datar os níveis sedimentares para auxiliar nas atividades de cartografia geológica de

A.J.D. Sequeira, para a edição da Carta Geológica à escala 1:50 000, Folha 19-B (Coimbra-Penacova). Assim, procedeu-se à realização de uma amostragem exploratória. No perfil amostrado, segundo indicações no local do colega A.J.D. Sequeira, observa-se a passagem da Fm. Vale da Ursa para a Formação Sazes. Na passagem entre as formações encontra-se uma zona intensamente fraturada.

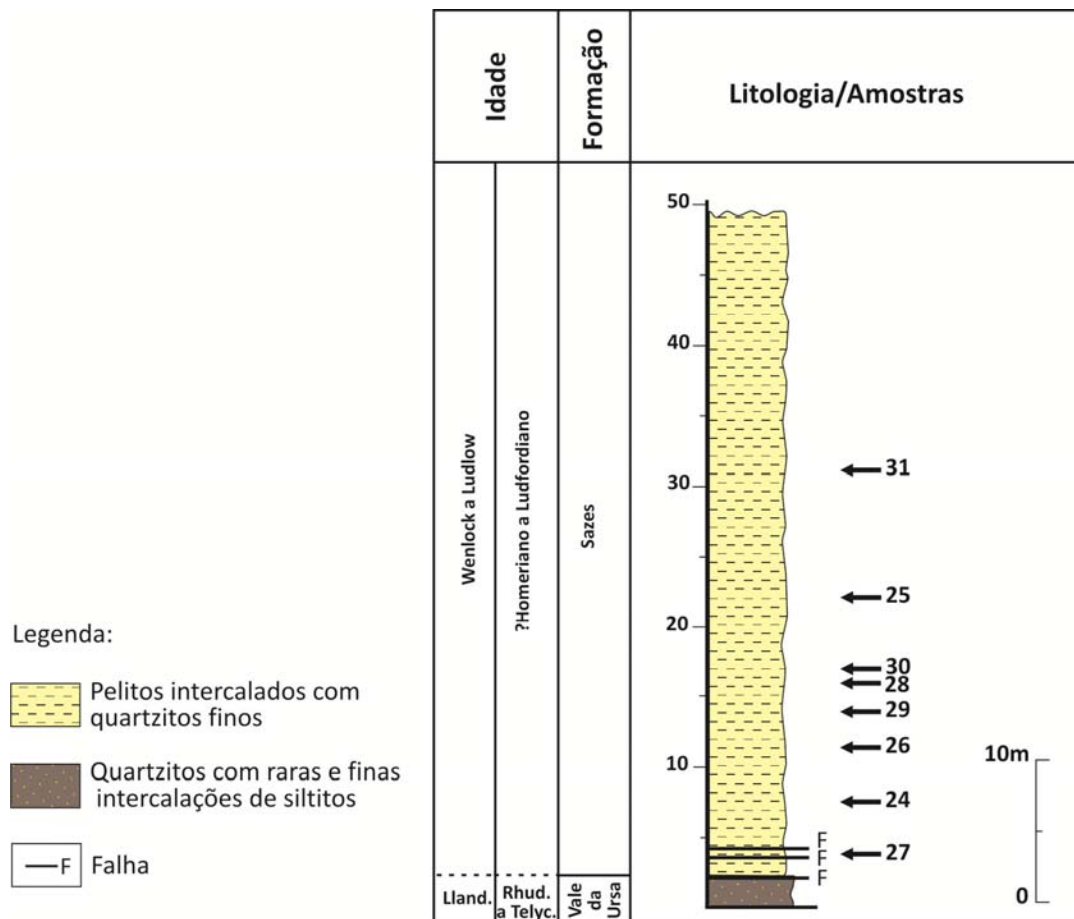


Figura 4.6. Coluna estratigráfica do Perfil III (Corgas), com localização das amostras estudadas.

Nesta secção foram recolhidas 8 amostras (amostras 24 a 31), todas elas pertencentes à Formação Sazes. As amostras foram processadas e oxidadas, no entanto, o resíduo orgânico era muito reduzido e encontrava-se mineralizado. As amostras foram oxidadas até à exaustão sem terem apresentado quaisquer resultados.

4.2.1.1.4. Perfil IV – Rio Ceira

O perfil do Rio Ceira localiza-se numa estrada de terra de traçado paralelo ao Rio Ceira, junto ao local de Cabril de Baixo, aproximadamente nas seguintes coordenadas: N40°10'35.0'' W8°10'43.7''. O corte amostrado (fig.4.7), corresponde ao corte mais contínuo realizado nesta região, assim como, a um dos mais estudados ao longo dos anos (e.g. Young, 1988; Soares *et al.*, 2007).

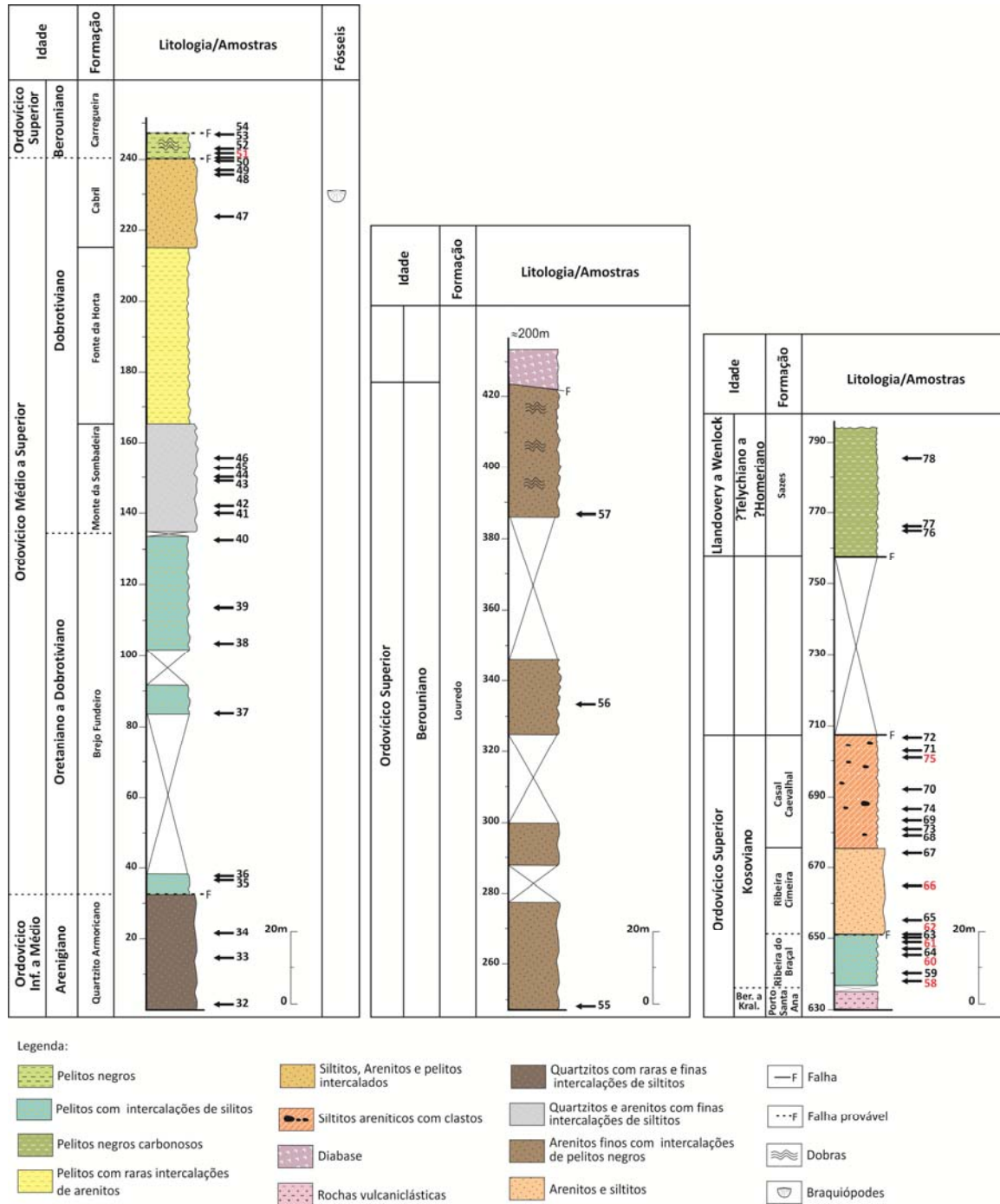


Figura 4.7. Coluna estratigráfica do Perfil IV (Rio Ceira), com localização das amostras estudadas. Assinalam-se a vermelho as amostras produtivas para palinologia. Os dados de macrofauna indicados baseiam-se no trabalho de Young (1988). (ver Anexo 2, estampa de afloramento 2, foto 1 e 2)

O perfil amostrado para este estudo abrangeu as Formações Quartzito Armoricano, Brejo Fundeiro, Monte da Sombadeira, Fonte da Horta, Cabril, Carregueira, Louredo, Porto de Santa Ana, Ribeira do Braçal, Ribeira Cimeira, Casal Carvalhal e Sazes, tendo sido recolhidas 47 amostras no total (amostras 32 a 78). Uma grande parte do perfil elaborado corresponde a uma adaptação do Log 2 (fig. 3) e Log 13 (fig. 8), do trabalho de Young (1988).

Constituída por cerca de 460 m de espessura (Soares *et al.*, 2007), a Formação Quartzito Armoricano apenas foi amostrada nas camadas do topo, nos níveis siltíticos finos que se encontravam intercalados nos últimos 32 metros desta formação, entre as bancadas quartzíticas (fig. 4.7). Em continuidade estratigráfica encontram-se os sedimentos pelíticos e siltíticos da Fm. Brejo Fundeiro, possuindo uma espessura de cerca de 100 m, com secções não expostas, aos quais se seguem cerca de 30 m de sedimentos quartzíticos e areníticos finos, que se intercalam com siltitos, da Fm. Monte da Sombadeira (Soares *et al.*, 2007). Neste local não se observa a passagem entre ambas as formações descritas.

Na sucessão amostrada seguem-se cerca de 50 m de pelitos intercalados por raras bancadas areníticas, a que corresponde a Fm. Fonte da Horta e, que se encontravam visivelmente alterados, não se procedendo à amostragem destas camadas. A topo da Fm. Fonte da Horta observa-se a passagem aos dois conjuntos de bancadas areníticas e siltíticas, intercalados por níveis escuros de pelitos, da Fm. Cabril que, neste local, possui cerca de 25 metros de espessura (Soares *et al.*, 2007). Segue-se a Fm. Carregueira, na qual se observam cerca de 7 m de espessura de pelitos negros, nos quais foram efetuadas 4 recolhas de amostras para estudos palinológicos.

A Fm. Louredo localiza-se a topo da Fm Carregueira, observando-se o horizonte de ferro oolítico característico da base desta formação (Camada do Favaçal). Abarcando uma espessura de cerca de 180 m de bancadas de arenitos, intercaladas por níveis pelíticos de cor escura, nas camadas areníticas é possível observarem-se figuras sedimentares como, estratificação cruzada ou *ripples* de corrente. Ao longo desta parte do perfil, várias áreas encontram-se sem exposição e, para o topo da unidade começam a observar-se dobramentos tectónicos nas camadas, existindo uma rocha diabásica que se intrui nos sedimentos desta formação. Na Formação Louredo foram recolhidas 3 amostras, uma delas retirada da Camada do Favaçal.

A parte superior da Fm. Louredo não se encontra exposta, assim como, parte da Fm. Porto de Santa Ana, a qual não evidenciava fáceis propícias para amostragem. Segue-se, em continuidade estratigráfica, uma sucessão com cerca de 14 metros de espessura formada por alternâncias de pelitos e siltitos, que correspondem aos sedimentos da Formação Ribeira do

Braçal, na qual foram recolhidas 7 amostras. Em discordância sobre esta unidade encontram-se depositados os arenitos conglomeráticos, arenitos e siltitos, da Fm. Ribeira Cimeira, com espessura de cerca de 26 m. A topo, segue-se a Formação Casal Carvalhal, constituída por siltitos areníticos, com clastos de arenitos, argilitos, calcários e ferro oolítico, com cerca de 30 metros de espessura.

Por último, as rochas sedimentares mais recentes correspondem a pelitos negros carbonosos, da Formação Sazes, que contatam por falha com os sedimentos de idade ordovícica da Fm. Casal Carvalhal. Nesta unidade foram amostrados apenas os primeiros 25 metros, tendo-se procedido à recolha de 3 amostras para estudos palinológicos.

Neste perfil foram reconhecidas diversas biozonas de macrofósseis. Na formação Cabril, aproximadamente aos 16 m da base, foram identificados exemplares do braquiópode *Apollonorthis bussacensis* (Young, 1988). Segundo Young (1988), este braquiópode apresenta uma distribuição estratigráfica muito próxima da espécie de trilobite *Placoparia (C.) borni*, espécie índice da Biozona com o mesmo nome, de idade Dobrotiviano superior (Gutiérrez-Marco *et al.*, 2002) permitindo, assim, datar parte da formação.

A Formação Ribeira do Braçal apresenta uma macrofauna constituída por crinóides, ostracodes e braquiópodes, recolhidos cerca de 50 m a norte deste local (Young, 1988). Segundo Young (1988), a fauna identificada corresponde à Zona 12 descrita nesse trabalho, à qual é atribuída a idade de Kosoviano (= Hirnantiano).

No total, neste local foram recolhidas 47 amostras (amostras 32 a 78), no entanto, apenas 9 revelaram a presença de palinomorfos passíveis de serem classificados, duas delas contendo apenas quitinozoários. O resíduo palinológico, na grande maioria das amostras, era em pouca quantidade. Por outro lado, o mau estado de preservação dos palinomorfos presentes no resíduo palinológico, dificultou a sua identificação. A maioria dos exemplares estavam fraturados e muito piritizados, o que dificultou o processo de identificação destes. As associações recuperadas revelaram-se pouco diversificadas e pouco abundantes em número de espécimes, tendo um tempo de oxidação médio de cerca de 30 minutos.

A Formação Carregueira forneceu 1 amostra positiva (amostra 51), tendo sido possível identificar espécimes de acritarcas do género *Veryhachium*. Pela primeira vez em Portugal identificaram-se espécimes de criptosporos de *Gneudnaspora chibrikovae* em amostras desta idade (Ordovícico superior), constituindo até à data, um dos registos mais antigos de criptosporos conhecidos em território português.

A Formação Louredo não forneceu espécimes de acritarcas ou criptosporos passíveis de serem identificados, no entanto, mostrou ser rica em quitinozoários.

Relativamente à Formação Ribeira do Braçal, das 7 amostras recolhidas, 4 foram positivas (amostras 58, 60, 61 e 62), fornecendo palinomorfos (acritarcas, prasinófitas, criptosporos e quitinozoários) mal a moderadamente preservados. A associação de acritarcas e algas recuperadas incluem espécimes dos géneros: *Eupoikilofusa* sp. 1, *Eupoikilofusa* sp. 2, *Leiosphaeridia* sp. 1, *Lophosphaeridium* spp., *Multiplicisphaeridium* sp., *?Proteolobus* sp., *Veryhachium ?subglobosum*, *V. trispinosum*, *Villosacapsula irrorata*, *V. setosapellicula* e *Visbysphaera* cf. *V. microspinosa* (tab. 4.2). Estas amostras permitiram, igualmente, a identificação, pela primeira vez, de uma associação de criptosporos um pouco mais diversificada do que a encontrada na amostra da Formação Carregueira, neste mesmo corte: *Dyadospora murusattenuata* Morphon; *Rugosphaera ?cerebra*, *Tetraedraletes medinensis* e *Velatitetras retimembrana* (tab. 4.2). Completam as associações, espécimes de quitinozoário *?Conochitina* sp., identificados pelo colega Nuno Vaz (Universidade de Trás-os-Montes e Alto Douro - UTAD) e, não inseridos na tabela 4.2 por não fazerem parte dos grupos de palinomorfos alvo de estudo, neste trabalho.

A associação de acritarcas e de algas recuperada é pouco diversificada, sendo dominada pelas formas “veryhacoides” (*Veryhachium* spp., *Villosacapsula* spp.) o que, segundo Vecoli (2008), será típico de associações do Ordovícico Superior. Este autor, referindo-se às associações de acritarcas do Ordovícico Superior, indica que diversos géneros de acritarcas sobreviveram ao período glacial que se verificou durante o Hirnantiano, continuando a existir durante o Silúrico (e.g. *Multiplicisphaeridium* sp., *Leiofusa* sp.). Segundo este autor, a glaciação não chegou a promover um evento de extinção global para este grupo fóssil. Aliás, segundo esse trabalho, em associações recuperadas no Norte de Africa, a taxa de abundância e de variabilidade morfológica intra-específica de *taxa* com longas distribuições estratigráficas como, *Dactylofusa*, *Evittia*, *Multiplicisphaeridium*, *Poikilofusa* e *Veryhachium*, revelou-se abundante durante a glaciação, o que aparenta constituir uma resposta, ou uma possível estratégia de sobrevivência para as condições glaciares verificadas. Segundo este autor, durante a época glacial também se verificou o aparecimento de novos géneros de acritarcas (e.g. *Evittia*, *Neoveryhachium*), sendo que, alguns deles vieram a tornar-se dominantes durante o Silúrico (e.g. *Cymbosphaeridium* e *Visbysphaera*).

Tabela 4.2. Distribuição estratigráfica dos palinórfos recuperados nas amostras produtivas do Perfil IV (Rio Ceira). Biostratigrafia: 1- Berouniano; 2- Kosoviano.

Amostras ref.							
51	58	60	61	62	66 75		
			•			<i>Leiosphaeridia</i> sp. 1	Pras.
			•—•			? <i>Proteolobus</i> sp.	Algas
•	•	•	•	•		<i>Veryhachium</i> spp.	Acritarcas
	•	•	•	•		<i>Lophosphaeridium</i> spp.	
	•	•	•	•		<i>Villosacapsula irrorata</i>	
	•	•	•	•	•	<i>Villosacapsula setosapellicula</i>	
			•			<i>Visbysphaera</i> cf. <i>V. microspinosa</i>	
			•	•	•	<i>Veryhachium trispinosum</i>	
				•		<i>Eupoikilofusa</i> sp. 1	
				•		<i>Eupoikilofusa</i> sp. 2	
				•		<i>Multiplicisphaeridium</i> sp.	
				•		<i>Veryhachium ?subglobosum</i>	
					•	<i>Veryhachium lairdii</i>	
•						<i>Gneudnaspora chibrikovae</i>	Cristosporos
			•			<i>Rugosphaera ?cerebra</i>	
			•	•	•	<i>Tetraedraletes medinensis</i>	
			•	•		<i>Velatitetras retimembrana</i>	
				•		<i>Dyadospora murusattenuata</i> Morphon	
1			2			Biostratigrafia	

A associação recuperada do resíduo palinológico proveniente das amostras da Fm. Ribeira do Braçal, inclui géneros e espécies com ampla distribuição estratigráfica (e.g. *Veryhachium* spp., *Multiplicisphaeridium* sp.), espécimes cuja distribuição se inicia no topo do Kosoviano (género *Visbysphaera*) e, exemplares de *Villosacapsula setosapellicula*, que se extinguem no topo do Hirnantiano.

Assim, tendo em conta a distribuição estratigráfica dos géneros e espécies classificados (e.g. Fensome *et al.* 1990; Playford, 2003; Vecoli, 2008), a associação de palinórfos recuperada permite indicar a idade de Kosoviano superior. Os primeiros resultados de

palinomorfos obtidos para o topo do Ordovícico, nesta região, acabam por complementar os dados de microfósseis já existentes.

A presença de criptosporos na associação recuperada, poderá ser um indicador paleoambiental da existência de plantas terrestres primitivas tolerantes a uma grande diversidade de condições ambientais (pré-glaciares, ou mesmo, glaciares).

A Formação Ribeira Cimeira forneceu uma amostra positiva (amostra 66), com uma associação muito limitada, tendo sido identificados dois exemplares da espécie *Veryhachium trispinosum* e, um exemplar de quitinozoário (*Conochitina* sp.), o que não permitiu a restrição da idade.

Por último, das 8 amostras recolhidas na Formação Casal Carvalhal, apenas 1 amostra se revelou positiva (amostra 75). Esta amostra, extremamente pobre e muito mal preservada, forneceu 4 exemplares passíveis de identificação. Dois deles pertencentes ao género *Villosacapsula* (*V. setosapellricula*) e, os outros dois pertencentes ao género *Veryhachium* (*V. lairdii*).

Os resultados recuperados das Formações Ribeira do Braçal, Ribeira Cimeira e Casal Carvalhal, correspondem aos primeiros dados de palinomorfos (acritarcas e criptosporos) recuperados a partir de níveis sedimentares do Kosoviano, em Portugal. Apesar de apresentarem associações pouco diversas e com má preservação, constituem o primeiro passo para a caracterização das associações de palinomorfos hirnantianas, presentes no nosso país.

4.2.1.1.5. Perfil V – Senhora do Bidueiro

O perfil da Senhora do Bidueiro localiza-se na EN17, junto ao desvio para as localidades de Venda Nova e Moinho, aproximadamente nas seguintes coordenadas: N40°13'44.0'' W8°12'36.4''. O corte amostrado (fig. 4.8) abrange as Formações Quartzito Armoricano, Brejo Fundeiro, Monte da Sombadeira, Fonte da Horta, ?Cabril? e Louredo.

Entre a Formação Quartzito Armoricano e Brejo Fundeiro existe um cavalgamento, sendo possível observarem-se cerca de 30 metros de espessura de sedimentos de idade Cretácica, pertencentes à Formação Lomba do Alveite, segundo A.J.D. Sequeira (info. oral). Já na parte superior do corte descrito, existem algumas dúvidas de carácter tectono-estratigráfico, não se tendo a certeza se os sedimentos aflorantes nos últimos metros pertencerão às Formações Cabril ou Louredo (A.J.D. Sequeira, info. oral). Tendo em conta essa dificuldade na interpretação da sucessão, foram recolhidas diversas amostras para estudos palinológicos, na

tentativa de fornecer alguma informação biostratigráfica, que permitisse auxiliar na resolução desta problemática.

Neste corte foram recolhidas 23 amostras (amostras 79 a 101), tendo sido todas elas processadas e oxidadas. No entanto, o resíduo orgânico encontrava-se mineralizado e as amostras foram oxidadas até à exaustão, sem terem apresentado quaisquer resultados.

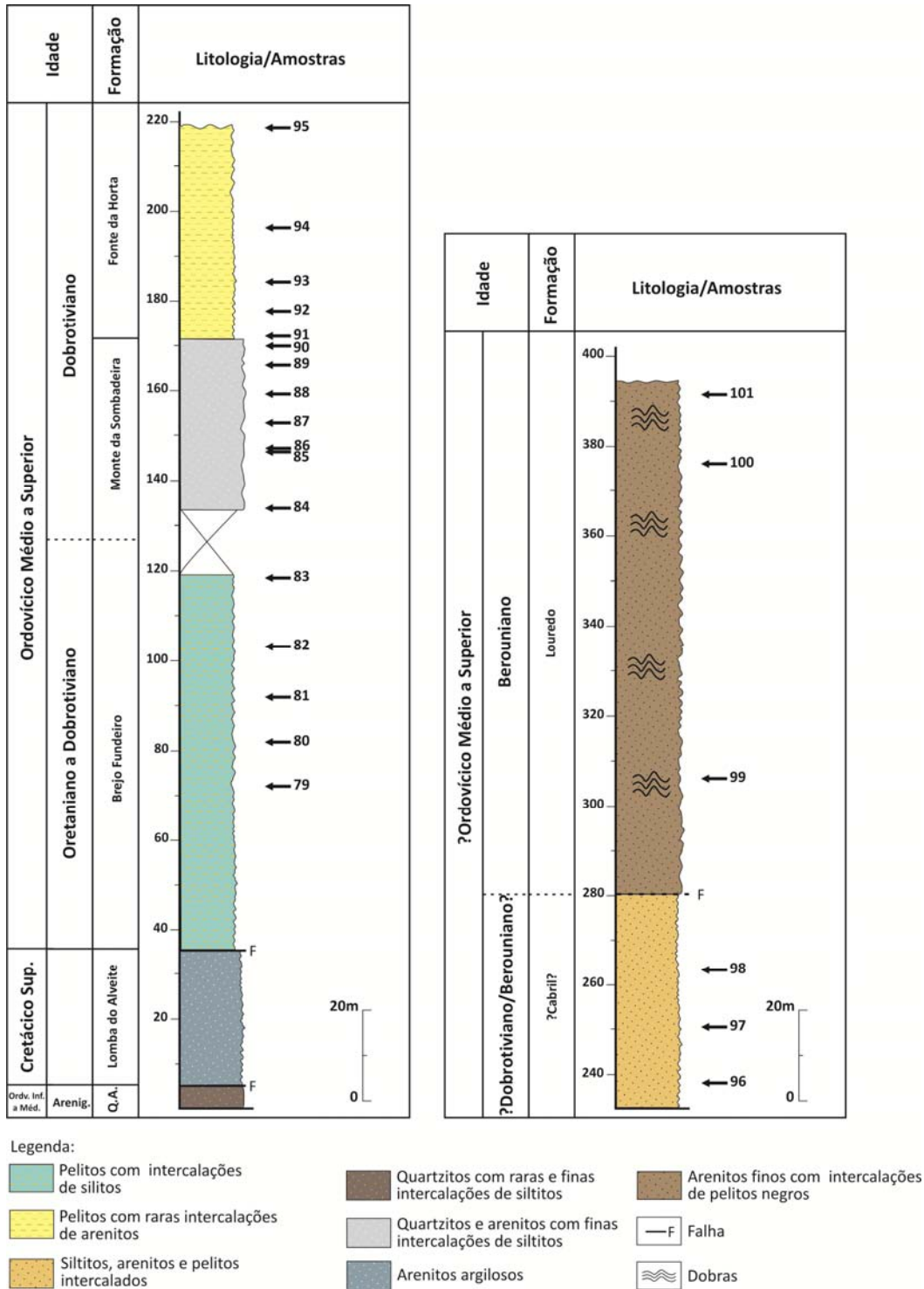


Figura 4.8. Coluna estratigráfica do Perfil V (Senhora do Bidueiro), com localização das amostras estudadas. (ver Anexo 2, estampa de afloramento 3, foto 1)

4.2.1.1.6. Perfil VI – Sazes 1

O perfil Sazes 1 localiza-se no desvio da EN 235 para uma estrada de terra, em frente ao cemitério de Sazes de Lorvão, aproximadamente nas seguintes coordenadas: N40°19'0.8'' W8°20'8.3''.

O corte inicia-se com as rochas vulcanoclásticas pertencentes à Formação Porto de Santa Ana e, a topo destas, encontram-se os sedimentos da Formação Sazes. O contato entre ambas as formações é feito por falha, no entanto, neste local não se consegue observar nenhum tipo de acidente. Os sedimentos silúricos são constituídos por níveis finos de pelitos cinzentos, intercalados com quartzitos impuros, típicos da parte superior desta formação. Estes níveis sedimentares encontram-se dobrados e apresentam alteração meteórica, tendo sido recolhidas amostras apenas nos primeiros 16 metros do corte (espessura aparente) (fig. 4.9).

Neste local foram, igualmente, recolhidas amostras de graptólitos estudadas pelo colega J.M. Piçarra (LNEG), tendo sido identificado o graptólito *Colonograptus deubeli*, indicativo da Biozona *praedeubeli-deubeli* do Homeriano (info. oral).

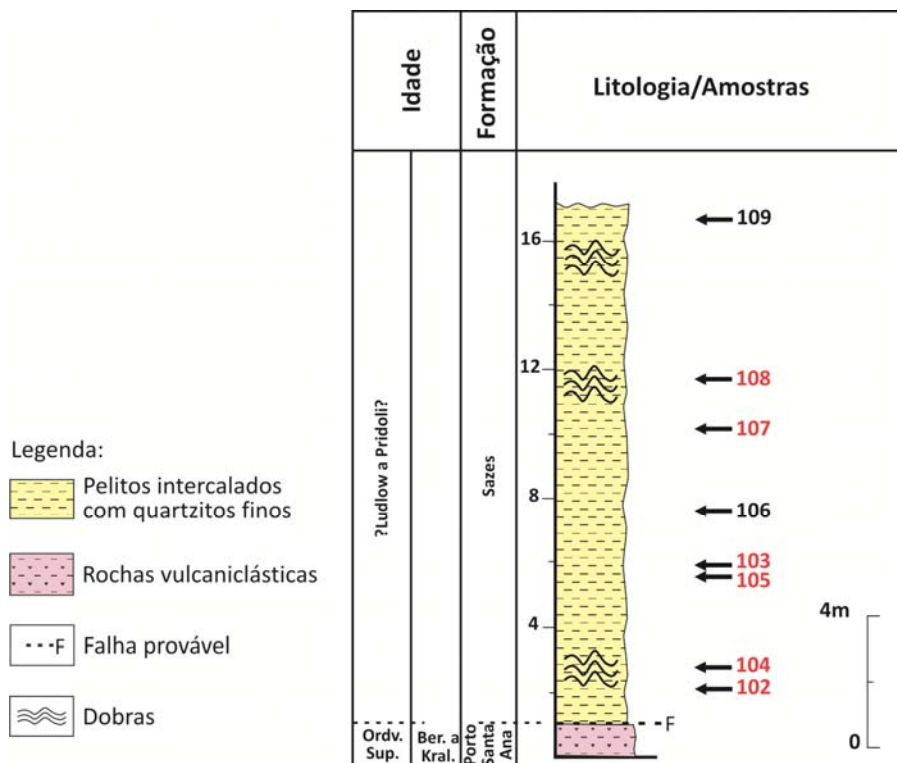


Figura 4.9. Coluna estratigráfica do Perfil VI (Sazes 1), com localização das amostras estudadas. Assinalam-se a vermelho as amostras produtivas para palinologia.

No corte foram recolhidas 8 amostras para estudos palinológicos (amostras 102 a 109), em duas campanhas de campo, sendo uma delas de reforço de amostragem após análise dos

primeiros dados obtidos. Seis amostras apresentaram resultados positivos (amostras 102, 103, 104, 105, 107, 108). A associação de palinomorfos recuperados (acritarcas, prasinófitas, criptosporos, esporos e quitinozoários) encontrava-se moderadamente preservada e, é moderadamente diversificada (tab. 4.3). O tempo de oxidação médio destas amostras foi de 20 minutos.

A associação de acritarcas e prasinófitas recuperadas nestas amostras incluem: *Baltisphaeridium areolatum* subsp. *granulosum*, *Baltisphaeridium* sp., *Cymatiosphaera* spp., *Dictyotidium* sp. 1, *Diexallophasis* sp. 1, *Duvernaysphaera aranaides*, *Leiosphaeridia* sp. 1, *Leiosphaeridia* sp. 2, *Leiosphaeridia* sp. 3, *Lophosphaeridium* sp. 1, *Lophosphaeridium* sp. 2, *Multiplicisphaeridium* spp., *Oppilatala* cf. *O. juvenis*, *Veryhachium lairdii* e *Veryhachium* spp. (tab. 4.3).

A associação de criptosporos inclui: *Artemopyra* sp., *Cheilotetras caledonica*, *Gneudnasporea divellomedia* var. *minor*, *Quadrisporites variabilis*, *Rimosotetras problematica* e *Tetraedraletes medinensis*. Já a associação de esporos trilete recuperada abarca exemplares de: *Ambitisporites avitus* Morphon, *A. capitaneus*, *Archaeozonotriletes chulus* Morphon, *Chelinospora cantabrica*, *C. obscura*, *C. poecilomorpha*, *C. sanpetrensis*, *Concentricosisporites saggitarius*, *Cymbosporites* sp., *Emphanisporites protaphanus*, *Retusotriletes abundo*, *Retusotriletes warringtonii*, *Retusotriletes* spp., *Stellatispora inframurinata* e *Synorisporites* sp. (tab. 4.3). Nas amostras estudadas foram, igualmente, recuperados diversos espécimes de quitinozoários (*Ancyrochitina* sp., *Angochitina* sp., *A. echinata*, ?*Conochitina* sp.), identificados pelo colega Nuno Vaz (UTAD), assim como, escolocodentes e fragmentos de graptólitos e tecidos de plantas.

Os resultados obtidos foram interpretados tendo em conta os esquemas biozonais propostos por Burgess e Richardson (1995) e Richardson *et al.* (2001) (consultar página 72 deste capítulo), assim como, a distribuição estratigráfica de acritarcas proposta por Le Hérissé (1989), Fensome *et al.* (1990), Mullins (2001), Le Hérissé (2002) e Playford (2003).

Tabela 4.3. Distribuição estratigráfica dos palinomorfos recuperados nas amostras produtivas do Perfil VI (Sazes 1). Biostratigrafia: 1- ?Ludlow (Ludfordiano) a Pridoli?. Biozonas de esporos baseadas no esquema biozonal de Richardson *et al.* (2001).

Amostras ref.								
102	104	105	103	107	108			
•						<i>Leiosphaeridia</i> sp. 1	Acharcas	
•	—	•	—	•	•			<i>Cymatiosphaera</i> spp.
	•	—	•					<i>Dictyotidium</i> sp. 1
		•	—	•	•			<i>Leiosphaeridia</i> sp. 2
•								<i>Leiosphaeridia</i> sp. 1
		•						<i>Leiosphaeridia</i> sp. 3
					•	<i>Duvernaysphaera aranaides</i>		
•						<i>Baltisphaeridium</i> sp.		
•	—	•				<i>Diexallophasis</i> sp. 1		
•	—	•				<i>Lophosphaeridium</i> sp. 1		
•	—	•	•	•		<i>Baltisphaeridium areolatum</i> subsp. <i>granulosum</i>		
•	—	•	•	•	•	<i>Lophosphaeridium</i> sp. 2		
			•			<i>Veryhachium lairdii</i>		
			•	—	•	<i>Multiplicisphaeridium</i> spp.		
				•		<i>Oppilatala</i> cf. <i>O. juvenis</i>		
					•	<i>Veryhachium</i> spp.		
•						<i>Artemopyra</i> sp.	Cristosporos	
•	—	•				<i>Gneudnaspota divellomedia</i> var. <i>minor</i>		
			•			<i>Rimosotetras problematica</i>		
			•	—	•	<i>Quadrisporites variabilis</i>		
					•	<i>Cheilotetras caledonica</i>		
					•	<i>Tetraedraletes medinensis</i>		
•						<i>Concentricosporites saggitarius</i>	Esporos Trilete	
•						<i>Retusotriletes abundo</i>		
•						<i>Retusotriletes warringtonii</i>		
•						<i>Stellatispora inframurinata</i>		
•						<i>Synorisporites</i> sp.		
•	—	•	•	•		<i>Chelinospora cantabrica</i>		
•	•	•	•	•	•	<i>Ambitisporites avitus</i> Morphon		
•	—	•	—	•	•	<i>Chelinospora poecilomorpha</i>		
•	•	—	—	•	•	<i>Chelinospora sanpetrensis</i>		
•	—	•	—	•	•	<i>Emphanisporites protophanus</i>		
•	—	•	—	•	•	<i>Retusotriletes</i> spp.		
	•	—	•	•	•	<i>Archaeozonotriletes chulus</i> Morphon		
		•	—	•	•	<i>Chelinospora obscura</i>		
					•	<i>Ambitisporites capitaneus</i>		
					•	<i>Cymbosporites</i> sp.		
		1				Biostratigrafia		
		RS				Biozona de Esporos		

Comparando com o esquema proposto por Richardson *et al.* (2001), as associações de esporos e criptosporos recuperadas correspondem à Biozona de esporos *Coronaspora reticulata* – *Chelinospora sanpetrensis*, de idade Ludlow (Ludfordiano) – Pridoli basal, definida na Zona Cantábrica.

A presença de diversos espécimes de *C. sanpetrensis* (espécie índice) nas amostras estudadas, indicam a presença desta biozona ao longo do corte. No entanto, nas amostras não foram encontrados espécimes da outra espécie guia que caracteriza esta biozona, o esporo trilete *Coronaspora reticulata*. Esta situação pode indicar que nesta área, as plantas produtoras destes esporos não existiam, ou então, a sua ausência pode ficar a dever-se apenas a problemas de preservação. A primeira hipótese deverá ser tida em conta visto que, conjuntamente com a espécie índice *C. sanpetrensis*, foram identificados exemplares de *C. poecilomorpha* e *C. cantabrica*, espécies acessórias presentes nesta biozona, segundo Richardson *et al.* (2001). Estes autores fazem, ainda, referência ao facto de que ambas as espécies índice desta biozona não se encontram nas áreas tipo de Inglaterra e no País de Gales, onde foi definido o esquema biozonal proposto por Burgess e Richardson (1995) e que, serviu de base para o estabelecimento do esquema biozonal proposto para a Zona Cantábrica.

No Buçaco poderá dar-se o caso de apenas termos a presença da espécie índice *C. sanpetrensis*, quando comparado com o esquema biozonal de Richardson *et al.* (2001). No entanto, a presença de diversos exemplares de *Chelinospora poecilomorpha* e de esporos similares a *Synorisporites lybicus*, espécies índice do esquema biozonal proposto por Burgess e Richardson (1995), sugere que as associações encontradas podem, igualmente, ser correlacionadas com as associações de esporos encontradas em Inglaterra e no País de Gales, nomeadamente, com a parte superior da Biozona *lybicus-poecilomorpha*, que se estende do Gorstiano médio ao final do Ludfordiano (consultar tabela da página 72) (Richardson e McGregor, 1986; Burgess e Richardson, 1995).

A presença de esporos da espécie *Stellatispora inframurinata* no nível mais baixo amostrado (amostra 102), restringe a idade da associação nos níveis de base, indicando o Ludlow (Burgess e Richardson, 1995; Richardson *et al.*, 2001). Infelizmente, devido à má preservação dos exemplares identificados, não foi possível identificar a variante de *Stellatispora inframurinata* presente na associação, o que poderia fornecer mais informações acerca da idade.

Relativamente aos níveis de topo do corte (amostra 108), a presença de alguns espécimes de *Ambitisporites capitaneus*, assim como, de um espécimen de *Cymbosporites* sp., podem

fornecer mais informações visto, este género e esta espécie terem o seu primeiro aparecimento na base do Pridoli (Richardson e McGregor, 1986; Beck e Strother, 2001). Sendo assim, duas inferências podem ser realizadas: ou o topo do corte estudado poderá atingir a base do Pridoli, o que não pode ser confirmado com recurso a tão poucos exemplares; ou, o aparecimento destes esporos poderá ter surgido mais cedo ao nível local, já no Ludfordiano. Desta forma, a passagem entre o Ludlow e o Pridoli pode ocorrer neste corte. Infelizmente, devido ao estado de preservação do afloramento, não se conseguiram recolher amostras que permitissem confirmar esta passagem.

A presença da Biozona de graptólitos *praedeubeli-deubeli* neste afloramento (J.M. Piçarra, info. oral), pode indicar que nos níveis mais baixos desta secção, os sedimentos atingirão o Homeriano. Por sua vez, o topo do corte poderá atingir o Pridoli, tal como indicam os palinomorfos. Este resultado tem suporte nos dados de Delgado (1908) e Romariz (1962) onde, com base em resultados obtidos com graptólitos encontrados nos afloramentos da Formação de Sazes, foi identificada a Biozona *Neocolonograptus ultimus*, do Pridoli basal. No entanto, a revisão do material de Delgado (1908), realizada por J. M. Piçarra (Piçarra e Sequeira, 2010), não permitiu confirmar esta biozona.

As dobras que se observam no perfil podem explicar a presença de níveis com idades muito diferentes numa extensão tão pequena, principalmente tendo em conta que a sucessão de idade Silúrica se encontra muito condensada nesta região.

Relativamente aos outros grupos de palinomorfos, a associação de criptosporos recuperada tem distribuições estratigráficas alargadas, que não permitem confirmar ou constranger mais a idade. Já a associação de acritarcas e algas prasinófitas recuperadas, devido à presença de exemplares de *Baltisphaeridium areolatum* subsp. *granulosum*, *Duvernaysphaera aranoides* e *Oppilatala* cf. *O. juvenis*, permite confirmar a idade da associação dos esporos, constringendo a idade da associação dos acritarcas ao Silúrico superior.

Os dados provenientes dos quitinozoários identificados por Nuno Vaz (UTAD), permitiram inferir novos dados que apontam, igualmente, para uma idade de Silúrico superior. Embora não tenha sido encontrada nenhuma espécie diagnóstica, a espécie *Angulochitina echinata*, identificada nas associações recuperadas, tem o seu aparecimento no Gorstiano e prolonga-se até à base do Pridoli (Verniers *et al.*, 1995), estando em concordância com os dados acima apresentados.

4.2.1.1.7. Perfil VII – Sazes 2

O perfil Sazes 2 localiza-se na EN235, entre o Km 51.6 e 51.7, aproximadamente nas seguintes coordenadas: N40°18'59.2'' W8°20'3.9''. Esta secção tem sido alvo de diversos estudos nos últimos anos, incluindo da própria autora (Piçarra e Sequeira, 2010 e referências anteriores; Lopes *et al.*, 2010; Sequeira e Piçarra, 2012), como apoio às atividades de cartografia geológica de A.J.D. Sequeira para a edição da Carta Geológica à escala 1:50 000, Folha 19-B (Coimbra-Penacova). Nos estudos efetuados foram descritas novas biozonas de macrofósseis (graptólitos) e de microfósseis (esporos).

Assumindo as novas designações atribuídas por Sequeira e Piçarra (2012) para a Formação Sazes, passa-se a descrever o corte analisado (fig. 4.10). A secção inicia-se com as rochas vulcânicas da Fm. Porto de Santa Ana que, contatam por falha, a topo, com cerca de 20 metros de pelitos negros carbonosos, micáceos, constituintes do “Membro Inferior” da Formação Sazes. Estes sedimentos passam, gradualmente, a sedimentos constituídos por finos leitos de pelitos cinzentos intercalados com quartzitos impuros, estes, tornando-se mais predominantes e de maior espessura (até 20 cm), para o topo da sucessão. A esta segunda parte da sucessão foi dada a designação informal de “Membro Superior”, tendo sido amostrados apenas os primeiros 8 metros de sedimentos. Para o topo da sucessão as fáceis não eram propícias para a recolha de amostras, tornando-se bastante quartzíticas.

Nesta secção foram reconhecidas biozonas de graptólitos nos trabalhos de Romariz (1962) e Paris (1981, identificados por Jaeger), tendo sido identificadas e confirmadas mais recentemente em Piçarra e Sequeira (2010) e, Sequeira e Piçarra (2012), as Biozonas *Monograptus belophorus* do Sheinwoodiano (Wenlock baixo), *Gothograptus nassa* e *Colonograptus praedeubeli* – *Colonograptus deubeli* do Homeriano.

No total foram recolhidas 12 amostras (amostras 110 a 121) para estudo palinológico, em duas campanhas de campo, sendo uma delas de reforço, após análise dos primeiros dados obtidos. Quatro das amostras apresentaram resultados positivos (amostras 112, 114, 116, 120). As associações de palinomorfos recuperados (acritarcas, prasinófitas, criptosporos, esporos e quitinozoários) encontravam-se moderadamente preservadas, sendo similares às associações descritas no perfil anterior (Sazes 1). O tempo de oxidação médio destas amostras foi de 25 minutos.

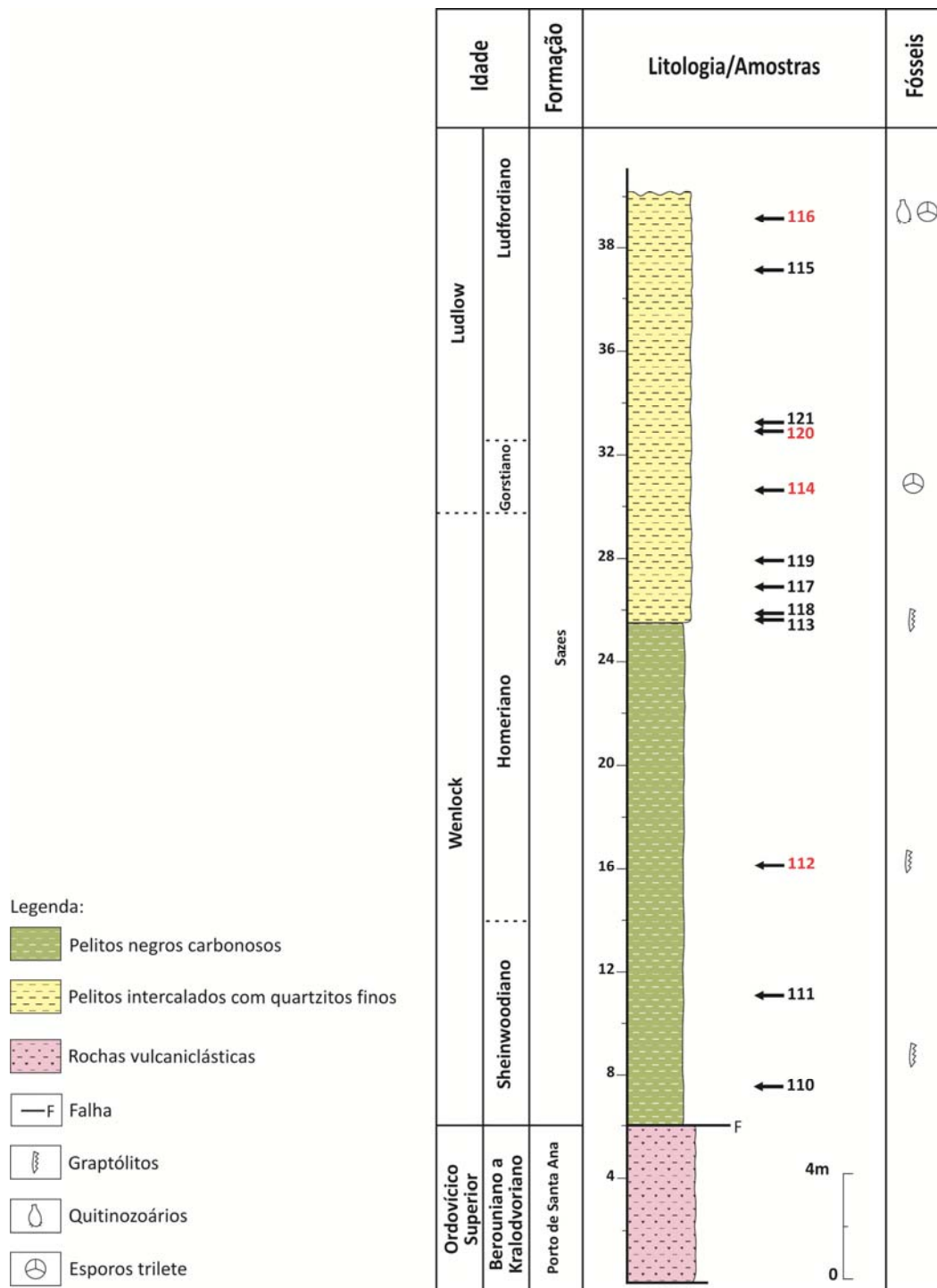


Figura 4.10. Coluna estratigráfica do Perfil VII (Sazes 2), com localização das amostras estudadas. Assinalam-se a vermelho as amostras produtivas para palinologia. Os dados de micro e macrofauna indicados baseiam-se nos trabalhos de Lopes *et al.* (2010), Piçarra e Sequeira (2010) e Sequeira e Piçarra (2012). (ver Anexo 2, estampa de afloramento 3, foto 2; estampa 4, foto 1)

A associação de acritarcas e prasinófitas recuperadas incluem: *Baltisphaeridium areolatum* subsp. *granulosum*, *Baltisphaeridium areolatum* subsp. *laevigatum*, *Cymatiosphaera* sp., *Dictyotidium* sp. 2, *Dictyotidium* sp., *Diexallophasis remota*, *Dorsennidium* sp., *Duvernaysphaera aranaides*, *Leiosphaeridia* sp. 2, *Leiosphaeridia* spp., *Lophosphaeridium*

sp. 1, *Lophosphaeridium* sp. 2, *Multiplicisphaeridium* spp. *Neoveryhachium carminae*, *V. trispinosum* e *Visbysphaera* sp..

A associação compreende, igualmente, os seguintes criptosporos: *Artemopyra* sp., *Gneudnaspora chibrikovae*, *G. divellomedia* var. *minor*, *G. plicata*, *Pseudodyadospora petasus*, *Quadrisporites variabilis*, *Rugosphaera* sp., *Tetrahedraletes medinensis*, *Velatitetras* sp.. Relativamente aos esporos identificados nas associações, estes correspondem a exemplares de *Ambitisporites avitus* Morphon, *Archaeozonotriletes chulus* Morphon, *Chelinospora cantabrica*, *C. obscura*, *Chelinospora poecilomorpha*, *C. sanpetrensis*, *Emphanisporites protophanus* e *Retusotriletes warringtonii*.

Nas associações também foi possível identificar exemplares de quitinozoários (*Angochitina echinata* e o género *Cingulochitina*), identificados pelo colega Nuno Vaz, assim como, fragmentos de graptólitos, escolecodontes e de tecidos vegetais.

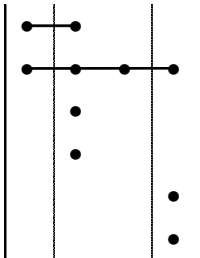
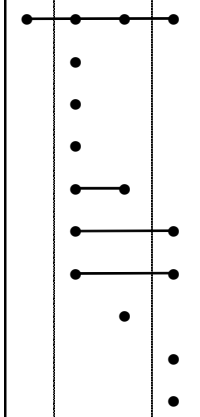
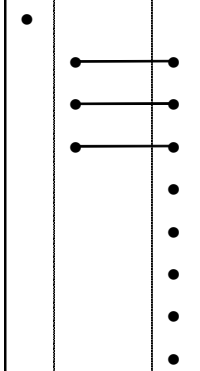
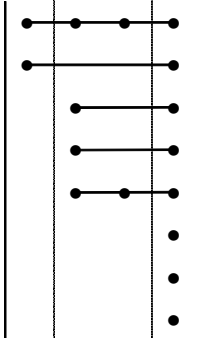
A distribuição dos géneros e espécies presentes em cada amostra é apresentado na tabela 4.4, com exceção para os quitinozoários, que não são alvo de estudo neste trabalho.

As associações recuperadas permitiram o estabelecimento de 2 biozonas de esporos com base nos esquemas biozonais propostos por Richardson e McGregor (1986), Burgess e Richardson (1995) e Richardson *et al.* (2001), apresentando semelhanças com as associações descritas em Inglaterra, País de Gales e na Zona Cantábrica.

Neste corte foi possível identificar, com base na associação recolhida na amostra 114, a Biozona de esporos *Synorisporites lybicus* – *Lophozonotriletes? poecilomorphus* (agora denominada *Chelinospora poecilomorpha*, de acordo com Beck e Strother (2001)), mais especificamente, a subzona *Chelinospora obscura*, do Gorstiano médio a superior (Burgess e Richardson, 1995). A presença da espécie guia *C. obscura*, permite a identificação desta subzona. Nesta amostra, por sua vez, não se conseguiu identificar nenhuma das espécies guia da zona de esporos referida, nomeadamente, *Synorisporites lybicus* e *Chelinospora poecilomorpha*, o que se pode ficar a dever à pouca quantidade de material recuperado, assim como, à sua má preservação. Esta hipótese é a mais provável, uma vez que os exemplares de esporos reticulados são bastante abundantes no material observado, no entanto, muitos deles encontravam-se muito mal preservados, impossibilitando assim, a sua classificação.

A presença de dois exemplares de *Gneudnaspora chibrikovae* (criptosporo) na amostra 114, pode indicar remobilização de material, visto a distribuição desta espécie apenas ser reconhecida em estratos do Ordovícico Superior ao Silúrico Inferior (Rhuddaniano), segundo Rubinstein e Vaccari (2004).

Tabela 4.4. Distribuição estratigráfica dos palinomorfos recuperados nas amostras produtivas do Perfil VII (Sazes 2). Biostratigrafia: 1- Homeriano; 2- Gorstiano; 3- Ludfordiano. Biozonas de esporos: A- Esquema biozonal proposto por Richardson *et al.* (2001); B- Esquema biozonal adaptado de Burgess & Richardson (1995)

Amostras ref.					
112	114	120	116		
				<i>Dictyotidium</i> sp. 2 <i>Leiosphaeridia</i> sp. 2 <i>Dictyotidium</i> sp. <i>Duvernaysphaera aranaides</i> <i>Cymatiosphaera</i> sp. <i>Leiosphaeridia</i> spp.	Algas Prasinófitas
				<i>Lophosphaeridium</i> sp. 2 <i>Dorsennidium</i> sp. <i>Lophosphaeridium</i> sp. 1 <i>Veryhachium trispinosum</i> <i>Diexallophasis remota</i> <i>Baltisphaeridium areolatum</i> subsp. <i>granulosum</i> <i>Multiplicisphaeridium</i> spp. <i>Neoveveryhachium carminae</i> <i>Baltisphaeridium areolatum</i> subsp. <i>laevigatum</i> <i>Visbysphaera</i> sp.	Acritaceas
				<i>Gneudnaspora plicata</i> <i>Gneudnaspora chibrikovae</i> <i>Pseudodyadospora petasus</i> <i>Quadrisporites variabilis</i> <i>Artemopyra</i> sp. <i>Gneudnaspora divellomedia</i> var. <i>minor</i> <i>Rugosphaera</i> sp. <i>Tetrahedraletes medinensis</i> <i>Velatitetras</i> sp.	Criptosporos
				<i>Ambitisporites avitus</i> Morphon <i>Retusotriletes warringtonii</i> <i>Archaeozonotriletes chulus</i> Morphon <i>Chelinospora obscura</i> <i>Emphanisporites protophanus</i> <i>Chelinospora cantabrica</i> <i>Chelinospora poecilomorpha</i> <i>Chelinospora sanpetrensis</i>	Esporos Trilete
1	2	3	Biostratigrafia		
			RS	A	Biozonas de Esporos
lybicus-poecilomorphus				B	
C. obscura					

Os exemplares de acritarcas e algas prasinófitas que completam esta associação são similares à associação presente no corte anterior (Sazes 1). Devido à presença de exemplares de *Baltisphaeridium areolatum* subsp. *granulosum*, *Baltisphaeridium areolatum* subsp. *laevigatum*, *Diexallophasis remota* e *Duvernaysphaera aranoides*, é possível cingir a idade da associação de acritarcas ao Silúrico médio a superior. O que está de acordo com os dados provenientes dos esporos, já analisados.

Com base nos resultados obtidos torna-se, igualmente possível, estabelecer correlação com as biozonas de graptólitos identificadas no corte. A amostra 114 foi recolhida a cerca de 5 metros a topo da amostra 113. A amostra 113, embora desprovida de palinomorfos, forneceu a Biozona de graptólitos *Colonograptus praedeubeli* – *Colonograptus deubeli*, do Wenlock (Homeriano médio) (Piçarra e Sequeira, 2010; Sequeira e Piçarra, 2012) (fig. 4.10). Sendo assim, é possível dizer-se que dentro daqueles 5 metros se encontrará a passagem entre o Homeriano e o Gorstiano.

Cerca de 10 metros a topo da amostra 114 foi recolhida a amostra 116 onde, com base na associação de esporos e criptosporos recuperada, foi identificada a base da Biozona de esporos *Coronaspora reticulata* – *Chelinospora sanpetrensis* (Biozona RS) (Richardson *et al.*, 2001), definida entre o Ludfordiano basal (Ludlow) e a base do Pridoli, na Zona Cantábrica. A associação recuperada nesta amostra pode, igualmente, ser correlacionada com a parte média e superior da Biozona de esporos *Synorisporites lybicus* – *Lophozonotriletes? poecilomorphus*, definida em Inglaterra e no País de Gales (Burgess e Richardson, 1995).

A presença de numerosos exemplares de *Chelinospora sanpetrensis* (espécie índice da Biozona RS), quando comparados com a presença de apenas 3 exemplares de *C. cantabrica*, espécimen que tem o seu aparecimento mais tarde, pode indicar que a associação se localize na base da biozona referida (Richardson *et al.*, 2001), ou seja, na base do Ludfordiano.

A presença de exemplares de *C. poecilomorpha* permite confirmar a identificação da Biozona RS, visto ser uma das espécies acessórias descritas para esta biozona (Richardson *et al.*, 2001), assim como, permite incluir a associação no outro esquema biozonal, identificando-se a Biozona *lybicus-poecilomorphus* (Burgess e Richardson, 1995).

A associação de esporos e criptosporos identificada é semelhante à apresentada no perfil anterior, embora nesta associação, o número de géneros e espécies de criptosporos apresentados seja superior, o que poderá ter a ver com o estado de preservação observado nas associações. Apesar da associação de esporos ser pouco diversificada, a idade fornecida pode ser confirmada pelos dados de graptólitos recuperados numa outra jazida, onde se identificou a Biozona de graptólitos *Saetograptus f. linearis*, do Ludfordiano basal, na Fm. Sazes

(Sequeira e Piçarra, 2012). Sendo assim, é provável que entre os níveis das amostras 114 e 116, se encontre a passagem entre o Gorstiano e o Ludfordiano.

Os resultados provenientes dos quitinozoários recolhidos na amostra 116 e, identificados e interpretados por Nuno Vaz (Lopes *et al.*, 2010), permitiram inferir novos dados que, igualmente, apontam para o Silúrico superior. Embora não tenha sido encontrada nenhuma espécie diagnóstica, a espécie *Angulochitina echinata* (Gorstiano (Ludlow) a Pridoli basal) (Verniers *et al.*, 1995), identificada nesta amostra (116), é frequentemente acompanhada pela espécie *Cingulochitina convexa* (Laufeld, 1974) que tem o seu aparecimento no Gorstiano e se prolonga até ao Ludfordiano. Infelizmente não se conseguiu identificar a espécie de *Cingulochitina* recuperada, no entanto, estes dados confirmam os resultados obtidos com base nas associações de esporos trilete recuperadas.

Relativamente à associação de acritarcas e algas prasinófitas, a amostra 116 é pouco diversificada, sendo apenas de salientar os espécimens *Baltisphaeridium areolatum* subsp. *granulosum*, *Baltisphaeridium areolatum* subsp. *laevigatum* e *Visbysphaera* sp., que podem fornecer indicações de idade correspondentes ao Silúrico médio a superior.

Numa primeira fase deste estudo, a associação de palinomorfos presentes na amostra 116 tinha sido identificada como pertencendo à Biozona de esporos *Synorisporites lybicus* – *Lophozonotriletes? poecilomorphus*, subzona *Chelinospora obscura* do Gorstiano médio a superior (Lopes *et al.*, 2010), mesmo já tendo sido identificados exemplares de *C. ?cantabrica* e *C. sanpetrensis* em mau estado de preservação. No entanto, devido às incongruências existentes, novas amostras foram processadas, tendo sido feita, igualmente, nova campanha de amostragem que permitiu precisar muito mais os resultados obtidos numa fase preliminar, tal como foi referido nos parágrafos anteriores.

A amostra 120 forneceu uma associação muito pobre, tendo sido identificados apenas, exemplares de *C. cantabrica*, o que poderá indicar que este nível ainda se encontra dentro da Biozona RS.

4.2.1.1.8. Perfil VIII – Pé do Viso

O perfil Pé do Viso localiza-se junto ao lugar de Pé do Viso, aproximadamente nas seguintes coordenadas: N40°19'27.0'' W8°21'33.1''. Neste corte afloram cerca de 8 metros de pelitos cinzentos intercalados com bancadas de quartzitos impuros, da Formação Sazes (fig. 4.11).

Uma amostragem exploratória foi realizada neste corte, numa extensão de cerca de 4 metros, tendo sido recolhidas 3 amostras para estudos palinológicos (amostras 122 a 124). O fornecimento de dados por parte destas amostras seria importante ao nível da cartografia, permitindo posicionar estes afloramentos na Formação Sazes. No entanto, o resíduo orgânico observado nas amostras recolhidas era quase inexistente. Mesmo após tentativa de concentração da matéria orgânica através de líquidos densos, não foi observado, praticamente, nenhum resíduo palinológico. Desta forma, não se chegou a proceder à oxidação das amostras, sendo consideradas desprovidas de conteúdo orgânico para observação.

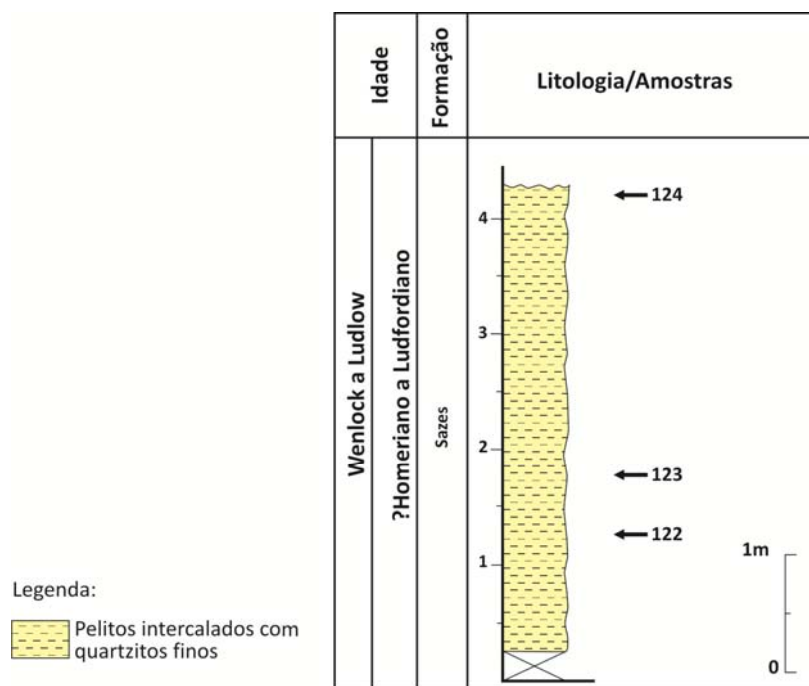


Figura 4.11. Coluna estratigráfica do Perfil VIII (Pé do Viso), com localização das amostras estudadas.

4.2.1.1.9. Conclusões

Na região do Buçaco, apesar da má preservação generalizada das associações recuperadas, foi possível fornecer novos dados sobre a microflora desta região. No total foram registadas 20 amostras positivas, das 124 amostras estudadas (taxa de recuperação aproximada de 16%).

As amostras provenientes de sedimentos de idade ordovícica revelaram-se muito pouco produtivas e, mal preservadas, sendo que os palinomorfos se encontravam muito piritizados e fragmentados. Relativamente a este período, apenas se conseguiram obter 10 amostras positivas em dois cortes (Perfil I – Cávices; Perfil IV – Rio Ceira). O perfil do Rio Ceira foi o mais produtivo, tendo sido analisados os resíduos palinológicos de 7 amostras do

Ordovícico Superior. Na Fm. Ribeira Braçal, as associações de acritarcas e de criptosporos recuperadas foram datadas do Kosoviano superior (Lopes *et al.*, 2011). Pela primeira vez em Portugal, com base neste estudo foi possível identificar e descrever associações de microflora do Ordovícico Superior, principalmente, do Kosoviano superior, que poderão dar importantes informações paleoambientais relacionadas com a glaciação do final do Ordovícico (ver capítulo 4.4 – Paleoprovíncias).

Os resultados obtidos na Formação de Sazes, de idade Silúrica, permitiram estabelecer um bom controlo biostratigráfico com base em palinomorfos (esporos, criptosporos, acritarcas, prasinófitas e quitinozoários), principalmente quando correlacionados com dados de macrofauna (graptólitos).

Neste trabalho não foram obtidos resultados palinológicos dos níveis de base, assim como, dos níveis mais superiores desta formação. Contudo, tendo como suporte os resultados palinológicos obtidos nos cortes Sazes 1 e Sazes 2, foi possível estabelecer uma sequência quase contínua do Gorstiano médio (Ludlow) à base do Pridoli, na sua maioria corroborados por biozonas de graptólitos.

No Perfil Sazes 2, a primeira biozona de esporos encontrada corresponde à Biozona *Synorisporites lybicus – Lophozonotriletes? poecilomorphus* (Richardson e McGregor, 1986), subzona *Chelinospora obscura* (Burgess e Richardson, 1995), que abrange o Gorstiano médio. Em continuidade, no corte, foi identificada a base da Biozona de esporos *Coronaspora reticulata – Chelinospora sanpetrensis* (Richardson *et al.*, 2001), que corresponde à base do Ludfordiano. A base desta biozona pode, também, correlacionar-se com a parte média a superior da Biozona de esporos *Synorisporites lybicus – Lophozonotriletes? poecilomorphus* (Burgess e Richardson, 1995), definida em Inglaterra e no País de Gales.

No perfil Sazes 1, os resultados obtidos indicam a base da Biozona *Coronaspora reticulata – Chelinospora sanpetrensis* (Richardson *et al.*, 2001), confirmando a base do Ludfordiano, podendo ser comparado com os resultados do perfil Sazes 2. E, no topo do perfil Sazes 1, embora de forma ainda incipiente, visto as associações recuperadas apenas incluírem alguns exemplares de esporos com aparecimento no Pridoli basal, poderá dizer-se se atinge o topo da Biozona *Coronaspora reticulata – Chelinospora sanpetrensis* (Richardson *et al.*, 2001). Neste corte pode, assim, estar representado todo o Ludfordiano. Ainda, na parte superior do corte poderá encontrar-se a passagem do Ludlow para o Pridoli.

Uma terceira campanha de amostragem deverá ser feita, na tentativa de confirmar os dados até agora obtidos, para a Formação Sazes.

4.2.1.2. Região de Dornes

Na região de Dornes foram estudados 2 cortes para palinologia (tab. 3.1, capt. 3), num total de 33 amostras (tab 3.2, capt. 3). Os cortes estudados (fig. 4.12) abrangeram sucessões estratigráficas do Ordovícico superior (Hirnantiano) ao Devónico Inferior (Lochkoviano), sendo apresentados em seguida.

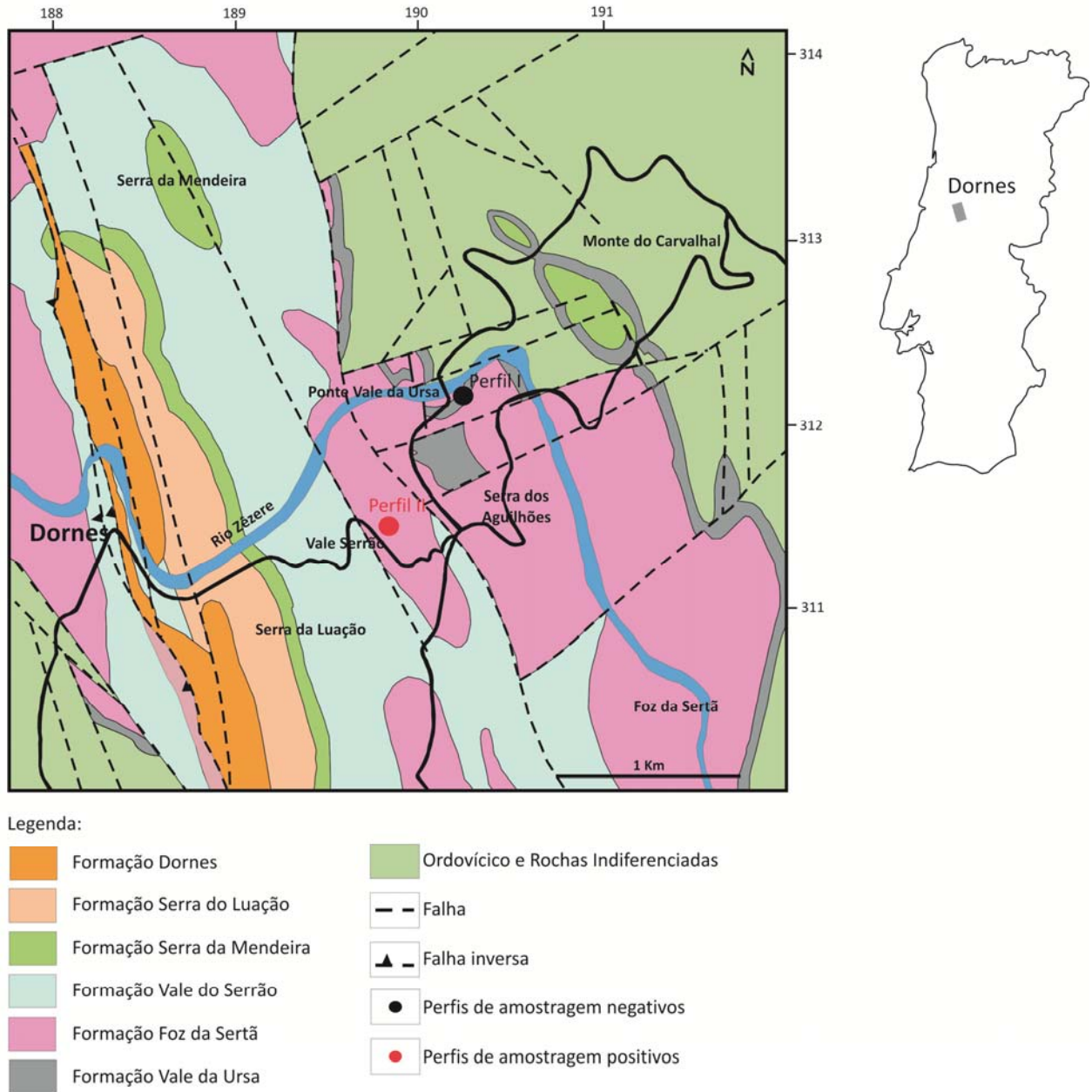


Figura 4.12. Localização das secções estudadas na região de Dornes (Adapt. Gourvennec *et al.*, 2008).

4.2.1.2.1. Perfil I – Ponte de Vale da Ursa

O perfil Ponte de Vale da Ursa localiza-se na EN238 entre Ferreira do Zêzere e Cernache do Bonjardim, a sul da ponte de Vale da Ursa que se encontra sobre a Barragem de Castelo de Bode, aproximadamente nas seguintes coordenadas: N39°46'37.6'' W8°14'52.3'' (fig.4.13).

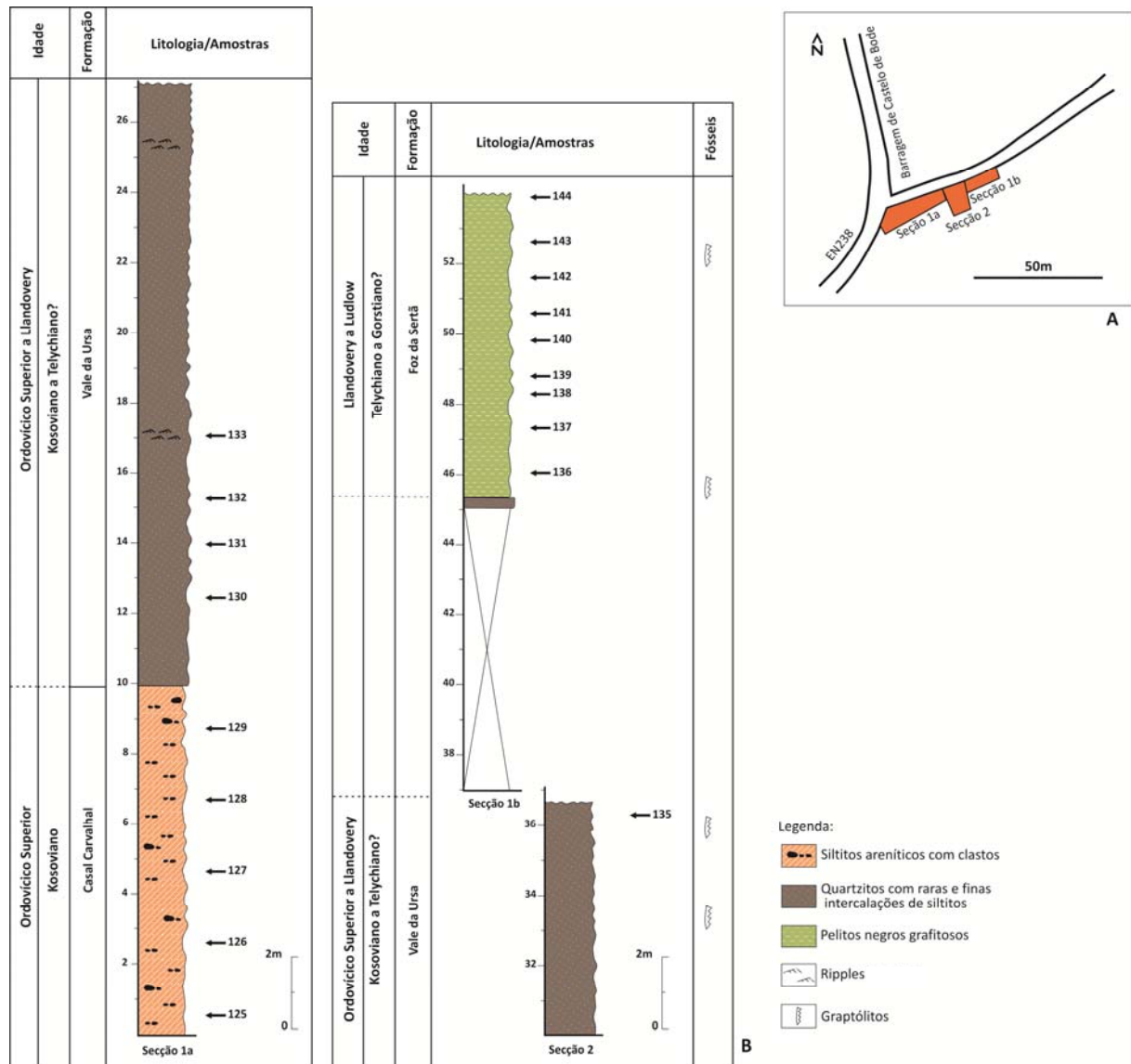


Figura 4.13. Coluna estratigráfica do Perfil I (Ponte de Vale da Ursa), com localização das amostras estudadas. Os dados de macrofauna indicados baseiam-se nos trabalhos de Cooper (1980) e Oliveira *et al.* (2000). (ver Anexo 2, estampa de afloramento 3, foto 2)

O perfil amostrado é constituído por duas secções. A primeira secção (secção 1a) abrange a parte superior dos siltitos areníticos com clastos (diamictitos) da Formação de Casal Carvalhal, assim como, a base da Formação Vale da Ursa, constituída por quartzitos intercalados por finos níveis de siltitos. A segunda secção encontra-se localizada nos níveis intermédios da Formação Vale da Ursa, correspondendo a uma pedreira (secção 2) e, por

último, retoma-se a primeira secção (secção 1b), constituída pelos pelitos negros grafitosos da Formação Foz da Sertã. Nesta formação apenas se procedeu à recolha de amostras da base da sucessão.

No total foram recolhidas 20 amostras (amostras 125 a 144) para estudos palinológicos. Todas as amostras foram processadas, no entanto, o resíduo orgânico observado era praticamente inexistente. Mesmo após tentativa de concentração da matéria orgânica através de bateamento com recurso a um vidro de relógio, não foi observado quase nenhum resíduo palinológico. Assim, apenas se procedeu à oxidação de 8 amostras, que vieram a revelar-se mineralizadas, tendo sido oxidadas até à exaustão sem resultados positivos.

4.2.1.2.2. Perfil II – Vale do Serrão

O perfil amostrado (fig. 4.14) localiza-se na EM521 entre as localidades de Vale Serrão e Dornes, aproximadamente nas seguintes coordenadas: N39°46'5.9" W8°15'43.6"'.

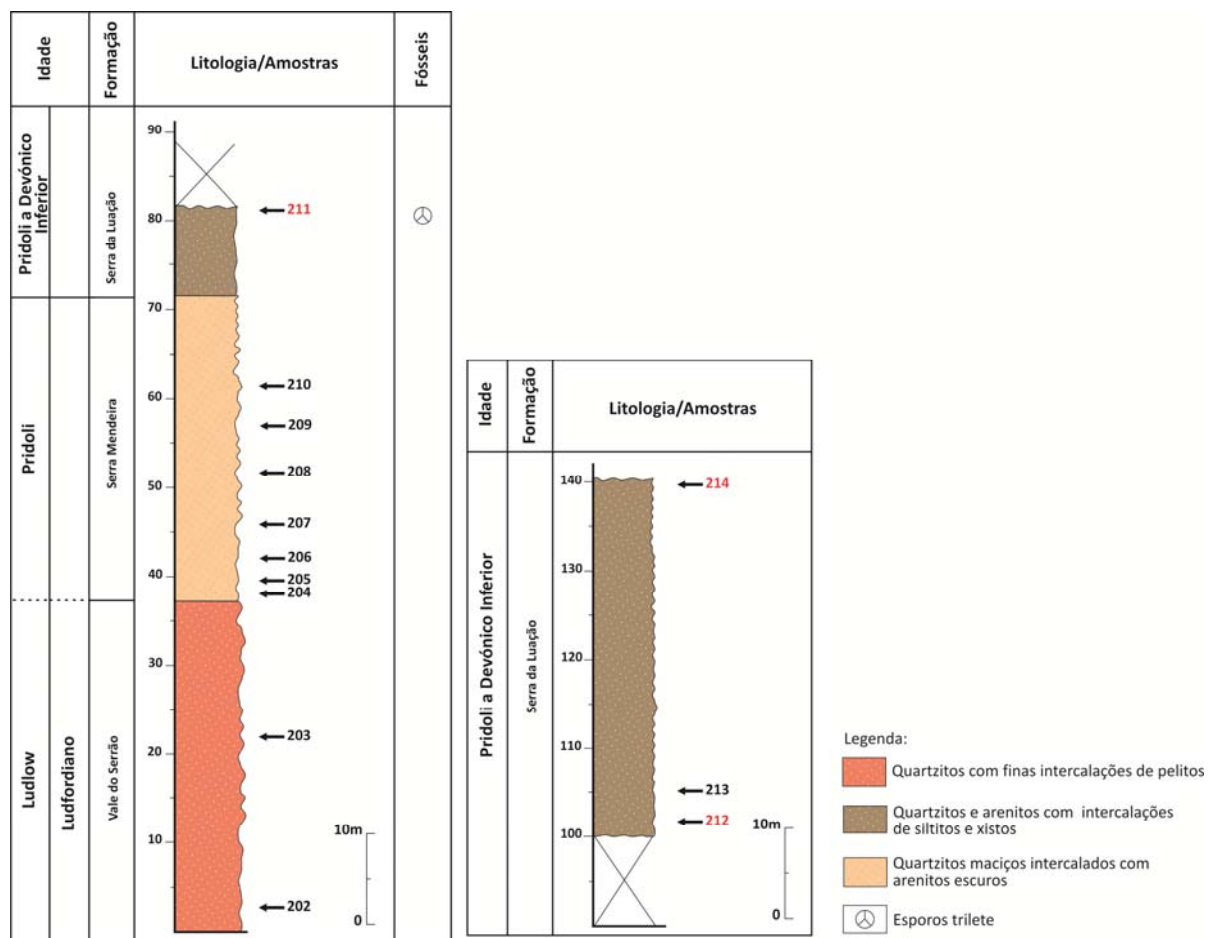


Figura 4.14. Coluna estratigráfica do Perfil II (Vale do Serrão), com localização das amostras estudadas. Assinalam-se a vermelho as amostras produtivas para palinologia. Os dados de macrofauna indicados baseiam-se nos trabalhos de Oliveira *et al.* (2000). (ver Anexo 2, estampa de afloramento 5, foto 1)

O perfil amostrado inicia-se com a Formação Vale do Serrão, tendo sido amostrados dois níveis pelíticos finos, intercalados entre as bancadas quartzíticas do topo desta formação. Gradualmente observa-se a passagem para a Formação Serra Mendeira, tendo sido assumido como base da formação, o nível descrito por Cooper (1980), ou seja, a primeira bancada quartzítica imediatamente acima da Formação Vale do Serrão. Esta unidade é constituída por quartzitos de grão médio a fino, maciços, com raras intercalações de bancadas de arenitos escuros de grão fino. Em continuidade estratigráfica encontra-se a Formação Serra do Luação. A base da Fm. Serra do Luação é definida pelos primeiros níveis de xistos e siltitos cinzentos laminados, depositados acima dos possantes quartzitos da Formação Serra Mendeira (Cooper, 1980). Os primeiros 10 m da formação encontram-se expostos, seguidos por cerca de 20 m de sedimentos muito tectonizados e com má exposição. Após esta secção, foram amostrados mais 40 m de sedimentos desta unidade.

Fazendo referência aos dados de macro e microfauna já existentes neste corte, nos níveis mais altos da Formação Vale do Serrão foram recuperadas associações de palinormorfos cuja idade provável corresponde ao Wenlock tardio, ou mesmo, ao topo do Ludlow (Cooper, 1980; Oliveira *et al.*, 2000). No entanto, nesses trabalhos não foi possível identificar uma biozona específica que melhor permitisse precisar a idade (Cooper, 1980; Oliveira *et al.*, 2000). Na Formação Serra da Mendeira foram encontradas evidências de bioturbação (*Monocraterium*, *Skolitus* e *Planolites*) não evidenciando a presença de macrofauna (Cooper, 1980; Cooper *et al.*, 2000; Oliveira *et al.*, 2000). Por sua vez, nesta unidade foram recuperadas associações de esporos, sendo que a baixa diversidade e má preservação dos exemplares não possibilitou a identificação de biozonas, não sendo possível precisar uma idade (Oliveira *et al.*, 2000).

Quanto à Formação Serra do Luação, na parte inferior a média deste corte (a 10 e 110 m da base) foi identificada uma associação de esporos e acritarcas que indica uma idade provável de Pridoli (Cooper, 1980; Cooper *et al.*, 2000; Oliveira *et al.*, 2000). Já ao nível da macrofauna, as associações recuperadas encontravam-se mal preservadas (Cooper, 1980), no entanto, na parte superior da unidade foram identificadas associações de braquiópodes, esporos e criptosporos que indicam o Lochkoviano inferior (Cooper *et al.*, 2000; Oliveira *et al.*, 2000; Gourvennec *et al.*, 2008). No caso da associação de esporos, no topo da unidade foi identificada a Biozona *micrornatus-newportensis* (Biozona MN) do Lochkoviano inferior (Oliveira *et al.*, 2000; Gourvennec *et al.*, 2008).

Neste corte foram recolhidas 13 amostras (amostras 202 a 214) para estudos palinológicos. Todas as amostras foram processadas e oxidadas, obtendo-se resultados positivos em 3 delas (amostras 211, 212 e 214). A associação de palinomorfos recuperada (acritarcas, prasinófitas, criptosporos, esporos e quitinozoários) apresentava uma má a moderada preservação, sendo pouco diversificada (tab. 4.5). O tempo de oxidação médio destas amostras foi de cerca de 12 horas.

Tabela 4.5. Distribuição estratigráfica dos palinomorfos recuperados nas amostras produtivas do Perfil II (Vale do Serrão). Biostratigrafia: 1- Pridoli a Devónico Inferior (Lochkoviano).

Amostras ref.			
211	212	214	
	●—●		Algas Pras.
	●		
	●		Acritarcas
	●—●		
	●		
	●		
	●		
	●		Crpt.
●	●—●		Esporos Trilete
	●		
	●		
	●		
	●		
	●		
1			Biostratigrafia

A associação de acritarcas e prasinófitas recuperadas incluem: *Cymatiosphaera* spp., *Exochoderma* sp., *Leiosphaeridia* sp. 2, *Lophosphaeridium* sp. 1, *Micrhystridium* spp., *Multiplicisphaeridium ramusculosum* e *Oppilatala* sp.. A associação de esporos contempla os seguintes exemplares: *Ambitisporites avitus* Morphon, *Apiculiretusispora arcidecus*, *Cymbosporites* sp., *Emphanisporites neglectus*, *Emphanisporites* sp. e *Retusotriletes* spp..

Os únicos exemplares de criptosporos identificados pertencem à espécie *Gneudnaspora divellomedia* var. *minor*. Por último, foram igualmente observados fragmentos de quitinozoários, tecidos vegetais e escolecodontes.

Devido à pouca diversidade apresentada pela associação de palinomorfos, não se conseguiu identificar nenhuma espécie índice, indicativa de uma biozona de esporos. No entanto, a presença de diversos exemplares de *Apiculiretusispora arcidecus*, *Cymbosporites* sp. e *Emphanisporites neglectus* permitem indicar o Pridoli, podendo a associação chegar a atingir o Lochkoviano inferior (Richardson e McGregor, 1986), principalmente com a predominância conjunta de *Cymbosporites* sp. e *Emphanisporites neglectus*. Relativamente à associação de acritarcas, todos os exemplares identificados possuem uma distribuição estratigráfica bastante extensa, não sendo possível restringir a idade ao Silúrico superior/Devónico Inferior (Fensome *et al.*, 1990; Playford, 2003). Apenas é possível referir que o género *Oppilatala* apresenta uma distribuição que abrange o Silúrico e o Devónico e, devido à má preservação dos exemplares, não se consegue obter uma identificação ao nível da espécie, o que poderia ajudar a restringir melhor a idade.

Os resultados provenientes da associação de esporos trilete recuperados são os que fornecem mais indicações quanto à idade dos sedimentos, no entanto, a diversidade da associação não foi suficiente para permitir identificar uma biozona.

Os resultados obtidos na amostra 214 indicam uma idade compreendida entre o Pridoli e o Devónico Inferior (Lochkoviano inferior) e, localizam-se cerca de 8 m abaixo das amostras indicadas por Oliveira *et al.* (2000), como pertencendo à Biozona MN, do Lochkoviano inferior (Streel *et al.*, 1987; Steemans, 1989). Tendo em conta estas informações, duas situações podem ocorrer: ou a associação recuperada nesta amostra, apesar de pouco diversificada, pertence ao Pridoli, ou a associação recuperada na amostra 214 pertence ao Lochkoviano, embora não se tenham observado espécies índice. Infelizmente as amostras retiradas nos níveis inferiores à amostra 214 não forneceram bons resultados, apresentando uma associação muito mal preservada e, uma taxa de recuperação ainda mais baixa. Não se conseguiu, dessa forma, confirmar se a passagem entre o Silúrico e o Devónico se encontra entre os níveis amostrados neste corte.

4.2.1.2.3. Conclusões

A escolha destes 2 perfis na região de Dornes teve como principais objetivos: no perfil I, obter as primeiras associações palinológicas na passagem entre o Ordovícico e o Silúrico; no

perfil II, complementar o conhecimento das associações palinológicas já estudadas pois, nos estudos anteriores, as associações identificadas nas diversas formações tinham fornecido dados escassos.

No total foram analisadas 3 amostras positivas, das 33 amostras estudadas (taxa de recuperação aproximada de 2,5%). As associações recuperadas apenas foram obtidas em amostras da Formação Serra da Luação (Perfil II) e, os problemas de má preservação dos palinomorfos, associados a associações pouco diversificadas voltaram a persistir, tal como nos estudos anteriores realizados (Gourvenec *et al.*, 2008; Oliveira *et al.* 2010). Desta forma, tornou-se impossível a identificação de uma biozona ou, mesmo, da precisão da localização da possível passagem entre o Pridoli e o Devónico Inferior (Lochkoviano), na Formação Serra da Luação.

4.2.1.3. Região de Mação

Na região de Mação foram estudadas 7 secções para palinologia (tab. 3.1, capt. 3), num total de 73 amostras (tab 3.2, capt. 3) (fig. 4.15). As secções abrangem sucessões estratigráficas do Neoproterozóico/Câmbrico ao Devónico Inferior (Lochkoviano).

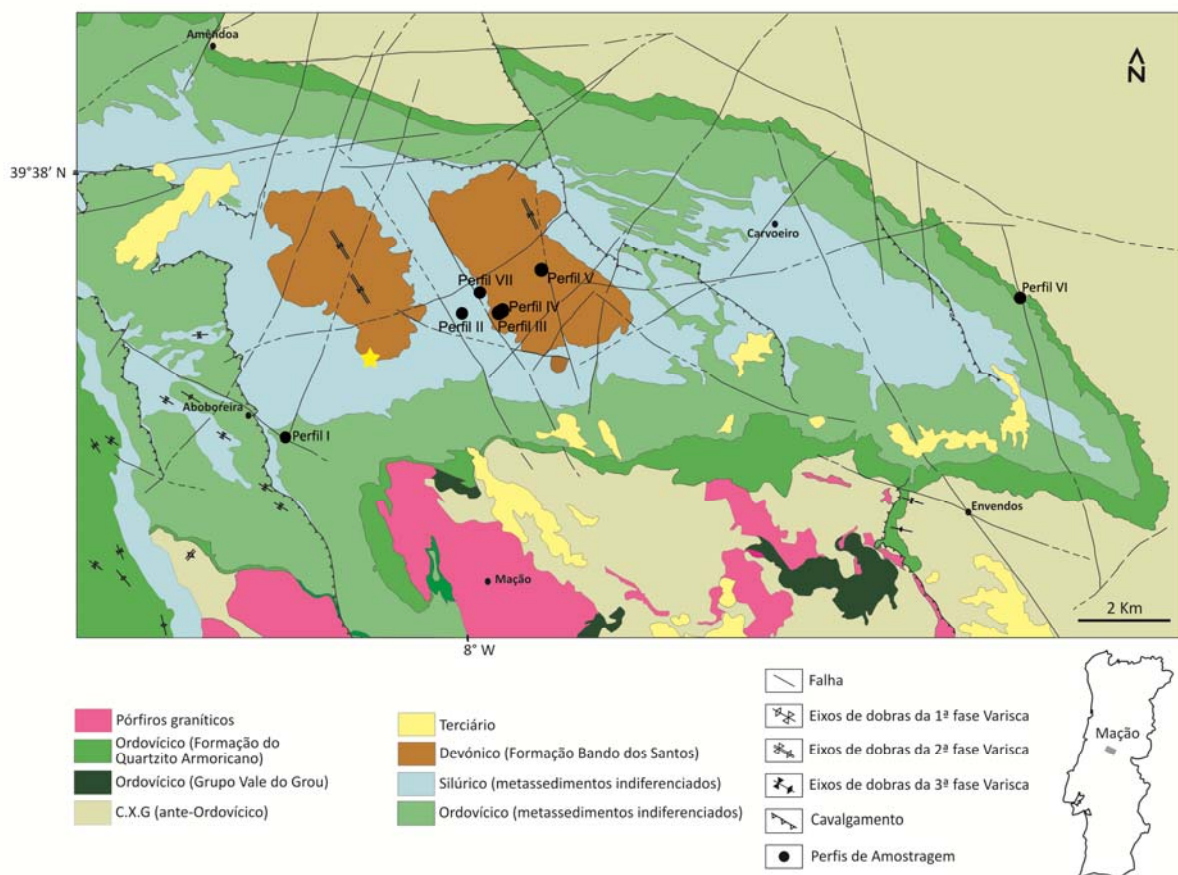


Figura 4.15. Localização das secções estudadas na região de Mação (Adapt. Romão (2000) e Vaz (2010)).

4.2.1.3.1. Perfil I – Mação 1

O perfil Mação 1 localiza-se ao longo do estradão municipal que liga as populações de Pereiro e Aboboreira, aproximadamente nas seguintes coordenadas: N39°34'56.9'' W8°2'48.6''. O perfil é constituído por 5 secções (fig. 4.16), abrangendo as Formações Cabeço do Peão, Ribeira da Lage, Casal Carvalho, Vale da Ursa, Aboboreira e Castelo.

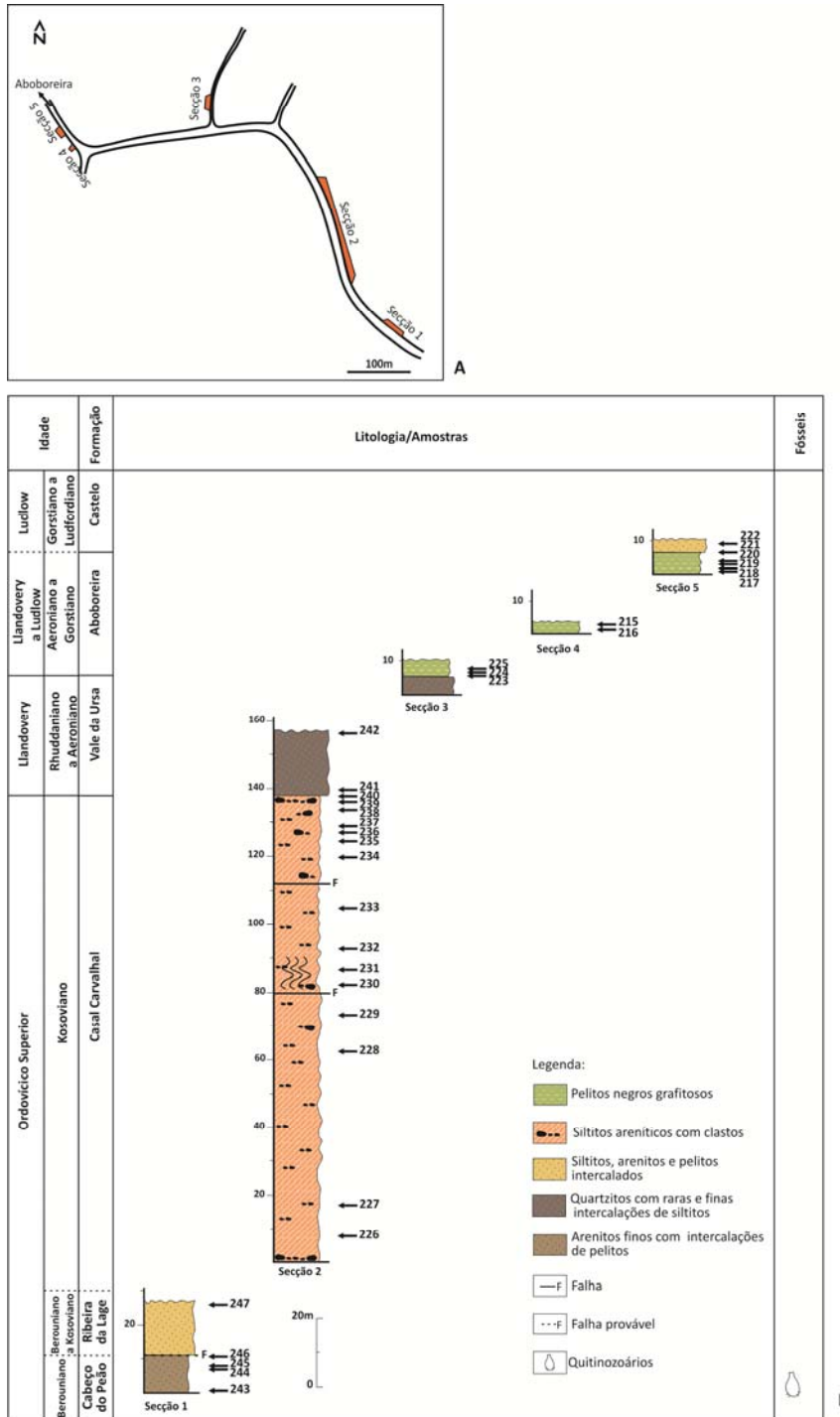


Figura 4.16. A - Localização simplificada das secções amostradas. B – Coluna estratigráfica do Perfil I (Mação 1), com localização das amostras estudadas. Os dados de microfauna indicados baseiam-se nos trabalhos de Vaz (2010). (ver Anexo 2, estampa de afloramento 5, foto 2)

Neste perfil foram recolhidas 33 amostras (amostras 215 a 247) para estudos palinológicos. Todas as amostras foram processadas verificando-se que apresentavam alguma matéria orgânica amorfa e, muito resíduo mineral resistente. Mesmo após a concentração da matéria orgânica recorrendo a líquidos densos, em cerca de metade das amostras não se observou quase nenhum resíduo palinológico. Desta forma, apenas se procedeu à oxidação de 18 amostras.

Durante o processo de oxidação (≈ 10 hr) verificou-se que o material se encontrava mineralizado, muito piritizado e fragmentado, sendo apenas distinguidas algumas formas esféricas, muito provavelmente, algas pertencentes ao género *Leiosphaeridia*, assim como, fragmentos de quitinozoários

4.2.1.3.2. Perfil II – Chão Lopes

O perfil II localiza-se perto da localidade de Castelo, aproximadamente nas seguintes coordenadas: N39°36'25.7'' W8°0'8.9''. Este perfil é constituído pela Formação Chão de Lopes, do Silúrico superior. Foram recolhidas 4 amostras dos níveis pelíticos intermédios desta formação (amostras 248 a 251), com o intuito de obter dados que permitissem precisar a idade destes níveis (fig. 4.17).

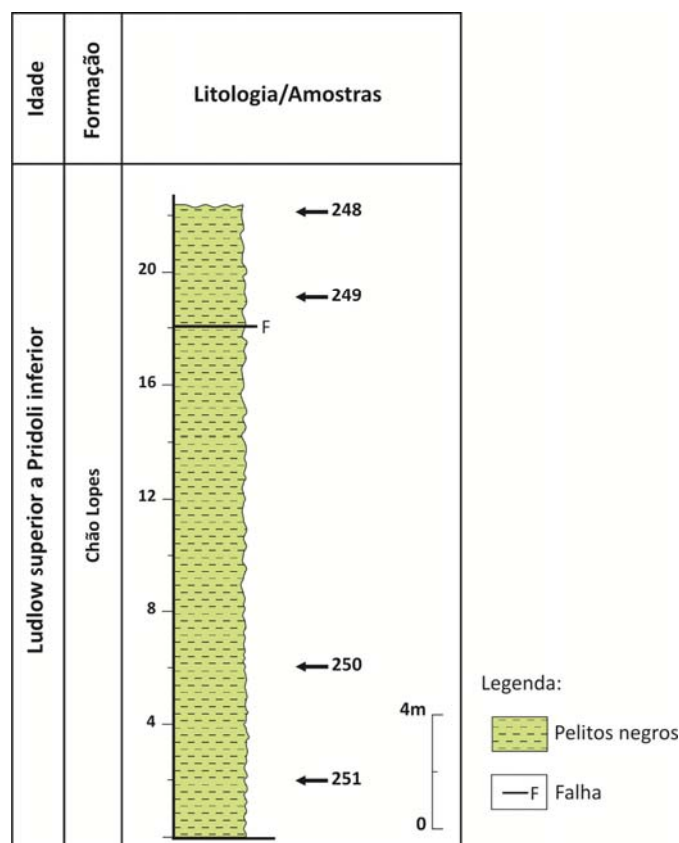


Figura 4.17. Coluna estratigráfica do Perfil II (Chão Lopes), com localização das amostras estudadas.

As 4 amostras foram processadas e oxidadas (\approx 10 hr de tempo médio de oxidação), apresentando-se muito mal preservadas, muito piritizadas, sendo apenas possível identificar alguns espécimes do género *Leiosphaeridia* e *Dictyotidium*. Foram, igualmente, observados fragmentos de acritarcas esféricos com processos, no entanto, devido à sua má preservação, revelaram-se inclassificáveis.

4.2.1.3.3. Perfil III – Santos 1

O perfil III localiza-se numa estrada de acesso junto ao local de Corga, aproximadamente nas seguintes coordenadas: N39°36'25.6'' W7°59'33.7''.

Esta secção apresenta uma estrutura tectónica complexa, que ainda suscita algumas dúvidas do ponto de vista estrutural. Desta forma, optou-se por não se elaborar um perfil litológico do corte amostrado, que abrange as Formações Chão de Lopes e Bando dos Santos, com idades compreendidas entre o topo do Silúrico e o Devónico Inferior (ver Anexo 2, estampa de afloramento 6, foto 1).

Neste perfil foram recolhidas 7 amostras para estudos palinológicos, enquadradas da seguinte forma ao longo da estrada: amostras 252 e 253 pertencentes à Formação Chão de Lopes; amostras 254 a 257 pertencentes à Formação Bando do Santos (Membro Corga, membro inferior); cerca de 10 m à frente na estrada, recolha da amostra 258, que poderá corresponder à Formação Chão de Lopes, novamente.

Todas as 7 amostras foram processadas e, quando observadas ao microscópio, verificou-se que apresentavam alguma matéria orgânica amorfa bem como, muito resíduo mineral resistente. Mesmo após a concentração da matéria orgânica recorrendo a líquidos densos, o resíduo palinológico observado era em pequena quantidade. Procedeu-se à oxidação de todas as amostras e verificou-se que o material se encontrava mineralizado, tendo sido oxidadas até à exaustão sem se obterem resultados.

4.2.1.3.4. Perfil IV – Santos 2

O perfil IV localiza-se cerca de 150 m a norte do perfil anterior, aproximadamente nas seguintes coordenadas: N39°36'27.7'' W7°59'30.1''. Este perfil é exclusivamente constituído pelos níveis sedimentares pertencentes ao Membro Corga (membro inferior), da Formação Bando dos Santos (fig. 4.18). Numa extensão de cerca de 40 m foram recolhidas 5 amostras (amostras 259 a 263), com o objetivo de ajudar a precisar as idades da base desta formação. Segundo Romão (2000), os níveis inferiores desta unidade têm uma idade

Pridoli/Devónico Inferior (Lochkoviano), enquanto para Vaz (2010), os mesmos níveis indicam o Ludlow.

As 5 amostras recolhidas foram processadas e, devido à presença de muito resíduo mineral resistente, recorreu-se à concentração da matéria orgânica através de líquidos densos. O resíduo palinológico resultante era em pequena quantidade mas, mesmo assim, procedeu-se à oxidação de todas as amostras, verificando-se que o material se encontrava mineralizado, tendo sido oxidadas as amostras até à exaustão sem se obterem resultados.

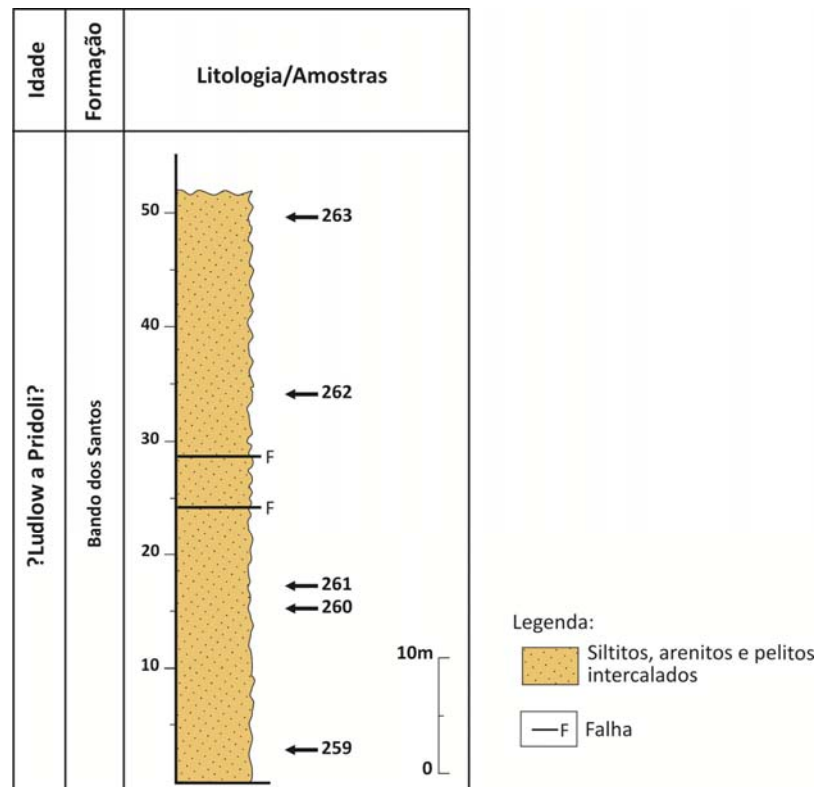


Figura 4.18. Coluna estratigráfica do Perfil IV (Santos 2), com localização das amostras estudadas. (ver Anexo 2, estampa de afloramento 6, foto 2)

4.2.1.3.5. Perfil V – Bando dos Santos

O perfil V localiza-se próximo do estradão de Corga, junto ao Vértice Geodésico de Bando dos Santos, aproximadamente nas seguintes coordenadas: N39°36'56.5'' W7°59'00.1''. Foram amostrados os níveis intermédios da Formação Bando dos Santos (Membro Chão do Brejo), tendo sido recolhidas 3 amostras esporádicas (amostras 264 a 266), de níveis com fáceis pouco propícias para palinologia, com meteorização intensa e litologias muito micáceas, cinzento-claras (fig. 4.19).

Tal como se esperava, tendo em conta o estado de meteorização das amostras recolhidas, os resíduos orgânicos eram quase inexistentes. Quando observadas ao microscópio após

desmineralização, verificou-se a presença de muito resíduo mineral resistente. Mesmo após a tentativa de concentração da matéria orgânica através de líquidos densos, não se observou quase nenhum resíduo palinológico, não se chegando a proceder à oxidação destas amostras, sendo consideradas desprovidas de conteúdo orgânico para observação.

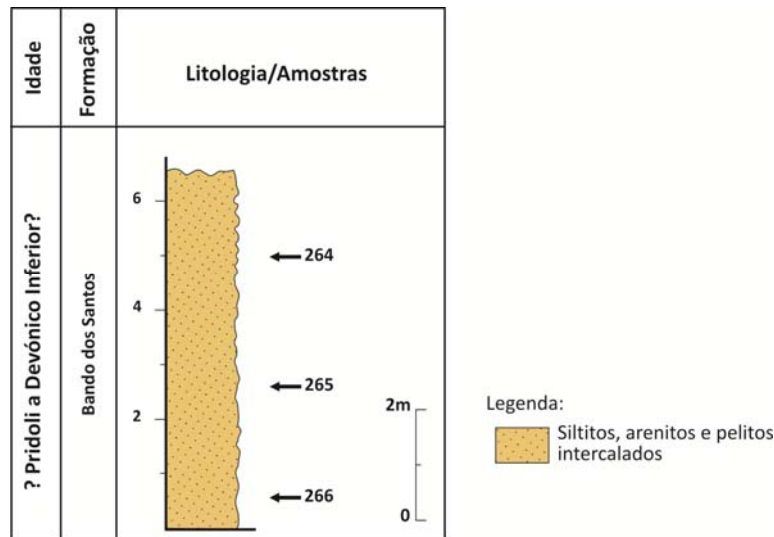


Figura 4.19. Coluna estratigráfica do Perfil V (Bando dos Santos), com localização das amostras estudadas.

4.2.1.3.6. Perfil VI – Envendos

O perfil VI localiza-se entre as povoações de Venda Nova e Ladeira, ao longo da EN351, perto do balneário termal de Envendos, aproximadamente nas seguintes coordenadas: N39°36'34'' W7°51'36.8''. O perfil amostrado é dividido em duas secções, abrangendo o Grupo das Beiras, as formações Quartzito Armoricano, Brejo Fundeiro e Monte da Sombadeira (níveis de base) (fig. 4.20).

Num perfil muito tectonizado, marcado por intensas dobras e falhas, a primeira secção do perfil abrange cerca de 3 a 4 metros de sedimentos correspondentes ao Grupo das Beiras. Já a segunda secção, cerca de 10-20 m mais acima na estrada, na direcção da Venda Nova, inicia-se com a Formação Quartzito Armoricano. Segue-se a Formação Brejo Fundeiro e, a topo, a Formação Monte da Sombadeira.

No total, neste perfil estratigráfico foram recolhidas 14 amostras para estudos palinológicos (amostras 267 a 280). As amostras foram processadas observando-se uma grande quantidade de resíduo mineral resistente. Recorreu-se à concentração da matéria orgânica através de líquidos densos e, procedeu-se à oxidação do pouco resíduo orgânico recuperado destas amostras (\approx 12 horas de tempo de oxidação) sem se observarem resultados positivos.

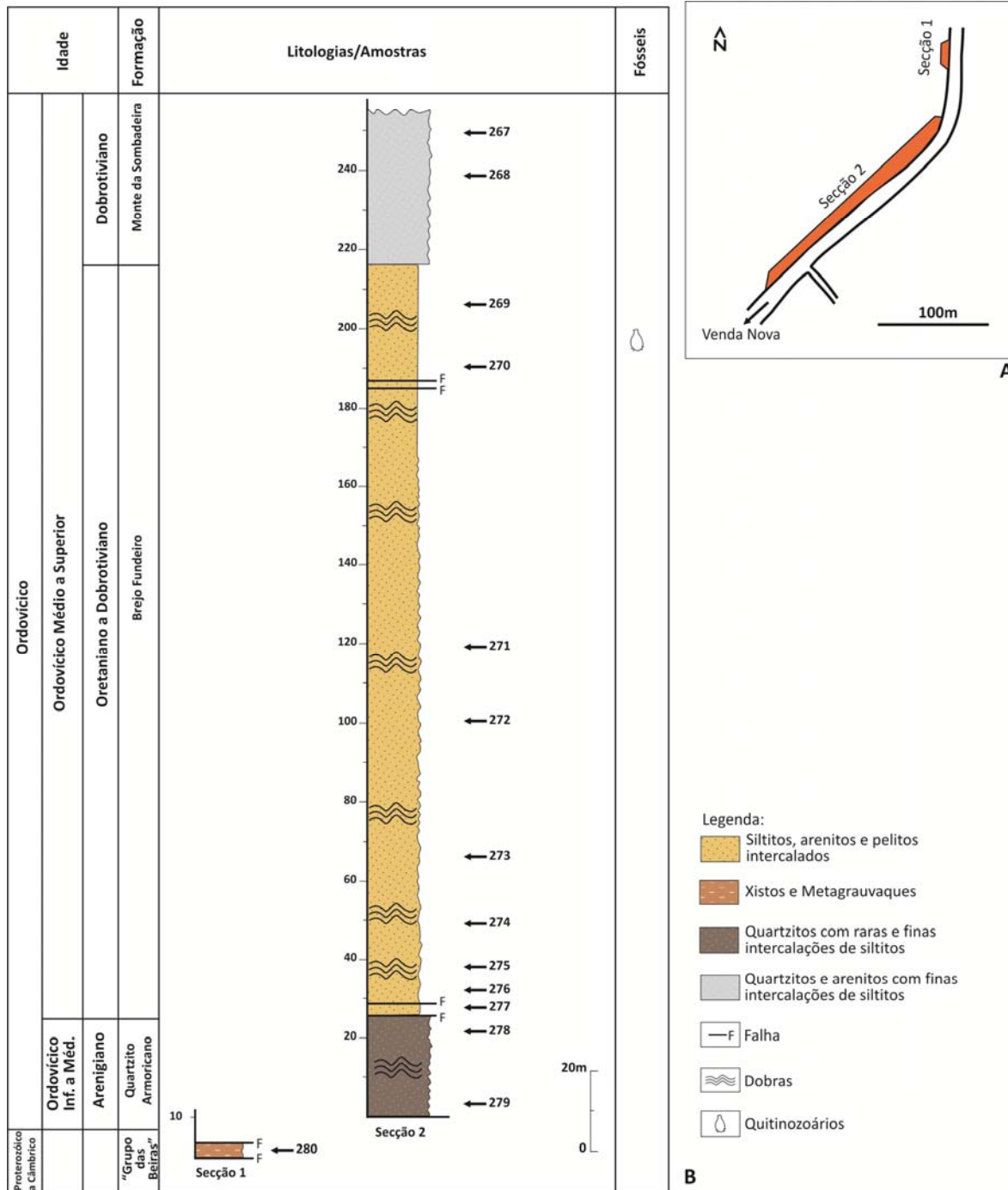


Figura 4.20. A - Localização simplificada das secções amostradas. B – Coluna estratigráfica do Perfil VI (Envendos), com localização das amostras estudadas. Os dados de microfauna indicados baseiam-se nos trabalhos de Vaz (2010).

4.2.1.3.7. Perfil VII – Castelo

O perfil VII localiza-se perto da localidade de Castelo, aproximadamente nas seguintes coordenadas: N39°36'25.7'' W8°0'8.9''. Este perfil abrange os níveis intermédios da Formação Castelo, não se encontrando expostos nem a base, nem o topo desta formação (fig. 4.21).

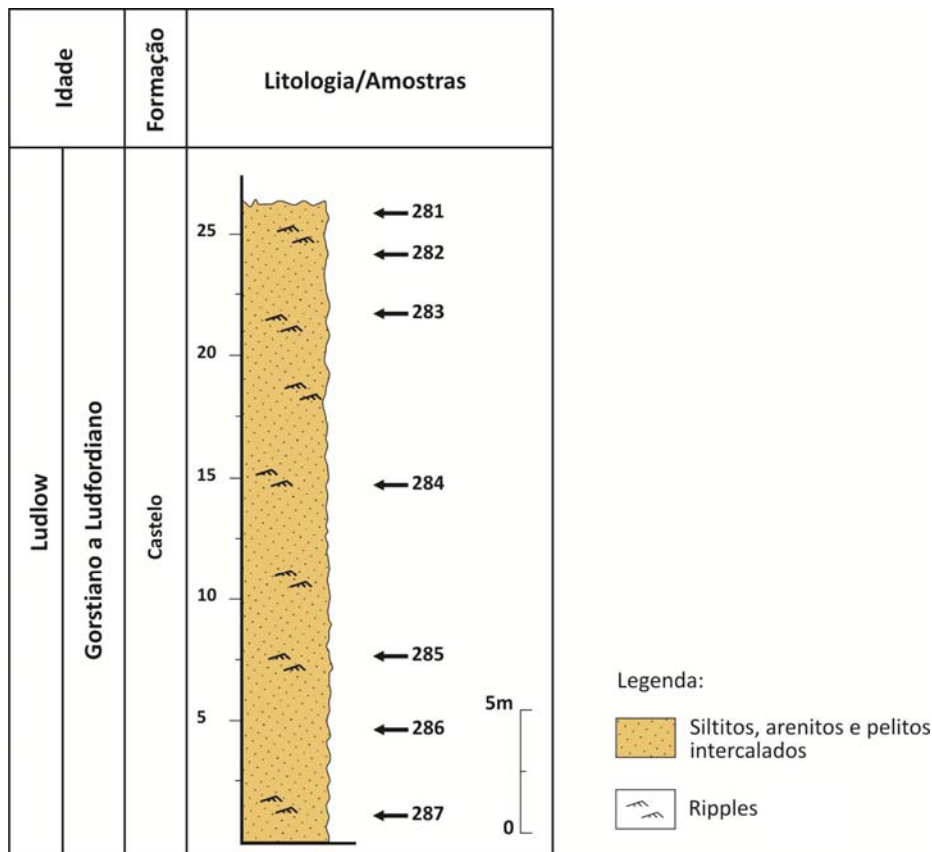


Figura 4.21. Coluna estratigráfica do Perfil VII (Castelo), com localização das amostras estudadas. (ver Anexo 2, estampa de afloramento 7, foto 1)

Sete amostras foram recolhidas ao longo de cerca de 25 m (amostras 281 a 287), tendo sido todas elas processadas e oxidadas. Com um tempo médio de oxidação de 4 horas obtiveram-se alguns exemplares de palinórfos muito mal preservados, sendo que, os poucos espécimes que clareavam encontravam-se bastante destruídos e piritizados.

Nas amostras observaram-se fragmentos de quitinozóários, graptólitos, tecidos, algas e acritarcas. Muitos dos acritarcas eram esféricos, com processos ramificados mas, extremamente mal preservados, o que impediu a sua classificação. Nas amostras também foram observadas algumas algas prasinófitas, no entanto, sempre muito piritizadas e fragmentadas, tornando-se impossíveis de classificar.

4.2.1.3.8. Conclusões

O estudo desta região tinha como objetivo principal a descrição, pela primeira vez, das associações palinológicas (acritarcas, prasinófitas, criptosporos e esporos trilete) presentes na sequência estratigráfica do Paleozóico deste sinclinal. Estes dados visavam complementar as associações de macrofauna (*e.g.* graptólitos) e microfauna (quitinozóários) já conhecidas (*e.g.* Vaz, 2010; Piçarra e Romão, 2011).

No total, em 73 amostras estudadas apenas 3 se revelaram positivas (taxa de recuperação aproximada de 4 %) sem, no entanto, serem possíveis classificar os espécimes observados, para além dos géneros *Leiosphaeridia* e *Dictyotidium*.

Os escassos resultados obtidos na região de Mação acabam por confirmar as más condições de preservação do conteúdo micropaleontológico presente nos sedimentos do Paleozoico, já evidenciadas por Vaz (2000) no seu estudo com quitinozoários, onde apresentou taxas de recuperação muito baixas e, exemplares extremamente piritizados e fragmentados.

4.2.1.4. Região de Portalegre

Na região de Portalegre foram estudadas 7 secções para palinologia (tab. 3.1, capt. 3), num total de 82 amostras (tab 3.2, capt. 3). As secções estudadas (fig. 4.22) abrangeram sucessões estratigráficas do Ordovícico ao Carbónico inferior.

Tendo em conta a revisão de cartografia que se encontra em curso, a ser elaborada por J.M Piçarra (LNEG), assim como, a inexistência de designações formais para as unidades, na descrição dos perfis as unidades do Silúrico irão ser apresentadas com reservas (entre aspas), enquanto as unidades do Ordovícico, ainda em fase muito incipiente do trabalho de revisão cartográfico, assumirão designações já conhecidas das unidades de outras regiões por uma questão prática, embora, segundo J.M. Piçarra (info. oral), nesta região ainda haja muitas incertezas quanto à aplicação da estratigrafia do Ordovícico de Mação e Dornes, podendo ser mesmo difícil estabelecer uma correlação com a estratigrafia dessas regiões. Desta forma, ao longo do texto apenas serão referidas as litologias das unidades, sem recorrer a correlações com as outras regiões, reservando o nome das unidades para os esquemas e figuras, por questões práticas. No caso dos sedimentos de idade carbónica, optou-se por não se atribuir uma designação à unidade (Piçarra, info. oral).

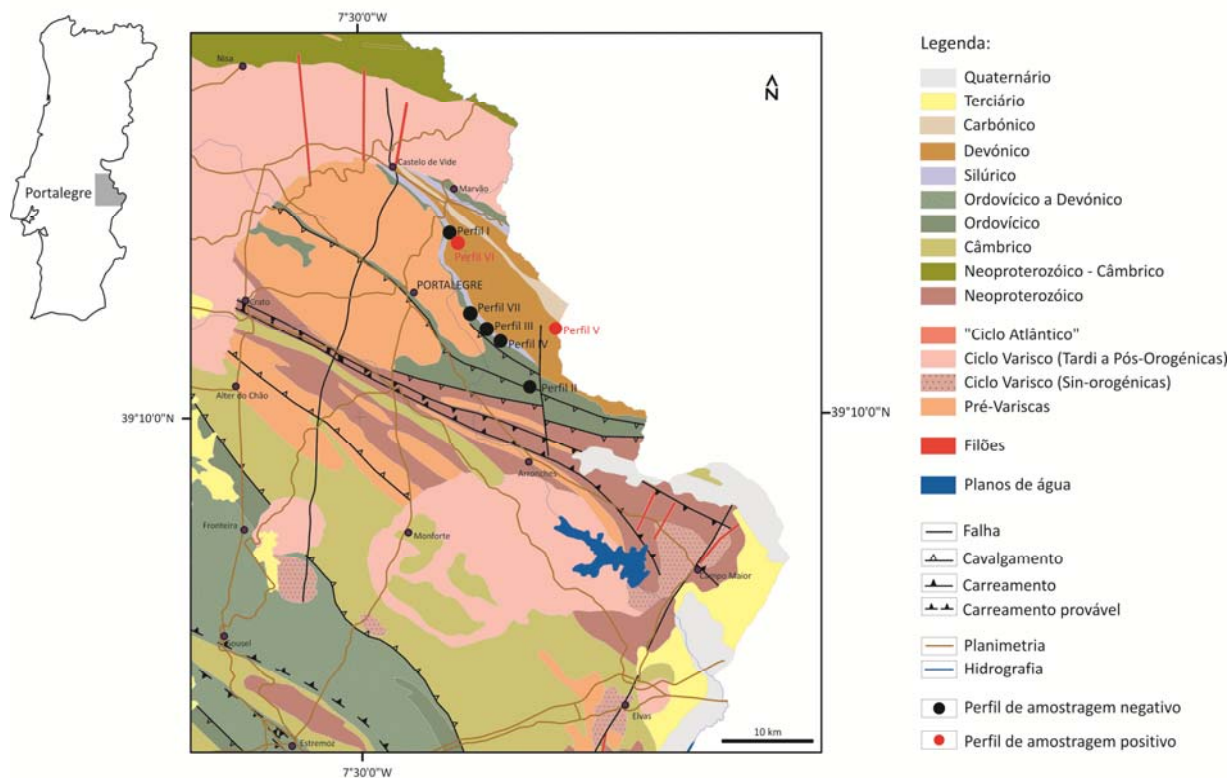


Figura 4.22. Localização das secções estudadas na região de Portalegre (Adapt. Carta Geológica de Portugal à escala 1:1 000 000, LNEG (2010)).

4.2.1.4.1. Perfil I – Apartadura

O perfil I localiza-se junto à barragem da Apartadura, aproximadamente nas seguintes coordenadas: N39°20'56.8'' W7°22'52.9''. Este perfil é constituído por 3 secções, abrangendo uma sequência estratigráfica com idade compreendida entre o Silúrico e o Devónico inferior (fig. 4.23).

Na primeira secção, o perfil inicia-se com níveis quartzíticos com finas intercalações de siltitos, seguidos de pelitos negros carbonosos, que se tornam mais siltíticos à medida que se sobe na sequência estratigráfica. Correspondem a níveis intensamente dobrados (dobras com eixo vertical), que terão uma idade provável de Silúrico inferior a médio.

A segunda secção inicia-se mais à frente na estrada (coordenadas aproximadas: N39°21'6.5'' W7°22'47.4''), com níveis pelito-siltíticos intercalados com quartzitos finos. A terceira secção (coordenadas aproximadas: N39°21'10.6'' W7°22'45.2''), é constituída por siltitos laminados que passam a ser intercalados por bancadas quartzíticas com cerca de 2 m de espessura. Nesta secção do perfil (secção 3) encontra-se a passagem entre o Silúrico e o Devónico (J.M. Piçarra info. oral). Segundo J.M. Piçarra (info. oral), neste perfil foram recolhidas amostras de graptólitos (*Monograptus* sp.), não tendo sido possível, no entanto, precisar uma idade.

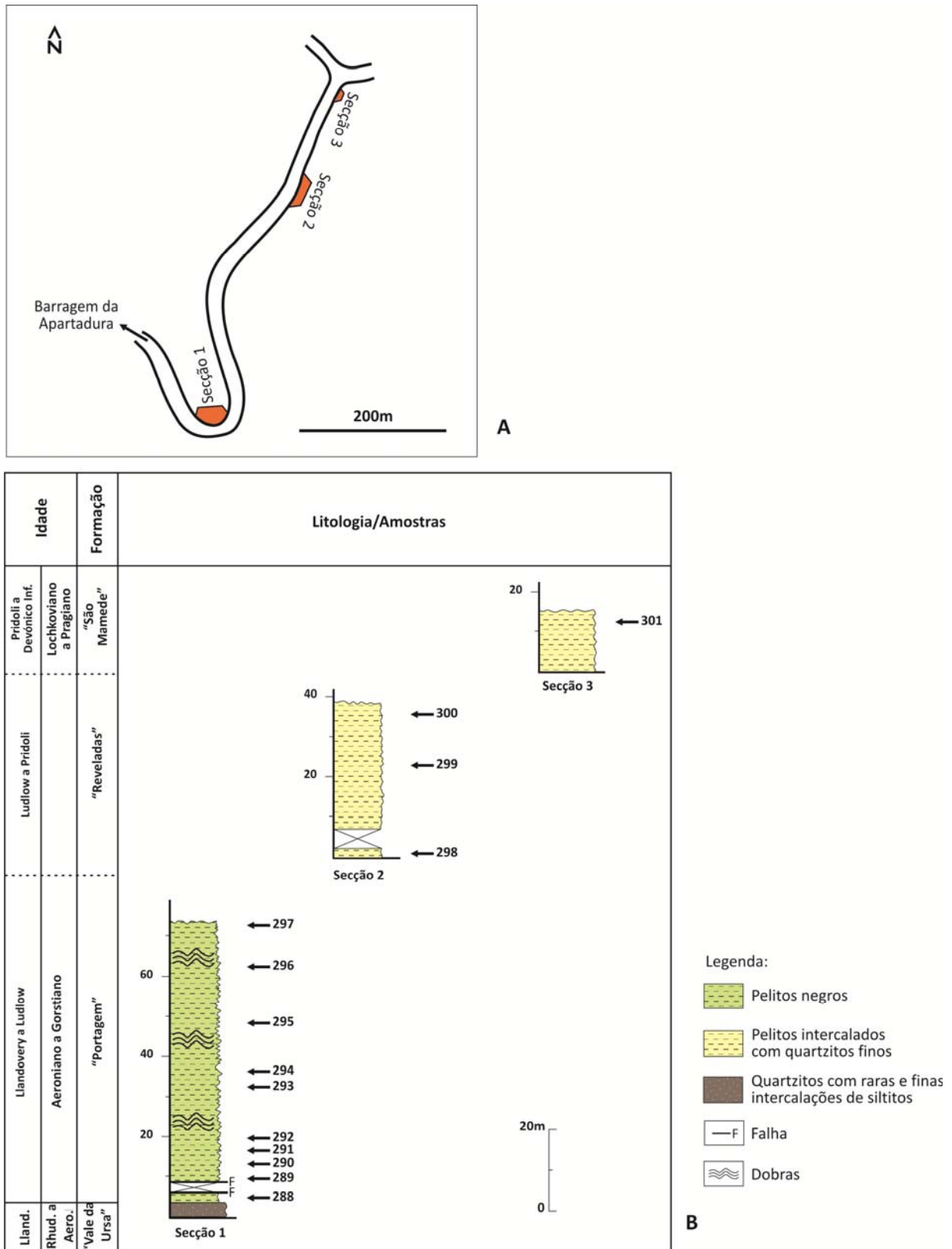


Figura 4.23. A - Localização simplificada das secções amostradas. B – Coluna estratigráfica do Perfil I (Apartadura), com localização das amostras estudadas. (ver Anexo 2, estampa de afloramento 7, foto 2)

No total foram recolhidas 14 amostras para estudos palinológicos (amostras 288 a 301). As amostras recolhidas foram processadas, tendo sido necessário, em algumas delas, concentrar a

matéria orgânica através da técnica de líquidos densos. Todas as amostras foram oxidadas mas, o material encontrava-se mineralizado, tendo sido oxidadas até à exaustão sem resultados.

4.2.1.4.2. Perfil II – Mosteiros

O perfil II localiza-se na EM517, a norte da localidade de Barulho, aproximadamente nas seguintes coordenadas: N39°11'47.9'' W7°17'12.8''. O perfil é constituído por duas secções (fig. 4.24).

A primeira secção inicia-se por níveis dobrados de pelitos intercalados com siltitos. Seguem-se cerca de 200 m de sequência sem exposição observando-se, em seguida, cerca de 30 m de níveis quartzíticos e areníticos, intercalados com siltitos. A topo deste pacote quartzítico observam-se, novamente, níveis pelito-siltíticos (xistos com intraclastos).

A segunda secção do perfil inicia-se à frente na estrada (coordenadas aproximadas: N39°12'19.6'' W7°16'48.4''), abrangendo cerca de 40 m de pelitos e arenitos intercalados.

No total, neste perfil foram recolhidas 11 amostras para estudos palinológicos (amostras 302 a 312). As amostras recolhidas foram processadas tendo sido necessário, em algumas delas, concentrar a matéria orgânica através de bateamento com vidro de relógio. Todas as amostras foram oxidadas, no entanto, o material encontrava-se mineralizado, tendo sido oxidadas até à exaustão sem resultados.

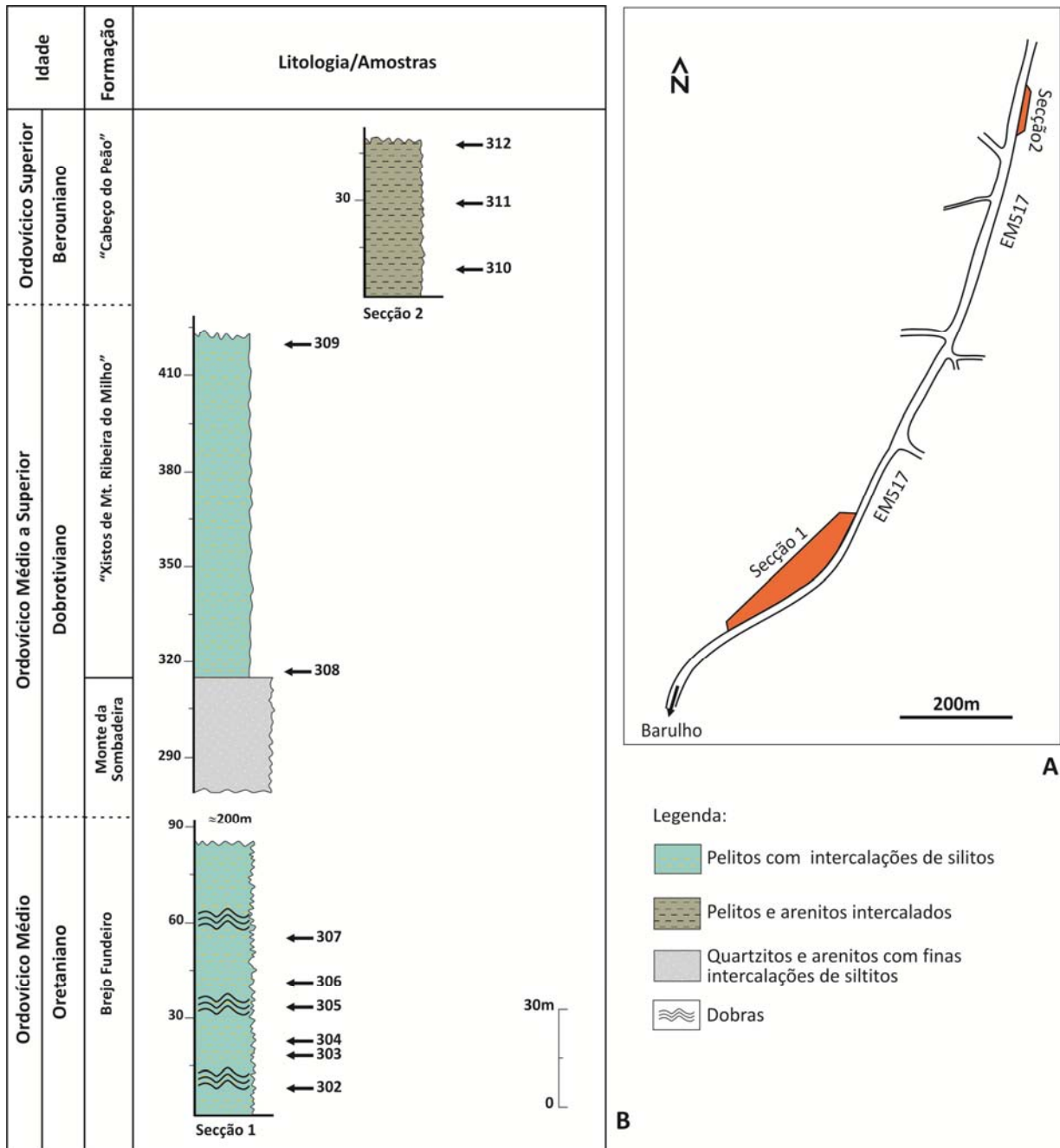


Figura 4.24. A - Localização simplificada das secções amostradas. B – Coluna estratigráfica do Perfil II (Mosteiros), com localização das amostras estudadas. (ver Anexo 2, estampa de afloramento 8, foto 1)

4.2.1.4.3. Perfil III – Alegrete W

O perfil III localiza-se a noroeste da localidade de Alegrete, aproximadamente nas seguintes coordenadas: N39°15'12.9'' W7°20'6.7''. O perfil abrange a passagem entre sedimentos constituídos por bancadas quartzíticas espessas, intercaladas com níveis pelíticos finos (≈ 5 m) e, níveis de pelitos negros, amostrados numa extensão de cerca de 24 metros (fig. 4.25).

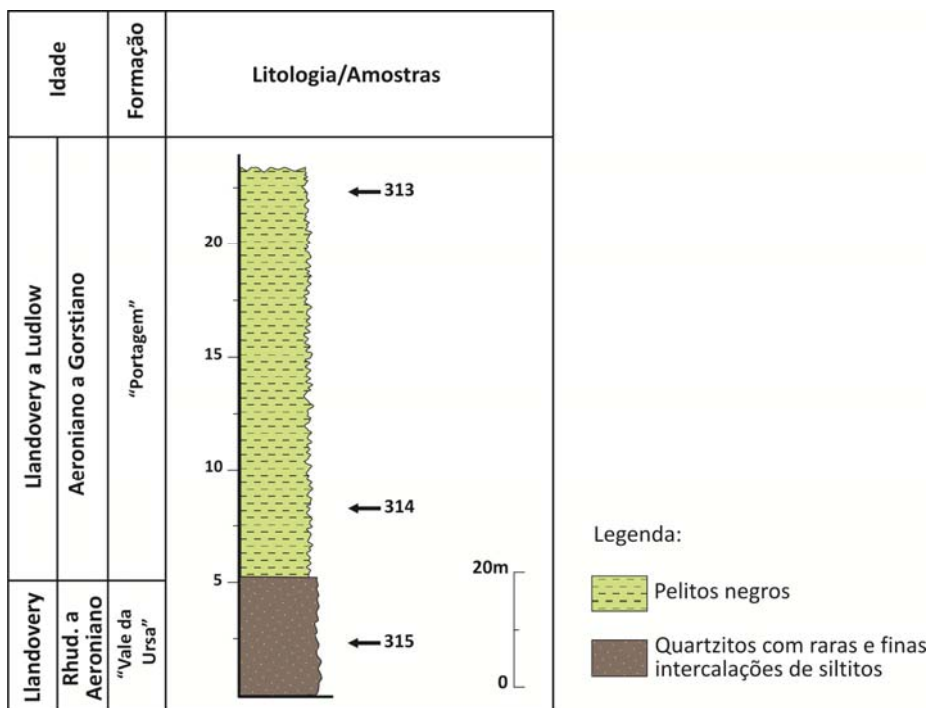


Figura 4.25. Coluna estratigráfica do Perfil III (Alegrete W), com localização das amostras estudadas. (ver Anexo 2, estampa de afloramento 8, foto 2)

Neste perfil foram recolhidas 3 amostras para estudos palinológicos (amostras 313 a 315), tendo sido todas elas processadas. Quando observadas ao microscópio, verificou-se que apresentavam muito resíduo mineral resistente. Mesmo após a concentração da matéria orgânica recorrendo a líquidos densos, o resíduo palinológico observado era em pequena quantidade. Procedeu-se à oxidação de todas as amostras e verificou-se que o material orgânico se encontrava mineralizado, tendo sido oxidadas até à exaustão sem se obterem resultados.

4.2.1.4.4. Perfil IV – Alegrete

O perfil IV localiza-se à entrada da localidade de Alegrete, na EM517-2, aproximadamente nas seguintes coordenadas: N39°14'27.8'' W7°19'2.5''. O perfil (secção 1) inicia-se com níveis quartzíticos, com finas intercalações de siltitos, aos quais se seguem cerca de 130 m de pelitos com intercalações de siltitos, dobrados. A topo destes sedimentos observa-se a passagem a níveis ricos em quartzitos e arenitos, com finas intercalações de siltitos que, foram amostrados numa extensão de cerca de 20 m (fig. 4.26).

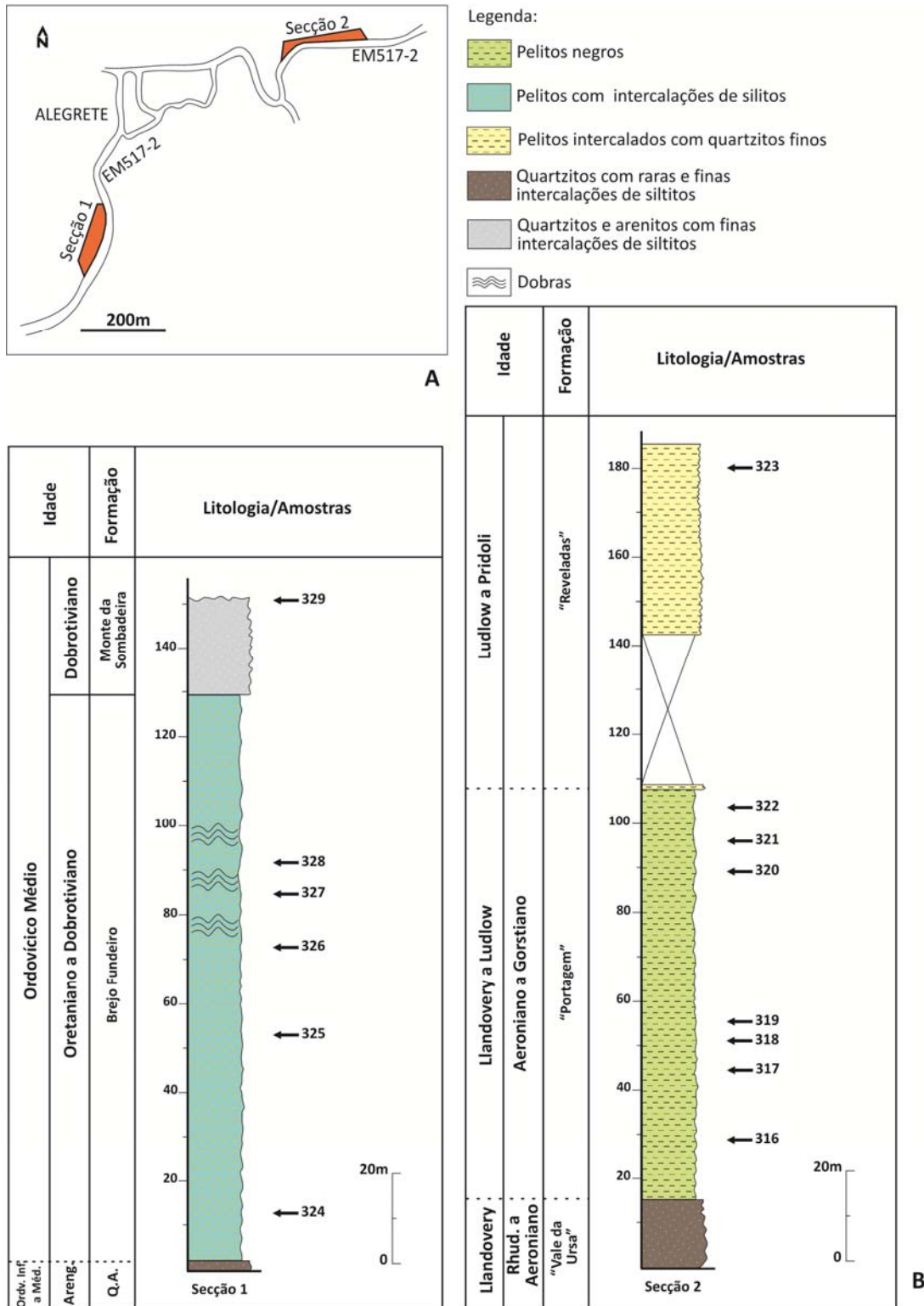


Figura 4.26. A - Localização simplificada das secções amostradas. B – Coluna estratigráfica do Perfil IV (Alegrete), com localização das amostras estudadas. (ver Anexo 2, estampa de afloramento 9, foto 1)

Devido à meteorização observada nos níveis seguintes, não foram recolhidas mais amostras nesta secção. O corte volta a ser alvo de amostragem mais à frente na estrada, secção 2 (coordenadas aproximadas: N39°14'27.8'' W7°19'02.5''), iniciando-se por bancadas

quartzíticas com finas intercalações de siltitos. Os quartzitos encontram-se expostos por cerca de 15 m observando-se, em seguida, cerca de 170 m de sedimentos pelíticos negros que passam, para o topo do perfil, a intercalações de pelitos e bancadas quartzíticas.

No total, neste perfil foram recolhidas 14 amostras (amostras 316 a 329), tendo sido todas elas processadas. Quando observadas ao microscópio verificou-se que apresentavam alguma matéria orgânica amorfa e, muito resíduo mineral resistente. Mesmo após a concentração da matéria orgânica recorrendo a líquidos densos, o resíduo palinológico observado era em pequena quantidade. Procedeu-se à oxidação de todas as amostras e verificou-se que o material orgânico se encontrava mineralizado, tendo sido oxidadas até à exaustão sem se obterem resultados.

4.2.1.4.5. Perfil V – Rabaça

O perfil V localiza-se na EM1044, entre a localidade de Telhada e de Rabaça, aproximadamente nas seguintes coordenadas: N39°15'28.0'' W7°14'49.0''. Este perfil apresenta 3 secções (fig. 4.27).

A primeira secção do perfil inicia-se nos últimos 50 m de exposição dos sedimentos do Devónico, seguindo-se uma área de não exposição de cerca de 300 m. Posteriormente, na segunda secção (coordenadas aproximadas: N39°15'40,5'' W7°14'41.2''), afloram os xistos negros do Carbónico, tendo-se efetuado recolha de amostras ao longo de cerca de 700 m da sequência.

Na terceira secção do perfil (coordenadas aproximadas: N39°17'22.5'' W7°16'15.2''), amostraram-se mais 2 amostras de sedimentos do Carbónico, recolhidas entre as localidades de Freguesia e Troviscal. Esta secção faz parte da mesma sequência de sedimentos das secções anteriores, no entanto, por questões de escala, não é representada na figura 4.27(A).

A revisão cartográfica desta área ainda está na sua fase inicial, suscitando dúvidas de carácter estrutural.

Em estudos anteriores, duas amostras exploratórias para palinologia foram recolhidas neste perfil por Zélia Pereira (LNEG). Os dados revelaram a primeira associação de palinórfos de idade Carbónico inferior, neste sinclinal (Pereira, dados não publicados). As associações encontravam-se mal preservadas e eram pouco diversificadas, sendo possível identificar a biozona de esporos *Savitrissporites nux* (Biozona SN) (Pereira, 1999) (Pereira, dados não publicados), equivalente à biozona *Triquitrites vetustos* - *Rotaspora fracta* (Biozona VF) da Biozonação da Europa Ocidental. Uma vez conhecidos estes dados preliminares, neste estudo

realizou-se uma amostragem mais pormenorizada no perfil, com o intuito de caracterizar, o melhor possível, as associações de palinomorfos existentes nestes sedimentos, complementando a datação destes.

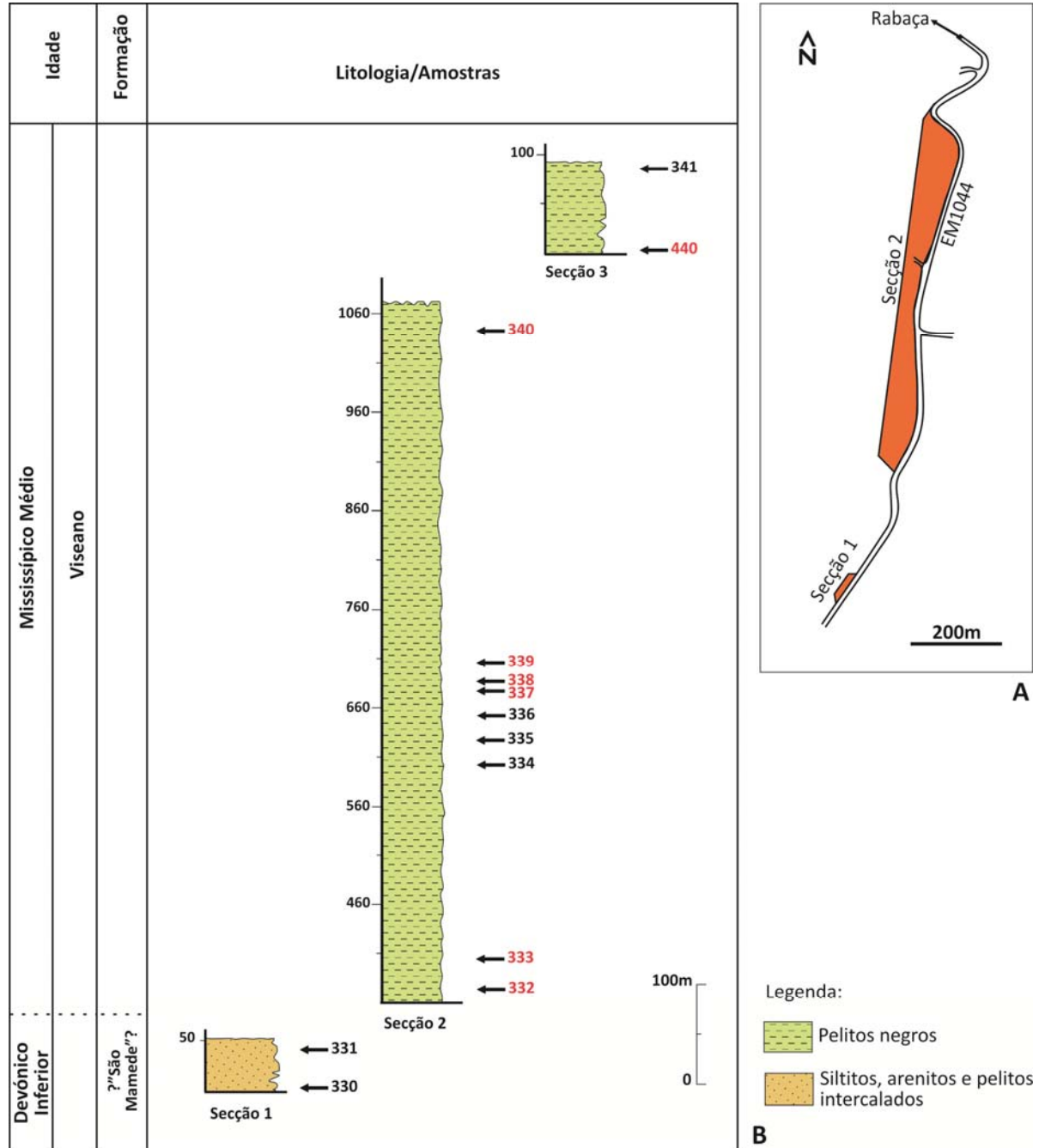


Figura 4.27. A - Localização simplificada das secções amostradas. B – Coluna estratigráfica do Perfil V (Rabaça), com localização das amostras estudadas. Assinalam-se a vermelho as amostras produtivas para palinologia.

Neste perfil foram recolhidas 13 amostras para estudos palinológicos, das quais, 7 amostras apresentaram resultados positivos, correspondendo às amostras de sedimentos de idade carbónica. As associações de palinomorfos recuperados (esporos, prasinófitas e acritarcas)

encontravam-se mal a moderadamente preservadas, tendo o tempo de oxidação médio sido de 4,5 horas.

A associação de acritarcas e prasinófitas recuperadas incluem espécimes de: *Cymatiosphaera* sp., *Dictyotidium* sp., *Gorgonisphaeridium ohioense*, *Leiosphaeridia* sp. 1, *Leiosphaeridia* sp. 2, *Leiosphaeridia* sp. 3, *Leiosphaeridia* sp. 4, *Unellium piriforme* e *Veryhachium* sp.. Por sua vez, a associação de esporos identificada contém: *Acanthotriletes* sp., *Ahrensia* spp., *Apiculiretusispora* spp., *Bellisporites nitidus*, *Calamospora microrugosa*, *Camarozonotriletes* sp., *Cingulizonates ?bialatus*, *Cingulizonates* spp., *Cirratiradites* spp., *Convolutispora* spp., *Densosporites annulatus*, *D. pseudoannulatus*, *D. rarispinosum*, *Dictyotriletes* sp., *Granulatisporites microgranifer*, *Granulatisporites* spp., *Knoxisporites* spp., *Leiotriletes tumidus*, *Leiotriletes* spp., *Lophotriletes* spp., *Lycospora pusilla*, *Lycospora* spp., *Microreticulatisporites concavus*, *Microreticulatisporites* spp., *Punctatisporites* spp., *Radiizonates* sp., *Raistrickia* sp., *Retispora lepidophyta*, *Rotaspora crenulata*, *R. fracta*, *Savitrissporites nux*, *Stenozonotriletes* spp., *Vallatisporites* spp., *Verrucosisporites* spp., *Waltzispora planiangulata*, *W. polita* e *Waltzispora* sp. (tab. 4.6).

Na associação recuperada, a percentagem de acritarcas e algas prasinófitas identificadas nas amostras é residual, quando comparada com a percentagem de esporos trilete presente. Os acritarcas e as prasinófitas são, essencialmente, géneros com distribuição estratigráfica muito extensa, não fornecendo informações relevantes quanto à idade dos sedimentos. Desta forma, os resultados obtidos basearam-se, fundamentalmente, nos dados fornecidos pela associação de esporos trilete.

Tabela 4.6. Distribuição estratigráfica dos palinomorfos recuperados nas amostras produtivas do Perfil V (Rabaça). Biostratigrafia: 1- Viseano. Biozona de esporos baseada no esquema biozonal de Clayton *et al.* (1977).

Amostras ref.				
332	333	337	338 339 340 341	
•			<i>Dictyotidium</i> sp.	Algas Pashinófitas
—•			<i>Leiosphaeridia</i> sp. 3	
—•—•			<i>Leiosphaeridia</i> sp. 2	
•			<i>Cymatiosphaera</i> sp.	
—•			<i>Leiosphaeridia</i> sp. 1	
—•			<i>Leiosphaeridia</i> sp. 4	
	•		<i>Gorgonisphaeridium ohioense</i>	Acritarcas
	•		<i>Veryhachium</i> sp.	
		•	<i>Unellium piriforme</i>	
•			<i>Calamospora microrugosa</i>	Esporos Trilete
•			<i>Waltzispota planiangulata</i>	
—•—•			<i>Convolutispora</i> spp.	
—•—•			<i>Leiotriletes</i> spp.	
—•—•			<i>Lophotriletes</i> spp.	
—•—•—•—•			<i>Densosporites pseudoannulatus</i>	
—•—•—•—•			<i>Cingulizonates</i> spp.	
—•—•—•—•			<i>Punctatisporites</i> spp.	
—•—•—•—•—•—•			<i>Densosporites rarispinosum</i>	
—•—•—•—•—•—•			<i>Savitrisporites nux</i>	
	•		<i>Retispora lepidophyta</i>	
—•—•			<i>Ahrensiporites</i> spp.	
—•—•—•			<i>Microreticulatisporites</i> spp.	
—•—•—•			<i>Verucosiporites</i> spp.	
—•—•—•			<i>Waltzispota polita</i>	
—•—•—•—•			<i>Bellisporites nitidus</i>	
—•—•			<i>Vallatisporites</i> spp.	
—•—•			<i>Lycospora pusilla</i>	
	•		<i>Acanthotriletes</i> sp.	
	•		<i>Camarazonotriletes</i> sp.	
	•		<i>Cingulizonates ?bilateralis</i>	
	•		<i>Dictyotriletes</i> sp.	
	•		<i>Granulatisporites microgranifer</i>	
	•		<i>Radiizonates</i> sp.	
	•		<i>Raistrickia</i> sp.	
	•		<i>Rotaspora fracta</i>	
	•		<i>Savitrisporites</i> spp.	
	•		<i>Waltzispota</i> sp.	
—•—•			<i>Apiculiretusispora</i> spp.	
—•—•			<i>Cirratiradites</i> spp.	
—•—•			<i>Granulatisporites</i> spp.	
—•—•			<i>Lycospora</i> spp.	
—•—•			<i>Stenozonotriletes</i> spp.	
—•—•—•			<i>Densosporites annulatus</i>	
—•—•—•			<i>Knoxisporites</i> spp.	
	•		<i>Microreticulatisporites concavus</i>	
	•		<i>Rotaspora crenulata</i>	
		•	<i>Leiotriletes tumidus</i>	
1	Biostratigrafia			
NC	Biozonas de Esporos			

Tendo em conta os esquemas biozonais empregues na Europa Ocidental e Portugal, para o Carbónico (fig. 4.1, pág. 71) e, com base na associação de esporos recuperada, foi possível identificar a Biozona *Bellisporites nitidus* – *Reticulatisporites carnosus* (Biozona NC) nas amostras estudadas, o que apresenta uma idade compreendida entre o topo do Viséano e a base do Serpukhoviano. A presença da espécie índice, *Bellisporites nitidus* é uma constante na maioria das amostras, sendo que a associação é complementada com outras espécies acessórias: *Acanthotriletes* sp., *Ahrensia* spp., *Calamospora microrugosa*, *Cingulizonates ?bilateralis*, *Cirratiradites* spp., *Convolutispora* spp., *Densosporites annulatus*, *D. pseudoannulatus*, *D. rarispinosum*, *Granulatisporites microgranifer*, *Knoxisporites* spp., *Leiotriletes tumidus*, *Lycospora pusilla*, *Lycospora* spp., *Microreticulatisporites concavus*, *Punctatisporites* spp., *Raistrickia* sp., *Rotaspora crenulata*, *R. fracta*, *Savitrisporites nux*, *Savitrisporites* spp., *Stenozonotriletes* spp., *Waltzispora planiangularata* e *W. polita*.

Na associação de esporos estudada predominam, claramente, exemplares do género *Densosporites*. Por sua vez, a presença de exemplares do género *Rotaspora* numa das amostras (amostra 338), permite restringir a idade da biozona aos níveis de topo do Viséano pois, segundo Pereira *et al.* (2008b), em Portugal este género extingue-se na passagem do Viséano para o Serpukhoviano.

Conjuntamente com o material *in situ*, de idade Carbónica, é possível identificar exemplares do Devónico Superior, interpretados neste estudo como remobilizados. É o caso do esporo *Retispora lepidophyta*, do topo do Famenniano (Estruniano), assim como, os esporos *Apiculiretusispora* spp. e *Camarozonotriletes* sp.. Ao nível dos acritarcas, a associação apresenta exemplares típicos do Devónico Superior como, *Unellium piriforme* e *Gorgonisphaeridium ohioense*. A presença de palinórmorfos remobilizados de idades mais antigas é uma assinatura que se vem a verificar nos sedimentos do Carbónico presentes no nosso país (Pereira *et al.*, 2006b; 2007; 2008; Machado, 2010; Lopes *et al.*, 2013).

Os sedimentos do Carbónico que se observam nesta localidade, pertencem ao núcleo de um sinclinal que se prolonga para Espanha. González *et al.* (2007) apresentaram um trabalho com base em datações de palinologia e conodontes que se podem correlacionar com os dados obtidos neste estudo e, no qual, também se reconhece a assinatura de palinórmorfos remobilizados, nesse caso, palinórmorfos remobilizados do Silúrico superior.

Nas amostras estudadas por González *et al.* (2007), a associação encontra-se mal preservada e é um pouco menos diversificada do que a encontrada nas amostras estudadas

neste trabalho. Segundo os dados recuperados por estes autores, a sequência do Carbónico foi datada do Viséano, tendo sido encontrados exemplares que permitem identificar o intervalo de Biozonas Pu (*Lycospora pusilla*) a SN (= VF). A sequência estudada em Espanha possui, assim, uma idade que compreende todo o Viséano, com exceção dos seus níveis mais superiores. Tendo como base os dados obtidos em Portugal, consegue-se completar a sequência, confirmando que os sedimentos neste sinclinal atingem, pelo menos, o Viséano superior, tendo sido identificadas as biozonas SN (=VF) (Pereira, dados não publicados) e NC (este estudo), do topo do Viséano. Assim, pode inferir-se que todo o Viséano aparenta estar presente nesta sucessão de idade carbónica.

4.2.1.4.6. Perfil VI – Casa do Xisto

O perfil VI localiza-se na EM1037, entre a localidade de Reveladas e Porto da Espada, aproximadamente nas seguintes coordenadas: N39°20'22.1'' W7°22'18.4''. Este perfil abrange xistos negros que se tornam mais siltíticos à medida que se sobe na sequência e, chegam mesmo a ter intercalações de finas lâminas quartzíticas com cerca de 1 a 2 cm de espessura (aproximadamente aos 17 m). Nos níveis de topo do perfil voltam a predominar os xistos siltíticos, terminando a exposição da sequência por volta dos 35 metros (fig. 4.28).

Segundo J.M. Piçarra (info. oral), neste perfil poderá ocorrer a passagem do Silúrico ao Devónico, uma vez que esta seção se localiza numa posição estratigráfica inferior aos quartzitos brancos equivalentes aos da “Fm. S. Mamede”, datados do Lochkoviano, que se encontram próximos deste local. Os níveis amostrados encontram-se dobrados, sendo que o plano axial das dobras é sub-horizontal. Este perfil é bastante afetado do ponto de vista tectónico, apresentando zonas de falha onde foi possível observarem-se fendas de tração e veios de quartzo.

No perfil foram recolhidas 13 amostras para estudos palinológicos (amostras 343 a 355), tendo sido todas elas processadas. Quando observadas ao microscópio verificou-se que apresentavam muito resíduo mineral resistente. Mesmo após a concentração da matéria orgânica recorrendo a líquidos densos, o resíduo palinológico observado era em pequena quantidade. Procedeu-se à oxidação de todas as amostras e, apenas uma (amostra 348) apresentou resultados positivos. A associação de palinomorfos recuperados (esporos, prasinófitas e quitinozoários) é pouco diversificada e, encontra-se mal preservada, tendo sido registados 2 tempos de oxidação nestas amostras: 6 e 13 hrs.

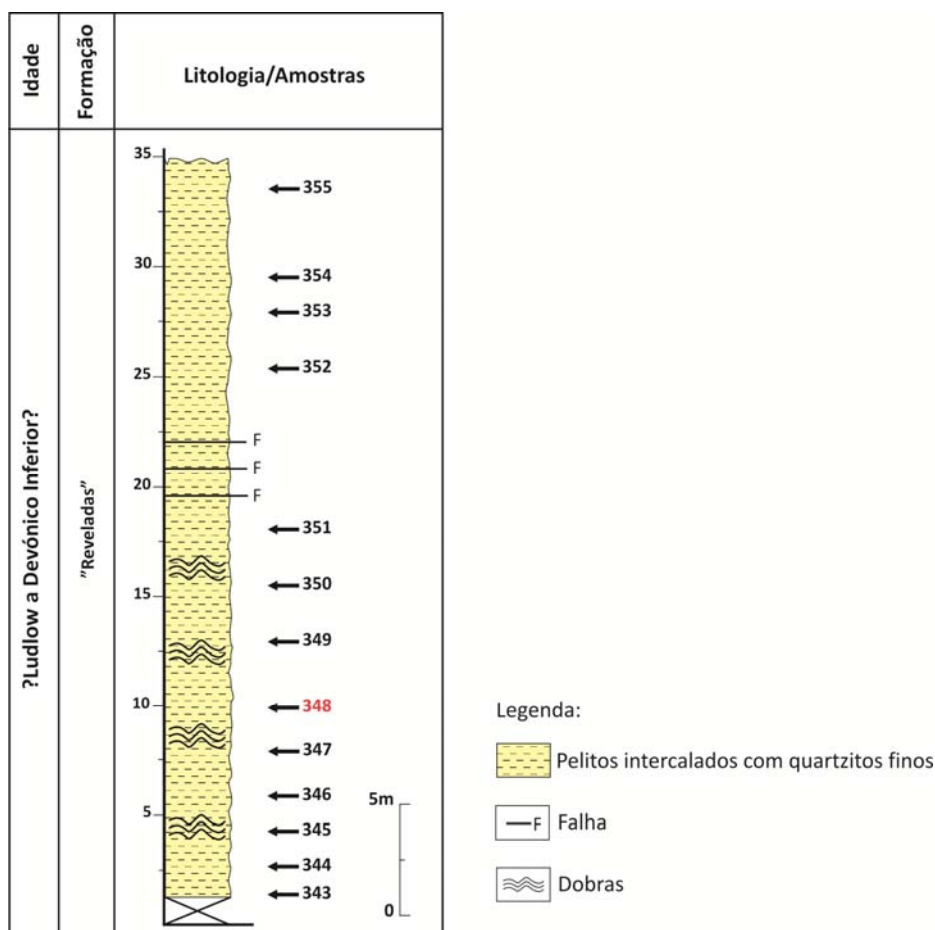


Figura 4.28. Coluna estratigráfica do Perfil VI (Casa do Xisto), com localização das amostras estudadas. Assinalam-se a vermelho as amostras produtivas para palinologia. (ver Anexo 2, estampa de afloramento 9, foto 2; estampa 10, foto 1 e 2)

A associação de esporos identificada nesta associação inclui: *Ambitisporites avitus* Morphon, *Amicosporites splendidus*, *Apiculiretusispora* spp., *Archaeozonotriletes chulus* Morphon, *Brochotriletes* sp., *Cymbosporites* sp., *Retusotriletes abundo* e *R. warringtonii*. Na associação recuperada também se identificaram espécimes de algas prasinófitas (*Leiosphaeridia* sp. 2, *Leiosphaeridia* sp. 3), assim como, de quitinozoários (?*Angochitina* sp.), estes últimos, identificados por Nuno Vaz (UTAD).

Devido à baixa diversidade da associação recuperada, não foi possível identificar uma biozona de esporos. No entanto, tendo em conta a distribuição estratigráfica dos espécimes identificados, principalmente os exemplares de *Amicosporites splendidus* e *Cymbosporites* sp., torna-se possível indicar que a associação pertencerá ao Pridoli (Richardson e McGregor, 1986; Burgess e Richardson, 1995; Richardson *et al.*, 2001). Por sua vez, a presença de espécimes de *Retusotriletes abundo*, cuja distribuição estratigráfica apenas atinge o topo do Ludfordiano (Ludlow)/base do Pridoli, permite precisar um pouco mais a idade, indicado que a associação recuperada poderá pertencer aos níveis de base do Pridoli.

Devido à baixa taxa de recuperação deste corte (apenas uma amostra positiva), não se consegue inferir se a passagem Silúrico/Devónico se encontra aqui presente, tal como proposto por J.M. Piçarra (info. oral).

4.2.1.4.7. Perfil VII – V.G.Broa

O perfil VI (fig. 4.29) localiza-se na EM522-2, a norte do vértice geodésico Broa, aproximadamente nas seguintes coordenadas: N39°16'21.7" W7°21'45.8".

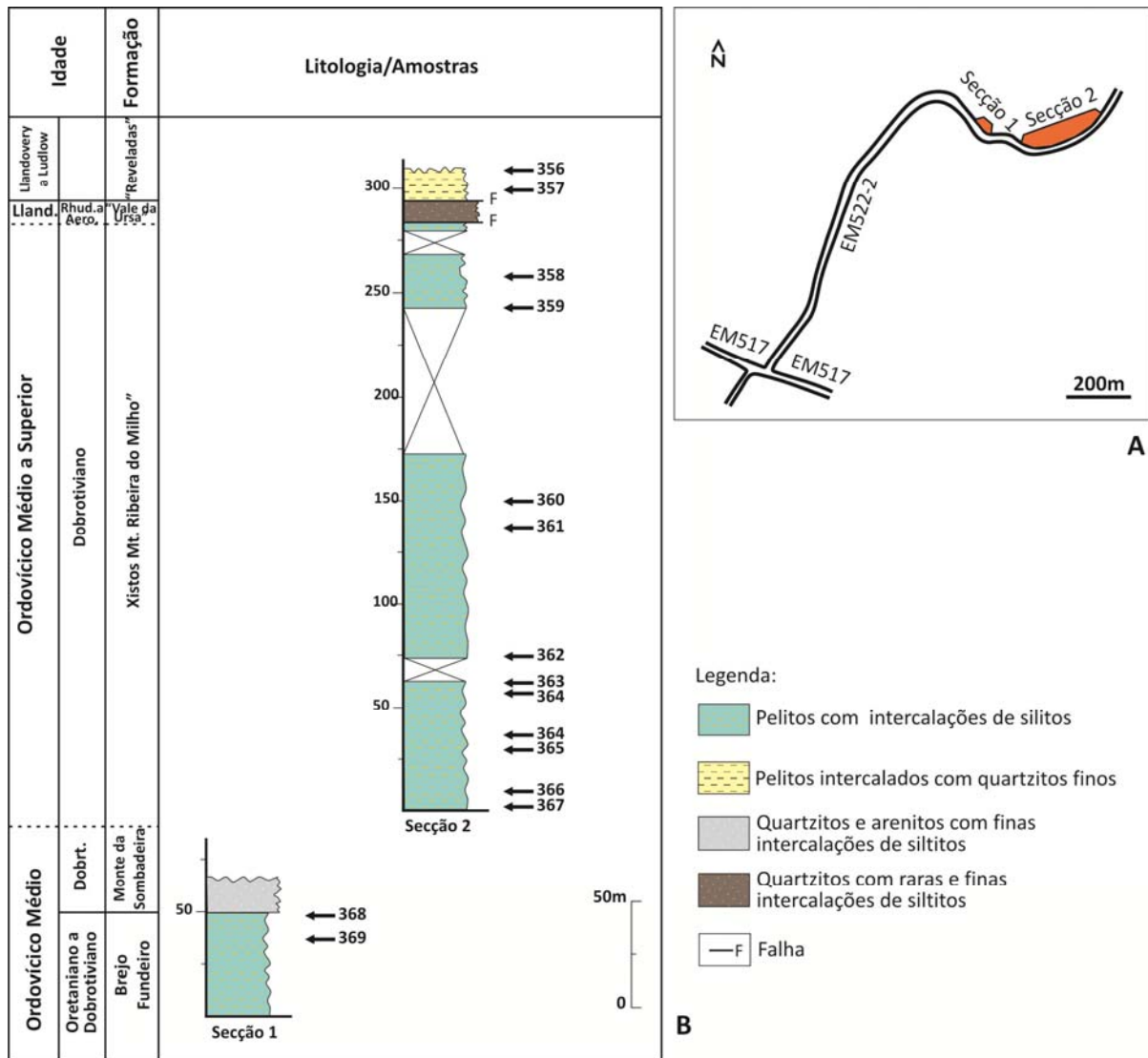


Figura 4.29. A - Localização simplificada das secções amostradas. B – Coluna estratigráfica do Perfil VII (V.G. Broa), com localização das amostras estudadas. (ver Anexo 2, estampa de afloramento 11, foto 1)

O perfil apresenta duas secções, iniciando-se com níveis pelíticos intercalados com siltitos, a topo dos quais se observa a passagem para níveis constituídos por quartzitos e arenitos com intercalações de siltitos. No total, esta primeira secção abrange cerca de 70 m de sedimentos.

Em seguida, observam-se cerca de 80-100 m de afloramento com má exposição, não tendo sido recolhidas amostras neste intervalo. Posteriormente, inicia-se a segunda secção do corte, que aflora ao longo de cerca de 300 m, embora com secções de não exposição.

A secção 2 inicia-se com pelitos e siltitos que, por vezes, apresentam intercalações de bancadas quartzíticas. Segundo J.M. Piçarra (info oral), estes níveis terão uma idade de Ordovícico médio. A topo desta sucessão observa-se a passagem a uma bancada quartzítica com cerca de 10 m de espessura, sendo o contato por falha. Por último, a topo dos quartzitos foram amostrados cerca de 13 m de pelitos com intercalações de quartzitos.

No total, neste perfil foram recolhidas 14 amostras (amostras 356 a 369), tendo sido todas elas processadas. Quando observadas ao microscópio, verificou-se que apresentavam muito resíduo mineral resistente. Mesmo após a concentração da matéria orgânica recorrendo a líquidos densos, o resíduo palinológico observado era em pequena quantidade. Procedeu-se à oxidação de todas as amostras e verificou-se que o material orgânico se encontrava mineralizado, tendo sido oxidadas até à exaustão sem se obterem resultados.

4.2.1.4.8. Conclusões

O estudo desta região tinha como objetivos principais o apoio à cartografia geológica que se está a rever; a descrição das associações palinológicas presentes na sequência estratigráfica do Ordovícico, Silúrico e Devónico para esta região e, complementar os dados palinológicos primeiramente obtidos para a sequência do Carbónico.

No total foram obtidas 8 amostras positivas, das 82 amostras estudadas, tendo sido alcançada uma taxa de recuperação aproximada de 9,8%. Os escassos resultados obtidos na região indicam as más condições de preservação para o conteúdo micropaleontológico. Os melhores resultados obtidos, assim como, a melhor taxa de recuperação, observou-se nos sedimentos do Carbónico (taxa de recuperação aproximada de 64%).

Nesta região apenas dois cortes forneceram dados positivos: Perfil V – Rabaça; Perfil VI – Casa do Xisto. O perfil VI forneceu uma única amostra positiva, mal preservada e pouco diversificada, cuja associação recuperada indica a base do Pridoli.

O perfil V, essencialmente abrangendo os sedimentos do Carbónico, forneceu uma associação de palinomorfos que permitiu identificar a Biozona NC, do topo do Viseano, devido à presença da espécie índice *Bellisporites nitidus*. Estes resultados permitem correlacionar e complementar os dados obtidos para a sequência carbónica nesse mesmo perfil (Pereira, dados não publicados), assim como, os dados de palinologia recolhidos na sucessão, do lado espanhol (González *et al.*, 2007).

Na sequência espanhola, os sedimentos carbónicos foram datados do Viséano, com base em esporos, num intervalo correspondente entre as Biozonas Pu e VF (González *et al.*, 2007). Por sua vez em Portugal, foi identificada a Biozona SN (=VF) (Pereira, dados não publicados) e a Biozona NC (este estudo), indicando que todo o Viséano se encontra representado nesta sucessão.

Nas associações do Carbónico identificadas quer em Portugal, quer em Espanha, foi assinalada a presença de material reciclado de idades mais antigas, assinatura que tem sido constante na análise das associações de palinórfos do Carbónico identificadas na ZOM e TSP (Pereira *et al.*, 2006b; Pereira *et al.*, 2007; Pereira *et al.*, 2008; Machado *et al.*, 2011; Lopes *et al.*, 2013). Esta particularidade pode vir a fornecer mais informações para as interpretações geodinâmicas relacionadas com a Orogenia Varisca, tal como irá ser abordado mais à frente neste estudo.

4.2.2. Zona de Ossa-Morena

4.2.2.1. Região de Barrancos

Na região de Barrancos foram estudadas 8 secções para palinologia (tab. 3.1), num total de 144 amostras (tab 3.2, capt. 3). As secções estudadas (fig. 4.30) abrangeram sucessões estratigráficas do Câmbrio ao Devónico Inferior, sendo os perfis estratigráficos apresentados, sempre que possível, baseados nos perfis presentes no trabalho de Piçarra (2000).

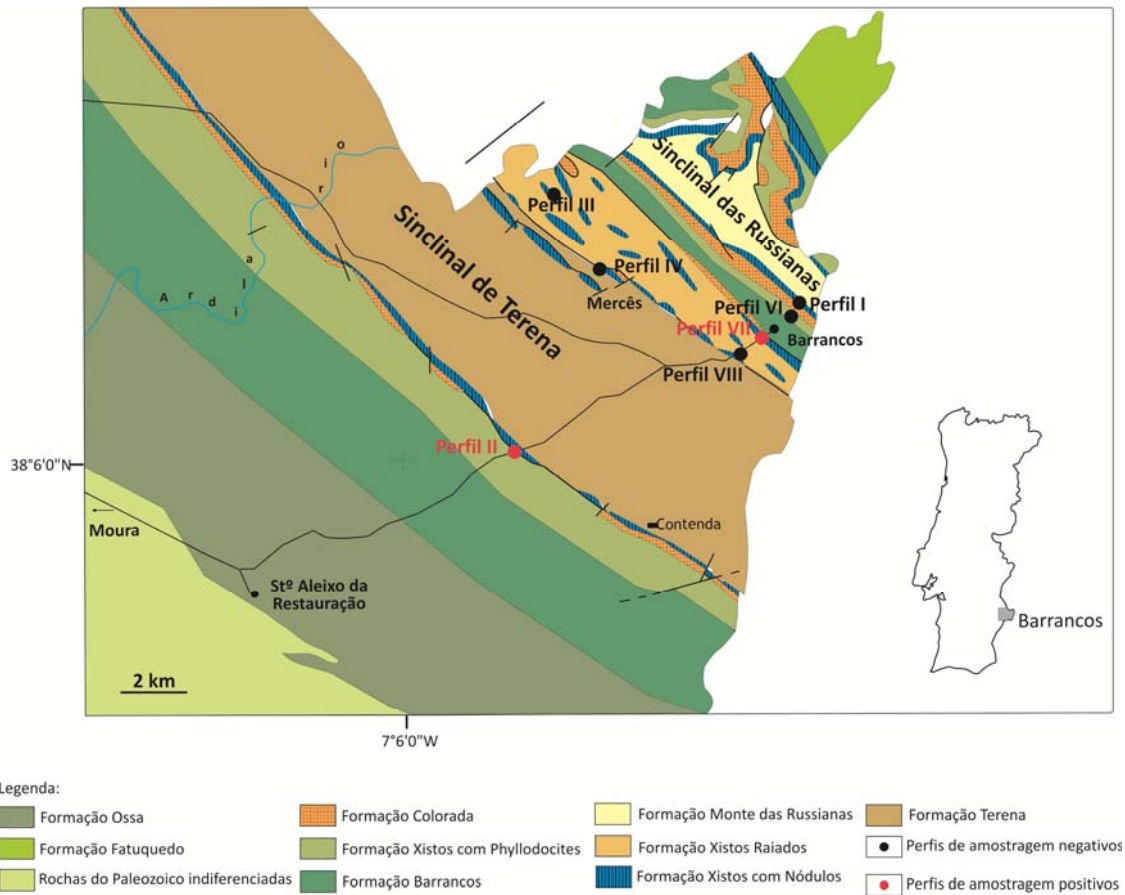


Figura 4.30. Localização das secções estudadas na região de Barrancos (Adapt. Piçarra, 2000).

4.2.2.1.1. Perfil I – Monte do Carreba

O perfil Monte do Carreba (fig. 4.31) localiza-se na EM1024, a cerca de 300 m do v.g. Colorada, na estrada que serve o Monte do Carreba, aproximadamente nas seguintes coordenadas: N38°8'37'' W6°57'49.32''.

O local de amostragem apresenta uma boa exposição, no entanto, devido à presença de diversos acidentes tectónicos no lado sudoeste da trincheira, o seu estudo foi realizado em 3 secções. A primeira secção do perfil (secção 1a), abrange o topo da Formação Colorada, assim como, a base da Formação Xistos com Nódulos. As secções seguintes do perfil, secção 2 e 1b, são compostas unicamente pela Formação Xistos com Nódulos. A secção 2 foi amostrada do lado oposto da estrada pois, apresenta uma menor deformação tectónica

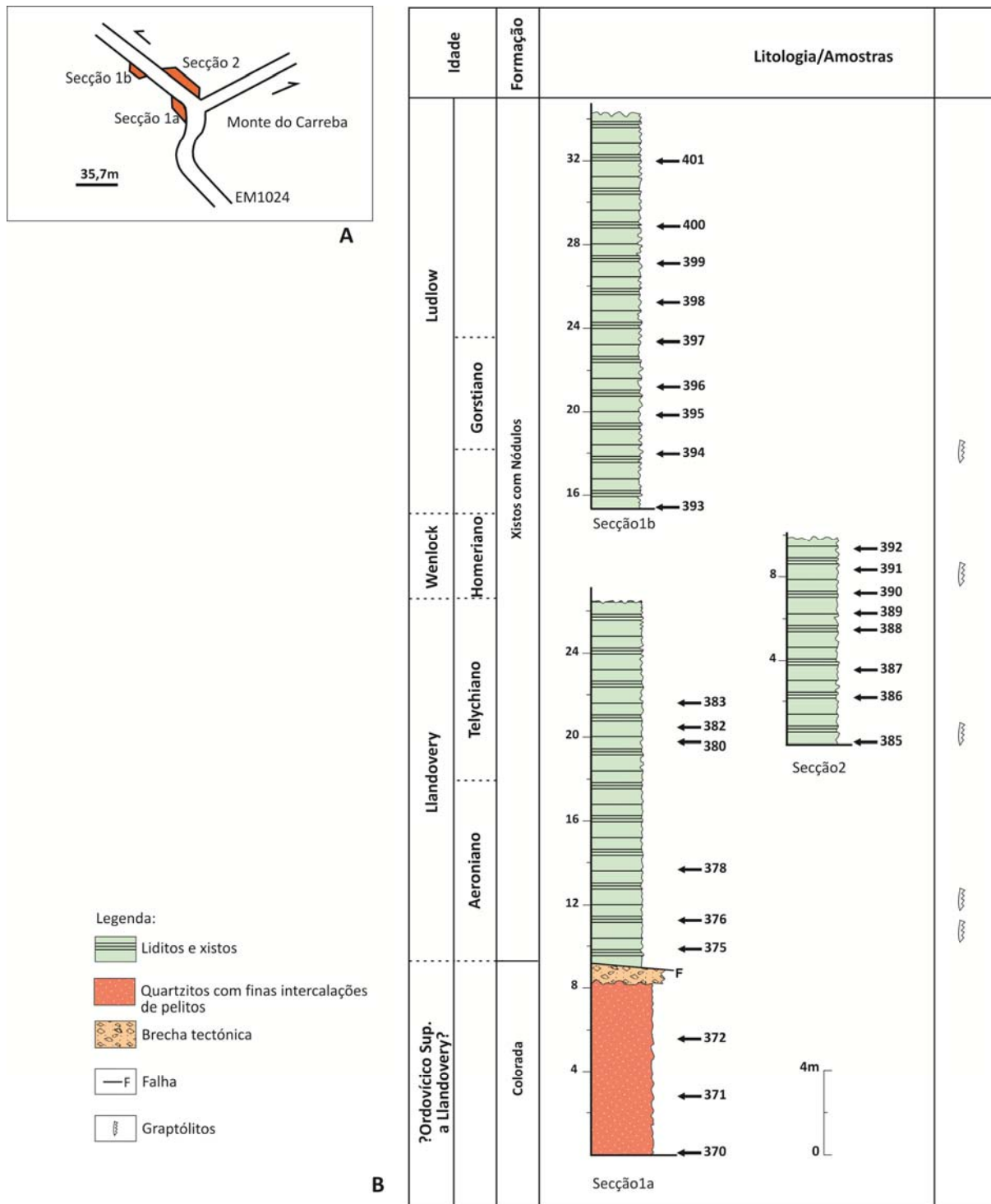


Figura 4.31. A - Localização simplificada das secções amostradas. B – Coluna estratigráfica do Perfil I (Monte do Carreba), com localização das amostras estudadas. Os dados de macrofauna indicados baseiam-se nos trabalhos de Piçarra (2000). (ver Anexo 2, estampa de afloramento 11, foto 2)

Neste perfil foram recolhidas 32 amostras (amostras 370 a 401) e, após processamento, revelaram bastante resíduo mineral resistente. Mesmo após a concentração da matéria orgânica recorrendo ao bateamento com o vidro de relógio, o resíduo palinológico observado era em pequena quantidade. Após oxidação de todas as amostras verificou-se que o material

orgânico se encontrava mineralizado, tendo sido oxidadas até à exaustão sem se obterem resultados.

4.2.2.1.2. Perfil II – V.G. Gata

O perfil II localiza-se na EN258, troço Santo Aleixo da Restauração-Barrancos, cerca de 325 m a sudoeste do v.g. Gata, aproximadamente nas seguintes coordenadas: N38°6'23.7'' W74°10.5''.

O perfil apresenta os sedimentos da Fm. Xistos com *Phyllodocites* e da Fm. Xistos com Nódulos, sendo possível observar-se o contacto, por falha, entre ambas as unidades. Esta trincheira é muito afetada tectónicamente, tendo sido identificados diversos acidentes estruturais como, a ocorrência de dobras e falhas. Segundo Piçarra (2000), neste corte chegam a ocorrer repetições dos materiais mais antigos, nos níveis de idade mais recente, situação que se encontra controlada com base em macrofauna (graptólitos). Tendo em conta estas circunstâncias, foram amostrados os últimos 16 m de xistos cinzento-escuros e psamitos esverdeados e arroxeados da Fm. Xistos com *Phyllodocites* e, cerca de 22 m dos lilitos e xistos negros da Fm. Xistos com Nódulos (fig. 4.32).

Neste perfil a Formação Xistos com *Phyllodocites* já havia sido testada para a presença de palinomorfos. Cunha e Vanguetaine (1988) identificaram uma associação de palinomorfos, moderadamente mal preservada, pouco diversificada, que indica uma idade compreendida entre o Arenigiano e o Llanvirniano (Escala Regional Mediterrânica, Norte Gondwana). Já os níveis sedimentares de idade silúrica, tinham fornecido associações de graptólitos que permitiram a identificação da biozona *Cyrtograptus lundgreni*, do Homeriano, assim como, espécimes de graptólitos do Ludlow, Wenlock e, associações de graptólitos que indicam um intervalo compreendido entre pós-Biozona de *Neodiversograptus nilssoni* e pré-Biozona de *Saetograptus leintwardinensis*, ambas do Gorstiano. A presença de graptólitos do Wenlock entre dois níveis fossilíferos do Ludlow (nível 16 m dos sedimentos da Fm. Xistos com Nódulos) confirma a existência de possíveis repetições da sucessão (Piçarra, 2000).

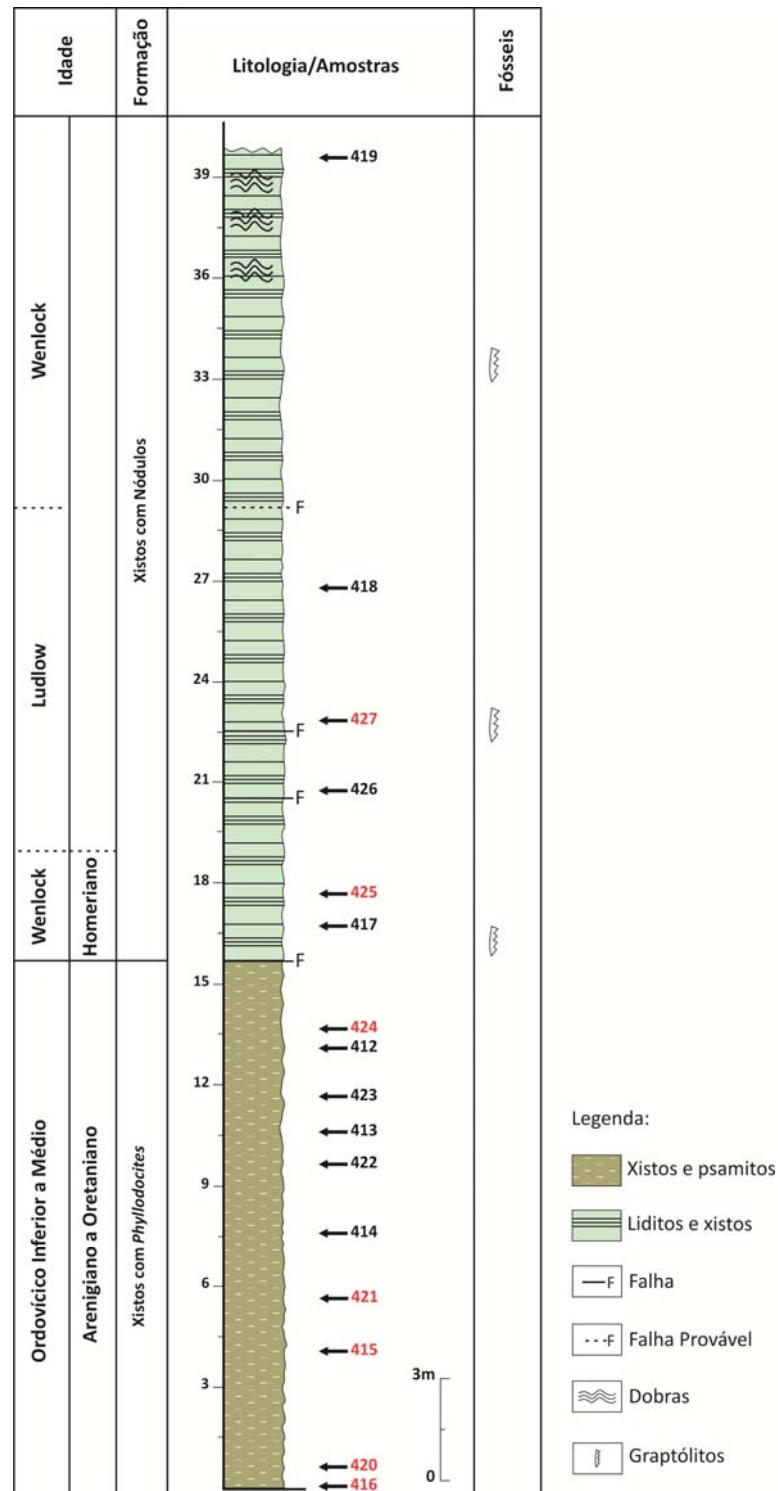


Figura 4.32. Coluna estratigráfica do Perfil II (V.G. Gata), com localização das amostras estudadas. Assinalam-se a vermelho as amostras produtivas para palinologia. Os dados de macrofauna indicados baseiam-se nos trabalhos de Piçarra (2000). (ver Anexo 2, estampa de afloramento 12, foto 1)

Neste corte, no total foram recolhidas 16 amostras para estudos palinológicos (amostras 412 a 427), tendo sido todas elas processadas. Realizou-se a oxidação de todas as amostras e, 7 delas apresentaram resultados positivos. A associação de palinomorfos recuperados (tab.

4.7) é pouco diversificada e encontra-se mal a moderadamente preservada, tendo sido registado um tempo médio de oxidação de cerca de 80 minutos.

A associação de acritarcas e algas prasinófitas do Ordovícico inclui: *Acanthodiacrodium costatum*, *Acanthodiacrodium* spp., *Arkonion* cf. *A. triangulata*, *Arkonion virgata*, *Aureotesta clathrata* var. *simplex*, *Baltisphaeridium* spp., *Caldariola* cf. *C. glabra*, *Coryphidium* cf. *C. bohemicum*, *Coryphidium elegans*, *Coryphidium* spp., *Cymatiogalea* cf. *C. messaoudensis*, *Dasydorus cirritus*, *Dicrodiacrodium* sp., *Dictyotidium* sp. 3, ?*Dictyotidium* sp., *Frankea* sp., *Goniosphaeridium* sp. 1, *Goniosphaeridium* sp. 2, *Goniosphaeridium* spp., *Leiosphaeridia* sp. 2, *Leiosphaeridia* sp. 3, *Leiosphaeridia* sp. 4, *Leiosphaeridia* sp. 5, *Lophosphaeridium* sp. 2, *Multiplicisphaeridium* spp., *Polygonium gracile*, *Polygonium* spp., *Priscogalea* spp., ?*Rhopaliophora* sp. A, *Solisphaeridium* spp., *Stellechinatum celestum*, *Stelliferidium* ?*stelligerum*, *Stelliferidium striatulum*, *Stelliferidium* spp., *Striatotheca monorugulata*, *Striatotheca principalis* var. *parva*, *Striatotheca quieta*, *Striatotheca rarirrugulata*, *Vavrdovella areniga*, *Veryhachium lairdii*, *Veryhachium trispinosum*, *Villosacapsula pilifera* e *Virgatasporites rudii*. Na associação identificada surgem, igualmente, fragmentos de graptólitos e exemplares de quitinozoários (?*Angochitina* sp., *Conochitina* sp., *Euconochitina* sp.), estes últimos identificados por Nuno Vaz (UTAD).

A má preservação da associação de palinomorfos de idade ordovícica impossibilita, em muitos dos espécimes, a classificação ao nível da espécie. Grande parte dos exemplares observados encontram-se fragmentados, nomeadamente, ao nível dos seus processos, o que dificultou a sua classificação. Esta dificuldade já havia sido reconhecida no trabalho de Cunha e Vanguetaine (1988). No entanto, a associação de palinomorfos recuperada neste estudo é mais diversa e, apresenta-se melhor preservada do que a identificada em Cunha e Vanguetaine (1988).

Para uma melhor compreensão dos resultados, procedeu-se à análise da distribuição estratigráfica dos acritarcas, tendo por base os seguintes trabalhos: Downie (1984); Fensome *et al.* (1990); Stancliffe e Sarjeant (1994); Brocke *et al.* (1997); Yin *et al.* (1998) e Playford (2003).

Na distribuição apresentada na tabela 4.8, não se contemplaram os géneros com uma distribuição extensa no tempo (*Acanthodiacrodium*, *Baltisphaeridium*, *Dictyotidium*, *Goniosphaeridium*, *Leiosphaeridia*, *Lophosphaeridium*, *Solisphaeridium*) pois, fornecem reduzida informação estratigráfica.

Tabela. 4.8. Distribuição estratigráfica dos acritarcas mais importantes, identificados na Fm. Xistos com *Phyllodocites*.

Ordovícico										Sistema	Escala Internacional
Inferior		Médio			Superior			Série		Andar	
Tremadociano	Floiano	Dapifgiano	Darriwiliano	Sandbiano	Katiano	Hirnantiano	Andar				
Tremadociano	Arenigiano		Oretaniano	Dobroviviano	Berouniano	Kralodvoviano		Kosoviano	Andar	Escala Regional Mediterrânica e Norte Gondwana	
Inf.	Spp.	Inf.	Méd.	Spp.	Inf.	Spp.	Inf.	Méd.	Spp.		Acritarcas
										<i>Priscogalea</i> spp. <i>Virgatasporites rudii</i> <i>Villosacapsula pilifera</i> <i>Stelliferidium stelligerum</i> <i>Acanthodiacrodium costatum</i> <i>?Rhopaliophora</i> sp. A <i>Cymatiogalea</i> cf. <i>messaudensis</i> <i>Veryhachium lairdii</i> <i>Veryhachium trispinosum</i> <i>Coryphidium elegans</i> <i>Coryphidium</i> cf. <i>bohemicum</i> <i>Polygonium gracile</i> <i>Striatotheca monorugulata</i> <i>Varvdovella areniga</i> <i>Dasydorus cirritus</i> <i>Stelliferidium striatulum</i> <i>Caldariola</i> cf. <i>C. glabra</i> <i>Aureotesta clathrata</i> var. <i>simplex</i> <i>Striatotheca principalis</i> var. <i>parva</i> <i>Frankea</i> sp. <i>Dicrodiacrodium</i> sp. <i>Striatotheca rarirugulata</i> <i>Striatotheca quieta</i> <i>Arkonion virgata</i> <i>Arkonion</i> cf. <i>A. triangulata</i> <i>Stellechinatum celestum</i>	

Com base na distribuição estratigráfica dos palinomorfos identificados nos sedimentos da Fm. Xistos com *Phyllodocites*, é possível inferir que a associação pertence ao topo do Arenigiano (base do Darriwiliano, segundo a Escala Cronostratigráfica Global).

A presença de espécimes de *Caldariola* cf. *C. glabra*, *Coryphidium* cf. *C. bohemicum*, *Polygonium gracile*, *Striatotheca monorugulata* e *Vavrdovella areniga*, segundo Fensome *et al.* (1990), Leiming *et al.* (1998) e Playford (2003), estão restritas ao Arenigiano. Já a presença de exemplares de *Arkonion virgata*, *Arkonion* cf. *A. triangulata*, *Stellechinatum celestum* e *Striatotheca quieta*, surgem primeiramente no topo do Arenigiano (base do Darriwiliano) (Le Hérissé, 1989; Albani, 1989; Fensome *et al.*, 1990; Li *et al.*, 2003;

Playford, 2003), o que permite constringer a idade ao topo do Arenigiano, correspondente à base do Darriwiliano na Escala Estratigráfica Global.

A idade reconhecida neste trabalho restringe o intervalo de idades apresentado em Cunha e Vanguetaine (1988), no qual era assumida uma idade de Arenigiano, *sensu lato*, para a associação de acritarcas identificada. Estes dados também estão de acordo com os dados de graptólitos identificados na Pedreira do Mestre André, onde é reconhecida para a Formação dos Xistos com *Phyllodocites*, no anticlinal de Barrancos, uma idade de Darriwiliano correspondente ao intervalo de tempo Da1, de Bergstrom *et al.* (2008), segundo Piçarra *et al.* (2011).

Esta associação pode, igualmente, correlacionar-se com os dados provenientes de uma outra associação de acritarcas identificada na Formação Barrancos, em Espanha, numa secção localizada a SSE de Canaveral de León (Mette, 1989), que pertence ao mesmo domínio litológico e estrutural deste corte (Estremoz-Barrancos-Hinojales) (Piçarra *et al.*, 2011). A associação estudada em Espanha apresenta algumas semelhanças com a obtida neste estudo, sendo admitida para a associação espanhola, uma idade compreendida entre o Arenigiano superior e o Oretaniano inferior (Mette, 1989), o que complementa os dados obtidos neste corte.

A identificação de exemplares de *Cymatiogalea cf. messaoudensis*, *Priscogalea* spp., *Virgatasporites rudii* e *Villosacapsula pilifera*, cuja distribuição estratigráfica é mais antiga (indicando uma idade entre o Tremadociano Superior e o Arenigiano Inferior), são interpretados como sendo remobilizados na associação de acritarcas e prasinófitas mais recente.

As amostras recolhidas na Formação Xistos com Nódulos (Silúrico), neste mesmo corte, encontram-se extremamente mal preservadas, o que impossibilita a classificação de muitos dos exemplares observados. No entanto, o grau de preservação das amostras 425 e 427, permitiu a identificação de alguns espécimes.

A associação de esporos identificada contém exemplares de *Ambitisporites avitus* Morphon, *Ambitisporites* sp., *Concentricosisporites saggitarius*, *Emphanisporites* sp., *Retusotriletes warringtonii* e *Retusotriletes* sp., conjuntamente com os criptosporos do género *Artemopyra*. Por sua vez, a associação de acritarcas e algas prasinófitas inclui: *Cymatiosphaera* sp. 1, *Leiosphaeridia* sp. 2, *Leiosphaeridia* sp. 3, *Leiosphaeridia* sp. 4, *Leiosphaeridia* sp. 5, *Multiplicisphaeridium* spp., *Neoveryhachium carminae*, *Veryhachium lairdii* e *Veryhachium trispinosum*.

Embora a associação de esporos recuperada da Fm. Xistos com Nódulos (amostra 427) seja pouco diversificada, o que se deve à sua má preservação, permite precisar uma idade que é corroborada pela associação de acritarcas e prasinófitas. A associação de esporos não apresenta espécies índice características de nenhuma biozona, no entanto, a presença de exemplares de *Concentricosisporites saggitarius* e *Artemopyra* sp., permite precisar um intervalo de idades correspondente ao Gorstiano, compreendido entre o primeiro aparecimento da espécie *Concentricosisporites saggitarius* e, o desaparecimento do género *Artemopyra* (Burgess e Richardson, 1995; Beck e Strother, 2008). Embora as associações das amostras de idade silúrica recuperadas sejam dominadas por exemplares de prasinófitas dos géneros *Dictyotidium* e *Leiosphaeridia*, a presença de exemplares da espécie de acritarca *Neoveryhachium carminae*, cujo primeiro aparecimento se inicia no Ludlow permite, mais uma vez, comprovar a idade obtida pela associação de esporos.

A idade da associação de esporos e criptosporos recuperada nas amostras do Silúrico pode, igualmente, ser correlacionada com a idade dos graptólitos identificados por Piçarra (2000). As amostras foram recolhidas dentro dos níveis de graptólitos que indicam uma idade de Ludlow, confirmando a idade da associação identificada.

4.2.2.1.3. Perfil III – Monte da Coitadinha

O perfil III localiza-se a cerca de 1425 m a SE da igreja do Castelo de Noudar, aproximadamente nas seguintes coordenadas: N38°10'22.6'' W7°2'54.2''. Neste local afloram, em cerca de 2 m, os xistos negros e liditos pertencentes aos níveis de base da Fm. Xistos com Nódulos (fig. 4.33).

Devido às más condições de exposição do afloramento, apenas foi possível recolher amostras numa pequena área, não sendo possível visualizar-se a passagem da Fm. Colorada à Fm. Xistos com Nódulos. Neste local foram recolhidas apenas duas amostras exploratórias, em níveis sedimentares datados por graptólitos e, visivelmente dobrados. Esta amostragem realizou-se com o objetivo de correlacionar os dados de palinologia com os dados de microfósseis aí existentes e, tentar confirmar a passagem do Rhuddaniano ao Aeroniano.

As 2 amostras recolhidas (amostra 428, 429) foram processadas no laboratório e, quando observadas ao microscópio, apresentavam bastante resíduo mineral resistente, tendo sido necessário concentrar a matéria orgânica recorrendo ao bateamento com o vidro de relógio. Procedeu-se à oxidação de todas as amostras e verificou-se que o material orgânico se encontrava mineralizado, tendo sido oxidadas até à exaustão sem se obterem resultados.

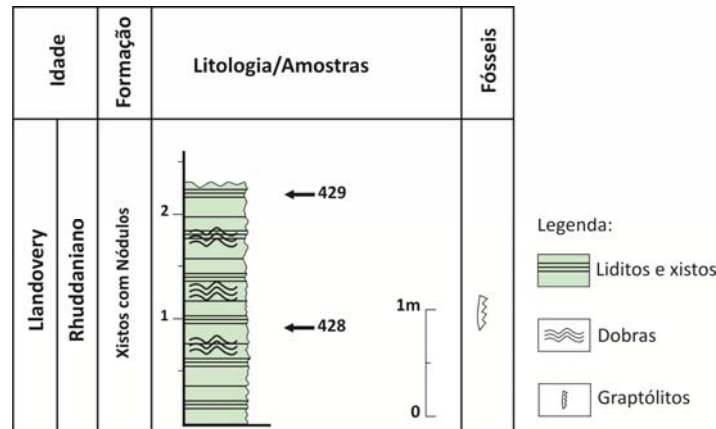


Figura 4.33. Coluna estratigráfica do Perfil III (Monte da Coitadinha), com localização das amostras estudadas. Os dados de macrofauna indicados baseiam-se nos trabalhos de Piçarra (2000). (ver Anexo 2, estampa de afloramento 12, foto 2)

4.2.2.1.4. Perfil IV – Monte das Mercês

O perfil IV localiza-se a cerca de 175 m a oeste do Monte das Mercês, aproximadamente nas seguintes coordenadas: N38°8'49.2'' W7°1'38.6''. Neste perfil, afetado por acidentes tectónicos, foram amostrados os níveis mais altos da Formação Xistos com Nódulos, seguidos por sedimentos pertencentes à Formação dos Xistos Raiados e Formação Terena (fig. 4.34).

No total, neste perfil foram recolhidas 9 amostras para estudos palinológicos (amostras 430 a 438), tendo sido todas elas processadas. Observou-se a presença de bastante resíduo mineral resistente, tendo sido necessário concentrar a matéria orgânica (MO) recorrendo ao bateamento com o vidro de relógio. No entanto, a quantidade de matéria orgânica era ínfima e, não se procedeu à oxidação das amostras, sendo consideradas desprovidas de MO para estudo palinológico.

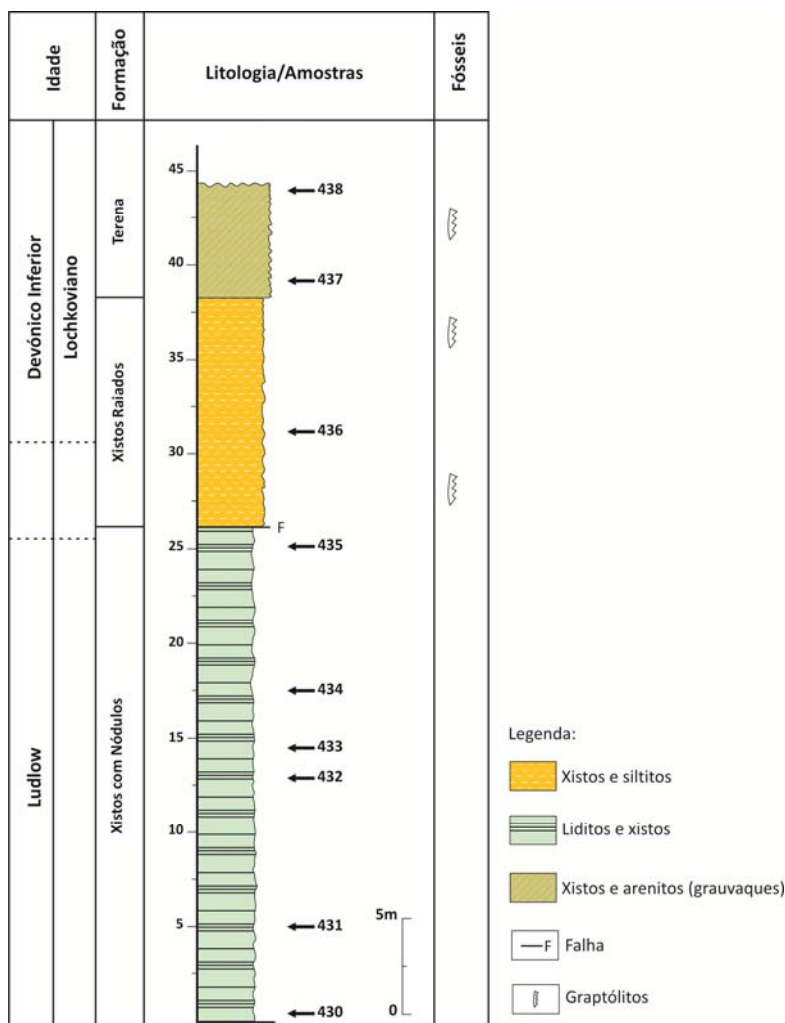


Figura 4.34. Coluna estratigráfica do Perfil IV (Monte das Mercês), com localização das amostras estudadas. Os dados de macrofauna indicados baseiam-se nos trabalhos de Piçarra (2000).

4.2.2.1.5. Perfil V – Amareleja

O perfil V localiza-se a cerca de 1400 m do Monte da Paz, aproximadamente nas seguintes coordenadas: N38°12'3.6'' W7°10'33.6''. O perfil amostrado inicia-se com os níveis de topo da Fm. Colorada (últimos 2,5 m), passando aos xistos negros intercalados com liditos da Fm. Xistos com Nódulos (fig. 4.35).

Neste perfil foram recolhidas 10 amostras (amostra 439 a 448), com o intuito de precisar as idades dos níveis sedimentares que afloram nesta secção. Infelizmente, após processamento e oxidação das amostras, verificou-se que o resíduo orgânico se apresentava mineralizado, não sendo possível extrair nenhuma informação.

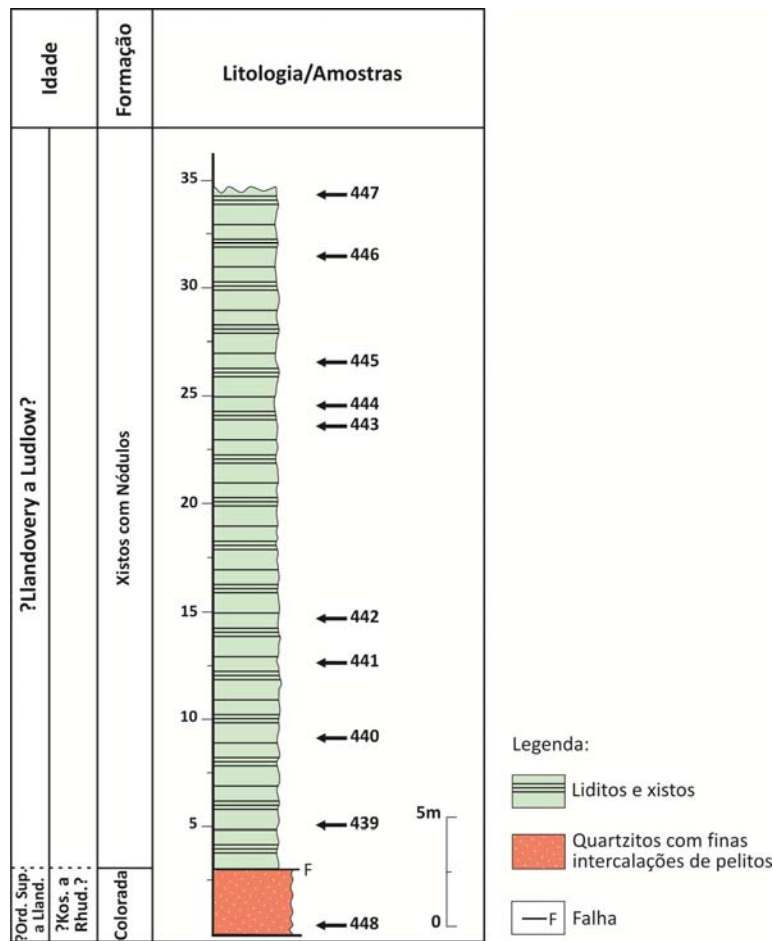


Figura 4.35. Coluna estratigráfica do Perfil V (Amareleja), com localização das amostras estudadas. (ver Anexo 2, estampa de afloramento 13, foto 1)

4.2.2.1.6. Perfil VI – Pedreira do Mestre André

O perfil VI localiza-se numa pedreira junto à EN258, a oeste de Barrancos, aproximadamente nas seguintes coordenadas: N38°08'3.1'' W6°57'58.3''. Neste local aflora a Formação Xistos com *Phyllodocites*, sendo as litologias exploradas como rocha ornamental devido aos magníficos icnofósseis que se podem observar nas placas de xisto extraídas do afloramento. Para esta secção não foi construído um perfil, no entanto, apresenta-se um esquema da pedreira com as diversas secções amostradas (Lado Norte e Lado Sul) e, a respectiva localização das amostras recolhidas (fig. 4.36).

Neste estudo foram recolhidas 16 amostras das duas secções da pedreira (amostras 449 a 464), tendo sido todas elas processadas. Não apresentaram MO observável, antes pelo contrário, o resíduo proveniente da desmineralização era branco. O processo de desmineralização foi novamente repetido para todas as amostras, para tirar qualquer dúvida que pudesse existir em relação ao processo de desmineralização, no entanto, o resultado foi o

mesmo, observando-se a presença de um resíduo branco com minerais, desprovido de conteúdo orgânico.

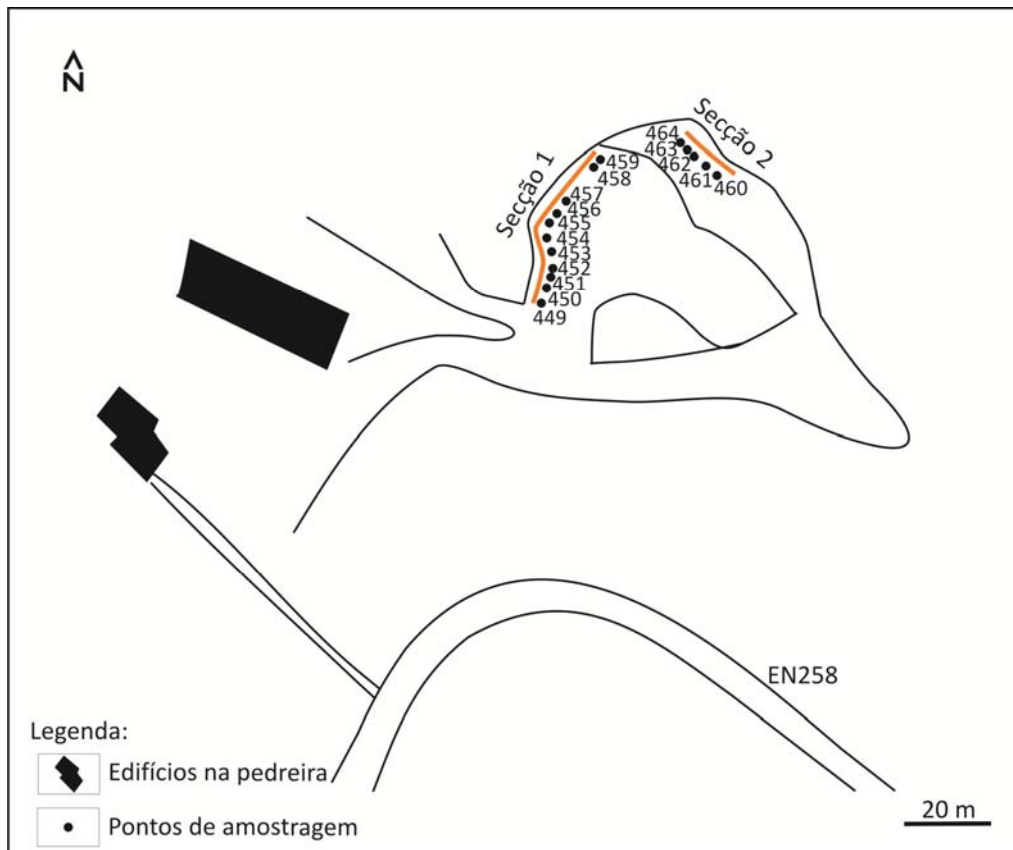


Figura 4.36. Esquema simplificado da localização das secções amostradas no Perfil VI (Pedreira do Mestre André), com localização das amostras estudadas. (ver Anexo 2, estampa de afloramento 13, foto 2)

4.2.2.1.7. Perfil VII – Barrancos

O perfil VII localiza-se numa trincheira ao longo da EN258, ao Km 103,7, aproximadamente nas seguintes coordenadas: N38°7'58.9'' W6°58'54.1''.

Inicia-se nos níveis de topo da Formação Colorada, constituídos por quartzitos que contactam por falha com os sedimentos da Formação Xistos com Nódulos. A Fm. Xistos com Nódulos, por sua vez, é constituída por xistos e níveis de liditos dispersos, com nódulos siliciosos. A topo desta unidade encontram-se os sedimentos da Formação Xistos Raiados (Devónico Inferior), constituídos por xistos e siltitos cinzento escuros laminados (fig. 4.37).

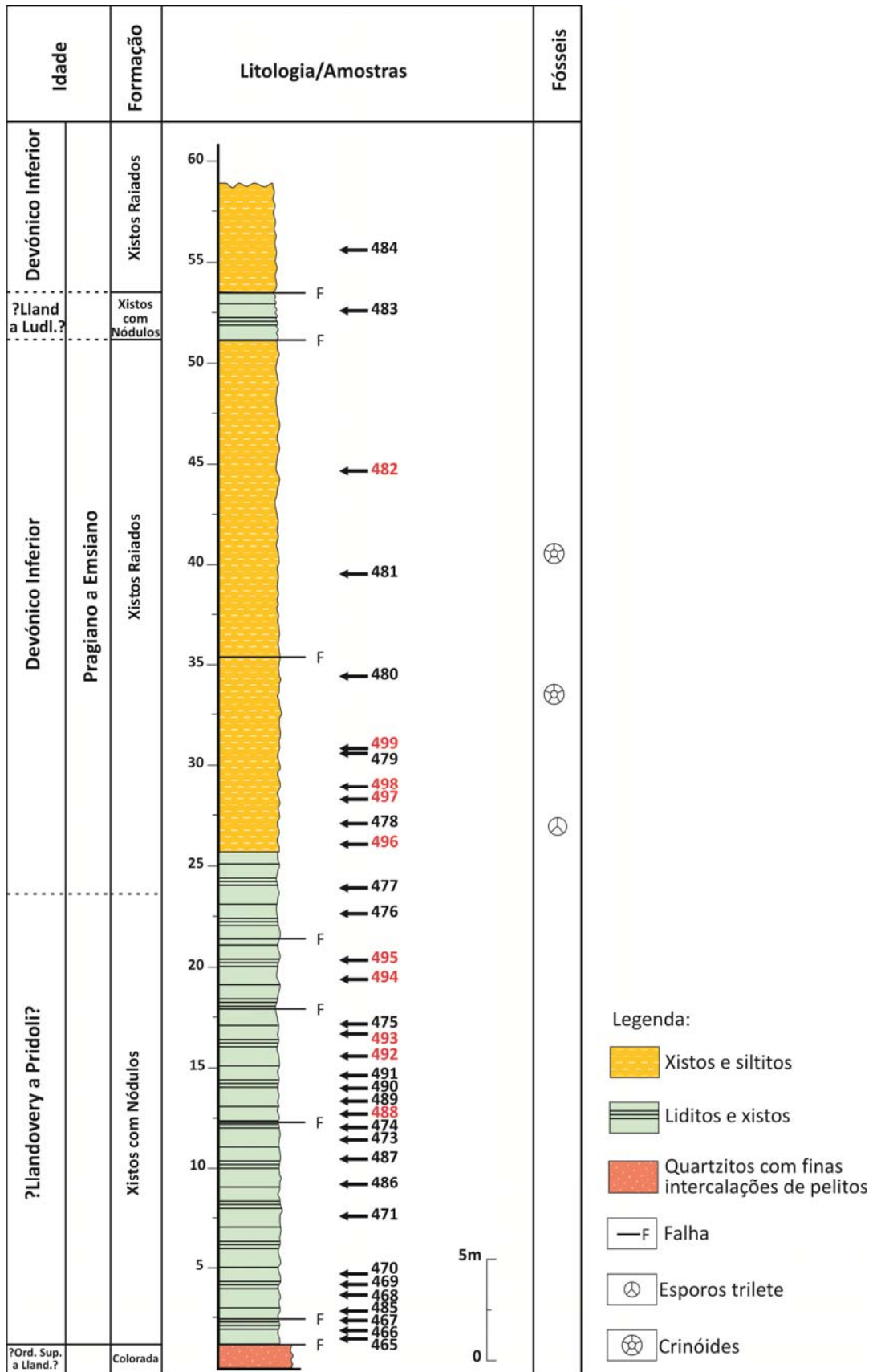


Figura 4.37. Coluna estratigráfica do Perfil VII (Barrancos), com localização das amostras estudadas. Assinalam-se a vermelho as amostras produtivas para palinologia. Os dados de micro e macrofósseis indicados baseiam-se nos trabalhos de Pereira (1997b) e Pereira *et al.* (1999). (ver Anexo 2, estampa de afloramento 14, foto 1)

Este perfil apresenta diversos acidentes tectónicos sendo que, ao nível da Fm. Xistos Raiados chegam a ocorrer repetições de cerca de 1-1,5 m de sedimentos da Fm. Xistos com Nódulos, enquadrados por acidentes tectónicos. Segundo Piçarra (2000), este local é um dos mais interessantes do ponto de vista geológico, observando-se clastos de liditos com graptólitos datados do Llandovery e do Wenlock, incluídos nos níveis sedimentares datados do Devónico Inferior. Os clastos teriam sido originados por escorregamentos gravitacionais de blocos de rocha, contemporâneos da sedimentação (Piçarra, 2000).

Neste perfil foram identificados graptólitos que indicam o Wenlock e a parte alta do Telychiano, assim como, a Biozona *Cyrtograptus lundgreni?* do Homeriano. Já na Formação Xistos Raiados foram recolhidas amostras para estudos palinológicos que forneceram esporos do Devónico Inferior (T. Cunha, 1994; dados não publicados), assim como, a Biozona de esporos *Verrucosisporites polygonalis* – *Dictyotriletes emsiensis*, do Pragiano (Pereira, 1997b; Pereira *et al.*, 1999).

No total, para este estudo, foram recolhidas 35 amostras para estudos palinológicos (amostras 465 a 499), tendo sido todas elas processadas. Realizou-se a oxidação de todas as amostras, sendo que 10 delas apresentaram resultados positivos. A associação de palinomorfos recuperados é moderadamente diversificada e, encontra-se moderadamente preservada, tendo sido registados dois tempos médios de oxidação: cerca de 35 minutos para as amostras da Fm. Xistos com Nódulos e, cerca de 60 minutos para as amostras da Fm. Xistos Raiados (tab. 4.9).

As associações de acritarcas e prasinófitas recuperadas incluem os seguintes espécimes: *Baltisphaeridium* spp., *Cymatiosphaera* spp., *Dictyotidium* sp. 3, *Dictyotidium* spp., *Estiastra* sp., *Gorgonisphaeridium cumulatum*, *Gorgonisphaeridium* spp., *Leiosphaeridia* sp. 2, *Leiosphaeridia* sp. 3, *Leiosphaeridia* sp. 4, *Lophosphaeridium* sp. 2 e *Multiplicisphaeridium ramusculosum*. As associações de esporos trilete identificadas incluem: *Ambitisporites avitus* Morphon, *A. capitaneus*, *A. eslae*, *Ambitisporites* spp., *Amicosporites splendidus*, *Aneurospora richardsonii*, *Aneurospora* spp., *Apiculiretusispora* spp., *Archaeozonotrietes chulus* Morphon, *Brochotriletes foveolatus*, *Chelinospora sanpetrensis*, *Chelinospora* spp., *Concentricosisporites* cf. *agradabilis*, *Concentricosisporites sagittarius*, *Dibolisporites* spp., *Emphanisporites multicostatus*, *E. protophanus*, *Emphanisporites* spp., *Retusotriletes abundo*, *R.* cf. *R. bipellis*, *R. maculatus*, *R. triangulatus*, *R. warringtonii*, *Scylaspora* spp. e *Verrucosisporites polygonalis*.

Tabela. 4.9. Distribuição estratigráfica dos palinomorfos recuperados nas amostras produtivas do Perfil VII (Barrancos). Biostratigrafia: 1- Limite Pridoli/Devónico Inferior (Lochkoviano); 2- Pragiano. Biozonas de esporos baseadas nos esquemas de Richardson *et al.* (2001) para o Pridoli/Devónico Inferior, e Strel *et al.* (1987), para o Pragiano.

Amostras ref.																						
488	492	493	494	495	496	497	498	499	482													
										<i>Dictyotidium</i> sp. 3	Algas Psinófitas											
										<i>Cymatosphaera</i> spp.												
										<i>Leiosphaeridia</i> sp. 2												
										<i>Leiosphaeridia</i> sp. 4												
										<i>Leiosphaeridia</i> sp. 3												
										<i>Dictyotidium</i> spp.												
																				<i>Lophosphaeridium</i> sp. 2	Acritarcas	
																				<i>Gorgonisphaeridium</i> spp.		
																				<i>Estiastra</i> sp.		
																				<i>Baltisphaeridium</i> spp.		
<i>Gorgonisphaeridium cumulatum</i>																						
<i>Multiplicisphaeridium ramusculosum</i>																						
																				<i>Imperfectotriletes varvdovae</i>		Chitospores
										<i>Tetrahedraletes medinensis</i>												
										<i>Quadrisporites variabilis</i>												
										<i>Gneudnaspora divellomedia</i> var. <i>minor</i>												
										<i>Pseudodyadospora petasus</i>												
										<i>Gneudnaspora chibrikovae</i>												
										<i>Rugosphaera cerebrata</i>												
																				<i>Concentricosisporites</i> cf. <i>agradabilis</i>	Espores Trilete	
<i>Concentricosisporites saggitarius</i>																						
<i>Aneurospora richardsonii</i>																						
<i>Apiculiretusispora</i> spp.																						
<i>Emphanisporites</i> spp.																						
<i>Retusotriletes</i> cf. <i>R. bipellis</i>																						
<i>Ambitisporites</i> spp.																						
<i>Chelinospora sanpetrensis</i>																						
<i>Emphanisporites multicostatus</i>																						
<i>Retusotriletes warringtonii</i>																						
<i>Scylaspora</i> spp.																						
<i>Aneurospora</i> spp.																						
<i>Emphanisporites protophanus</i>																						
<i>Archaeozonotriletes chulus</i> Morphon																						
<i>Ambitisporites avitus</i> Morphon																						
<i>Amicosporites splendidus</i>																						
<i>Chelinospora</i> spp.																						
<i>Retusotriletes abundo</i>																						
<i>Verrucosisporites polygonalis</i>																						
<i>Dibolisporites</i> spp.																						
<i>Ambitisporites capitaneus</i>																						
<i>Retusotriletes maculatus</i>																						
<i>Ambitisporites eslae</i>																						
<i>Brochotriletes foveolatus</i>																						
<i>Retusotriletes triangulatus</i>																						
1	2		Biostratigrafia																			
Subzona <i>Aneurospora</i>		Zona PoW		Biozonas de Esporos																		
		Subzona Po																				

Foram, igualmente, identificados os seguintes criptosporos: *Gneudnaspora chibrikovae*, *G. divellomedia* var. *minor*, *Imperfectotriletes vavrdovae*, *Pseudodyadospora petasus*, *Quadrisporites variabilis*, *Rugosphaera cerebra* e *Tetrahedraletes medinensis*. Completam a associação, fragmentos de quitinozoários, graptólitos e escolecodontes.

As associações de palinomorfos identificadas nestas amostras permitiram precisar duas idades. A associação de esporos recolhida das amostras de idade Silúrica permitiu restringir a associação ao limite Pridoli/Devónico Inferior (Lochkoviano). Por sua vez, nas amostras do Devónico foi recolhida uma associação de palinomorfos que corresponde à biozona de esporos *Verrucosisporites polygonalis* – *Dibolisporites wetteldorfensis*, subzona *Verrucosisporites polygonalis* (Streel *et al.*, 1987), dos níveis de base do Pragiano.

A associação de idade silúrica apresenta espécimenes que aparentam indicar a biozona *Scylaspora elegans* - *Iberoespora cantabrica* (EC), subzona *Aneurospora* spp. (Richardson *et al.*, 2001), no entanto, não foram identificadas nenhuma das espécies índice da biozona e, a subzona *Aneurospora* spp. é atribuída aos níveis mais baixos do Lochkoviano (Richardson *et al.*, 2001). Mesmo assim, a associação de esporos apresenta semelhanças com a associação descrita para a subzona, por Richardson *et al.* (2001): presença de abundantes exemplares de *Aneurospora* spp. (não papilados); presença de diversas espécies do género *Chelinospora*. Por sua vez, na associação deste estudo, também foram identificados espécimenes de *Ambitisporites eslae* e *Retusotriletes* cf. *R. bipellis*, típicos do limite Pridoli/Devónico Inferior (Lochkoviano).

Estes resultados levam-nos a questionar se a subzona *Aneurospora* spp. não poderá iniciar-se um pouco mais cedo (Pridoli) nesta região. Numa associação recuperada na Líbia, Rubinstein e Steemans (2008) fazem referência ao facto de que várias espécies de *Aneurospora* não papiladas, podem ocorrer a partir do Pridoli, sendo este mais um fator que pode corroborar a idade de Pridoli, para a associação recuperada neste estudo. No entanto, a inexistência de espécies índice da biozona *Scylaspora elegans* - *Iberoespora cantabrica*, pode ser um fator negativo para a atribuição da subzona *Aneurospora* spp. à associação recuperada.

A inexistência de espécies índice da biozona nesta associação de palinomorfos poderá estar relacionada com uma questão ambiental, ou mesmo, má preservação, visto terem sido observados alguns exemplares do género *Scylaspora*, embora nenhum fosse da espécie *Scylaspora elegans* (os exemplares não possuíam as características três papilas na face proximal). Assim, é mais correto indicar uma idade do limite Pridoli/Devónico Inferior (Lochkoviano) para esta associação de palinomorfos, sendo atribuída a subzona *Aneurospora*

spp. (Richardson *et al.*, 2001), com a ressalva de se iniciar mais cedo nesta região, nos limites mais superiores do Pridoli.

A idade considerada para esta associação corrige a primeira idade apresentada no estudo preliminar, em Lopes *et al.* (2009). Nesse trabalho, a associação de palinomorfos recuperada foi interpretada como pertencendo ao Homeriano (Biozona cf. *protophanus-verrucatus* de Richardson e McGregor, 1986). No estudo preliminar não se considerou a existência de palinomorfos remobilizados, nomeadamente, a remobilização dos exemplares de *Emphanisporites protophanus*. No entanto, alguns dos exemplares presentes nesta associação são, agora, considerados como remobilizados, como é o caso dos exemplares de *Retusotriletes abundo*, *Imperfectotriletes vavrdovae*, *Quadrisporites variabilis* e *Tetraedraletes medinensis*.

A idade da primeira associação de palinomorfos aqui apresentada permite indicar que a Formação Xistos com Nódulos, nesta secção, poderá atingir o limite Pridoli/Devónico Inferior (Lochkoviano), o que não se encontra em conformidade com os dados de graptólitos recuperados para a região de Barrancos, que indicam que os sedimentos da Fm. Xistos com Nódulos apenas atingem o Ludlow (Piçarra, 2000). Infelizmente, neste perfil não foram identificadas biozonas de graptólitos nestes níveis mais superiores.

Tendo em conta que este perfil está muito tectonizado e apresenta repetições tectónicas ao nível dos sedimentos do Devónico, esta situação também se poderá observar na Fm. Xistos com Nódulos, podendo ser uma possibilidade, a ocorrência de repetições tectónicas das litologias de base da Fm. Xistos Raiados, constituídas por níveis de liditos e siltitos e, aos quais é atribuída uma idade de Pridoli (Piçarra, 2000). Assim, torna-se necessário a realização de estudos futuros para esclarecer esta situação.

A associação de palinomorfos do Devónico, Biozona *Verrucosisporites polygonalis* – *Dibolisporites wetteldorfensis*, subzona *Verrucosisporites polygonalis*, da base do Pragiano, complementa os dados apresentados por Pereira *et al.* (1999) nos níveis sedimentares da Formação Xistos Raiados. Neste estudo, a associação *in situ* identificada é menos diversa do que a encontrada por Pereira *et al.* (1999), apresentando exemplares de *Ambitisporites capitaneus*, *A. eslae*, *Amicosporites splendidus*, *Aneurospora* spp., *Archaeozonotriletes chulus*, *Brochotriletes foveolatus*, *Dibolisporites* spp., *Retusotriletes maculatus*, *R. triangulatus* e *Verrucosisporites polygonalis*. Esta corresponde a uma associação com características ainda muito típicas de associações do Lochkoviano, apresentando quase

somente espécimes característicos desta idade: *Amicosporites splendidus*, *Aneurospora* spp., *Brochotriletes foveolatus*, *Dibolisporites* spp. e *Verrucosisporites polygonalis*, o que poderá indicar que estes primeiros níveis correspondem à base desta subzona, ou seja, corresponderão aos primeiros níveis de base do Pragiano.

A baixa diversidade de esporos pode estar, em parte, relacionada com a má preservação dos exemplares verificada em todas as amostras desta idade, estudadas nesta secção. Esta secção da unidade é afetada por diversos acidentes tectónicos que podem explicar esta situação, o que também é confirmado pela necessidade de um tempo de oxidação mais longo, do que o observado para as amostras da Fm. Xistos com Nódulos, de idade mais antiga.

A associação do Devónico recuperada apresenta, igualmente, alguns exemplares que podem ser considerados remobilizados, visto a sua distribuição estratigráfica ser mais antiga (Silurico médio a superior): *Ambitisporites capitaneus*, *Chelinospora sanpetrensis*, *Empanhisporites protophanus*, *E. multicostatus*, *Retusotriletes abundo*, *R. warringtonii*, *Rugosphaera cerebra* e *Scylaspora* spp.. A identificação destes exemplares pode ser explicada pela presença de clastos do Silúrico na matriz dos sedimentos do Devónico Inferior.

A associação de idade devónica é mais rica em acritarcas do que a associação do Silúrico. Embora muito mal preservados, principalmente os acritarcas com processos, as amostras são abundantes em acritarcas esféricos e ornamentados, tendo sido identificados exemplares dos géneros: *Baltisphaeridium*, *Cymatiosphaera*, *Dictyotidium*, *Leiosphaeridia*, *Gorgonisphaeridium* e *Multiplicisphaeridium*. Devido ao mau estado de preservação, apenas alguns géneros foram possíveis de identificar ao nível da espécie.

No caso da associação de acritarcas identificados na Fm. Xistos com Nódulos, predominam as prasinófitas e acritarcas esféricos (*Cymatiosphaera*, *Dictyotidium*, *Gorgonisphaeridium*, *Lophosphaeridium*), embora numa quantidade bastante inferior à percentagem de esporos aí presentes.

4.2.2.1.8. Perfil VIII – Eiras Altas

O perfil VIII localiza-se numa trincheira ao longo da EN258, no troço Santo Aleixo da Restauração-Barrancos, aproximadamente nas seguintes coordenadas: N38°7'45.6'' W6°59'16''.

O perfil amostrado abrange os xistos negros e liditos da Fm. Xistos com Nódulos, assim como, os sedimentos da Fm. Xistos Raiados. Este perfil possui áreas onde a exposição é má e a rocha se encontra bastante alterada, não tendo sido recolhidas amostras nesses níveis (fig. 4.38).

No total, neste perfil foram recolhidas 24 amostras (amostras 500 a 510; 557; 562 a 573), tendo sido todas elas processadas. As amostras apresentaram muito pouca matéria orgânica, observando-se a presença de bastante resíduo mineral resistente e de matéria orgânica amorfa. Após concentração do resíduo orgânico através de bateamento com o vidro de relógio, procedeu-se à oxidação de todas as amostras e verificou-se que o resíduo palinológico se encontrava mineralizado, tendo sido oxidadas as amostras até à exaustão sem se obterem resultados.

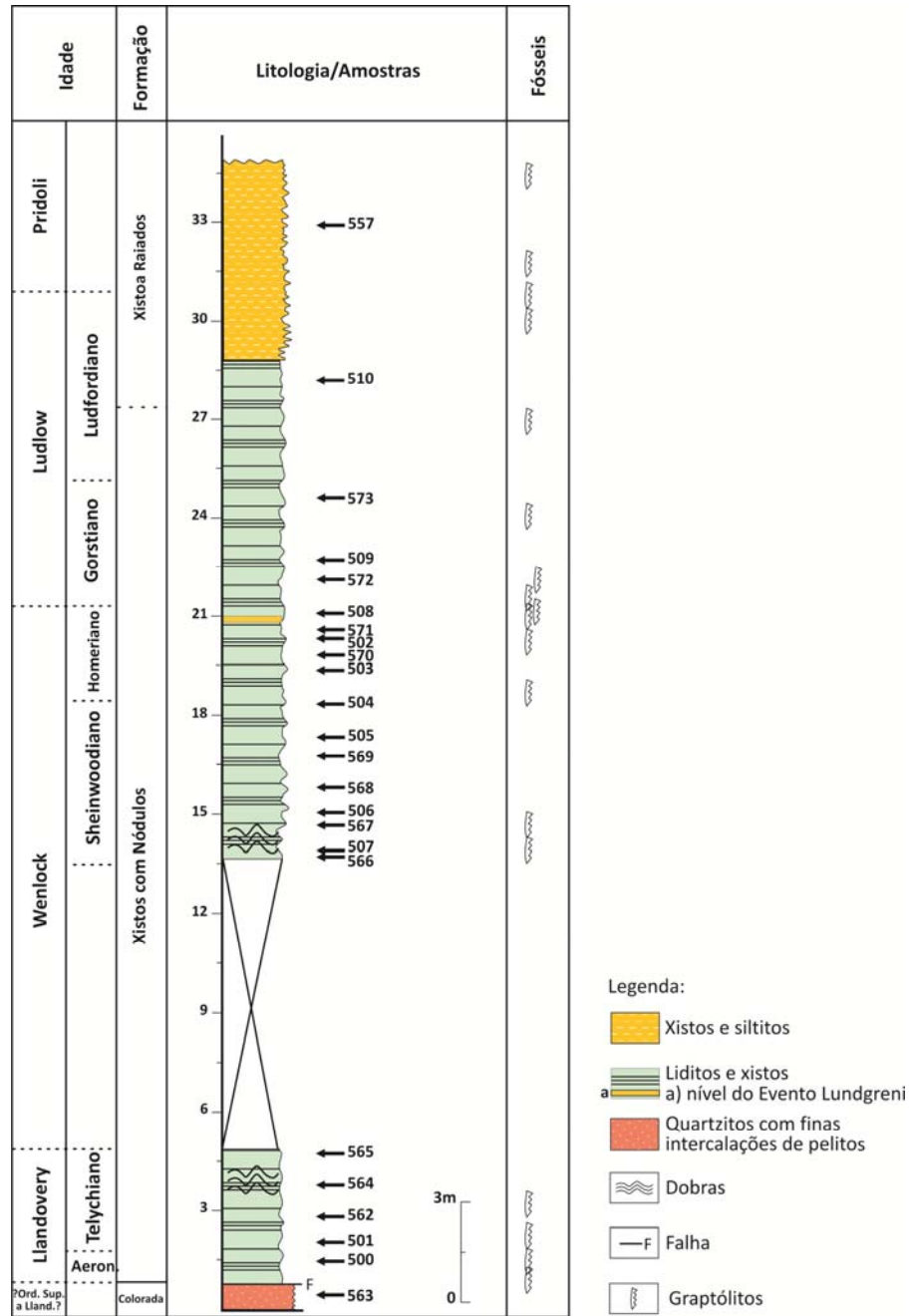


Figura 4.38. Coluna estratigráfica do Perfil VIII (Eiras Altas), com localização das amostras estudadas. Os dados de macrofósseis indicados baseiam-se nos trabalhos de Piçarra (2000). (ver Anexo 2, estampa de afloramento 14, foto 2)

4.2.2.1.9. Conclusões

O estudo desta região tinha como objetivo principal a descrição das associações palinológicas (acritarcas, prasinófitas, criptosporos e esporos trilete) presentes na sequência estratigráfica do Ordovícico e Silúrico, assim como, rever e complementar os dados palinológicos obtidos nos estudos exploratórios realizados para os sedimentos do Ordovícico (Fm. Xistos com *Phyllodocites*) (Cunha e Vanguetaine, 1988; Piçarra *et al.*, 2011) e Devónico inferior (Fm. Xistos Raiados) (Pereira *et al.*, 1999).

Tendo em conta os resultados, foi obtido um total de 18 amostras positivas, das 144 amostras estudadas (taxa de recuperação aproximada de 12,5%).

Os escassos resultados obtidos na região indicam as más condições de preservação para o conteúdo micropaleontológico, sendo que, grande parte dos sedimentos da Fm. Xistos com Nódulos e Xistos Raiados se apresentavam bastante alterados, apresentando uma coloração acinzentada, o que acabou por condicionar os resultados obtidos, mesmo tendo o cuidado de se evitar esses níveis.

Nesta região apenas dois cortes apresentaram dados positivos (Perfil II – V.G. Gata e Perfil VII – Barrancos). O perfil II forneceu 8 amostras positivas, mal a moderadamente preservadas e diversificadas, que forneceram duas idades: uma idade pertencente ao topo do Arenigiano (base do Darriwiliano, segundo a Escala Cronostratigráfica Global), baseada na distribuição estratigráfica de acritarcas; a outra idade correspondente ao Gorstiano, sem a possibilidade de precisar uma biozona. No perfil VII foram identificadas duas associações de esporos: uma associação com idade do limite Pridoli/Devónico Inferior (Lochkoviano), definida pela subzona *Aneurospora* spp., que se iniciará um pouco mais cedo nesta região; na outra associação identificou-se a Biozona *Verrucosisporites polygonalis* – *Dibolisporites wetteldorfensis*, subzona *Verrucosisporites polygonalis*, do Pragiano inferior.

No perfil VII, a idade obtida para os sedimentos da Formação Xistos com Nódulos do Silúrico, apresenta algumas incongruências pois, não se coaduna com os resultados obtidos ao nível da macrofauna para a região. Devido à tectónica apresentada neste perfil, não se exclui a possibilidade de ocorrerem repetições dos níveis de base da Fm. Xistos Raiados, tornando-se essencial realizar mais estudos para se poder esclarecer esta situação.

4.2.2.2. Bacia de Toca da Moura – Sondagem SDJ1

Neste subcapítulo são apresentados os resultados obtidos no estudo da sondagem SDJ1, que se encontra armazenada na litoteca do LNEG. O trabalho aqui exposto está publicado, (Lopes *et al.*, 2013), podendo ser consultado no Anexo 6 deste volume.

A importância do carvão para a indústria levou, desde o século passado, à prospeção e exploração deste recurso no nosso país. Na Zona de Ossa-Morena foram descobertas diversas camadas de carvão na secção superior da sucessão sedimentar da Formação Santa Susana (fig.4.39). No entanto, apenas na região de Jongeis foi explorado, desde 1927 a 1944 (Sousa e Wagner, 1983).

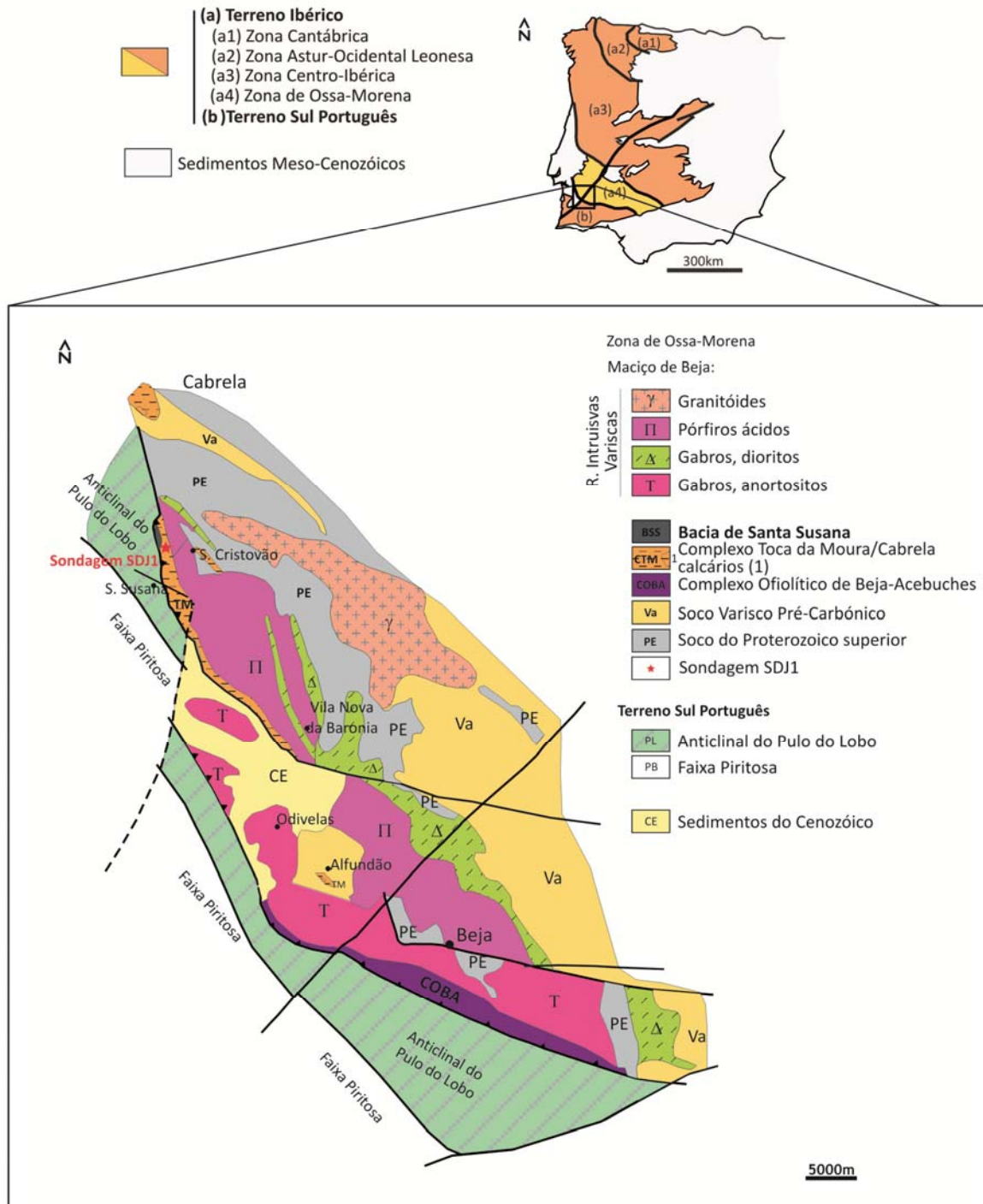


Figura 4.39. Mapa geológico simplificado do bordo sudeste da Zona de Ossa-Morena e Terreno Sul Português, com a localização da sondagem SDJ1, a vermelho assinalada (Adapt. Pereira *et al.*, 2006b; Lopes *et al.*, 2013).

Diversas sondagens foram realizadas na década de cinquenta, para prospeção de novos níveis de carvão. De entre elas podem ser referidas as sondagens Cj e Dj (Andrade *et al.*, 1955), apresentadas no corte geológico da figura 4.40 e, correspondendo, espacialmente, às sondagens mais próximas da sondagem estudada. No entanto, todas as sondagens efetuadas naquela década, não permitiram a descoberta de níveis de carvão economicamente viáveis para exploração. Já nos anos noventa, Oliveira e Matos (1991) conduziram um estudo geofísico com o intuito de investigar a estratigrafia e a estrutura da Fm. Santa Susana em profundidade. A partir dos resultados obtidos nesse estudo, realizou-se a sondagem SDJ1 (aproximadamente nas coordenadas N38°29'57.5'' W8°21'23.9''), tendo atingido uma profundidade de 404,5 m.

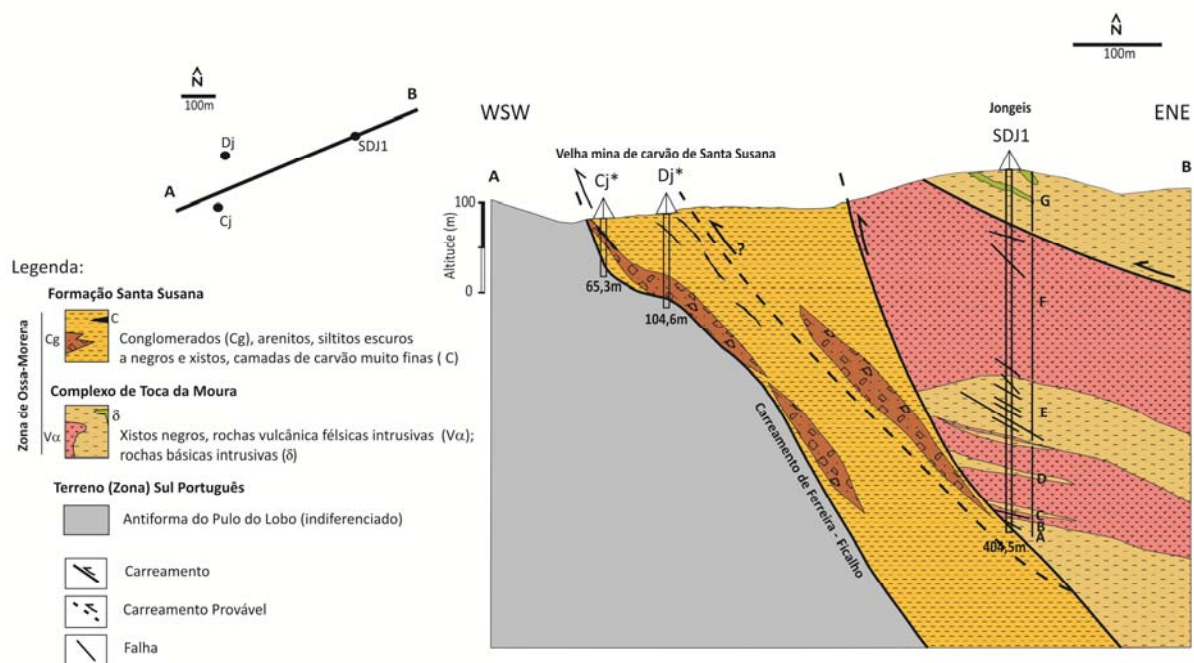
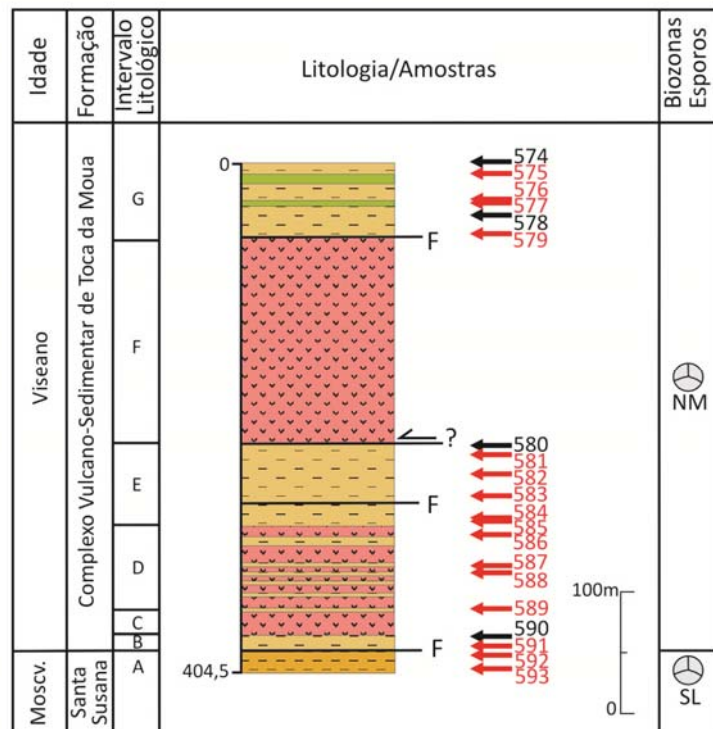


Figura 4.40. Perfil geológico interpretativo do Complexo Vulcano-Sedimentar de Toca da Moura e da Bacia de Santa Susana na região de Jongeis/Santa Susana, com referência às sondagens Cj*, Dj* (projetadas) e SDJ1 (Adapt. Lopes *et al.*, 2013). A a G – intervalos litológicos estudados, descritos no texto para a sondagem SDJ1. A interpretação estrutural é baseada nos novos dados obtidos (Lopes *et al.*, 2013 e, este estudo), assim como, na descrição de Andrade *et al.* (1955); Domingos *et al.* (1983) e Oliveira e Matos (1991).

Na sondagem SDJ1 foram recolhidas 20 amostras de níveis de xistos negros para datações palinológicas (amostras 574 a 593) (tab. 4.10). Estas amostras foram recolhidas nos níveis mais propícios para palinologia existentes na sondagem, tendo sido reconhecidos sete intervalos litológicos ao longo desta (intervalos A a G) (fig. 4.41).

Tabela 4.10. Listagem das amostras recolhidas na sondagem SDJ1 para palinologia.

Sondagem SDJ1	
Amostra ref.	Profundidade (m)
574	3,5
575	11,0
576	30,0
577	33,2
578	42,8
579	57,0
580	231,1
581	240,2
582	255,8
583	273,9
584	292,1
585	294,9
586	305,0
587	336,8
588	339,5
589	377,8
590	390,8
591	397,7
592	400,6
593	404



Legenda:

- Xistos negros
- Conglomerados, arenitos, siltitos cinzento escuros e xistos, camadas de carvão muito finas
- Rochas diabásicas
- Rochas vulcânicas fêlsicas intrusivas
- Biozona de esporos trilete identificada
- Carreamento
- Falha

Figura 4.41. Perfil estratigráfico detalhado da sondagem SDJ1, com localização dos intervalos litológicos estudados (A-G), localização das amostras recolhidas para estudos palinológicos e biozonas de esporos identificadas nas associações analisadas (Adapt. Lopes *et al.*, 2013). A vermelho estão assinaladas as amostras positivas para palinologia. (ver Anexo 2, estampa de afloramento 15, foto 1 e 2)

As amostras recolhidas, após processamento e oxidação (tempo médio \approx 60min), apresentam associações diversificadas, contendo resíduo palinológico moderadamente bem preservado, que levou ao reconhecimento de duas associação do Carbónico (tab.4.11). Alguns exemplares classificados correspondem a esporos monoletes e pré-polenes, os quais serão descritos no volume 2, de Palinologia Sistemática.

As associações são, em seguida, apresentadas por intervalo litológico.

A) Este intervalo corresponde aos primeiros sete metros da sondagem (404,5 a 397,8 m de profundidade), consistindo em siltitos e xistos negros afetados tectonicamente por um acidente importante, a topo (fig. 4.41). As duas amostras recolhidas neste intervalo (amostras 593 e 592) foram positivas, apresentando uma associação de esporos indicativa da Biozona *Torispora securis* – *Torispora laevigata* (Biozona SL) do Moscoviano médio (Clayton *et al.*, 1977; Streel *et al.*, 1987; Higgs *et al.*, 1988; Clayton, 1996; Clayton *et al.*, 2003; Pereira *et al.*, 2008a, 2008b), o que permite correlacionar estes sedimentos com os sedimentos da Fm. Santa Susana, que possuem a mesma idade. Os *taxa* identificados nestas amostras incluem: *Calamospora* spp., *Crassispora* cf. *C. kosankei*, *Densosporites* spp., *Endosporites globiformis*, *Laevigatosporites* spp., *Leiotriletes* spp., *Lophotriletes* sp., *Punctatosporites* sp., *Radiizonates* spp., *Raistrickia nigra*, *Reticulatisporites danzei*, *R. polygonalis*, *Waltzisporea* sp., assim como, a espécie índice *Torispora securis*, que permitiu o reconhecimento da biozona (tab.4.11).

B) O intervalo compreendido entre os 397,8 m e os 390,7 m de profundidade, a partir do qual foram recolhidas 2 amostras, é constituído por xistos negros a cinzento-escuro (fig. 4.41). Das amostras recolhidas apenas uma foi positiva (amostra 591), permitindo a recuperação de uma associação de esporos atribuída à Biozona *Raistrickia nigra* – *Triquitrites marginatus* (Biozona NM) (Clayton *et al.*, 1977; Streel *et al.*, 1987; Higgs *et al.*, 1988; Clayton, 1996; Clayton *et al.*, 2003; Pereira *et al.*, 2008a, 2008b), do Viséano médio superior, o que indica uma idade correlacionada com a idade dos sedimentos do Complexo Vulcano-Sedimentar de Toca da Moura. A associação recuperada compreende a espécie índice *Raistrickia nigra*, conjuntamente com os exemplares de *Auroraspora* spp., *Colatisporites* spp., *Densosporites* spp., *Dibolisporites* spp., *Discernisporites micromanifestus*, *Granulatisporites microgranifer*, *Leiotriletes* sp., *Microreticulatisporites* spp., *Punctatisporites* spp., *Retusotriletes* sp., *Triquitrites* sp. e *Vallatisporites galearis* (tab.4.11).

C) O terceiro intervalo (390,7 m a 384,4 m de profundidade) consiste, predominantemente, em riodacitos intercalados com rochas vulcânicas intermédias-ácidas e, níveis finos de xistos negros. Neste intervalo não foram recolhidas amostras para palinologia.

D) O intervalo compreendido entre os 377,8 m e os 298,1 m de profundidade apresenta riodacitos intercalados com camadas de siltitos e xistos negros. Neste intervalo foram recolhidas 4 amostras (amostra 589 a 586), todas elas revelando uma associação *in situ*

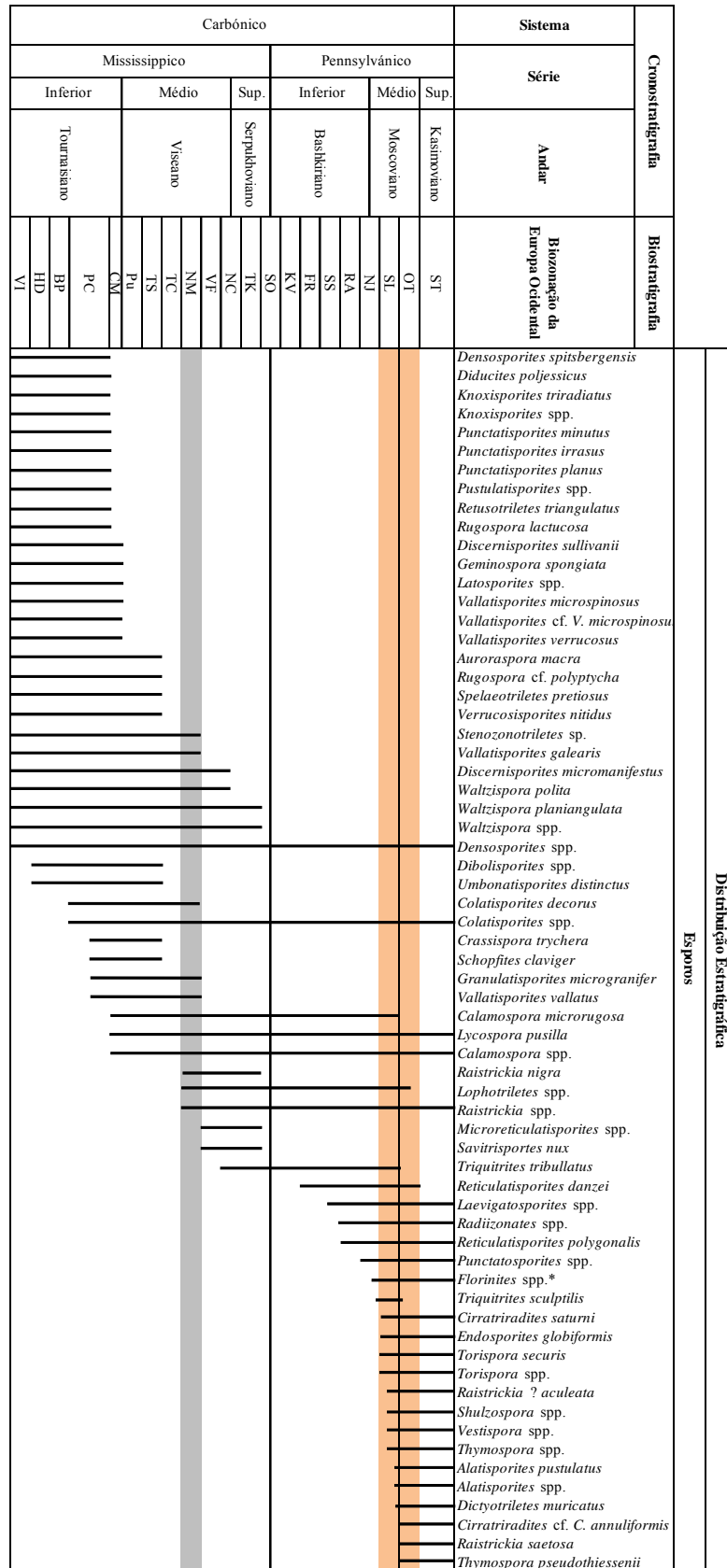
atribuída à biozona de esporos NM, do Viséano médio superior. A associação inclui exemplares da espécie índice, *Raistrickia nigra*, sendo complementada com espécimes de *Colatisporites* sp., *Densosporites* spp., *Dictyotriletes* spp., *Discernisporites micromanifestus*, *Lycospora pusilla*, *Punctatisporites* sp., *Raistrickia* spp; *Retusotriletes* spp., *Stenozonotriletes* sp. e, *Vallatisporites ciliaris* (tab.4.11).

E) Este intervalo (298,1 m a 231,1 m de profundidade), compreende xistos negros a cinzento escuros e microconglomerados, intercalados por escassas camadas de arenitos, assim como, uma intercalação de rochas vulcânicas intermédias-ácidas. Seis amostras foram recolhidas neste intervalo, sendo que 5 delas se revelaram positivas (amostra 585 a 580) apresentando uma associação de esporos *in situ* correspondente à Biozona NM, do Viséano médio superior. A associação recuperada inclui: *Auroraspora* spp., *Calamospora microrugosa*, *Calamospora pedata*, *Calamospora* spp., *Colatisporites decorus*, *Densosporites* spp., *Dibolisporites* sp., *Discernisporites micromanifestus*, *Savitrissporites nux*; *Granulatisporites microgranifer*, *Leiotriletes* spp., *Lophotriletes* sp., *Microreticulatisporites* sp., *Punctatisporites* sp., *Triquitrites* sp., *Vallatisporites* spp., *Waltzispota* sp. e a espécie índice *Raistrickia nigra* (tab.4.11).

F) O sexto intervalo, compreendido entre os 231,1 m e os 75,3 m de profundidade, é constituído por riodacitos intercalados em sedimentos. No entanto, devido à alteração dos níveis sedimentares, não foram recolhidas amostras para estudo palinológico.

G) O último intervalo da sondagem (75,3 m a 3,5 m de profundidade) apresenta xistos negros intercalados com rochas vulcânicas intermédias-ácidas e básicas, tendo sido recolhidas 6 amostras, das quais apenas 4 (amostras 579 a 576) revelaram resultados positivos. A associação de esporos *in situ* estudada permitiu a identificação da Biozona NM, do Viséano médio superior, apresentando exemplares de *Raistrickia nigra* (espécie índice), conjuntamente com espécimes de *Acanthotriletes* sp., *Auroraspora* sp., *Colatisporites* sp., *Discernisporites micromanifestus*, *Lycospora pusilla*, *Lycospora* sp., *?Procoronaspora* sp., *Punctatisporites* sp., *Vallatisporites ciliaris* e *V. vallatus* (tab.4.11).

Tabela. 4.11. Distribuição estratigráfica dos palinórfos *in situ* (Carbónico) recuperados nas amostras produtivas da sondagem SDJ1, com a indicação das biozonas de esporos identificadas (Sombreado cinzento – Sedimentos do Complexo de Toca da Moura; sombreado laranja – sedimentos da Fm. Santa Susana) (Adapt. Lopes *et al.*, 2013). A distribuição estratigráfica é baseada em Clayton *et al.*, 1977; Strel *et al.*, 1987; Higgs *et al.*, 1988; Clayton, 1996; Clayton *et al.*, 2003; Pereira *et al.*, 2007, 2008a, 2008b (*corresponde a um pré-pólen).



Ao analisar os dados provenientes das associações recuperadas, observa-se a existência de uma lacuna sedimentar na passagem do intervalo A, correspondente aos níveis mais profundos da sondagem, que indicam uma idade de Moscoviano médio (Biozona SL) e correlacionáveis com a idade assumida para a Fm. Santa Susana e, os restantes intervalos estratigráficos (B-F), a cujos sedimentos foi atribuída uma idade de Viseano médio superior com base em esporos (Biozona NM), o que indica pertencerem ao Complexo Vulcano-Sedimentar de Toca da Moura, com o qual também partilham características litológicas semelhantes.

Em termos de interpretação estrutural, esta lacuna, evidenciada na sondagem pela existência de uma falha, indica que o Complexo Vulcano-Sedimentar de Toca da Moura se encontra cavalgado sobre a Formação Santa Susana (fig. 4.40). Esta situação implica a existência, associada à Orogenia Varisca, de regime compressivo posterior à deposição dos sedimentos da Fm. Santa Susana, ou seja, posterior ao Moscoviano superior.

Conjuntamente com as associações de esporos descritas anteriormente, o conteúdo palinológico presente nas amostras apresentava, igualmente, uma elevada percentagem de material remobilizado (prasinófitas, acritarcas, criptosporos e esporos), tendo-se observado para as amostras dos intervalos litológicos B-F, espécimes remobilizados desde o Câmbrio médio ao Carbónico inferior (Tournaisiano) e, no intervalo A, exemplares remobilizados do Câmbrio médio ao Viseano médio.

Devido ao extenso intervalo temporal que o material remobilizado apresenta, para uma análise mais prática dos dados, este foi agrupado em seis intervalos estratigráficos: Subassociação 1 - Câmbrio médio a (?) superior; Subassociação 2 – Ordovícico Médio a Superior (Tremadociano a Darriwiliano); Subassociação 3 – Silúrico médio a superior (Wenlock (Homeriano) a Pridoli); Subassociação 4 – Devónico Inferior (Lochkoviano a Emsiano); Subassociação 5 – Devónico Superior (Frasniano a Fammenniano) e Subassociação 6 – Carbónico inferior (Tournaisiano).

A associação de prasinófitas e acritarcas identificadas são dominadas por géneros com uma distribuição estratigráfica extensa como: *Cymatiosphaera*, *Dictyotidium*, *Dorsennidium*, *Leiosphaeridia*, *Lophosphaeridium*, *Micrhystridium*, *Multiplisphaeridium*, *Solisphaeridium* e *Veryhachium*. No entanto, muitos dos géneros e espécies identificados são diagnósticos, podendo fornecer informações importantes acerca da idade.

No resíduo palinológico observado foram, igualmente, identificados criptosporos ($\approx 0,5\%$ da associação) em todas as amostras estudadas. A associação deste grupo fóssil recuperada inclui: *Artemopyra* sp., *Dyadospora murusattenuata* Morphon, *Gneudnaspora chibrikovae*, *G. divellomedia* var. *minor*, *Imperfectotriletes vavrdovae*, *Quadrisporites variabilis*, *Rimosotetras problematica*, *Rugosphaera ?cerebra*, *Rugosphaera* sp., *Sphaerasaccus glabellus*, *Tetraedraletes medinensis*, *Velatitetras laevigata* e *V. retimembrana*. Esta associação, com base na distribuição estratigráfica dos espécimes, indica uma idade compreendida entre o Ordovícico Inferior e o Devónico Inferior (Burgess e Richardson, 1995; Steemans *et al.*, 1996; Rubinstein e Vaccari, 2004; Breuer *et al.*, 2007; Vecoli *et al.*, 2011).

De seguida encontram-se descritos os espécimes identificados nas subassociações de remobilizados estudadas, organizados por ordem estratigráfica:

- **Câmbrico médio a (?) superior** (subassociação 1) inclui os seguintes taxa: *Acanthodiacrodium* cf. *A. estonicum*, *Cristallinium cambriense*, *C. ovillense*, *Cymatiosphaera postae*, *Eliasum llaniscum*, *Impluviculus* cf. *I. multiangularis*, *Retisphaeridium dichamerum*, *R. howelii*, *Timofeevia phosphoritica* e *Vulcanisphaera ?turbata*, indicativas do Câmbrico médio a superior (Downie, 1984; Martin, 1993; Martin e Dean, 1988; Fensome *et al.*, 1990; Molyneux *et al.*, 1996; Playford, 2003).

- **Ordovícico Inferior a Médio** (subassociação 2) inclui os seguintes taxa de acritarcas: *Acanthodiacrodium costatum*, *A. ?tadlense*, *Actinotodissus* cf. *A. longitaleosus*, *Arbusculidium filamentosum*, *Arkonina* spp., *Coryphidium* spp., *Cymatiogalea cristata*, *Dicrodiacrodium* sp., *Frankea* sp., *Goniosphaeridium* sp. 1, *Goniosphaeridium* spp., *Polygonium gracile*, *Schizodiacrodium firmum*, *Stelliferidium ?trifidum*, *Stelliferidium* spp., *Striatotheca rarirrugulata*, *Striatotheca* spp., *Veryhachium lairdii*, *V. trispinosum*, *Villosacapsula irrorata*, *V. setosapellicula* e *Vulcanisphaera ?simplex*. Esta associação indica um intervalo de idades compreendido entre o Tremadociano e o Darriwiliano (= Tremadociano a Dobrotivano Inferior segundo a Escala Cronostratigráfica Regional para o Sistema Ordovícico) (Downie, 1984; Fensome *et al.*, 1990; Molyneux *et al.*, 1996; Playford, 2003).

- **Silúrico médio a superior** (subassociação 3) inclui: *Diexallophasis sanpetrensis*, *Duvernaysphaera* sp.; *Exochoderma* spp., *Geron* sp., *Micrhystridium stellatum*,

Multiplicisphaeridium ramusculosum, *Neoveryhachium carminae*, *Pardaminela crassicosta*, *Quadratitum fantasticum*, *Veryhachium lairdii* e *Veryhachium* cf. *V. valiente*, indicativa do Ludlow (Downie, 1984; Le Herrissé, 1989; Fensome *et al.*, 1990; Molyneux *et al.*, 1996; Mullins, 2001; Playford, 2003). Por sua vez, os esporos presentes incluem os espécimes *Ambitisporites* spp., *A. avitus* Morphon, *A. eslae*, *Amicosporites splendidus*, *Archaeozonotriletes chulus* Morphon, *Chelinospora* spp., *Cymbosporites* spp., *Emphanisporites protophanus*, *Insolisporites* spp., *Retusotriletes warringtonii*, *Synorisporites* cf. *S. papillensis*, *S. verrucatus* e *Synorisporites* spp., indicando um intervalo de idades compreendido entre o Wenlock superior e o Pridoli (Richardson e McGregor, 1986; Burgess e Richardson, 1995; Richardson *et al.*, 2001).

- **Devónico Inferior** (subassociação 4). Esta subassociação inclui os seguintes exemplares de acritarcas e prasinófitas: *Duvernaysphaera aranoides*, *Duvernaysphaera* sp.; *Exochoderma* spp., *Polyedryxium* spp., cf. *Riculasphaera* sp., *Stellinium micropolygonale*, *Stellinium* sp., *Umbellasphaeridium ?deflandrei* e *Veryhachium* cf. *V. valiente*. A subassociação é complementada por exemplares de *Ambitisporites* spp., *A. asturicus*, *Apiculiretusispora arcidecus*, *A. brandtii*, *A. plicata*, *Apiculiretusispora* spp., *Brochotriletes foveolatus*, *Camarozonotriletes* spp., *Cymbosporites* spp.; *Dibolisporites* spp., *Dictyotriletes emsiensis*, *D. subgranifer*, *Retusotriletes maculatus*, *R. warringtonii*, *Scylaspora* spp., e *Synorisporites* spp.. Esta subassociação, tendo em conta todos os grupos de palinomorfos classificados, apresenta um intervalo de idades compreendido entre o Lochkoviano e o Emsiano (Downie, 1984; Streel *et al.*, 1987, 2000; Fensome *et al.*, 1990; Molyneux *et al.*, 1996; Pereira, 1999; Pereira *et al.*, 1999; Herrissé *et al.*, 2000; Richardson *et al.*, 2001; Playford, 2003).

- **Devónico Superior** (subassociação 5) apresenta os seguintes exemplares de acritarcas: *Craterisphaeridium* spp., *Daillydium* spp., *Gorgonisphaeridium ohioense*, *Multiplicisphaeridium ramusculosum*, *Navifusa bacilla*, *Stellinium comptum*, *S. micropolygonale*, *Stellinium* sp. e *Winwaloesia* sp., assim como, as prasinófitas *Maranhites brasiliensis*, *M. perplexus* e *Pterospermella* spp., sugerindo um intervalo de idade compreendido entre o Frasniano e o Fammenniano (Downie, 1984; Fensome *et al.*, 1990; Molyneux *et al.*, 1996; Playford, 2003). Já a associação de esporos presente inclui: *Ancyrospora* spp., *Biornatispora* sp., *Diducites plicabilis*, *Discernisporites* sp., *Emphanisporites rotatus*, *Geminospora ?lemurata*, *Grandispora cornuta*, *G.* cf. *G. echinata*, *G. tabulata*, *Grandispora* spp., *Knoxisporites concentricus*, *Retispora lepidophyta*,

Retusotriletes rotundus, *Rugospora explicata*, *R. flexuosa*, *Rugospora* spp. e *Vallatisporites hystricosus*, indicando uma idade de Famenniano superior (Streel *et al.*, 1987, 2000; Pereira, 1999; Pereira *et al.*, 1999).

- **Carbónico Inferior** (subassociação 6) inclui os acritarcas: *Chomotriletes multivittatus* e *Chomotriletes* sp., conjuntamente com os esporos *Auroraspora macra*, *Crassispora trychera*, *Densosporites spitsbergensis*, *Diducites poljessicus*, *Discernisporites sullivani*, *Geminospora spongiata*, *Knoxisporites triradiatus*, *Knoxisporites* spp., *Latosporites* spp., *Punctatisporites minutus*, *P. irrasus*, *P. planus*, *Pustulatisporites* spp., *Retusotriletes triangulatus*, *Rugospora lactucosa*, *R. cf. R. polyptycha*, *R. ?vieta*, *Rugospora* spp., *Schopfites claviger*, *Spelaeotriletes pretiosus*, *Spelaeotriletes* spp., *Spinozonotriletes* spp., *Tumulispora* spp., *Umbonatisporites distinctus*, *Vallatisporites microspinosus*, *V. cf. V. microspinosus*, *V. verrucosus*, *Verrucosisporites gibberosus* e *V. nitidus*, o que indica uma idade de Tournaisiano (Smith e Buterworth, 1967; Clayton *et al.*, 1977; Higgs *et al.*, 1988; Fensome *et al.*, 1990; Pereira *et al.*, 2008a; 2008b).

Nas tabelas tab. 4.12 e 4.13 apresentam-se as distribuições estratigráficas das espécies descritas nas associações de remobilizados, as quais permitem dar uma noção da ampla distribuição cronostratigráfica destes exemplares.

Tabela. 4.12. Distribuição estratigráfica dos mais importantes acritarcas e prasinófitas, recuperados nas amostras produtivas da sondagem SDJ1 (Adapt. Lopes *et al.*, 2013). A distribuição estratigráfica baseia-se em Downie, 1984; Martin, 1993; Martin e Dean, 1988; Fensome *et al.*, 1990; Molyneux *et al.*, 1996; Le Hérisse *et al.*, 2000; Playford, 2003. Para os *taxa* listados como *cf.*, a distribuição estratigráfica apresentada corresponde à da espécie.

Câmbrio		Ordovícico			Silúrico			Devónico			Carbónico		Sistema		Cronostratigrafia	Prasinófitas	Acrítarcas	
Série 3	Furongiano	Inferior	Médio	Superior	Llandovery	Wenlock	Ludlow	Pridoli	Inferior	Médio	Superior	Missip.		Série				Ambar
												Inf.	Méd.					
																		<i>Cymatiosphaera</i> spp.
																		<i>Dictyotidium</i> spp.
																		<i>Leiosphaeridia</i> spp.
																		<i>Duvernaysphaera aranaides</i>
																		<i>Polydrixium</i> spp.
																		<i>Maranhites brasiliensis</i>
																		<i>Pterospemella</i> spp.
																		<i>Maranhites perplexus</i>
																		<i>Dorsennidium</i> spp.
																		<i>Lophosphaeridium</i> spp.
																		<i>Micrhystridium</i> spp.
																		<i>Multiplicisphaeridium</i> spp.
																		<i>Solisphaeridium</i> spp.
																		<i>Veryachium</i> spp.
																		<i>Eliasium llantiscum</i>
																		<i>Cymatiosphaera postae</i>
																		<i>Retisphaeridium dichamerum</i>
																		<i>Retisphaeridium howelli</i>
																		<i>Cristallinium ovillense</i>
																		<i>Cristallinium cambriense</i>
																		<i>Timofevia phosphoritica</i>
																		<i>Vulcanisphaera ?turbata</i>
																		<i>Acanthodiacrodium estonicum</i>
																		<i>Impluviculus cf. I. multiangularis</i>
																		<i>Vulcanisphaera ?simplex</i>
																		<i>Cymatiogalea cristata</i>
																		<i>Stelliferidium ?trifidum</i>
																		<i>Striatotheca</i> sp.
																		<i>Veryachium lairdii</i>
																		<i>Micrhystridium stellatum</i>
																		<i>Polygonium gracile</i>
																		<i>Coryphidium</i> spp.
																		<i>Frankea</i> sp.
																		<i>Acanthodiacrodium ?tadlense</i>
																		<i>Arbusculidium filamentosum</i>
																		<i>Veryachium trispinosum</i>
																		<i>Striatotheca</i> spp.
																		<i>Acanthodiacrodium costatum</i>
																		<i>Schizodiacrodium firmum</i>
																		<i>Dicrodiacrodium</i> spp.
																		<i>Striatotheca rarirrugulata</i>
																		<i>Arkonina</i> spp.
																		<i>Actinotodissus longitalesus</i>
																		<i>Villosacapsula irrorata</i>
																		<i>Villosacapsula setosapellicula</i>
																		<i>Multiplicisphaeridium ramusculosum</i>
																		<i>Exochoderma</i> spp.
																		<i>Veryachium valiente</i>
																		<i>Geron</i> sp.
																		<i>Diexallophasis remota</i>
																		<i>Diexallophasis sanpetrensis</i>
																		<i>Pardaminela crassicoستا</i>
																		<i>Quadratium fantasticum</i>
																		<i>Neoverychium carminae</i>
																		cf. <i>Riculusphaera</i> sp.
																		<i>Winwaloewsia</i> sp.
																		<i>Stellinium micropolygonale</i>
																		<i>Umbellaphaeridium ?deflandrei</i>
																		<i>Navifusa bacilla</i>
																		<i>Stellinium comptum</i>
																		<i>Craterisphaeridium</i> spp.
																		<i>Dailyidium</i> spp.
																		<i>Multiplicisphaeridium ramusculosum</i>
																		<i>Gorgonisphaeridium ohioense</i>
																		<i>Chomotriletes multivittatus</i>
																		<i>Chomotriletes</i> sp.

do material foram descartados os géneros e espécies com uma distribuição estratigráfica alargada no tempo, tendo sido contabilizados 150 espécimes por cada amostra.

A análise da figura 4.42 indica que a percentagem média da matéria orgânica remobilizada é de cerca de 90-96% da associação, quando comparada com a percentagem de palinormofos *in situ* (\approx 4-6%). Ainda, observa-se que as percentagens de material remobilizado e *in situ*, assim como, as percentagens de cada subassociação, se mantêm praticamente constantes, ao longo de toda a sondagem.

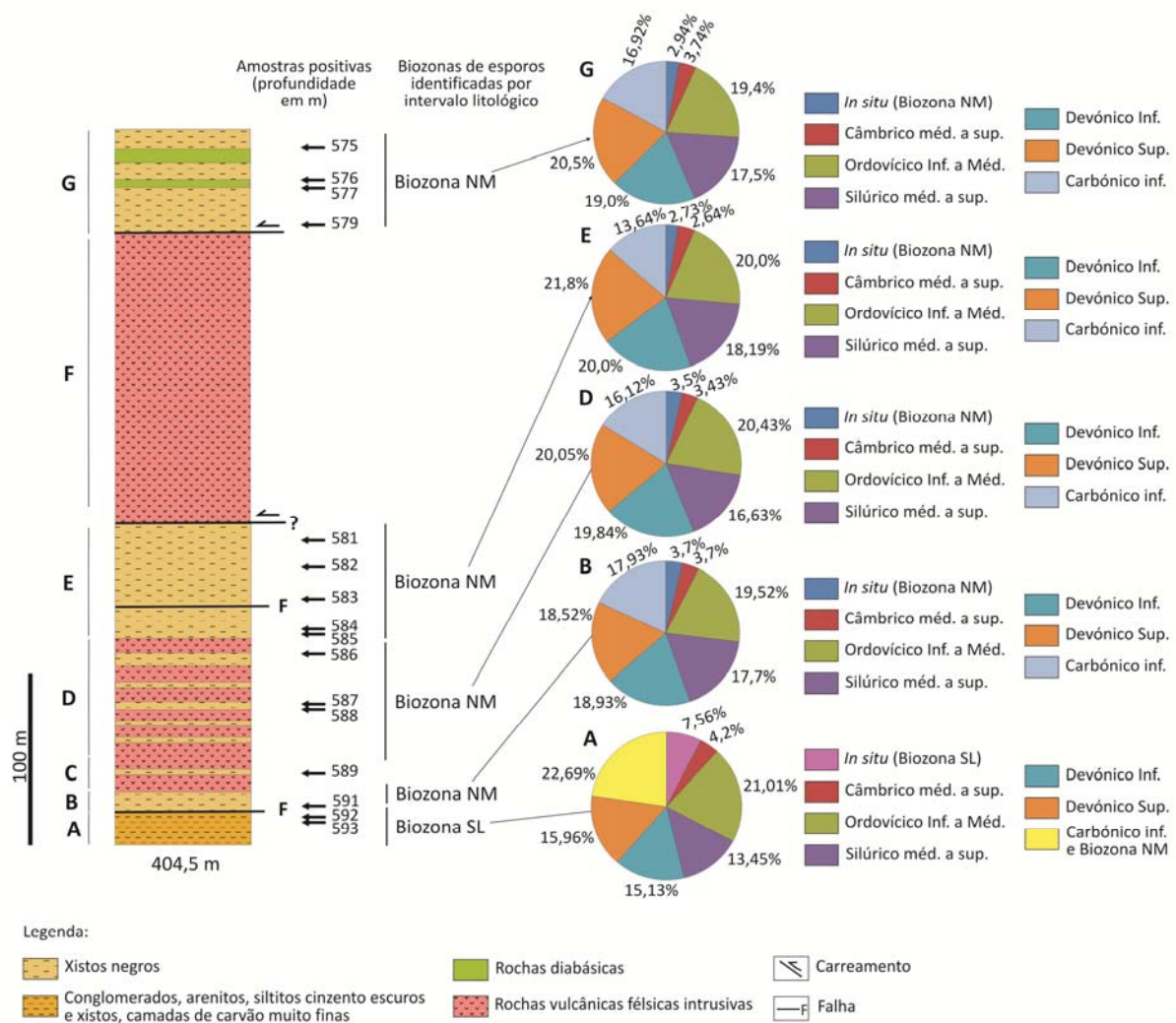


Figura 4.42. Representação estatística das associações de palinormofos *in situ* (Carbónico) e remobilizadas (Adapt. Lopes *et al.*, 2013). Para cada intervalo litológico estudado para palinologia (A, C, D, F, G), é apresentado um gráfico circular indicativo das percentagens médias das associações identificadas (Biozona NM, Viseano médio a superior; Biozona SL, Moscoviano), assim como, das subassociações de remobilizados definidas (subassociações 1 a 6).

Os resultados obtidos com o material remobilizado revelam-se de grande importância, constituindo-se como uma indispensável base para a interpretação da tectónica regional e da evolução da ZOM durante a Orogenia Varisca. A constância na percentagem dos palinórfos das diversas subassociações, nas amostras recolhidas ao longo do complexo vulcano-sedimentar (intervalos B-F), sugerem que a(s) fonte(s) do material reciclado permaneceram as mesmas e, a deposição do material deu-se num intervalo de tempo relativamente curto.

Na fase final do regime compressivo da Orogenia Varisca, o orógeno já tinha adquirido as suas estruturas principais. As dobras e acidentes regionais que teriam sido originados ao longo da estruturação do orógeno teriam exposto à meteorização e erosão vastas áreas correspondentes às sucessões do Paleozóico inferior a médio da ZOM, situação que se verificava desde o início do Viséano. Estas sucessões terão sido a fonte principal de proveniência do material reciclado presente nos sedimentos do Complexo Vulcano-Sedimentar de Toca da Moura, permitindo explicar as percentagens constantes observadas ao longo de quase todas as amostras da sondagem (fig. 4.42). Por sua vez, a presença de material remobilizado do Câmbrio médio ao Viséano médio, nas duas primeiras amostras da sondagem (amostras 593 e 592), cuja associação de palinórfos *in situ* forneceu uma idade de Moscoviano (Biozona SL), revelam que o material remobilizado pode ser proveniente do próprio Complexo Vulcano-Sedimentar de Toca da Moura. Desta forma, a exposição e erosão deste complexo durante o Moscoviano, atuou como fonte de proveniência dos palinórfos do Viséano reciclados. Assim, nestas duas amostras, a semelhança na percentagem das subassociações de palinórfos remobilizados corresponde, também, a material que é erodido uma segunda vez, desta feita, correspondendo aos palinórfos remobilizados que teriam sido incorporados, uma primeira vez, nos sedimentos do próprio complexo.

Estabelecer a correlação entre associações de palinórfos reciclados e as áreas de proveniência pode ser uma tarefa complicada, principalmente quando são antigas cadeias de montanhas. No subcapítulo 4.3 (Correlações) esta situação é abordada com mais pormenor, apresentando-se uma possível correlação entre as diversas subassociações de material reciclado e as suas possíveis fontes de proveniência.

4.2.2.2.1. Amostras de argilitos da Fm. Santa Susana (Coleção do Museu Geológico)

Para complementar o estudo das associações *in situ* identificadas na sondagem, assim como, providenciar mais informações que permitissem um melhor conhecimento estrutural da Bacia de Santa Susana em profundidade, estudaram-se 8 amostras de argilitos recolhidas em

afloramentos da Fm. Santa Susana, assim como, uma amostra recolhida numa galeria da mina de carvão de Jongeis, pertencentes à coleção do Museu Geológico. Das 9 amostras processadas apenas uma (amostra 602), recolhida na galeria da mina de Jongeis, se revelou positiva, sendo possível identificar uma associação de esporos moderadamente bem preservada pertencente à Biozona *Thymospora obscura-Thymospora thiessenii* (Biozona OT) (Clayton *et al.*, 1977; Clayton *et al.*, 2003), do Moscoviano superior. A associação apresenta a espécie índice *Thymospora pseudothiessenii*, sendo complementada por exemplares de *Alatisporites pustulatus*, *Alatisporites* spp., *Cirratriradites* cf. *C. annuliformis*, *C. saturni*, *Cirratriradites* spp., *Corbulispora* spp., *Densosporites* spp., *Dictyotriletes muricatus*, *Endosporites* sp., *Florinites* spp., *Laevigatosporites* spp., *Leiotriletes* spp., *Raistrickia ?aculeata*, *R. saetosa*, *Raistrickia* spp., *Reticulatisporites polygonalis*, *Savitrisporites* sp., *Torispora* sp., *Triquitrites sculptilis*, *T. tribullatus*, *Triquitrites* spp., *Thymospora* spp., *Schulzospora* spp. e *Vestispora* spp. Em contraste com as associações de palinomorfos identificadas nas duas primeiras amostras da sondagem SDJ1, pertencentes à Fm. Santa Susana, nesta associação não se observam palinomorfos remobilizados.

A identificação desta biozona nos níveis intermédios da Fm. Santa Susana (galeria da mina de Jongeis), permite precisar a idade desta formação, fornecendo informações de ordem estrutural e sedimentar. A inexistência de material remobilizado nesta amostra indica que o ambiente de deposição dos sedimentos na bacia, a partir de um determinado momento, se terá modificado, tornando-se dependente de processos relacionados com pouca energia. Estes dados são reforçados pela reavaliação das descrições das sondagens Cj e Dj (Andrade *et al.*, 1955), assim como, por dados de geofísica sísmica (Oliveira e Matos, 1991).

A interpretação estrutural apresentada neste trabalho, difere da proposta por Machado *et al.* (2012), sugerindo que a estruturação em graben proposta para a formação da bacia não terá sido preservada no sector de Jongeis.

4.3. Correlações

A classificação e análise de associações palinológicas permitem, não apenas auxiliar a precisar uma idade como, também, correlacionar as associações obtidas com outras associações da mesma idade que tenham sido estudadas noutros locais. Apesar da escassa diversidade apresentada pela maioria das associações descritas neste estudo, faz-se uma tentativa sumária de correlacionar estas associações com as associações descritas noutras regiões da Europa Ocidental e Norte de África, dada a sua proximidade geográfica. As regiões

escolhidas para efetuar as correlações foram limitadas a um conjunto restrito de publicações teóricas relativas à respetiva idade. Devido à má preservação da maioria das associações recuperadas neste estudo, as correlações efetuadas pretendem ser, unicamente, uma comparação entre as associações descritas.

O capítulo encontra-se organizado por idades (Ordovícico, Silúrico, Devónico e Carbónico), sendo reservada uma secção à parte, para a análise das associações de palinomorfos remobilizados presentes na sondagem SDJ1.

4.3.1. Ordovícico

Duas associações desta idade foram descritas:

Topo do Arenigiano (base do Darriwiliano):

A Formação Xistos com *Phyllocytes* presente na sucessão estratigráfica de Barrancos (Perfil II), Zona de Ossa-Morena, apresentou uma associação de acritarcas e prasinófitas que foi datada do topo do Arenigiano (base do Darriwiliano, segundo a Escala Cronostratigráfica Global). Infelizmente, devido à má preservação, a impossibilidade de identificar muitos exemplares ao nível da espécie, acaba por dificultar as correlações com outras associações de palinomorfos. Mesmo assim, fez-se uma tentativa de correlação com associações semelhantes, recuperadas das seguintes áreas:

- Area de Hinojales, pertencente à ZOM, Espanha (Mette, 1989). Tal como referido no subcapítulo anterior (subcapítulo 4.2), ambas as associações apresentam semelhanças, embora a associação portuguesa seja menos diversa. A associação identificada no nosso país não apresenta uma dominância de exemplares do género *Micrhystridium* e *Striatotheca*, sendo estes tão frequentes como os exemplares de *Coryphidium* e *Stelliferidium* observados. A presença de exemplares do género *Arkonia* em ambas as associações, indicativos do topo do Arenigiano, é a principal característica que permite atribuir as associações de palinomorfos estudadas a este intervalo de idades. No caso da associação espanhola, utiliza-se a designação de *Striatotheca triangulata*, que mais tarde foi renomeada *Arkonia triangulata* por Vavrdová (1978). Em comum apresentam, igualmente, a presença de exemplares de *Cymatiogalea messaoudi* (actualmente *C. messaoudensis*), assim como, espécimenes de *Stellechinatum celestum*.

- Bacia de Tadla, Marrocos (Cramer *et al.*, 1974). Esta associação apresenta grandes semelhanças com a associação portuguesa, observando-se em ambos os locais, exemplares de *Coryphidium elegans*, espécie primeiramente definida por Cramer *et al.* (1974), nesta secção

em Marrocos. A associação portuguesa também apresenta acritarcas dicromorfas (*e.g. Dicrodiacrodium*); espécies de *Cymatiogalea* e formas relacionadas morfologicamente com este género, no entanto, não de forma tão abundante. Por sua vez, tal como acontece com a associação de Marrocos, apresenta escassos exemplares do género *Baltisphaeridium*.

- Maciço de Brabant, na Bélgica (Vanguetaine, 2008). A associação portuguesa apresenta poucas semelhanças com a Associação II, descrita nas secções belgas, principalmente quando comparada com as espécies características aí definidas: *Adorfia firma*, *Arbusculidium filamentosum*, *Frankea hamata*, *Frankea breviscula* e *Striatotheca rarirrugulata*. A presença de exemplares do género *Arkonia* apenas ocorre na Associação III, que segundo Vanguetaine (2008), é ligeiramente mais recente do que a idade assumida na associação portuguesa, indicando o limite Arenigiano/Oretaniano.

- Secção superior da Fm. Arenito de Solanas, na Sardenha Central, Itália. A presença de espécimes de *Coryphidium elegans*, *Polygonium gracile*, *Marrocanium simplex* (atualmente, *Aureotesta clathrata* var. *simplex*), *Stelliferidium stelligerum*, *Stelliferidium striatulum* e *Striatotheca* spp., na associação italiana, indica semelhanças com a associação recuperada em Portugal. A associação italiana é mais diversificada, possuindo exemplares que aludem para a presença de uma associação mais antiga do que o topo do Arenigiano (*e.g. Buedingiisphaeridium tremadocum*, *Stephanodiacrodium stephanum*) e, cujos espécimes diferem dos presentes na associação portuguesa. Assim sendo, na associação italiana não são observados exemplares cujo aparecimento se verifica no topo do Arenigiano como, por exemplo, espécimes do género *Arkonia*, o que poderá indicar uma idade ligeiramente inferior à associação portuguesa.

- Grupo Skidaw, Lake District, Inglaterra (Rushton e Molyneux, 1989). Esta associação apresenta espécies características do topo do Arenigiano como, *Coryphidium* aff. *bohemicum*, *Veryhachium trispinosum*, *Striatotheca rarirrugulata* e *Marrocanium simplex* (atualmente, *Aureotesta clathrata* var. *simplex*), igualmente identificadas na associação portuguesa. No entanto, diferem desta pois, não apresentam exemplares cujo primeiro aparecimento se verifica no topo do Arenigiano (*e.g. Arkonia* spp.; *Stellechinatum celestum*), o que poderá indicar que esta associação será ligeiramente mais antiga do que a portuguesa ou, estas espécies poderiam não existir nesta região.

Todas as associações aqui descritas e com as quais a associação portuguesa foi comparada são consideradas como pertencentes à paleoprovíncia Mediterrânica, também designada Paleoprovíncia Peri-Gondwânica (Vecoli e Le Herrissé, 2004). A associação de palinomorfas

analisada neste estudo, apesar de pouco diversificada e mal preservada, é considerada como pertencendo a esta paleoprovíncia.

No subcapítulo seguinte, a temática paleogeográfica será abordada com mais pormenor, sendo feitas referências a aspectos paleoambientais e paleoecológicos.

Topo do Kosoviano:

Uma secção do Ordovícico Superior analisada na sucessão estratigráfica da ZCI (região do Buçaco, Perfil IV, Fm. Ribeira do Braçal), forneceu uma associação de acritarcas e criptosporos pouco diversificada e mal preservada. No entanto, o controlo providenciado pela macrofauna permite restringir a idade da associação ao topo do Kosoviano, correspondendo à parte superior do Ashgill (Escala Britânica). Nas associações de palinomorfos típicas do Asghill (*e.g.* Molyneux e Paris, 1985; Molyneux *et al.*, 1996; Wicander *et al.*, 1999; Servais *et al.*, 2003, 2004; Vecoli e Le Hérissé, 2004; Miller e Al-Ruwaili, 2007; Vecoli, 2008; Wicander e Playford, 2008), verifica-se uma diminuição da diversidade de espécies presentes nas associações desta idade passando, estas, a ser caracterizadas por espécies mais cosmopolitas. Essas associações são caracterizadas pela presença comum a abundante, de formas “veryacoides” (*e.g.* *Veryhachium*, *Villosacapsula*), “baltisphaeroides” (*e.g.* *Balthisphaeridium*) e de acritarcas netromórficos (*e.g.* *Leiofusa*, *Poikilofusa*), conjuntamente com a presença dos géneros *Ordovicidium*, *Orthosphaeridium*, *Peteinosphaeridium* e *Polygonium* (Molyneux e Paris, 1985; Molyneux *et al.*, 1996; Servais *et al.*, 2004; Wicander e Playford, 2008).

Tendo em conta esta descrição global, observam-se algumas semelhanças com a associação descrita neste estudo. Por sua vez, Wicander e Playford (2008) fazem referência ao facto de os estudos elaborados com associações desta idade, geralmente apresentarem associações pouco preservadas e pouco controladas, quer do ponto de vista estrutural, quer do ponto de vista de macrofauna. No caso da associação portuguesa estas premissas também não são excepção mas, mesmo assim, acrescentam novos dados para a caracterização destas associações a nível mundial.

Por último, a presença de criptosporos, identificados pela primeira vez na associação portuguesa, permite estabelecer correlações com outras associações desta idade identificadas em diversos países como: República Checa (Varvdová, 1988; 1989); Líbia (Richardson, 1988); Turquia (Stemans *et al.*, 1996); Arábia Saudita (Miller e Al-Ruwaili, 2007), e Estónia (Vecoli *et al.*, 2011), onde são observados criptosporos dos géneros *Dyadospora*, *Laevolancis* (atualmente, *Gneudnaspora*), *Tetrahedraletes* e *Velatitetras*, também encontrados na associação portuguesa.

4.3.2. Silúrico

As associações de palinomorfos estudadas na Zona Centro-Ibérica e de Ossa-Morena, permitem a descrição de associações de esporos do Silúrico médio a superior (Ludlow (Gorstiano) a Pridoli). Por uma questão de organização prática, serão estabelecidas correlações com base no intervalo de idades correspondentes aos andares e séries do Silúrico. Primeiramente serão estabelecidas correlações entre as associações portuguesas, sempre que for possível e, em seguida, serão estabelecidas correlações com associações de palinomorfos de outros países. Devido à pouca diversidade de acritarcas e prasinófitas presentes nas amostras, as correlações serão realizadas apenas entre as associações de esporos e criptosporos estudadas.

O primeiro esquema biozonal proposto para esporos e criptosporos do Silúrico foi descrito por Richardson e McGregor (1986), para a Euroamérica e norte do Gondwana – Norte de África (tab. 4.1). Posteriormente, este modelo foi sendo adaptado para o estudo de associações de outras regiões como, por exemplo, os estudos elaborados na bacia anglo-galesa, na Turquia, na Arábia Saudita e Líbia, (Burgess e Richardson, 1995 (tab. 4.1); Steemans *et al.*, 1996; Steemans *et al.*, 2000; Rubinstein e Steemans, 2002). Em 2001, Richardson *et al.*, estabeleceu um novo esquema biozonal para a Zona Cantábrica que abrange o intervalo entre o Silúrico superior (Ludfordiano) e o Devónico Inferior (Lochkoviano), o qual foi utilizado para datar algumas das associações identificadas neste estudo (tab. 4.1 e 4.2, pags. 72 e 73).

Gorstiano:

São relativamente poucos os estudos que abordam associações de criptosporos e esporos trilete do Gorstiano. Neste estudo foram recolhidas associações de palinomorfos na ZCI (Buçaco, Formação de Sazes, Perfil VII), que podem ser correlacionadas com a subzona *Chelinospora obscura*, de Burgess e Richardson (1995), indicativa do Gorstiano médio, assim como, uma associação de palinomorfos da ZOM (Formação Xistos com Nódulos, Perfil II, Barrancos), indicativa de um intervalo de idades que abarca quase todo o Gorstiano, na qual não foi possível precisar uma biozona.

A associação presente na ZCI (Fm. Sazes) encontra-se muito melhor preservada e é mais diversificada do que a estudada na ZOM (Fm. Xistos com Nódulos). Assim, a correlação com associações identificadas em outros países será feita, principalmente, tendo em conta a associação descrita na ZCI. No entanto, mesmo tendo em conta a má preservação observada numa das associações, pode tentar-se estabelecer uma correlação sumária entre ambas. A

associação da ZCI apresenta uma maior diversidade de palinomorfos observando-se, no entanto, a ausência de espécimes de *Concentricosporites saggitarius*, identificados na associação da ZOM. Espécies mais cosmopolitas são típicas em ambas as associações (*Ambitisporites avitus* Morphon; *Retusotriletes warringtonii*; *Artemopyra* sp.).

A ausência da espécie *Emphanisporites concentricus*, acaba por ser uma das diferenças observadas para a associação de Burgess e Richardson (1995) descrita para o País de Gales, a qual levou os autores a definir a subzona *C. obscura*. Outra diferença observada, tendo em conta o sistema biozonal de Burgess e Richardson (1995), corresponde à ausência das espécies índice da biozona (*Synorisporites lybicus*, *Lophozonotriletes poecilomorphus*). Nas associações portuguesas, a ausência das espécies *Synorisporites lybicus* e *Lophozonotriletes poecilomorphus* (atualmente, *Chelinospora poecilomorpha*) nas amostras do Gorstiano, pode ser interpretada como um problema de má preservação ou, então, como uma particularidade ambiental local, em que as plantas produtoras destes esporos se terão desenvolvido um pouco mais tarde nesta região. Será necessário realizar nova campanha de amostragem para ajudar a esclarecer esta situação.

No caso da associação descrita por Richardson e McGregor (1986) para Euroamérica e Norte Gondwana, as semelhanças entre espécies características da biozona *lybicus-?poecilomorphus* existe, apresentando em comum as espécies *Ambitisporites avitus* Morphon, *Archaeozonotriletes chulus* Morphon, *Emphanisporites protophanus*, *Retusotriletes warringtonii* e *Tetraletes variabilis* (atualmente, *Quadrisporites variabilis*), assim como, espécimes com muros radiais na face proximal (e.g. *Emphanisporites*) e, géneros com estrutura foveolada, que segundo Richardson e McGregor (1986), iniciam o seu aparecimento na biozona *lybicus-?poecilomorphus*.

Ludfordiano:

Neste estudo foram recuperadas duas associações neste andar, uma delas com uma idade de Ludfordiano basal e, a outra indicativa do limite Ludlow/Pridoli, ambas na Fm. Sazes (ZCI) (Perfil VI e VII, respetivamente).

As associações descritas neste estudo foram correlacionadas com os esquemas biozonais propostos por Burgess e Richardson (1995) e Richardson *et al.* (2001) para as áreas do País de Gales e Zona Cantábrica, tal como referido anteriormente. As associações de palinomorfos apresentam bastantes semelhanças com essas associações, permitindo correlacionar as duas associações aqui recuperadas com o topo da Biozona *lybicus-poecilomorphus* (Ludfordiano)

(Burgess e Richardson, 1995) e a Biozona *Coronaspora reticulata* – *Chelinospora sanpetrensis* (Ludlow (Ludfordiano) – base do Pridoli) (Richardson *et al.*, 2001).

Na Líbia, as associações estudadas (Richardson e Ioanides, 1973; Rubinstein e Steemans, 2002) apresentam várias semelhanças com as associações portuguesas recuperadas. A abundância de formas laevigadas (*e.g. Ambistisporites*), verrucadas (*e.g. Synorisporites*) e foveo-reticuladas (*e.g. Chelinospora*), permitem inferir um grau de semelhança nas diversas associações, assim como, com a presença de associações de criptosporos.

A associação estudada na Turquia (Steemans *et al.*, 1996), também apresenta diversas semelhanças com a associação portuguesa mais recente (Ludow (Ludfordiano) – base do Pridoli), principalmente tendo em conta a associação de criptosporos identificada. Por sua vez, a associação de esporos trilete observada na Turquia, para esta idade, é menos diversificada que a portuguesa (*Ambistisporites avitus* Morphon, *Archaeozonotriletes chulus* Morphon, *Amicosporites splendidus* e *Retusotriletes warringtonii*), apresentando exemplares de *Cymbosporites catillus* e *Stenozonotriletes furtivos*, não identificados nas associações deste estudo.

Na Argélia foi estabelecido um esquema biozonal com base nas associações aí encontradas (Kermandji, 2007). Tendo em conta a idade de Ludlow, a biozona *Chelinospora sanpetrensis* – *Cymbosporites triangulatus* é a única que se encontra inserida nesse intervalo de idades, não abrangendo nem a base, nem o topo deste andar. Segundo este autor, esta biozona é caracterizada pela diversificação de formas patinadas (apiculadas e verrucadas) como os géneros *Chelinospora* e *Cymbosporites*, pela dominância de formas crassitadas e cinguladas como, os exemplares de *Scylaspora* e *Concentricosisporites* e, pela abundância de formas com cristas radiais (*e.g. Emphanisporites*). As associações portuguesas, por sua vez, quando comparadas com a associação argelina, apresentam poucos exemplares do género *Scylaspora* e *Concentricosisporites*, não sendo dominantes na associação, embora partilhem a diversidade de exemplares do género *Chelinospora*. As associações de criptosporos são, igualmente, mais diversificadas nas associações estudadas no nosso país.

Pridoli:

Neste estudo foram recuperadas quatro associações desta idade: Buçaco – Perfil VI (ZCI), Portalegre – Perfil VI (ZCI), Dornes – Perfil II (ZCI) e Barrancos – Perfil VII (ZOM). Neste subcapítulo as associações irão ser tratadas em bloco, sendo correlacionadas com outras associações pertencentes ao Pridoli, identificadas noutros países.

Ao correlacionar as associações identificadas na ZCI, observam-se diversas semelhanças, quer ao nível das espécies e géneros identificadas, quer do ponto de vista da preservação observada, embora a associação do Buçaco seja melhor preservada e, apresente uma maior diversidade de espécies e géneros. No entanto, devido a uma baixa taxa de recuperação e, à inexistência de mais dados, torna-se difícil retirar mais informações de ambas as associações.

Por sua vez, a associação da ZOM apresenta algumas semelhanças com as associações recuperadas da ZCI, sendo um pouco mais diversificada.

As associações encontradas no nosso país podem ser correlacionadas com as associações descritas por Burgess e Richardson (1995), para o País de Gales; Steemans *et al.* (1996), para a Turquia; Richardson *et al.* (2001), para a Zona Cantábrica; Rubinstein e Steemans (2002), para a Líbia e Kermandji (2007), para a Argélia. A inexistência de espécies índice indicativas dos sistemas biozonais propostos por estes autores, não permite identificar biozonas comuns, no entanto, a existência de espécies e géneros típicos do Pridoli nas associações portuguesas, acabam por mostrar algumas semelhanças entre as associações de todas estas regiões, nomeadamente, tendo em conta a presença abundante de exemplares dos géneros *Ambitisporites*, *Chelinospora*, *Apiculiretusispora*, *Emphanisporites* e *Retusotriletes*. A presença de criptosporos também revela semelhanças com as associações descritas no País de Gales, Turquia e Líbia.

4.3.3. Devónico

A associação do Devónico Inferior (Pragian inferior) identificada neste estudo, na região de Barrancos - Perfil VII (ZOM), foi datada com recurso ao esquema biozonal proposto por Strel *et al.* (1987) para a região de Ardenas e Renes, em França.

A associação de palinórfos portuguesa corresponde a uma associação com características mais próximas do Lochkoviano do que, da base do Pragian, o que diferencia esta associação das associações descritas para França (Strel *et al.*, 1987); sudoeste europeu (Steemans, 1989); Europa ocidental, Norte de África e América do Norte (Richardson e McGregor, 1986). No entanto, é muito semelhante à descrita por Rocha (2011), para a mesma biozona (Biozona *Verrucosisporites polygonalis* – *Dibolisporites wetteldorfensis*, Subzona *Verrucosisporites polygonalis*) na Fm. Terena, na região de Barrancos, Portugal. Torna-se importante realizar mais estudos para uma melhor caracterização e correlação da associação obtida neste local, por forma a esclarecer se o tipo de espécimes encontrados na Fm. Terena e Fm. Xistos Raiados apresentarão alguma particularidade nas associações, que permitam

diferenciar estas, das associações reconhecidas por Strel *et al.* (1987) para esta biozona. Ainda, deve verificar-se se a idade mais baixa apresentada nas associações portuguesas se trata, apenas, de uma situação derivada da preservação do material.

4.3.4. Carbónico

A associação do Carbónico (Viseano superior, Biozona de esporos NC) identificada neste estudo, na região de Portalegre – Perfil V (ZCI), foi datada com recurso ao esquema biozonal uniformizado ao longo dos anos para a Europa Ocidental por Clayton, 1971; Clayton *et al.*, 1978; Clayton e Higgs, 1979; Van der Zwan, 1980; Keegan, 1981; Higgs, 1984; Clayton, 1985; Higgs *et al.*, 1988; Clayton, 1996; Owens, 1996; Owens *et al.*, 2004.

A associação de Portalegre pode ser correlacionada com a associação recuperada na ZOM (Unidade Albergaria-a-Velha) (Machado *et al.*, 2011), onde foi datada uma associação de idade Viseano, embora não tenha sido definida uma biozona devido à baixa taxa de diversidade apresentada. Ambas as associações apresentam géneros cosmopolitas como, *Densosporites* e *Lycospora*. No entanto, a associação encontrada em Portalegre é muito mais diversa do que a presente na ZOM.

Tendo em conta as regiões portuguesas, a associação de Portalegre pode ser correlacionada, também, com o Terreno Sul Português (TSP) (níveis superiores da Fm. Murração e da Fm. Mértola), onde foi identificada a mesma biozona (Biozona NC) (Pereira, 1997b; Pereira *et al.*, 2008). Neste caso, a associação presente neste estudo é mais diversificada que as associações encontradas no TSP e apresenta, igualmente, diversos géneros e espécies em comum, nomeadamente *Bellisporites nitidus* (espécie índice), *Densosporites rarispinosum*, *Knoxisporites* spp., *Leiotriletes* sp., *L. pusilla*, *Microreticulatisporites concavus*, *Raistrickia* sp., *Rotaspora fracta* e *Savitrissporites nux.* Outro ponto importante a assinalar corresponde à predominância de *Densosporites* na associação estudada, o que não se verifica nas associações do TSP.

Relativamente a associações de palinórfos de outros países, a associação portuguesa pode ser correlacionada com as associações recuperadas no Reino Unido (Inglaterra e Escócia) (Smith e Butterworth, 1967; Clayton *et al.*, 1977). As associações apresentam bastantes semelhanças, inclusivé, na predominância de espécimenes de *Densosporites* nas associações.

Já no caso das associações recuperadas na região norte do País de Gales (Hibbert e Lacey, 1969), estas não apresentam muitas semelhanças. Por exemplo, nas associações dessas regiões

não se registou a presença de exemplares do género *Densosporites*, *Savitrissporites*, *Rotaspora*, nem da espécie índice *Bellisporites nitidus*, frequentes na associação identificada neste estudo.

A associação descrita na Noruega, no Mar de Barents (Lindstrom, 2003), é muito mais variada do que a associação portuguesa mas, diversos géneros presentes nessa associação são comuns (e.g. *Calamospora*, *Densosporites*, *Leiotriletes*, *Microreticulatisporites*). No entanto, nesta associação não foram registados exemplares de *Bellisporites nitidus*, espécie frequente nas amostras estudadas neste estudo e, definidora da biozona.

A associação de esporos descrita para a Biozona NC por Clayton *et al.* (1977), na Europa Ocidental, apresenta bastantes semelhanças com a associação descrita neste estudo. As semelhanças assentam, por exemplo, na persistência de exemplares característicos da biozona anterior (e.g. *Microreticulatisporites concavus*), conjuntamente com a presença de diversos exemplares da espécie índice (*Bellisporites nitidus*). Uma das diferenças encontradas e, talvez a mais significativa, corresponde ao facto de a associação portuguesa ser menos diversificada, o que se pode ficar a dever à qualidade da preservação do material.

4.3.5. Sondagem SDJ1

4.3.5.1. Associações do Carbónico

Duas associações *in situ* foram recuperadas da sondagem, uma delas é indicadora do Viséano médio superior (Biozona NM) e a outra do Moscoviano (Biozona SL).

Estas associações podem ser correlacionadas com as associações encontradas no TSP (Pereira *et al.*, 2007; 2008a; 2008b). São associações semelhantes, onde as espécies índice, *Raistrickia nigra* e *Torispora securis*, são observadas. No entanto, nas associações recuperadas no TSP é indicada uma particularidade que aqui não se verifica. Nessas associações, a Biozona NM é substituída pela zona local NL (*Raistrickia nigra* – *Propisporites laevigatus*) devido ao aparecimento simultâneo destas duas espécies índice no Sudoeste português, para aquela idade (Pereira *et al.*, 2007; 2008a; 2008b). A espécie *Propisporites laevigatus* não foi observada nas amostras da sondagem e, este facto pode ser resultado do grau de preservação das amostras recuperadas na ZOM ou, então, pode ser uma particularidade ambiental local.

A presença de esporos remobilizados de idades mais antigas são uma assinatura comum nas associações da sondagem e do TSP. Por sua vez, as associações identificadas nas amostras da sondagem também apresentam ligeiras semelhanças com as associações descritas por Smith e Butterworth (1967) para o Reino Unido (Inglaterra e Escócia) e, por Lindstrom

(2003) para o Mar de Barents, embora sendo associações mais diversificadas do que as associações recuperadas na sondagem.

A associação de esporos da Biozona NM identificada na sondagem é menos diversa, quando comparada com a associação de esporos proposta por Clayton *et al.* (1977) para a Europa ocidental. Por sua vez, a associação atribuída à Biozona SL, já apresenta mais semelhanças com a associação descrita por Clayton *et al.* (1977), nomeadamente com a presença de exemplares de *Densosporites* spp., *Laevigatosporites* sp., *Punctatosporites* sp. e, a ausência de exemplares de *Savitrissporites nux.*

4.3.5.2. Associações Remobilizadas

Estabelecer uma correlação entre as associações de palinomorfos remobilizadas e as possíveis fontes de proveniência, não é uma função simples, principalmente quanto mais antigos forem os terrenos estudados. Na sondagem SDJ1, a associação do material remobilizado às possíveis áreas de proveniência, envolvem o estudo do desenvolvimento do Orógeno Varisco na Península Ibérica, particularmente no que diz respeito à ZOM, a qual é caracterizada por diversos episódios de deposição e erosão durante o seu estado de margem passiva (Oliveira *et al.*, 1991).

Neste subcapítulo será fundamentada a idade das subassociações estabelecidas e, posteriormente, será feita uma tentativa sumária de correlacionar as diversas associações de palinomorfos remobilizados com as associações já conhecidas das diversas regiões da ZOM e do TSP, por forma a reconhecer possíveis fontes de proveniência do material remobilizado.

Para auxiliar na interpretação do texto, torna-se importante consultar a tabela 4.14, presente no Anexo 7.

Seis subassociações de esporos remobilizados foram identificadas e recuperadas a partir das amostras provenientes da sondagem. Em seguida, cada subassociação será analisada, por forma a estabelecer possíveis fontes de proveniência dos sedimentos:

- **Câmbrico médio a (?) superior** (subassociação 1): Nas sucessões estratigráficas da região portuguesa da ZOM não existe registo biostratigráfico do Câmbrico superior. A ocorrência de palinomorfos remobilizados do Câmbrico médio e superior nas associações recuperadas das amostras da sondagem SDJ1, pode indicar a ocorrência de rochas sedimentares desta idade numa outra região da ZOM.

Acritarcas do Câmbrico foram identificados em dois locais da ZOM em Espanha: na Sierra Morena, Grupo *Playon Beds* (Palacios, 1993) e, na região Venta del Ciervo, Fm. Umbria – Pipeta (Mette, 1989; Palacios, 1997), localizada a SSE de Canaveral de León e pertencente ao mesmo domínio litológico e estrutural da ZOM (Domínio Estremoz-Barrancos-Hinojales, definido por Apalategui *et al.*, 1990).

Ambas as associações espanholas possuem semelhanças com a subassociação de palinomorfos, desta idade, identificada neste estudo. No entanto, verificam-se algumas dificuldades em definir a idade da subassociação visto, várias das espécies de acritarcas e prasinófitas poderem estender a sua distribuição estratigráfica para o Câmbrico superior (tab. 4.12). Estas dificuldades são, igualmente referidas nas associações encontradas na parte espanhola da ZOM. Embora a associação descrita por Palacios (1993) seja considerada do Câmbrico superior, a associação descrita por Mette (1989) é atribuída ao Câmbrico médio, embora com reservas. A associação descrita por Mette (1989) apresenta alguma controvérsia quanto à idade apresentada, sendo o Câmbrico Médio a idade mais aceite, embora com certas salvaguardas (Albani *et al.*, 2006). Uma situação semelhante acontece com a subassociação portuguesa.

A subassociação 1 inclui exemplares de *Acanthodiacrodium* cf. *A. estonicum*, *Cristallinium cambriense*, *C. ovillense*, *Cymatiosphaera postae*, *Eliasum llaniscum*, *Impluviculus* cf. *I. multiangularis*, *Retisphaeridium dichamerum*, *R. howellii*, *Timofeevia phosphoritica* e *Vulcanisphaera ?turbata*, correspondentes a géneros e espécies cujo primeiro aparecimento se verifica no Câmbrico médio. Destes, os exemplares de *Cristallinium cambriense*, *Cymatiosphaera postae*, *Eliasum llaniscum*, *Retisphaeridium dichamerum* e *R. howellii* são considerados restritos ao Câmbrico médio. Assim, embora grande parte dos espécimes descritos possam ter uma distribuição estratigráfica que se estende pelo Câmbrico superior, a associação é considerada da parte superior do Câmbrico médio (Downie, 1984; Martin, 1993; Martin e Dean, 1988; Fensome *et al.*, 1990; Molyneux *et al.*, 1996; Playford, 2003).

No entanto, a presença de um exemplar de *Acanthodiacrodium* cf. *A. estonicum* e de *Impluviculus* cf. *I. multiangularis* nas amostras estudadas, cuja distribuição estratigráfica se restringe ao Câmbrico superior, induz dúvida, embora não seja suficiente para indicar que a subassociação seja dessa idade. Com base nos dados obtidos na sondagem, a existência de acritarcas do Câmbrico superior na ZOM continua, assim, inconclusiva.

Segundo Mette (1989), as associações de palinomorfos identificadas na Formação Umbria-Pipeta, pertencente ao mesmo domínio litológico e estrutural da ZOM (Domínio Estremoz-Barrancos-Hinojales), derivam de níveis finos e escassos. Níveis litológicos semelhantes

poderão ter existido na Fm. Ossa e Fatuquedo, em Portugal, podendo ter sido erodidos. Desta forma, a subassociação 1 poderá ter tido origem quer nas formações desta idade, existentes em Espanha, quer nas formações pertencentes à sucessão portuguesa da ZOM (tab. 4.14).

- **Ordovícico Inferior a Médio** (subassociação 2): Uma percentagem significativa ($\approx 20\%$) do material remobilizado recuperado dos xistos do Complexo Vulcano-Sedimentar de Toca da Moura, indica um intervalo de idades compreendido entre o Tremadociano e o Darriwiliano.

A presença de acritarcas como *Vulcanisphaera ?simplex*, cuja distribuição estratigráfica não se estende para lá do Tremadociano, assim como, a presença de exemplares de *Coryphidium* spp., *Stelliferidium* spp., *Veryhachium lardii* e *V. trispinosum* na associação, demonstram semelhanças com a subassociação 4 do esquema biozonal *messauoudensis-trifidum* descrito por Molyneux *et al.* (2007), indicativo do Tremadociano superior. Por sua vez, a presença de *Acanthodiacrodium ?tadlense*, *Arbusculidium filamentosum*, *Cymatiogalea cristata* e *Striatotheca* sp., pode sugerir uma idade ligeiramente superior, correspondente à base do Floiano, parte basal da subassociação 5 de Molyneux *et al.* (2007). Por último, a presença de *Acanthodiacrodium ?costatum*, *Actinotodissus longitaleosus*, *Arkonion* spp., *Dicrodiacrodium* sp., *Frankea* sp.; *Schizodiacrodium firmum* e *Striatotheca rarirugulata* sugere, igualmente, a existência de palinomorfos com idade do topo do Dapingiano a Darriwiliano.

Tendo em conta os palinomorfos identificados nesta subassociação, é possível correlacioná-la com as associações de acritarcas descritas para a Fm. Xistos com *Phyllodocites*, na região de Barrancos, em Portugal (Cunha e Vanguetaine, 1988; Borges *et al.*, 2008; Piçarra *et al.*, 2011; Lopes *et al.*, 2012), assim como, para as Formações de Barrancos e Barriga Shale, presentes na região de Venta del Ciervo, em Espanha (Mette, 1989; Robardet *et al.*, 1998; Servais e Mette, 2000) (tab. 4.14). Estas formações poderão ter atuado como fonte de proveniência para os palinomorfos identificados na subassociação 2.

- **Silúrico médio a superior** (subassociação 3): Esta subassociação de palinomorfos remobilizados inclui esporos, criptosporos, acritarcas e prasinófitas. Neste caso, a associação de acritarcas indica uma associação mais restrita ao Ludlow, enquanto a associação de esporos possui uma distribuição estratigráfica que indica um intervalo de idade compreendido entre o topo do Homeriano (Wenlock) e o Pridoli. Os exemplares dos diversos grupos de palinomorfos identificados apresentam muitas semelhanças com as associações do Silúrico

descritas neste trabalho para a Formação Xistos com Nódulos, da região de Barrancos, ZOM, o que indica que esta formação poderá ter atuado como uma possível fonte de proveniência para o material remobilizado desta idade (tab. 4.14). Estes dados são confirmados pelas informações provenientes de microfósseis, que indicam este intervalo de idade para esta formação (Rigby *et al.*, 1997; Pereira *et al.*, 1999; Piçarra, 2000; Piçarra *et al.*, 1998).

- **Devónico Inferior** (subassociação 4): Existem muitas semelhanças entre esta subassociação e as associações do Devónico Inferior, descritas anteriormente neste estudo para a Fm. Xistos Raiados (região de Barrancos), assim como, para as associações de palinomorfos descritas noutros trabalhos (Fm. Xistos Raiados e Fm. Terena) (Pereira *et al.*, 1999; Piçarra *et al.*, 1999; Rocha, 2011). Tendo em conta os exemplares identificados, esta subassociação indica uma idade compreendida entre o Lochkoviano e o Emsiano.

As semelhanças manifestadas por esta subassociação, quando comparada com as associações recuperadas das Formações Xistos Raiados e Terena, indicam que estas formações poderão ter atuado como possível fonte de proveniência deste material (tab. 4.14). Estes dados são confirmados pelas associações de microfósseis que indicam este intervalo de idades para estas formações (Piçarra, 2000; Piçarra *et al.*, 1999).

- **Devónico Superior** (subassociação 5): Esta subassociação de palinomorfos remobilizados é indicativa de um intervalo de idades do Frasniano ao Famenniano. Tendo em conta a informação existente até ao momento, sabe-se que os afloramentos do Devónico Médio na ZOM estão restritos a escassos calcários recifais e mármore pertencentes à Formação Odivelas. Por sua vez, não se conhecem evidências sedimentares do Devónico Superior nesta zona. Esta situação indica que a fonte de proveniência do material recuperado poderá ter vindo do Terreno Sul Português, onde existem registos de associações de palinomorfos do Famenniano recuperadas do Antiforma do Pulo do Lobo, Faixa Piritosa Ibérica e Sector Sudoeste de Portugal (Pereira *et al.*, 2006b; 2007; 2008a; 2008b) (tab. 4.14). No caso do Antiforma do Pulo do Lobo, as unidades de natureza flyschóide dos Grupos de Ferreira-Ficalho (ramo norte) e Chança (ramo sul), forneceram esporos e acritarcas cuja distribuição estratigráfica abrange um intervalo compreendido entre o Givetiano e o Famenniano superior (Pereira *et al.*, 2006b). Já na Faixa Piritosa, a Formação Filito-Quartzítica foi datada do Givetiano inferior ao Famenniano superior com base em esporos e acritarcas e, por último, o Complexo Vulcano-Sedimentar foi, igualmente, datado do Famenniano superior ao Viseano médio superior, com base em esporos (Oliveira *et al.*, 2004; Pereira *et al.*, 2010). Todas estas

unidades, devido às semelhanças existentes entre as associações nelas identificadas e, a subassociação recuperada na sondagem, dão boas indicações de poderem ter atuado como possíveis fontes de proveniência para o material remobilizado desta idade.

- **Carbónico Inferior** (subassociação 6): A subassociação de palinomorfos remobilizados é indicativa do Tournaisiano e Viseano (esta última subassociação apenas se encontra presente nas duas únicas amostras pertencentes à Fm. Santa Susana). Os palinomorfos remobilizados do Tournaisiano indicam que a fonte de proveniência do material recuperado poderá ter vindo do próprio Complexo Vulcano-Sedimentar de Toca da Moura, visto terem sido identificadas associações do topo do Tournaisiano muito semelhantes (Andrade *et al.*, 1991; Pereira *et al.*, 2006a), assim como, do Terreno Sul Português, no qual existem registos de associações de palinomorfos do Tournaisiano recuperadas do Antiforma do Pulo do Lobo, Faixa Piritosa Ibérica e Sector Sudoeste de Portugal (Pereira *et al.*, 2006b; 2007; 2008a; 2008b) (tab. 4.14). Tendo em conta as possíveis fontes de proveniência no Terreno Sul Português, foram identificadas associações de esporos e acritarcas no Complexo Vulcano-Sedimentar da Faixa Piritosa (Oliveira *et al.* 2004), assim como, no Sector Sudoeste de Portugal, na Fm. Bordalete (Pereira, 1999).

Por último, o material remobilizado de idade Viseana identificado nas associações das amostras da Fm. Santa Susana, podem ter tido como fonte de proveniência o Complexo Vulcano-Sedimentar de Toca da Moura; a Formação Mértola, do Grupo de Flysch do Baixo Alentejo e Faixa Piritosa Ibérica; e a Fm. Murração, do Sector Sudoeste de Portugal (Pereira *et al.*, 2006b; 2007; 2008a; 2008b), devido à semelhança existente entre as associações identificadas.

Uma das características mais importantes das associações de palinomorfos estudadas nas amostras da sondagem SDJ1, corresponde às elevadas percentagens de palinomorfos remobilizados que se observaram. No entanto, esta característica só pode ser compreendida tendo em conta o contexto regional do desenvolvimento do Orógeno Varisco na ZOM e TSP.

Após o estudo das seis subassociações remobilizadas, verifica-se que a percentagem de cada uma das subassociações se mantém relativamente constante ao longo da sondagem, não apresentando evidências de terem uma estratigrafia invertida. O que poderá explicar este acontecimento?

Três hiatus erosivos foram reconhecidos por Oliveira *et al.* (1991) no registo estratigráfico da ZOM. O primeiro abrangendo o Câmbrico superior, o segundo abarcando o Ordovício

Superior e, o terceiro ocorrendo no Devónico Médio. Estes hiatus são atribuídos a períodos de erosão relacionados com a tectónica e o nível médio da água do mar (Oliveira *et al.*, 1991), no entanto, ainda não existem dados suficientes para indicar apenas esses períodos erosivos como principais causadores das associações de palinomorfos remobilizados, especialmente no que diz respeito às associações remobilizadas do Paleozóico inferior.

A idade e as percentagens das subassociações de palinomorfos remobilizados na sondagem, sugerem a existência de ciclos de erosão de curta e longa duração, que contribuíram com sedimentos para as bacias de Toca da Moura e Santa Susana. A presença dos palinomorfos remobilizados mais antigos (Câmbrico médio ao Devónico Inferior), pode ser explicada devido a ciclos erosivos globais de longo prazo, associados ao Ciclo de Wilson e à formação do Orógeno Varisco. Por sua vez, os palinomorfos remobilizados de idades mais recentes (Devónico Superior, Tournaisiano e Viseano) corresponderão a ciclos erosivos de curta duração, ligados à tectónica que afectou as áreas adjacentes aos depocentros das bacias de Toca da Moura e Santa Susana, aquando da sua formação. Ainda, no caso das fontes de proveniência mais recentes, pertencentes ao TSP, torna-se necessário indicar a sua possível proximidade com a ZOM durante o Tournaisiano superior e o Viseano. A semelhança verificada entre as associações *in situ* identificadas no TSP e, as subassociações de remobilizados do Devónico Superior, Tournaisiano e Viseano, presentes na sondagem, fornecem dados que permitem reforçar esta ideia de proximidade.

4.4. Paleoprovíncias

Nas últimas décadas têm vindo a ser desenvolvidos modelos paleogeográficos interpretativos que resultam da integração de diversas áreas científicas, nomeadamente, da tectónica, estratigrafia, paleoclimatologia, paleomagnetismo e paleontologia. A íntima relação entre a Biosfera e a Geosfera é inegável, observando-se, por exemplo, um paralelismo entre a actividade tectónica, as mudanças ecológicas, e os padrões de radiação e extinção da biodiversidade ao nível do planeta (Servais *et al.*, 2003). Neste capítulo, embora de forma breve, será feita uma abordagem em relação aos paleoambientes e às associações palinológicas classificadas neste estudo, com particular ênfase na componente paleobiológica e, quando se justifique, na componente paleogeográfica.

Durante o Câmbrico superior e o Ordovícico ocorreu uma das maiores radiações biológicas marinhas na Terra, constituindo-se como a base para a evolução de todos os seres vivos do nosso planeta. Evidências desta importante radiação encontram-se assinaladas no registo

fóssil das rochas sedimentares deste intervalo de idades, por todo o mundo (Owen e Crame, 2002; Vecoli e Le Hérissé, 2004; Webby *et al.*, 2004). No caso dos acritarcas e algas prasinófitas, esta radiação não foi exceção, observando-se um aumento quase exponencial da quantidade e diversidade destes grupos fósseis durante o Ordovícico (Owen e Crame, 2002; Vecoli e Le Hérissé, 2004; Webby *et al.*, 2004). Tendo em conta que ambos os grupos fósseis (acritarcas e algas prasinófitas) correspondem, predominantemente, a organismos microplantónicos, hoje em dia sabe-se que os seus padrões de distribuição pelo planeta eram controlados por diversos factores como, por exemplo, a posição dos continentes, as paleolatitudes, os paleoambientes, a profundidade e a temperatura da água, ou a circulação das correntes oceânicas, o que os torna úteis em reconstruções paleogeográficas (Playford, 2003; Vecoli e Le Hérissé, 2004; Webby *et al.*, 2004; Servais *et al.*, 2009).

Diversos estudos de associações de acritarcas (*e.g.* Playford *et al.*, 1995; Tongiorgi e Di Milia, 1999; Vavrdová, 1974;1997; Vecoli, 1999, 2008; Vecoli e Le Hérissé, 2004; Webby *et al.*, 2004; Servais *et al.*, 2008) estão de acordo relativamente ao começo da diferenciação biogeográfica deste grupo fóssil. Desde o Tremadociano veio a verificar-se uma diferenciação paleogeográfica que levou ao reconhecimento, por Vavrdová, em 1974, de duas regiões (ou paleoprovíncias): 1) inicialmente Paleoprovíncia Mediterrânica, visto ter sido primeiramente associada às regiões circum-mediterrânicas, agora designada por Paleoprovíncia Peri-Gondwana, estendia-se ao longo da margem Norte do continente Gondwana, desde a Argentina, atravessando a região Este de Terra Nova, Norte de África, Europa Central e do Sul e, sul da Turquia, abarcando também, o sul da China; 2) Paleoprovíncia Báltica, contemplando as regiões da Plataforma Este Europeia (Servais *et al.*, 2003; Vecoli e Le Hérissé, 2004; Vecoli, 2008).

Esta diferenciação paleogeográfica torna-se máxima no Ordovícico Médio (Arenigiano/Llanvirniano, segundo a escala britânica), sendo que a partir do topo do Llanvirniano se regista um progressivo aumento da diversidade de *taxa* com afinidades da Paleoprovíncia Báltica, indicativa de uma diminuição do provincialismo entre este grupo fóssil. O início de uma tendência cosmopolita irá manter-se a partir dessa altura, seguida de um aumento nas taxas de extinção, o que levará a uma modificação significativa das associações de acritarcas para o Ordovícico Superior (Caradoc/Ashgilliano, segundo a escala britânica). As associações deste grupo fóssil de palinomorfos tornam-se menos diversas, observando-se o desaparecimento da maioria dos *taxa* existentes no Ordovícico Médio. Por sua vez, a taxa de aparecimento de novas espécies é baixa, desaparecendo o provincialismo típico

do Ordovícico Médio e, surgindo novas espécies que demonstram ter uma dispersão global, cosmopolita (Playford, 2003; Vecoli e Le Hérissé, 2004).

Os resultados obtidos neste estudo, nomeadamente tendo em conta as associações de acritarcas e prasinófitas identificadas nas amostras recolhidas a partir da Formação Xistos com *Phyllodocites* (região de Barrancos, ZOM), indicativas do topo do Arenigiano (= base do Darriwilliano, segundo a Escala Conostratigráfica Global), demonstram uma afinidade claramente indicativa da Paleoprovíncia Peri-Gondwana. Caracteristicamente estas associações apresentam espécimes com uma distribuição biogeográfica limitada, típica desta paleoprovíncia, assim como, uma distribuição estratigráfica pouco extensa, observando-se uma grande especialização morfológica como se pode observar na presença dos géneros *Arkonia*, *Aureotesta*, *Coryphidium*, *Dicrodiacrodium* e *Striatotheca*, típicos desta paleoprovíncia e presentes na associação estudada (Vecoli e Le Hérissé, 2004). Por sua vez, as associações também apresentam exemplares com distribuições estratigráficas extensas, morfologias pouco especializadas e distribuição geográfica cosmopolita, que poderão ser consideradas formas tolerantes, mais adaptáveis às mudanças das condições ambientais como, por exemplo, formas “veryacóides” (*Veryhachium*, *Villosacapsula*) e espécimes do género *Baltisphaeridium* (Vecoli e Le Hérissé, 2004), igualmente presentes na associação identificada neste estudo.

No caso da associação de acritarcas identificada na região do Buçaco, correspondente ao Ordovícico Superior, observa-se uma baixa taxa de diversificação (o que também poderá estar relacionado com a má preservação do material), dominando géneros com distribuições estratigráficas extensas, morfologias pouco especializadas e distribuição geográfica cosmopolita, predominando formas “veryacóides” (*Veryhachium*, *Villosacapsula*), formas netromorfos (*Eupoikilofusa*, *Leiofusa*) e exemplares do género *Multiplicisphaeridium*, tipicamente relacionadas com as associações do Ordovícico Superior, neste caso, do limite Kralodvoriano/Hirnantiano (Ashgilliano médio, segundo a escala britânica) (Servais *et al.*, 2003; Vecoli e Le Hérissé, 2004). Nesta idade não se verifica provincialismo nas associações de acritarcas e prasinófitas conhecidas (Servais *et al.*, 2003; Vecoli e Le Hérissé, 2004), o que está de acordo com a associação analisada.

Nesta associação também é importante referir a presença de esporos de criptófitos, indicando a existência de colonização terrestre por plantas muito primitivas, nesta região. Existem evidências da ocorrência de plantas primitivas desde o Llanvirniano (Ordovícico Médio) noutras regiões do planeta (Stemans, 2000; Stemans *et al.*, 2010), neste caso, a

associação de criptosporos identificada no Buçaco, corresponde à primeira e mais antiga registada para este grupo fóssil, em Portugal. A associação identificada, embora pouco diversificada e abundante, apresenta as características típicas das associações estudadas no continente Gondwana (*e.g.* Líbia, Chade, Turquia, Republica Checa), que incluem a dominância de tétradas e díadas (*Tetraedraletes medinensis*, *Morphon Dyadospora murusattenuata*), a abundância de espécies envoltas em membranas (*Velatitetras retimembrana*) e, a baixa frequência de mónadas (*Gneudnaspora chibrikovae*) (Richardson, 1996; Steemans, 1999; Strother, 2000; Steemans *et al.*, 2010).

Embora se conheçam registos do aparecimento de esporos trilete desde o Ordovício Superior (Steemans *et al.*, 1996; 2009), a partir do Silúrico (Homeriano) verifica-se um aumento na sua abundância e diversidade, indicativo da evolução das plantas, tendência que se vem a manter no Devónico e Carbónico (Steemans *et al.*, 2010).

No caso das prasinófitas e acritarcas, observa-se que durante o Silúrico e Devónico Inferior, a sua abundância se mantém (Molyneux *et al.*, 1996; Mullins e Servais, 2008). Durante esse intervalo de tempo, verifica-se a existência de diferenças nas associações de acritarcas de paleolatitudes diferentes, podendo ser observado, em algumas regiões, a existência de endemismo (Streel e Loboziak, 1996; Playford, 2003, Le Hérissé *et al.*, 2009). Já no Carbónico inferior (Tournaisiano e Viseano) não são reconhecidas relações globais entre a diversidade de acritarcas e as paleolatitudes, principalmente porque o número de espécies deste grupo fóssil é muito reduzido no Carbónico (Molyneux *et al.*, 1996; Mullins e Servais, 2008), assunto que será abordado no capítulo 1, do volume 2, deste trabalho.

Devido à baixa taxa de recuperação das associações de acritarcas e prasinófitas do Silúrico e Devónico Inferior identificadas neste estudo, não se torna viável o estabelecimento de correlações de nível paleoambiental, paleoecológico ou paleogeográfico. Desta forma, a partir do Silúrico, as inferências relacionadas com estas temáticas devem ser feitas com base nas associações de esporos triletes identificadas.

O estabelecimento de correlações biostratigráficas com base em esporos trilete, facilmente pode ser determinado, tal como foi concretizado no subcapítulo anterior. Tendo em conta as características deste grupo fóssil, os esporos são produzidos em ambientes continentais e, a sua distribuição faz-se fundamentalmente por meio da água ou do vento, sendo limitada e nunca ultrapassando grandes barreiras (*e.g.* grandes oceanos), o que os torna bons elementos para o estabelecimento de correlações estratigráficas. No entanto, correlacionar dados com

paleoambientes e paleoclimas com base em esporos, não é uma tarefa fácil pois, embora de uma maneira geral os esporos traduzam a ecologia das plantas que lhes deram origem, devido à sua minúscula estrutura podem ser transportados para longe das plantas que os originaram, dificultando a realização de estudos paleoecológicos e paleoambientais (Armstrong e Brasier, 2005).

Tendo em conta o conhecimento atual, sabe-se que existiu um aumento do provincialismo das floras durante o Devónico Médio e Superior, distinguindo-se três grandes grupos de floras: Norte-América; Australiana (Gondwana Este) e Gondwana Oeste/Euroamerica Sul (Streel e Loboziak, 1996; Armstrong e Brasier, 2005). Esta situação pode ter sido promovida pelas diferentes latitudes a que os continentes se encontravam e/ou pelo arrefecimento global associado ao desenvolvimento de condições glaciares (Streel e Loboziak, 1996; Armstrong e Brasier, 2005). Estes desenvolvimentos traduziram-se, essencialmente, no estabelecimento de esquemas biozonais, constituindo-se correlações globais em termos de paleoambientes e paleoecologia (Streel e Loboziak, 1996; Wellman *et al.*, 2000; Edwards e Richardson, 2004). Neste estudo não se identificaram associações do Devónico Médio a Superior, por isso, não temos dados de comparação.

Relativamente ao provincialismo florístico existente durante o Carbónico, diversas províncias florísticas são reconhecidas com base nos esquemas biozonais estabelecidos para esta idade, um dos quais foi utilizado ao longo deste capítulo (Biozonação da Europa Ocidental), visto ser o mais indicado tendo em conta a localização das zonas portuguesas.

Capítulo 5

Geoquímica de Isótopos Estáveis de Carbono

5. Geoquímica de Isótopos Estáveis de Carbono

5.1. Introdução

O estudo dos isótopos estáveis de carbono em matéria orgânica (C_{org}) e carbonatos marinhos (C_{carb}) tem vindo a ser, nos últimos anos, uma mais-valia para a compreensão das alterações climáticas que se têm verificado no planeta desde a sua formação permitindo, igualmente, efetuar reconstruções paleoambientais e paleoclimáticas (Kaljo *et al.*, 1997; Stricanne *et al.*, 2006; Lehnert *et al.*, 2007; Bergstrom *et al.*, 2008; Calner, 2008; Eriksson e Calner, 2008; Vecoli *et al.*, 2009). A escassa informação que existe sobre esta temática quando aplicada a sucessões estratigráficas do Paleozóico (Ordovícico, Silúrico e Devónico), em Portugal, foi uma motivação para tentar implementar este método, numa das primeiras tentativas para melhor caracterizar e conhecer as alterações globais e, os paleoambientes que vigoraram durante este intervalo de tempo, na ZCI e ZOM.

O capítulo irá iniciar-se com uma introdução teórica sobre a geoquímica de isótopos estáveis de carbono, seguindo-se a descrição e interpretação dos resultados obtidos nos perfis quimiostatigráficos analisados nas ZCI e ZOM.

5.2. O Ciclo Global do Carbono

O Ciclo do Carbono é essencial para a manutenção da vida e do clima na Terra e, quando abordado na sua globalidade, traduz-se por um delicado equilíbrio que se mantém entre os seus diferentes reservatórios (biosfera, oceanos, atmosfera, solos e litosfera).

O tipo de amostras analisadas neste estudo (xistos negros do Paleozoico inferior), implica que o ciclo do carbono tenha de ser abordado segundo uma escala temporal muito grande, envolvendo não só o ciclo de carbono de pequena escala, que abrange a dinâmica entre biosfera, oceanos, atmosfera e solos, como, o ciclo global do carbono, onde a interação com a litosfera se torna uma das principais componentes a se ter em conta (Berner, 2004). Ao longo de milhões de anos, a dinâmica que se estabeleceu na transferência do carbono entre os diversos reservatórios e a litosfera foi responsável pelas alterações climáticas mais intensas que se conhecem (Crowley e Berner, 2001). Segundo estes autores, no passado, mudanças no ciclo global do carbono que envolveram a libertação deste elemento sequestrado na litosfera, levaram ao aumento do CO_2 atmosférico para níveis 10 vezes superiores. Esta situação depreende-se com o facto de que a percentagem de carbono que se encontra sequestrada na litosfera ser superior à percentagem presente em todos os outros reservatórios juntos (oceanos, atmosfera, biosfera e solos) (Berner, 2004).

Embora a quantidade de CO_2 presente na atmosfera seja controlada pelos processos dinâmicos que se estabelecem entre a atmosfera e os oceanos e, a atmosfera e a biosfera numa escala temporal pequena, em última análise, o nível de concentração de CO_2 na atmosfera é determinado pelos processos geológicos que ocorrem no nosso planeta ao longo de milhões de anos. A quantidade de carbono libertada através da meteorização das rochas das áreas continentais, conjuntamente com os processos vulcânicos, metamórficos e de diagénese, é contrabalançada pela taxa de enterramento de carbono nos sedimentos das bacias sedimentares continentais e marinhas, e nas zonas de subducção, sob a forma de carbonatos ou, carbono orgânico incorporado nas rochas, influenciando, desta forma, o ambiente e o clima na Terra (Kump e Arthur, 1999; Berner, 2004; Holmén, 2006) (fig. 5.1).

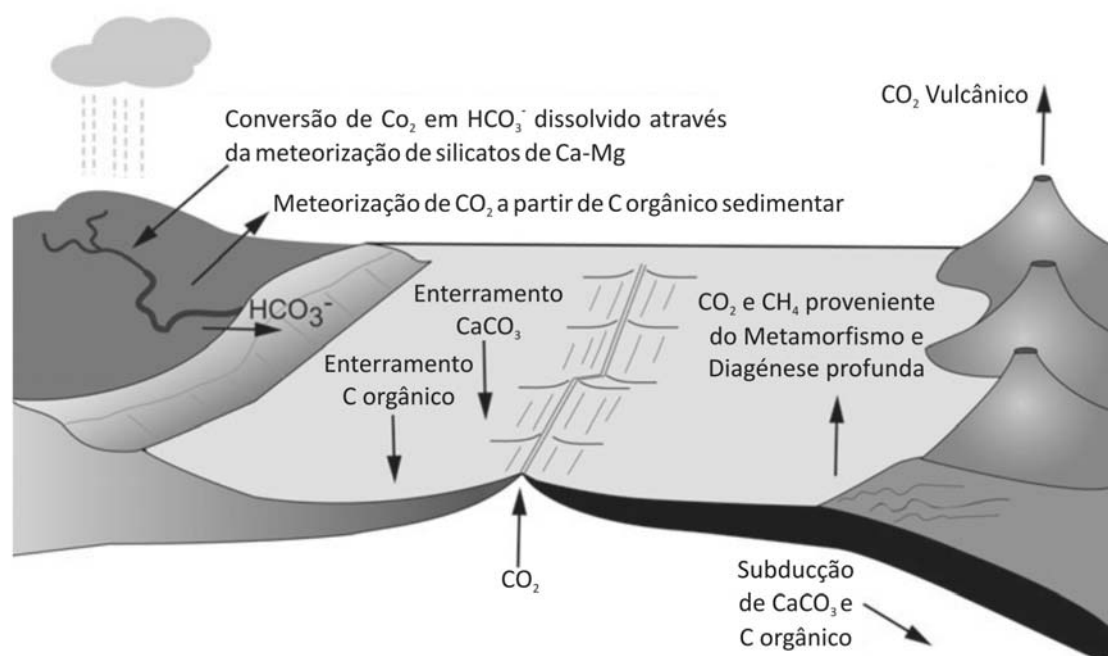


Figura 5.1. Ciclo Global do Carbono (Adapt. Berner, 2004).

5.2.1. Isótopos Estáveis de Carbono

O carbono pode ocorrer em diferentes estados na natureza, podendo ser encontrado na forma elementar (*e.g.* grafite e diamante); na forma oxidada, através de compostos inorgânicos (*e.g.* CO_2 ; CO; carbonatos) e, na forma reduzida, mediante compostos orgânicos (*e.g.* plantas, animais) (Holmén, 2006). Já ao nível atómico este elemento apresenta sete isótopos, dos quais apenas dois se revelam estáveis na natureza não apresentando propriedades radioativas (^{12}C e ^{13}C) (Rosman e Taylor, 1998; Holmén, 2006). O ^{12}C é o

isótopo de carbono mais abundante na natureza, constituindo cerca de 99% do carbono presente no mundo natural. Já o isótopo de ^{13}C aparece em percentagens muito inferiores ($\approx 1\%$) na natureza (Holmén, 2006; Hoefs, 2009; Borges, 2012).

O estudo da diferença na composição isotópica entre estes dois isótopos veio a revelar-se um importante meio, para quantificar as taxas de troca entre os principais reservatórios do ciclo global de carbono pois, observam-se diferenças significativas das proporções destes dois isótopos nos diferentes reservatórios de carbono (Rosman e Taylor, 1998; Holmén, 2006). As variações isotópicas existentes são causadas por processos de fracionamento que dependem de processos físicos, químicos e biológicos (Holmén, 2006; Hoefs, 2009). A abundância e composição isotópica dos diferentes isótopos de carbono presentes em cada reservatório, é dada pela razão isotópica $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ (Berner, 2004; Holmén, 2006; Hoefs, 2009; Borges, 2012).

Como os átomos de carbono sofrem fracionamento à medida que vão percorrendo os diferentes reservatórios, qualquer alteração no tamanho e volume de cada um dos componentes que constituem os reservatórios fica registada, podendo ser quantificada a abundância destes dois isótopos, presentes nos reservatórios ao longo do tempo geológico (Kump e Arthur, 1999; Berner, 2004; Holmén, 2006; Hoefs, 2009).

A variação na composição dos isótopos de carbono é definida, convencionalmente, pela seguinte fórmula:

$$\delta^{13}\text{C} = \left(\frac{\text{Razão isotópica na amostra}}{\text{Razão isotópica no padrão}} - 1 \right) \times 10^3$$

Os valores de $\delta^{13}\text{C}$ indicam a relação entre a razão isotópica $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ presente na amostra em análise, e os valores dessa mesma razão segundo um padrão internacional de referência, sendo o resultado final expresso em “partes por mil” (‰) (Berner, 2004; Holmén, 2006; Allègre, 2008; Hoefs, 2009; Borges, 2012). O padrão de referência utilizado atualmente, corresponde ao padrão inorgânico de carbonato VPDB (Vienna Pee Dee Belemnite), calibrado para o valor original do padrão PDB (carbonato inorgânico), que hoje em dia se encontra esgotado (Peters *et al.*, 2004).

O valor de $\delta^{13}\text{C}$ é negativo pelo fato de o padrão utilizado (VPDB) possuir uma quantidade maior de ^{13}C que a grande maioria dos compostos orgânicos presentes nos reservatórios. Em termos gerais pode referir-se que quanto mais positivos forem os valores de $\delta^{13}\text{C}$, mais rica é

a amostra no isótopo pesado (^{13}C) quando comparada com o valor do padrão (Holmén, 2006; Allègre, 2008). Efetivamente, o processo fotossintético utilizado pelo fitoplâncton e pelas plantas promove a captura do isótopo leve de carbono (^{12}C), presente quer nas águas superficiais, quer na atmosfera. Raciocinando à escala do tempo geológico, os organismos fotossintéticos quando se depositam, por exemplo, no fundo dos oceanos promovem o enterramento de parte do carbono ^{12}C existente nos oceanos pois, se existirem condições de preservação da matéria orgânica, o ^{12}C fica sequestrado nos sedimentos marinhos (Marshall, 1992).

Os valores das razões isotópicas de carbono podem ser medidos em duas situações: a partir de minerais contidos em rochas (carbonatos), sendo essa razão definida como $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$, ou então, a partir da matéria orgânica contida nas rochas (*e.g.* sedimentos ou rochas ricas em matéria orgânica), passando a razão a ser definida como $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$. Ambos os registos fornecem informações que permitem correlacionar as variações do ciclo global de carbono com, variações nos paleoambientes, paleoceanos e na biomassa ao nível global e local, correspondendo a uma importante ferramenta para compreender o passado da Terra e as suas mudanças globais (Lécuyer e Paris, 1997; Kump e Arthur, 1999; Rodrigues, 2005).

Uma grande parte dos estudos direcionados para a obtenção de registos de isótopos de carbono estáveis têm vindo a ser realizados em rochas carbonatadas (*e.g.* Wang *et al.*, 1993; Samtleben *et al.*, 1996, 2000; Kaljo *et al.*, 1997, 2003; Saltzman, 2001; Lehnert *et al.* 2003; Cramer e Saltzman, 2005; Stricanne *et al.*, 2006; Eriksson e Calner, 2008). Entre outras aplicações, estes estudos têm vindo a assumir-se como uma importante ferramenta de correlação global ao nível estratigráfico, principalmente quando correlacionados com a biostratigrafia, devido à forte correlação existente entre as excursões positivas de $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ e os bioeventos de extinção que se conhecem ao nível global (*e.g.* Bergstrom *et al.*, 2008; Calner, 2008; Eriksson e Calner, 2008; De Santis e Brett, 2011; Manda *et al.*, 2012). Mais recentemente, tem vindo a ser dada uma particular atenção aos estudos de $\delta^{13}\text{C}$ em carbono orgânico ($\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$), muitos deles associados ao estudo da matéria orgânica proveniente de rochas sedimentares argilosas e, não só, da matéria orgânica presente em rochas carbonatadas (*e.g.* Wang *et al.*, 1997; Lécuyer e Paris, 1997; Kump e Arthur, 1998; Kaiser *et al.*, 2006; Challands *et al.*, 2009; Fan, *et al.*, 2009; Vecoli *et al.*, 2009; Yan *et al.*, 2009; Delabroye e Vecoli, 2010).

5.3. Isótopos Estáveis de Carbono Orgânico e Interpretações Paleoambientais

Os perfis de $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ obtidos neste estudo, resultam da medição dos isótopos a partir da matéria orgânica contida nas rochas, neste caso, contida nas amostras de xistos recolhidas a partir das secções estudadas.

Os registos de $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ obtidos a partir de sedimentos marinhos antigos fornecem informações sobre a origem e a evolução da vida, constituindo-se como uma ferramenta importante para avaliar bioeventos relacionados com a produção ou extinção da biomassa do planeta ao longo do tempo geológico e que, por exemplo, poderão resultar de perturbações climáticas globais, grandes erupções vulcânicas ou, variações do nível eustático. Simultaneamente, a análise dos registos de $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ pode fornecer importantes marcadores para o estabelecimento de correlações estratigráficas ao nível global, constituindo-se como uma importante mais-valia para a área da estratigrafia (Lécuyer e Paris, 1997; Fan *et al.*, 2009).

São diversos os modelos que atualmente tentam integrar as informações provenientes dos registos de isótopos de carbono orgânico obtidos, no entanto, para uma correta análise dos resultados são diversas as variáveis que devem ser tidas em conta para as interpretações paleoambientais e paleoclimáticas como, por exemplo, bioeventos conhecidos, tipo de fácies, circulação de correntes oceânicas, paleolatitudes, nível do mar, biostratigrafia, níveis de salinidade ou mesmo, tipo de matéria orgânica analisada (terrestre e marinha) (e.g. Pope e Steffen, 2003; Bjerrum *et al.*, 2006; Page *et al.*, 2007).

Neste estudo, a análise dos perfis de isótopos de carbono obtidos vão, essencialmente, abordar e correlacionar aspetos relativos ao enterramento de ^{12}C (biomassa) nos sedimentos, ao conteúdo de carbono orgânico presente nas amostras, ao tipo de fácies observado, ao nível do mar e, aos bioeventos reconhecidos, numa tentativa de fornecer mais informações que possam auxiliar na interpretação e identificação de mudanças paleoambientais e paleoclimáticas.

Sumariamente, começando pelos princípios básicos necessários para a interpretação dos resultados, a concentração de matéria orgânica presente nas rochas depende, em termos gerais, de dois fatores: 1) da quantidade de matéria orgânica (MO) disponível no meio ambiente para poder sofrer enterramento; 2) do tipo de ambiente deposicional condicionante da sua preservação (Challands *et al.*, 2009). Passando à análise de cada fator:

1) Uma das principais fontes de matéria orgânica presente nos sedimentos marinhos corresponde ao fitoplâncton com paredes orgânicas (e.g. algas) que prosperam na zona fótica dos oceanos. Por sua vez, as plantas terrestres podem, igualmente, ser uma importante fonte

de contribuição para a matéria orgânica preservada nas rochas sedimentares (*e.g.* esporos e pólenes), principalmente a partir do Devónico (Rodrigues, 2005).

Os diferentes tipos de MO (terrestre e marinha) presentes nas rochas podem alterar os sinais isotópicos obtidos. No entanto, para rochas de idades anteriores ao Devónico não existem registos da existência de vasta vegetação terrestre (Challands *et al.*, 2009). Tendo em conta as idades das amostras analisadas neste estudo (Ordovícico e Silúrico), a MO presente nas rochas do Ordovícico pode ser considerada como maioritariamente constituída por MO de origem marinha (Challands *et al.*, 2009), o que se veio a verificar com a análise dos palinomorfos realizada. Já as rochas Silúricas analisadas, podem ter alguma influência de material terrestre, evidenciada pela presença de criptosporos e esporos nas amostras, o que pode residualmente, alterar os valores de $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$.

Em termos de produtividade de biomassa, as percentagens de carbono orgânico presentes nas rochas fornecem informações relativas à produtividade primária, sendo mais fiáveis para este indicador do que os valores de $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ pois, a eficiência no enterramento do carbono apenas pode ser representativo da produtividade quando o nível de oxigénio e a taxa de enterramento no ambiente de preservação, forem inequivocamente constantes (Challands *et al.*, 2009). Sempre que possível, os perfis dos isótopos de carbono obtidos irão ser comparados com os perfis de percentagem de carbono orgânico presente nas amostras, numa tentativa sumária de relacionar ambos os dados. No entanto, esta correlação vai ser feita com algumas reservas visto os valores de percentagem de carbono orgânico presente nas rochas poderem, mais facilmente, ser afetados por fatores diagenéticos, de metamorfismo e de alteração meteórica.

2) A eficiência no enterramento do carbono é controlada pela quantidade de oxigénio presente nos sedimentos, assim como, pela sua taxa de enterramento (Challands *et al.*, 2009). Enquanto forma reduzida de carbono, a matéria orgânica (MO) é quimicamente instável em condições aeróbicas de deposição, sendo rapidamente degradada em ambientes oxigenados. Desta forma, apenas uma percentagem da MO fica preservada nos sedimentos, passando a ser incorporada nas rochas (Rodrigues, 2005).

A percentagem de oxigénio presente nos sedimentos pode ser facilmente modificada, por exemplo, em função da profundidade da coluna de água, das correntes oceânicas (correntes de *upwelling*) ou, pelo aumento/diminuição do nível do mar (Challands *et al.*, 2009), constituindo-se como uma variável de grande importância para a preservação da matéria orgânica. A análise das litofácies, conjuntamente com os registos de $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ e, quando

possível, da percentagem de carbono orgânico presente nas rochas, pode demonstrar essa mesma volatilidade na preservação da matéria orgânica (Challands *et al.*, 2009).

No próximo subcapítulo e, tendo em conta o referido nos parágrafos anteriores, numa tentativa de extrair o máximo de informação paleoambiental e paleoclimática dos registos de $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$, irão ser tidas em conta diversas variáveis (nível do mar, bioeventos de extinção, litofácies, biostratigrafia e percentagem de carbono orgânico presente nas rochas) para análise e interpretação dos resultados.

5.4. Descrição e Análise dos Resultados

A implementação desta metodologia levou à preparação e análise de 199 amostras. No entanto, neste estudo apenas os perfis que apresentam uma melhor resolução, conjuntamente com um melhor controlo estratigráfico serão analisados pois, só assim, os resultados obtidos podem ser interpretados com maior confiança.

No total irão ser descritos e interpretados os resultados obtidos num perfil da ZCI (Dornes) e, em dois perfis da ZOM (Barrancos), encontrando-se os resultados obtidos para todos os perfis na tabela 5.1.

Tabela 5.1. Valores de $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ e conteúdo de carbono orgânico presente nas amostras recolhidas nas três secções analisadas.

Perfil I - Ponte de Vale da Ursa			Perfil I - Monte do Carreba			Perfil VIII - Eiras Altas		
Amostra ref.	$\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ (‰) VPDB	C _{org} (wt%)	Amostra ref.	$\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ (‰) VPDB	C _{org} (wt%)	Amostra ref.	$\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ (‰) VPDB	C _{org} (wt%)
191	-28,07	0,73	401	-25,08	0,14	558	-27,50	
190	-27,72	0,43	400	-25,04	0,17	557	-28,62	0,36
189	-26,83	0,29	399	-24,91	0,17	556	-28,38	0,69
188	-27,78	0,25	398	-24,12	0,13	555	-24,21	0,03
187	-28,26	0,37	397	-25,71	0,15	553	-27,99	0,66
185	-27,83	0,33	396	-25,88	0,11	552	-24,88	0,09
184	-27,14	0,28	395	-23,76	0,06	551	-25,93	0,08
183	-28,08	0,42	394	-23,09	0,05	550	-28,16	0,23
182	-27,52	0,32	393	-24,36	0,05	549	-25,42	0,09
181	-28,18	0,46	392	-24,84	0,06	548	-26,33	0,10
180	-27,59	0,33	391	-23,33	0,06	547	-27,63	0,07
179	-27,59	0,29	390	-24,82	0,05	546	-26,16	0,06
178	-27,24	0,31	389	-24,50	0,05	545	-25,85	0,09
177	-27,53	0,30	388	-25,71	0,12	544	-26,27	
176	-27,54	0,37	387	-25,84	0,22	543	-27,49	
175	-28,27	0,44	386	-25,12	0,06	542	-28,49	
174	-28,59	0,55	385	-25,74	0,05	541	-30,18	1,17
173	-28,32	0,42	383	-22,73	0,13	540	-29,84	0,78
172	-28,77	0,63	382	-23,98	0,06	539	-27,00	0,12
171	-28,58	0,49	380	-25,57	0,06	538	-27,23	
170	-28,81	0,52	378	-24,73	0,07	537	-27,30	0,21
169	-28,69	0,45	376	-23,69	0,06	536	-26,16	0,24
168	-28,24	0,45	375	-23,35	0,08	535	-23,90	0,07
167	-28,43	0,41	372	-24,26	0,07	534	-25,28	0,26
166	-28,28	0,49	371	-24,13	0,07	533	-25,81	
165	-28,60	0,59	370	-25,10	0,10	532	-25,78	0,15
164	-27,84	0,37				531	-26,70	
163	-28,95	0,59				530	-27,21	
162	-28,34	0,38				529	-27,44	0,17
161	-28,46	0,44				528	-27,33	0,17
160	-28,62	0,50				527	-27,07	0,21
159	-28,88	0,63				526	-25,59	0,16
158	-28,85	0,56				523	-25,72	0,10
157	-28,43	0,38				522	-24,74	
156	-28,37	0,51				521	-25,51	0,11
						520	-26,38	0,11
						518	-25,43	0,10
						517	-26,16	0,06
						516	-26,15	
						514	-25,12	
						513	-26,06	0,25
						512	-25,95	

Por último, na interpretação dos resultados torna-se imprescindível a consulta da figura 5.2, para uma melhor compreensão destes.

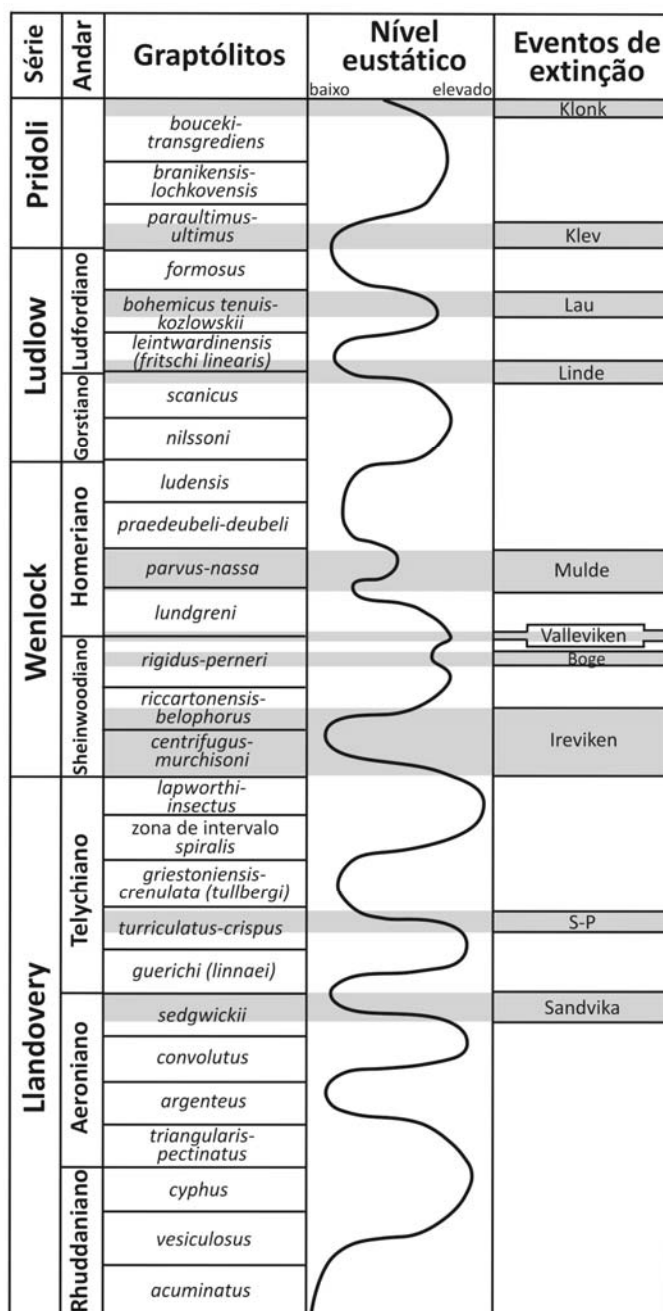


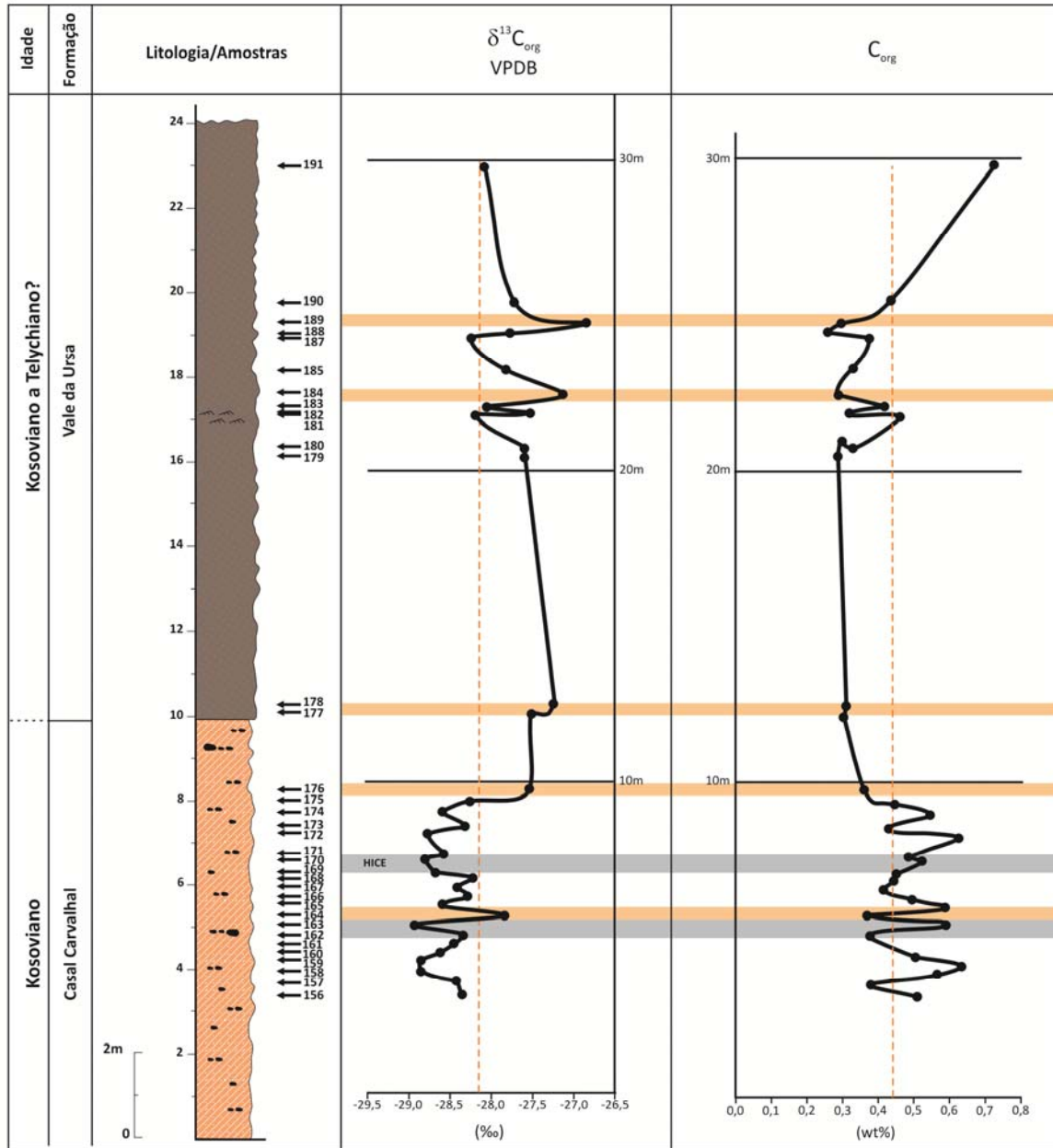
Figura 5.2. Esquema correlativo das biozonas de graptólitos, do nível eustático e, dos eventos de extinção durante o Silúrico (Adapt. Calner, 2008).

5.4.1. Zona Centro-Ibérica

5.4.1.1. Dornes – Perfil I (Ponte de Vale da Ursa)

Neste perfil foram recolhidas e analisadas 57 amostras pertencentes à parte superior da Formação Casal Carvalhal (Hirnantiano), Formação Vale da Ursa (Silúrico inferior) e, parte

inferior da Formação Foz da Sertã (Silúrico). Das 57 amostras analisadas, apenas 35 forneceram valores válidos, correspondendo às amostras recolhidas nas Formações Casal Carvalhal e Vale da Ursa (base). Estes resultados encontram-se projetados nos perfis presentes na figura 5.3, assim como, na tabela 5.1.



Legenda:

- Siltitos areníticos com clastos
- Quartzitos com raras e finas intercalações de siltitos
- Ripples
- Excursões positivas de $\delta^{13}C_{org}$
- Excursões negativas de $\delta^{13}C_{org}$

Figura 5.3. Coluna estratigráfica do perfil Ponte de Vale da Ursa, na região de Dornes (ZCI) e, resultados de $\delta^{13}C_{org}$ e C_{org} obtidos nas amostras analisadas. Os bioeventos globais de extinção possíveis de correlacionar encontram-se indicados.

O perfil encontra-se controlado do ponto de vista estrutural e biostratigráfico, tendo sido identificadas diversas biozonas de graptólitos. Na parte inferior do corte, aos diamictitos da Formação de Casal Carvalho é atribuída uma idade do Hirnantiano, por correlação litológica e estrutural com outras unidades. Por sua vez, nos níveis pelíticos intercalados entre as bancadas quartzíticas da Fm. Vale da Ursa, localizados na pedreira abandonada (fig. 5.3, secção 2), foram identificados exemplares de graptólitos ?*Climacograptus* e ?*Glyptograptus*, do Rhuddaniano (Cooper, 1980; Oliveira *et al.*, 2000). Visto as amostras analisadas nesta formação, se encontrarem imediatamente abaixo do local onde foi definida esta biozona, pode inferir-se que essas amostras poderão ter uma idade compreendida entre o Kosoviano superior e o Rhuddaniano.

Os valores de $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ obtidos para este perfil definem um valor médio de -28,15‰ ($\eta = 35$), correspondendo os valores negativos máximos e mínimos de $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ a -26,83‰ e, -28,95‰, respetivamente. Os valores de carbono orgânico presentes nas rochas apresentam um valor médio de 0,44 (wt %) ($\eta = 35$), possuindo um valor máximo de 0,73 (wt%) e, um valor mínimo de 0,25 (wt%).

Ao analisar o perfil de $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ observa-se, na secção inferior (Fm. Casal Carvalho), uma tendência negativa generalizada, sendo possível reconhecer duas excursões negativas (1^a: valor mínimo de -28,95‰, com magnitude de 0,8‰; 2^a: valor mínimo de -28,81‰, com magnitude de 0,66‰). Estas duas excursões são intercaladas por duas excursões positivas, possuindo a primeira delas um valor de -27,84‰, com magnitude de 0,31‰, e a segunda, um valor de -27,54‰, com magnitude de 0,61‰. É de realçar que a segunda excursão positiva presente no perfil de $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$, localiza-se na passagem entre a Fm. Casal Carvalho (Ordovício terminal - Kosoviano) e a Fm. Vale da Ursa (Silúrico inferior).

As amostras da Fm. Vale da Ursa registam uma tendência positiva generalizada, sendo possível observarem-se três excursões positivas de $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$, com valores de -27,24‰, -27,14‰ e -26,83‰, que correspondem a excursões com magnitudes de 0,91‰, 1,01‰ e 1,32‰.

Relativamente ao perfil indicativo da percentagem de carbono orgânico presente nas rochas, este apresenta uma tendência simétrica generalizada quando comparado com perfil de $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$. Esta tendência pode ser explicada pelo facto de, na generalidade, quanto mais elevado for o conteúdo de carbono orgânico presente nas rochas, mais elevada será a percentagem de enterramento de ^{12}C nos sedimentos.

Analisando a situação do ponto de vista paleoambiental, a uma escala local, observam-se duas grandes tendências (uma negativa e outra positiva) que se encontram separadas por uma excursão positiva evidente nos valores de $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ aquando da passagem dos sedimentos de idade Ordovícica para os sedimentos de idade Silúrica.

Nas amostras da Fm. Casal Carvalhal observa-se uma tendência negativa, indicativa de uma taxa elevada de enterramento de ^{12}C nos sedimentos. Por sua vez, nas amostras da Fm. Vale da Ursa observa-se uma tendência positiva generalizada, indicativa de valores de $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ menos negativos. Estes dados são apoiados pelo conteúdo de carbono presente nas rochas pois, o seu teor diminui.

A tendência mais negativa evidenciada para os valores de $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ obtidos nas amostras de idade Ordovícica, cujo valor mais negativo foi indicado como o pico da excursão negativa e corresponde ao representado na figura 5.3, indica que terá existido um aumento no enterramento de carbono orgânico nos sedimentos no final do Ordovícico. Por sua vez, se durante a sedimentação, os níveis de oxigénio e a taxa de enterramento se tivessem mantido constantes, os valores de $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ obtidos não seriam tão variáveis. Tal como se pode observar, apesar da tendência negativa manifestamente demonstrada, a inconstância dos valores verificados nas amostras desta idade, poderão ser indicativos de mudanças nos ambientes de deposição ocorridos ao nível local, possivelmente sazonais, e relacionadas com o recuo e avanço das calotes glaciares. Os sedimentos depositados na ZCI durante o Ordovícico terminal, seriam alimentados a partir da calote glacial que se encontrava sobre o Pólo Sul (centro do continente Gondwana) (Oliveira *et al.*, 1992a; Oliveira *et al.*, 2000; Ribeiro, 2013b). Esta situação poderia promover alterações no nível da água do mar, na percentagem de oxigénio presente nas águas, na temperatura e salinidade, na circulação das correntes oceânicas, entre outros, influenciando a produtividade dos ecossistemas, assim como, a taxa de enterramento do carbono, permitindo explicar um registo tão variável, observado nos valores dos perfis de $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ e no conteúdo de carbono orgânico ao nível local (Challands *et al.*, 2009).

Já a Fm. Vale da Ursa, é constituída por alternâncias de bancadas de quartzitos impuros possantes, com níveis pelito-areníticos escuros intercalados, sendo possível observar-se, em algumas das bancadas, nódulos de marcassite e estruturas sedimentares (*e.g.* camadas amalgamadas, marcas de *ripples*, estratificação cruzada e paralela).

A alteração de fáceis observada na passagem do Ordovícico para o Silúrico indica que ocorreu uma modificação nos ambientes de deposição, passando-se de condições glaciares para um ambiente menos profundo, onde se poderia verificar a influência de um ambiente de

deposição mais rico em oxigênio, que poderia afetar a taxa de enterramento de ^{12}C nas rochas, diminuindo a percentagem de enterramento. Com um maior aumento de oxigênio na bacia deposicional, ocorre uma maior degradação da MO (Challands *et al.*, 2009), o que poderá explicar os valores menos negativos de $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ observados no perfil, assim como, os baixos valores de conteúdo de carbono orgânico presente nestas amostras (fig. 5.3).

Extrapolando estes dados para um registo global, na fase final do Kosoviano (= Hirnantiano) é reconhecida a existência de uma das maiores extinções em massa dos organismos marinhos, designada por HICE (*Hirnantian Isotope Positive Excursion*). Este evento é demonstrado por uma marcada excursão positiva nos valores de $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$, (*e.g.* Bergstrom *et al.*, 2008; Calner, 2008; Eriksson e Calner, 2008). A ocorrência desta extinção em massa global, pode ter afetado os ecossistemas desta região, observando-se os seus efeitos na tendência negativa verificada para os valores de $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ obtidos para as amostras do Ordovícico. Com a extinção da biomassa, terá existido um aumento no enterramento de carbono orgânico nos sedimentos, corroborando o registo obtido no perfil.

Por sua vez, no topo do Kosoviano é reconhecida a existência de um abaixamento global do nível eustático, mantendo-se esse nível durante o Rhuddaniano inferior (*e.g.* Bergstrom *et al.*, 2008; Calner, 2008) (fig. 5.2). Os dados globais apoiam a análise descrita anteriormente, nomeadamente, corroborando a modificação observada ao nível das litofácies, assim como, os valores de $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ e de conteúdo de carbono orgânico registados nos perfis obtidos. Associada à diminuição do nível global das águas do mar, deve ser tida em conta que, a taxa de biomassa presente nos oceanos após o evento HICE devia ser baixa, encontrando-se os ecossistemas ainda em recuperação. Desta forma, a inexistência de biomassa disponível para enterramento pode, também, constituir-se como uma explicação válida para a tendência positiva que se observa no perfil de $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$.

5.4.2. Zona de Ossa-Morena

5.4.2.1. Barrancos

Os dois perfis analisados nesta região, abrangendo todo o Silúrico, possuem o mesmo contexto deposicional. Fazendo parte de um mar epicontinental, as condições de sedimentação nesta região desde o final do Ordovícico até ao Silúrico médio, teriam sido constantes, estando sob a influência de condições de deglaciação. No final do Ordovícico o

aumento do nível médio do mar, condicionou a deposição dos sedimentos em condições euxínicas. Por sua vez, a partir do Silúrico superior os ambientes de deposição começaram a mudar, passando a refletir ambientes mais superficiais de sedimentação (Oliveira *et al.*, 1992a; Piçarra, 2003).

5.4.2.1.1. Perfil I – Monte do Carreba

Neste perfil foram recolhidas e analisadas 35 amostras pertencentes à parte superior da Formação Colorada (?Ordovícico Superior/Silúrico inferior?), constituída por quartzitos, e à Formação Xistos com Nódulos (Silúrico), constituída por intercalações de xistos negros carbonosos com liditos, estes últimos mais abundantes para a sua base. Das 35 amostras analisadas apenas 26 forneceram valores considerados válidos. Estes resultados encontram-se descritos na tabela 5.1 e, estão projetados nos perfis presentes na figura 5.4.

O perfil litostratigráfico é constituído por três secções, tal como descrito no capítulo anterior e, a sequência estratigráfica neste local encontra-se controlada por macrofauna, nomeadamente, com recurso a biozonas de graptólitos (Piçarra, 2000). Na secção 1a foram identificados graptólitos das Biozonas *Lituiograptus convolutus* e *Demirastrites triangulatus*, ambas do Aeroniano (Piçarra, 2000). Na segunda secção do perfil, secção 1b, localizada do lado oriental da estrada, o nível de base de referência corresponde ao primeiro nível fossilífero indicado pela biozona de graptólitos *Monoclimacis griestoniensis*, da parte média do Telychiano (Piçarra, 2000). Já no topo da segunda secção, foi identificada a Biozona *Cyrtograptus lundgreni* de idade Homeriano (Piçarra, 2000). A última secção estudada (secção 1c) localiza-se em continuidade com a secção 1b, embora do lado sudoeste da trincheira e, nesta secção foi identificada a Biozona de Graptólitos *Neodiversograptus ?nilssoni*, do Gorstiano (Piçarra, 2000) (fig. 5.4).

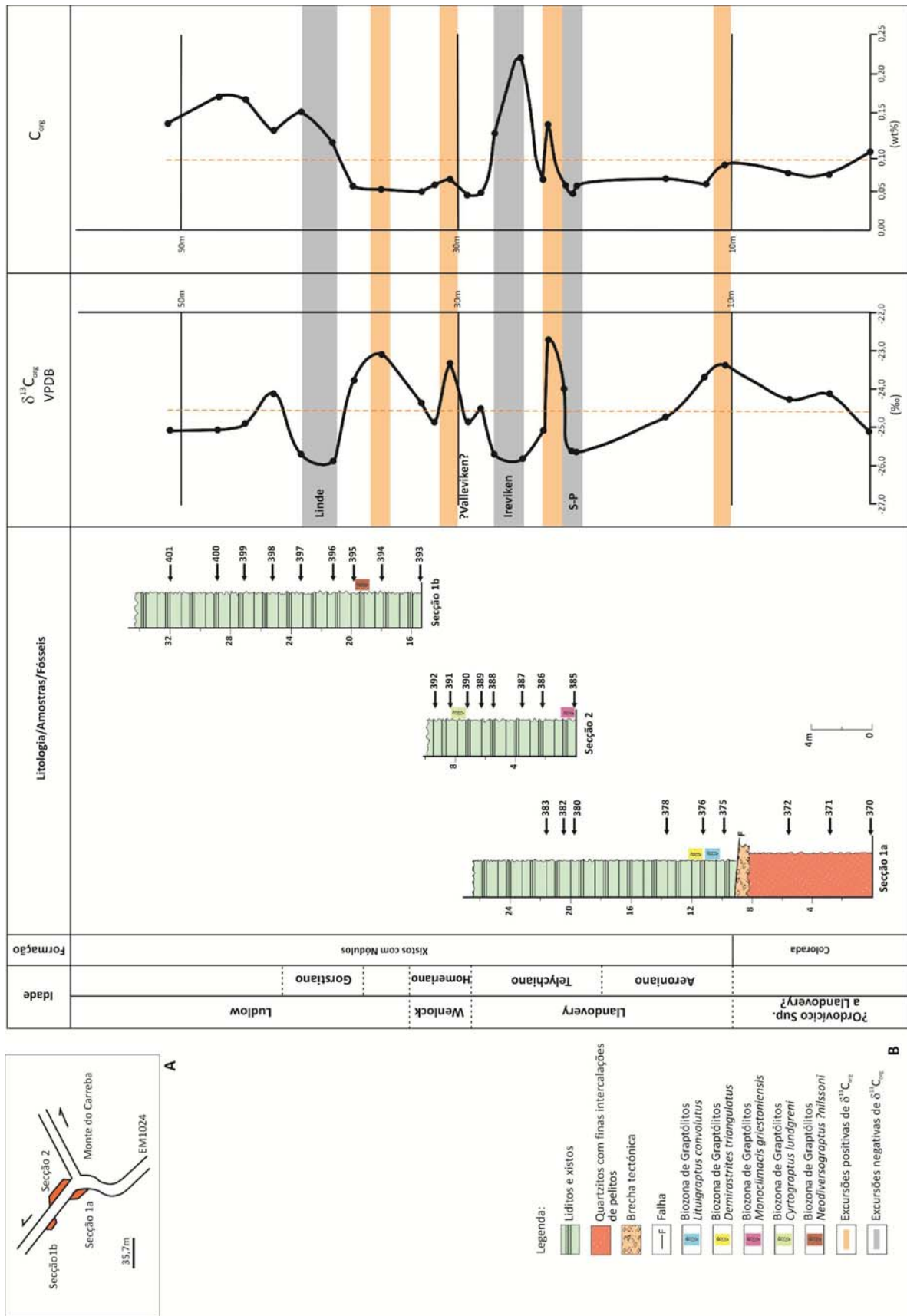


Figura 5.4. Coluna estratigráfica do perfil Monte do Carreba, na região de Barrancos (ZOM), e resultados de $\delta^{13}C_{org}$ e C_{org} obtidos nas amostras analisadas. Os bioeventos de extinção globais reconhecidos encontram-se assinalados na figura pelo respetivo nome.

Procedendo-se à análise dos resultados obtidos, os valores de $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ registados para este perfil definem um valor médio de -24,59 ‰ ($\eta = 26$), correspondendo os valores negativos máximos e mínimos de $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ a -22,73‰ e, -25,88‰, respetivamente. Já os valores de carbono orgânico presente nas rochas, apresentam um teor médio de 0,09 (wt%) ($\eta = 26$), atingindo um valor máximo de 0,22 (wt%) e, um valor mínimo de 0,05 (wt%) (tab. 5.1).

Analisando o perfil de $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ é possível observarem-se 4 excursões positivas com valores de -23.35‰ no Aeroniano, -22.73‰ na parte média do Telychiano, -23.33‰ no Homeriano e, -23,09‰ no Gorstiano. Estas excursões têm magnitudes respetivas de 1,24‰, 1,86‰, 1,26‰ e 1,5‰. Relativamente às excursões negativas, podem ser identificadas três, com valores de -25,57‰ na parte média do Telychiano, -25,84‰ entre a parte média do Telychiano e o Homeriano, e -25,88‰ a topo do Gorstiano, as quais possuem magnitudes de 0,98‰, 1,25‰, 1,29‰, respetivamente.

O perfil do conteúdo de carbono orgânico apresenta, na sua maioria, uma simetria, quando comparado com o perfil de $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$, no entanto, estes valores são bastante baixos, o que poderá indicar alteração dos conteúdos de carbono primários. Desta forma, este perfil deve ser interpretado com algumas reservas. Segundo Challands *et al.* (2009), a alteração termal e a meteorização podem afetar os valores primários de ^{13}C presentes nas rochas, assim como, o seu conteúdo em carbono. Desta forma, o metamorfismo pode ser uma das possíveis explicações para tão baixos teores de carbono orgânico observados neste perfil, assim como, no perfil seguinte (Perfil VIII – Eiras Altas).

Passando à análise dos resultados, tendo em conta os dados biostratigráficos presentes, é possível indicar que neste perfil grande parte do Silúrico se encontra representado, abrangendo sedimentos do Silúrico inferior (Aeroniano) a médio (Gorstiano). Ao analisar os resultados de $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ obtidos neste perfil, é evidenciada uma volatilidade local ao nível do ciclo do carbono, sendo reconhecidas diversas excursões positivas e negativas (fig.5.4). Tendo em conta o que se conhece dos ambientes deposicionais que existiam nesta região para o final do Ordovícico e o Silúrico médio, no qual as condições de sedimentação seriam constantes, observando-se condições euxínicas, as três excursões negativas registadas podem ser explicadas pela ocorrência de eventos de extinção nesta região, o que promoveria um maior enterramento de carbono ao nível da bacia.

Por sua vez, as excursões positivas registadas, podem ter diferentes causas. No caso da primeira excursão positiva observada no Aeroniano ($\delta^{13}\text{C}_{\text{org}} = -23.35‰$), esta pode ser

indicativa do stress a que os ecossistemas ainda estariam sujeitos após uma glaciação. Os ecossistemas da região deveriam ter estado sujeitos a condições que levaram à não proliferação de biomassa, podendo esta situação ser imputada a condições ambientais ainda relacionadas com a glaciação/deglaciação. Outra possível explicação, pode resultar do facto de ter acontecido algo de particular a nível local, que afetou os ecossistemas como, por exemplo, alterações nos ambientes de deposição. Esta última situação aparenta ser corroborada pelas litofácies (a base da Fm. Xistos com Nódulos apresenta maior abundância de intercalações de xistos negros carbonosos com liditos).

Já a excursão positiva registada no Telychiano médio ($\delta^{13}\text{C}_{\text{org}} = -22.73\text{‰}$), pode ter uma outra razão para a sua ocorrência. Uma menor deposição de carbono nos sedimentos pode estar relacionada com algum evento de extinção que tenha ocorrido anteriormente, e que possa ter afetado os ecossistemas daquela região. Ou seja, esta excursão seria indicativa da perda constante de biomassa no ecossistema, chegando a um ponto máximo onde não existiria biomassa suficiente ao nível dos ecossistemas, para estar disponível para enterramento.

No caso das duas excursões positivas consecutivas registadas no Homeriano ($\delta^{13}\text{C}_{\text{org}} = -23.33\text{‰}$) e no Gorstiano ($\delta^{13}\text{C}_{\text{org}} = -23,09\text{‰}$), poderá ter duas interpretações. Podem ser consequência de eventos de extinção que tenham ocorrido entre o Homeriano e o Gorstiano, a resolução dos dados pode não ter sido suficiente neste intervalo da sequência estratigráfica, para realçar esta excursão negativa no perfil. Outra hipótese, tendo em conta que não se observam grandes modificações nas litofácies, poderá estar relacionada com a existência de stress ambiental que tenha ocorrido ao nível local, e que tenha provocado uma diminuição da biomassa nos oceanos e consequente diminuição da taxa de enterramento.

Ao correlacionar os dados obtidos ao nível local, com os eventos conhecidos a nível global (fig. 5.2), a excursão negativa que se observa no Telychiano médio, (Biozona de graptólitos *Monoclimacis griestoniensis*) pode estar relacionada com um evento de extinção (Evento S-P). No entanto, segundo Calner (2008), a ocorrência global do Evento S-P está registada no topo da Biozona de graptólitos *turriculatus* (biozona imediatamente abaixo da biozona definida no perfil). Desta forma, os efeitos deste evento poderão ter-se feito sentir mais tarde nesta região.

A segunda excursão negativa, que se observa no perfil de $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$, embora não seja corroborada do ponto de vista biostratigráfico, poderá ter resultado do evento de extinção global Ireviken, ocorrido no início do Sheinwoodiano (fig. 5.2).

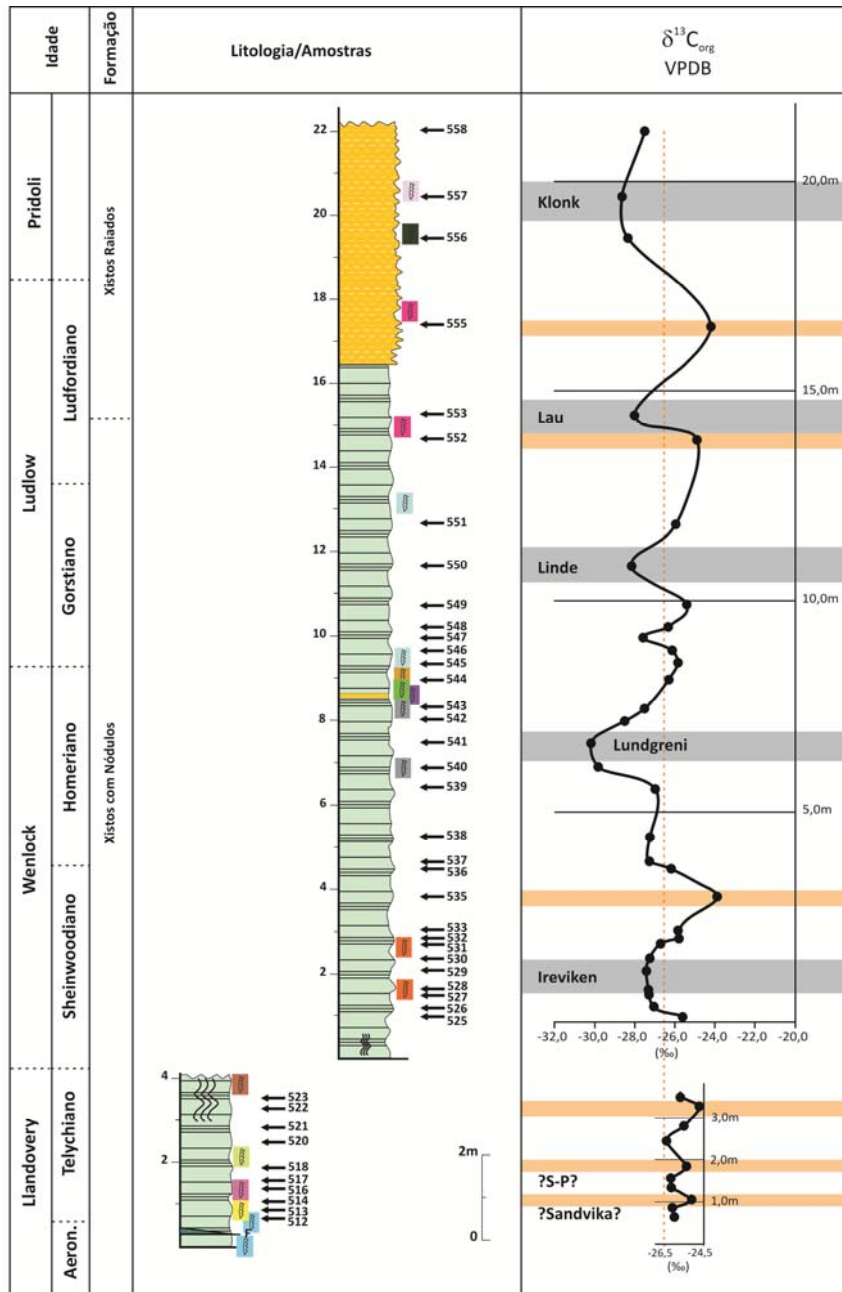
Relativamente às excursões positivas, no Homeriano regista-se a terceira excursão positiva deste perfil, correlacionada com a Biozona *Cyrtograptus lundgreni*. Esta excursão poderá estar relacionada com baixos valores da biomassa presente nos oceanos após o evento Valleviken de extinção, que ocorre na base desta biozona de graptólitos. Desta forma a taxa de enterramento do ^{12}C é afetada, visto a recuperação dos ecossistemas ser gradual.

Por último, é reconhecida uma excursão negativa dos valores de $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$, no topo do perfil, que poderá corresponder ao evento Linde de extinção. No entanto, esta informação não pode ser confirmada do ponto de vista biostratigráfico no perfil estudado.

5.4.2.1.2. Perfil VIII – Eiras Altas

Neste perfil foram recolhidas e analisadas 51 amostras pertencentes à Formação Xistos com Nódulos, constituída por intercalações de xistos negros carbonosos com liditos, e à base da Formação Xistos Raiados, constituída por alternâncias de xistos e psamitos cinzento escuros laminados, passando a bancadas de quartzitos finos. Das 51 amostras analisadas, 42 forneceram valores válidos, encontrando-se esses dados descritos na tabela 5.1 e, projetados no perfil quimiostratigráfico (fig. 5.5).

Tendo em conta que a topo da primeira secção se encontra uma faixa de liditos bastante afetada do ponto de vista tectónico, sendo difícil calcular a sua espessura, não é feita uma extrapolação da espessura para a base da segunda secção do perfil, sendo analisados os perfis independentemente. A primeira secção irá descrever alterações aos valores de $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$, essencialmente durante o Telychiano e, a segunda parte do perfil irá contemplar o restante período Silúrico (Sheinwoodiano, Homeriano, Gorstiano, Ludfordiano e Pridoli). Os perfis de conteúdo de carbono orgânico presente nas rochas não serão projetados pois, alguns dos valores são inferiores ao limite de sensibilidade dos instrumentos, não tendo sido registados. Mesmo assim, os valores detetados apresentam-se na tabela 5.1.



Legenda:

- Liditos e xistos
- a) nível do Evento Lundgreni
- Quartzitos
- Xistos e siltitos
- Dobras
- Falha
- Intervalo de Biozonas de Graptólitos *Demirastrites triangulatus* - *Lituigraptus convolutus*
- Biozona de Graptólitos *Rastrites linnaei*
- Biozona de Graptólitos *Monoclimacis griestoniensis*
- Intervalo Biozonas de Graptólitos *Streptograptus crispus* - *Oktavites spiralis*
- Biozona de Graptólitos *Oktavites spiralis*
- Intervalo de Biozonas de Graptólitos *Cyrtograptus centrifugus*-*Cyrtograptus ?murchisoni*
- Biozona de Graptólitos *Cyrtograptus lundgreni*
- Intervalo de Biozonas de Graptólitos *Pristiograptus parvus*-*Gothograptus nassa*
- Biozona de Graptólitos *Colonograptus? ludensis*
- Biozona de Graptólitos *Neodiversograptus nilssoni*
- Biozona de Graptólitos *Lobograptus scanicus*
- Intervalo de Biozonas de Graptólitos *Saetograptus leintwardinensis*-*Neocullograptus kozlowski*
- Intervalo de Biozonas de Graptólitos *Neocolonograptus parultimus*-*Neocolonograptus ultimus*
- Biozona de Graptólitos *Monograptus bouceki*
- Excursões positivas de $\delta^{13}C_{org}$
- Excursões negativas de $\delta^{13}C_{org}$

Figura 5.5. Coluna estratigráfica do perfil Eiras Altas, na região de Barrancos (ZOM) e, resultados de $\delta^{13}C_{org}$ obtidos nas amostras analisadas. Os bioeventos de extinção globais reconhecidos encontram-se assinalados na figura pelo respetivo nome.

Este perfil litológico é um dos mais bem estudados no sector de Estremoz-Barrancos, encontrando-se controlado do ponto de vista biostratigráfico e litológico (Piçarra, 2000). Na primeira secção do perfil foram identificadas diversas biozonas de graptólitos: intervalo de Biozonas *Desmirastrites triangulatus* – *Lituigraptus convolutus*, do Aeroniano; Biozona *Rastrites linnaei (guerichi)*, da parte basal do Telychiano; Biozona *Monoclimacis griestoniensis*, da parte média do Telychiano; intervalo de Biozonas *Streptograptus crispus* – *Oktavites spiralis*, do Telychiano e, Biozona *Oktavites spiralis*, da parte alta do Telychiano (Piçarra, 2000). Na segunda secção do perfil foram identificadas: intervalo de Biozonas de Graptólitos *Cyrtograptus ?centrifugos-Cyrtograptus ?murchison* da parte basal do Sheinwoodiano; Biozona *Cyrtograptus lundgreni*, da parte basal do Homeriano; intervalo *Pristiograptus parvus*–*Gothograptus nassa*, da parte média do Homeriano; Biozona *Colonograptus? ludensis*, da parte alta do Homeriano; Biozona *Neodiversograptus nilssoni*, da parte baixa do Gorstiano; Biozona *Lobograptus scanicus*, da parte alta do Gorstiano; intervalo entre as Biozonas *Saetograptus leintwardinensis* e *Neocucullograptus kozlowskii*, do Ludfordiano; Biozona *Neocolonograptus parultimus* – *Neocolonograptus ultimus*, do Pridoli basal; Biozona *Monograptus boucecki*, do Pridoli médio a superior (Piçarra, 2000).

Analisando os valores da primeira secção do perfil de $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$, registados para o Telychiano, estes definem um valor médio de -26,52‰ ($\eta = 42$), correspondendo os valores negativos máximos e mínimos nesta secção do perfil respetivamente a -24,74‰ e, -26,38‰.

Nesta secção é possível observarem-se 3 excursões positivas com valores de -25,12‰ na parte basal do Telychiano, -25,43‰ na parte média do Telychiano e, -24,74‰ na parte média a superior do Telychiano. Estas excursões têm magnitudes respetivas de 1,4‰, 1,09‰ e 1,78‰ (tab. 5.3).

As três excursões positivas observadas na primeira secção do perfil indicam uma diminuição no enterramento de carbono orgânico nos sedimentos. No Telychiano pode ter existido uma baixa quantidade de biomassa nos oceanos, ao nível local, que levaria a um menor enterramento de biomassa nos sedimentos. Os ecossistemas locais podem ter estado sujeitos a condições de *stress* bastantes elevadas que impediriam a sua recuperação durante este período.

Analisando os valores da segunda secção do perfil quimiostratigráfico, estes continuam a definir um valor médio de $-26,52\text{‰}$ ($\eta = 42$), correspondendo o valor máximo e mínimo de $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ a $-21,82\text{‰}$ e, $-30,18\text{‰}$.

Neste secção é possível observarem-se 3 excursões positivas, com valores de $-23,90\text{‰}$ na parte alta do Wenlock, $-24,88\text{‰}$ no limite Gorstiano/Ludfordiano e, $-24,21\text{‰}$ na parte basal do Ludfordiano. Estas excursões têm magnitudes respetivas de $2,62\text{‰}$, $1,64\text{‰}$ e $2,31\text{‰}$.

Relativamente às excursões negativas podem, igualmente, ser identificadas 5 excursões com valores de $-27,44\text{‰}$ na parte basal do Sheinwoodiano, $-30,18\text{‰}$ na parte média do Homeriano, $-28,16\text{‰}$ na parte média a alta do Gorstiano, $-27,99\text{‰}$ na parte basal do Ludfordiano e, $-28,62\text{‰}$ na parte basal do Pridoli. Estas excursões têm magnitudes respetivas de $0,92\text{‰}$, $3,66\text{‰}$, $1,64\text{‰}$, $1,47\text{‰}$ e $2,1\text{‰}$.

Tendo em conta que as condições de sedimentação entre o final do Ordovícico e o Silúrico médio, seriam condições euxínicas de sedimentação, as excursões negativas podem ser explicadas pela ocorrência de eventos de extinção nos ecossistemas desta região. Esta situação promoveria um maior enterramento de carbono ao nível da bacia, o que se refletiria nos picos mais negativos observados no perfil. Um dos eventos de extinção mais evidentes e, marcado na sucessão litológica, corresponde a um nível de cor ocre, com cerca de 20 cm de espessura, intercalado nos sedimentos da Fm. Xistos com Nódulos, correlacionado com o evento Lundgreni de extinção, no qual é reconhecida uma redução drástica dos taxa de graptólitos e radiolários (Lenz *et al.*, 2006; Calner, 2008).

Relativamente às duas primeiras excursões positivas registadas na segunda secção do perfil, poderão indicar uma baixa percentagem de biomassa existente nos oceanos, resultante de acontecimentos de stress ambiental locais que teriam ocorrido na região e poderiam ter afetado a percentagem de biomassa disponível no meio para enterramento. Por sua vez, a terceira excursão positiva que se observa no Ludfordiano, poderá ser explicada pela modificação dos ambientes de deposição. Nesta parte da sequência estratigráfica já se observam litologias que indicam uma menor profundidade de coluna de água (quartzitos finos), o que pode ter afetado a taxa de enterramento de ^{12}C , podendo a MO ter-se degradado mais facilmente num ambiente mais rico em oxigénio.

No período Gorstiano as pequenas flutuações, quer negativas, quer positivas, que se registam nos valores de $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$, poderão refletir variações locais e sazonais, ao nível das

condições ambientais, que afetariam a quantidade de biomassa disponível nos oceanos para enterramento.

Correlacionando os dados locais com os dados que se conhecem a nível global, as excursões negativas que se observam no conjunto do perfil quimiostratigráfico, poderão estar diretamente relacionadas com bioeventos globais de extinção. Assim, na parte basal do Sheinwoodiano, correspondendo à Biozona *Cyrtograptus centrifugos-Cyrtograptus purchisoni*?, a excursão negativa pode estar relacionada com o evento Ireviken de extinção, que ocorre durante esta biozona (fig. 5.1).

A excursão negativa que se observa no Wenlock, pode estar relacionada com o evento de extinção Lundgreni que, por sua vez, pode ter desencadeado o Evento Mulde de extinção global (fig. 5.1). Este evento pode ter sido consequência da extinção dos graptólitos e radiolários. A extinção da maioria dos taxa destes dois grupos fósseis pode ter originado interrupções na cadeia alimentar, influenciando os ecossistemas de tal forma que, promoveu uma extinção ao nível global.

No topo do Gorstiano a excursão negativa observada na Biozona *Lobograptus scanicus*, poderá corresponder ao evento de Linde de extinção, que ocorre no topo desta biozona. A excursão negativa observada no Ludfordiano (Intervalo de Biozonas *Saetograptus leintwardinensis-Neocucullograptus kozlowskii*), poderá corresponder ao evento Lau de extinção, que ocorre a topo da biozona de graptólitos *Neocucullograptus kozlowskii* (Calner, 2008).

A excursão negativa que ocorre na Biozona *Monograptus bouceki*, do Pridoli basal, aparenta estar relacionada com o Evento Klonk de extinção, ocorrido a topo desta biozona, no Pridoli superior.

Algumas das excursões positivas que se observam neste perfil poderão, igualmente, ser correlacionadas com a ocorrência de bioeventos de extinção. No entanto, devem ser abordadas como uma consequência destes eventos, tal como se fez referência anteriormente. As excursões poderão indicar a baixa percentagem de biomassa existente nos oceanos após a ocorrência de eventos de extinção globais, o que implicará um menor enterramento de carbono orgânico nos sedimentos.

Na primeira secção do perfil (Telychiano), os eventos de extinção não aparentam ter sido registados através de excursões negativas, apenas sendo registadas as excursões positivas, o que poderá ser interpretado de três maneiras: ou a resolução da amostragem não foi suficiente para marcar estes eventos; ou os bioeventos de extinção podem não ter tido grande influência

nesta região influenciando, apenas, uma diminuição da quantidade de biomassa disponível no meio, nesta região; pode, igualmente, ter ocorrido alteração hidrotermal nesta secção, promovida pelos diversos acidentes tectónicos observados nestes 3-4 m, o que pode ser a causa mais provável pois, o evento S-P aparece bem marcado no perfil quimiostratigráfico anterior (Perfil I – Monte do Carreba). Assim, tendo em conta estas interpretações e, os bioeventos de extinção globais que se conhecem (fig. 5.1), pode tentar-se estabelecer uma possível ligação entre as excursões e os bioeventos conhecidos para o Telychiano: a primeira excursão positiva registada na parte basal do Telychiano, correspondendo à biozona de graptólitos *Rastrites linnaei (guerichi)*, poderá ser uma consequência do evento de extinção Sandvika, que ocorreu na biozona de graptólitos *S. sedgwickii* (topo do Aeroniano). A segunda excursão positiva, correspondendo ao intervalo de biozonas de graptólitos *Streptograptus crispus-Oktavites spiralis*, poderá ser uma consequência do evento de extinção S-P, que ocorreu no topo da biozona de graptólitos *Monograptus turriculatus-M. crispus* (Telychiano médio), e cujo registo foi observado no perfil anterior (Perfil I – Monte do Carreba).

Por sua vez, no Ludfordiano, a excursão positiva que ocorre no intervalo entre as Biozonas *Saetograptus leintwardinensis* e *Neocucullograptus kozlowski* poderá, ainda, ser consequência do evento Linde de extinção, não sendo bem marcada devido à baixa resolução da amostragem nesta parte do perfil.

5.5. Interpretação Global dos Resultados

O Silúrico pode ser visto como um dos períodos mais voláteis de todo o Fanerozoico quando se considera o sistema oceano-atmosfera-biosfera. Diversos estudos envolvendo biostratigrafia, taxonomia e isótopos estáveis, inequivocamente demonstram que durante este período ocorreram repetidas crises de biodiversidade marinha que afetaram vários grupos fósseis como, graptólitos, conodontes, quitinozoários, acritarcas, braquiópodes e corais (Calner, 2008). Segundo este autor, estas extinções em massa encontram-se intimamente ligadas a mudanças abruptas e marcantes nos oceanos, nos ambientes e, no ciclo global de carbono (e.g. Calner, 2008; Eriksson e Calner, 2008).

Esta volatilidade ambiental foi corroborada com os registos obtidos nestes perfis, para o Silúrico. A análise dos perfis de isótopos estáveis de carbono efetuadas, permitiram obter bons indicadores das mudanças ambientais, ao nível local, que se registaram entre o topo do Ordovícico e o Silúrico. Com base nos valores de $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ obtidos e, correlacionando-os com os dados do conteúdo de carbono orgânico presente nas rochas, assim como, com os níveis

médios das águas do mar, os eventos de extinção, as litofácies e, a biostratigrafia conhecida, foi possível interpretar as excursões registradas localmente, correlacionando-as com excursões reconhecidas a nível global e, assim, identificando algumas das suas possíveis causas.

Genericamente, tendo em conta os dados obtidos, inferiu-se que as excursões negativas poderão estar relacionadas com a ocorrência de eventos de extinção, enquanto, algumas das excursões positivas, poderão ser uma consequência de eventos de extinção, explicando-se o baixo enterramento de carbono orgânico nos sedimentos através da baixa taxa de biomassa que poderá existir nos oceanos em recuperação. Ao analisar os dados observou-se, igualmente, uma grande influência das litofácies nos valores de $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ e nos teores de carbono orgânico presente nos sedimentos. As informações dos paleoambientes que se conseguiram obter a partir do tipo de litofácies observadas, permitiram explicar algumas das excursões, nomeadamente relacionando-as com os níveis de oxigénio existentes nos ambientes de deposição.

Quando correlacionados os resultados locais obtidos, com eventos que ocorreram ao nível global, foi possível identificar na ZCI, o evento HICE, do topo do Ordovícico (Hirnantiano). Já na ZOM, poderão ter sido identificados 6 bioeventos de extinção globais: S-P (Telychiano médio); Ireviken (base do Sheinwoodiano); Lundgreni (Homeriano médio); Linde (limite Gorstiano/Ludfordiano); Lau (Ludfordiano médio) e Klouk (topo do Pridoli).

A aplicação desta metodologia revelou-se uma mais-valia, constituindo-se como uma importante ferramenta na interpretação de mudanças paleoambientais ao nível local e global.

Capítulo 6

História Térmica

6. História Térmica

6.1. Introdução

A matéria orgânica (MO) presente nas rochas sedimentares transforma-se de acordo com a evolução geológica a que estas estiveram sujeitas, refletindo a história térmica de uma região e revelando, igualmente, a existência de uma profunda interação entre a biosfera e a geosfera (McCormack, 1998; Fernandes, 2000; Mendonça Filho *et al.*, 2012).

A partir do momento em que a MO se deposita nos sedimentos, começa a sofrer um conjunto de processos físico-químicos relacionados com o aumento da temperatura e da pressão, que condicionam mudanças progressivas na sua composição e estrutura. A este conjunto de processos é dada a designação de maturação, condição que afeta não só a matéria orgânica, como a fração inorgânica mineral presente nos sedimentos (McCormack, 1998; Fernandes, 2000; Mendonça Filho *et al.*, 2012).

Diversas técnicas podem ser aplicadas para uma melhor caracterização e interpretação da maturação térmica a que uma bacia sedimentar foi sujeita, sendo que, neste estudo foram utilizados dois indicadores para o efeito: medição do poder refletor da matéria orgânica (indicador orgânico de maturação); medição do grau de cristalinidade da ilite (indicador inorgânico de maturação) (McCormack, 1998; Fernandes, 2000).

Em Portugal, são escassos os estudos existentes sobre a maturação térmica aplicados a rochas do Paleozoico (*e.g.* McCormack, 1998; Marques *et al.*, 2006; Pereira *et al.*, 2006a; Machado, 2010; Fernandes *et al.*, 2012), tendo sido esta, uma motivação acrescida para a aplicação destas duas técnicas em amostras destas idades.

O capítulo irá iniciar-se com uma breve introdução teórica sobre a maturação térmica e os indicadores de maturação utilizados, seguindo-se a descrição e interpretação dos resultados obtidos.

6.2. Maturação Térmica

A maturação térmica afeta os sedimentos e a MO de uma forma contínua, podendo ser consideradas diversas fases de evolução ao nível do sistema. O processo inicia-se na diagénese, passando pela catagénese, metagénese e, terminando nas fases iniciais do metamorfismo (Tissot e Welte, 1984; Mendonça Filho *et al.*, 2012). De uma forma gradual as alterações químicas e físicas que ocorrem nos minerais e na MO, relacionadas com a atividade biológica e o aumento da pressão e da temperatura, promovem a transformação destes elementos de forma irreversível (Mendonça Filho *et al.*, 2012). Por sua vez, as mudanças

físico-químicas que os diversos tipos de MO (marinha e/ou terrestre) vão sofrendo, à medida que aumenta o grau de maturação, promovem a produção de diversos tipos de hidrocarbonetos (Mendonça Filho *et al.*, 2012; Suárez-Ruiz *et al.*, 2012)

De uma forma sumária, em seguida encontram-se descritas as diferentes fases do processo de maturação, incidindo sobre as diversas modificações que ocorrem, essencialmente, ao nível da matéria orgânica.

- Diagénese: O processo diagenético corresponde à primeira fase do ciclo sedimentar. Ocorrendo a poucas centenas de metros da superfície, geralmente em ambientes sujeitos a baixas temperaturas e pressões, durante este processo ocorre a consolidação dos sedimentos através de diferentes reações físico-químicas (Press e Siever, 2001). Se nesses sedimentos existir matéria orgânica, esta também vai ser alvo de modificações na sua composição química, durante o processo diagenético. Ao longo da diagénese, a matéria orgânica presente nas rochas transforma-se em querogénio e betume (Tissot e Welte, 1984; Fernandes, 2000; Mendonça Filho *et al.*, 2012). O querogénio corresponde à fração da MO sedimentar que é insolúvel em solventes orgânicos, constituindo cerca de 95% da matéria orgânica total existente numa rocha sedimentar, enquanto os betumes correspondem à fração solvente (Fernandes, 2000; Mendonça Filho *et al.*, 2012). O termo querogénio define um conjunto de compostos orgânicos constituídos por diferentes composições químicas, definidas pelo tipo de MO que o originou (marinha e/ou terrestre) (Fernandes, 2000; Suárez-Ruiz *et al.*, 2012).

Se for tido em conta o potencial para a produção de hidrocarbonetos durante o processo diagenético, as rochas geradoras são consideradas imaturas, ou seja, a temperatura e a pressão a que a MO se encontra sujeita durante este processo, é suficiente para promover a transformação da matéria orgânica em metano de origem biogénica e alguns hidrocarbonetos líquidos pesados e ainda, muito imaturos (Tissot e Welte, 1984; Mendonça Filho *et al.*, 2012).

- Catagénese: A subsidência das bacias sedimentares resultante da deposição contínua de sedimentos ou, da tectónica, promove um aumento significativo da temperatura e pressão a alguns quilómetros da superfície (Press e Siever, 2001; Mendonça Filho *et al.*, 2012). Nestas condições ocorre a compactação das rochas, resultando em modificações na fração mineral dos sedimentos, principalmente ao nível das argilas. Ao nível da fração orgânica, o querogénio é degradado, passando a produzir hidrocarbonetos líquidos maduros e, posteriormente, à medida que aumenta a temperatura e pressão, hidrocarbonetos gasosos

(Tissot e Welte, 1984; Mendonça Filho *et al.*, 2012). Na catagénese as rochas geradoras são consideradas maduras, ou seja, apresentam as condições ideais para a geração de hidrocarbonetos líquidos e gasosos (Tissot e Welte, 1984; Mendonça Filho *et al.*, 2012).

- Metagénese: A última fase da evolução da MO ocorre antes de se iniciar o metamorfismo da fração mineral das rochas, a pressões e temperaturas elevadas. Nesta fase, a MO é apenas constituída por resíduos de carbono originando, unicamente, hidrocarbonetos gasosos (metano). Na metagénese, as rochas geradoras são consideradas sobremaduras, ou seja, já não possuem mais potencial para a produção de hidrocarbonetos (Tissot e Welte, 1984; Mendonça Filho *et al.*, 2012).

- Metamorfismo: Esta fase corresponde à última fase de evolução dos sedimentos, onde as elevadas temperaturas e pressões atingidas nas rochas promovem a alteração química e física dos minerais existentes, desenvolvendo-se novas fáceis metamórficas. Toda a MO residual que a rocha geradora possa conter, nesta fase é toda ela transformada em grafite (Tissot e Welte, 1984; Mendonça Filho *et al.*, 2012).

6.3. Poder Refletor

As técnicas que utilizam a matéria orgânica sedimentar para avaliação do grau de maturação, correspondem às técnicas mais úteis para se conhecer as temperaturas máximas atingidas durante a subsidência. A medição da refletância de partículas orgânicas dispersas (vitrinite), corresponde a um dos indicadores de maturação mais utilizados para a interpretação da história térmica de uma região (Fernandes, 2000; Suárez-Ruiz *et al.*, 2012).

A refletância é uma propriedade óptica que corresponde à percentagem de luz refletida a partir da superfície de um material, em relação à luz incidente. Frequentemente a refletância (R) é apresentada sob a forma de percentagem. O aumento da pressão e temperatura na matéria orgânica presente nas rochas sedimentares promove a alteração das suas características químicas e físicas, nomeadamente, modifica as propriedades óticas da MO, alterando os seus valores de refletância (Urban e Allen, 1975; Teichmuller, 1987; Fernandes, 2000; Suárez-Ruiz *et al.*, 2012).

Durante muito tempo a medição da refletância para a interpretação da história térmica de uma bacia, apenas foi aplicada em partículas de vitrinite, devido à regularidade demonstrada na modificação desta propriedade ótica, neste maceral, durante o processo de maturação (Burgess, 1975; Urban e Allen, 1975; Teichmuller, 1987; Fernandes, 2000). O aumento da

magnitude da refletância da vitrinite, em condições de luz incidente padronizada, aumenta exponencialmente quando se verifica um aumento linear da temperatura, o que não se observa com os outros grupos de macerais (liptinite, inertinite) cuja maturação se dá a diferentes taxas (Teichmuller, 1987; Burgess, 1975; Fernandes, 2000).

O termo vitrinite é aplicado a um conjunto de compostos orgânicos resultantes do processo de incarbonização de substâncias húmicas e de tecidos celulósicos e de lignina, das paredes celulares de plantas vasculares (*e.g.* Burgess, 1975; Urban e Allen, 1975; McCormack, 1998; Fernandes, 2000; Suárez-Ruiz *et al.*, 2012). Por sua vez, as partículas de vitrinite são macerais, um dos constituintes orgânicos formadores dos carvões. Desta forma, os carvões eram considerados a litologia mais fiável para a realização de estudos de evolução térmica da matéria orgânica sedimentar, através da refletância da vitrinite (Burgess, 1975; Fernandes, 2000). Ainda hoje, a medição dos valores de refletância de vitrinite fazem parte de padrões internacionais utilizados para a medição do grau de incarbonização de um carvão, sendo essencial para definir a sua classe (ISSO 11760, 2005) (Suárez-Ruiz *et al.*, 2012).

O reconhecimento da presença de macerais (incluindo os macerais de vitrinite) em resíduos de querogénio presentes em rochas sedimentares para além de carvões, foi um grande avanço para a possibilidade de avaliar a maturação e a história térmica de uma bacia sedimentar em litologias onde as camadas de carvão estão ausentes (Fernandes, 2000).

As partículas de vitrinite aparecem, pela primeira vez no registo estratigráfico, em rochas sedimentares do Devónico Inferior, quando se começam a desenvolver as primeiras plantas vasculares (Goodarzi e Norford, 1987; Bertrand, 1990; Pearce *et al.*, 1991; Rantisch, 1995). No entanto, para rochas sedimentares mais antigas, tornou-se necessário desenvolver métodos alternativos à medição da refletância em partículas de vitrinite (Pearce *et al.*, 1991; Hower e Malinconico, 2000).

Diversos estudos têm vindo a verificar que a medição da refletância para rochas pré-Devónicas pode ser feita com base em zooclastos, betumes ou, em partículas de macerais semelhantes a vitrinite (VLM – “Vitrinite Like Macerals”) (*e.g.* Goodarzi e Norford, 1985, 1987; Bertrand e Heroux, 1987; Bertrand, 1990; Pearce *et al.*, 1991; Tricker *et al.*, 1992; Marshall, 1995; Rantisch, 1995; Obermajer *et al.*, 1996; Hower e Malinconico, 2000; Bertrand e Malo, 2001, 2012; Varol *et al.*, 2006). Estes organoclastos apresentam comportamentos semelhantes ao comportamento demonstrado pela vitrinite quando em condições semelhantes de temperatura e pressão revelando, a sua refletância, uma relação exponencial com o aumento linear da temperatura (Pearce *et al.*, 1991; Hower e Malinconico,

2000). Por sua vez, os valores de refletância dos organoclastos podem ser convertidos em valores equivalentes de refletância de vitrinite, mediante a aplicação de equações matemáticas baseadas em modelos empíricos (*e.g.* Bertrand e Malo, 2012).

Neste estudo, os valores de refletância foram medidos em partículas de macerais semelhantes a vitrinite, sendo utilizado este nome por causa da dificuldade em diferenciar ao microscópio o precursor da partícula orgânica analisada. Segundo Xianming *et al.* (2000), desde 1980 que estas partículas foram descobertas em sedimentos do Paleozoico Inferior e, são reconhecidas como potenciais parâmetros de avaliação da maturação orgânica. As partículas de macerais semelhantes a vitrinite são caracterizadas como tendo uma ocorrência sindeposicional, forma diversa (alongada, lenticular irregular, angular ou redonda), textura homogênea e fraca anisotropia (Xianming *et al.*, 2000).

As razões que justificam a limitada aplicação de métodos da petrologia orgânica em rochas do Paleozoico inferior das sucessões portuguesas da ZCI e ZOM, são semelhantes às apresentadas por Xianming *et al.* (2000) para as bacias do Paleozoico Inferior da China: 1) a inexistência de verdadeira vitrinite originada a partir de plantas superiores; 2) o elevado grau de maturação orgânica apresentado por estas rochas, o que torna muitos dos parâmetros convencionais de maturação não adequados a implementar; 3) a rara ocorrência, assim como, a dificuldade em classificar as partículas de zooclastos (graptólitos, quitinozoários e escolecodontes) observadas ao microscópio.

Estes autores desenvolveram, assim, três equações de regressão do poder refletor de partículas de macerais semelhantes a vitrinite, que serão utilizadas neste trabalho. Segundo Xianming *et al.* (2000), as três equações de regressão linear representam três estados de evolução de partículas de macerais semelhantes a vitrinite, durante as diversas fases do processo de maturação. Estas equações permitem converter os valores de refletância de partículas de macerais semelhantes a vitrinite, num valor equivalente à refletância de vitrinite, avaliando indiretamente a maturação das rochas do Paleozóico Inferior.

Estado 1 (VLMRo < 0,75%):

$$VRo\% = 1,26 * VLMRo + 0,21$$

Estado 2 (VLMRo entre 0,75% - 1,50%):

$$VRo\% = 0,28 * VLMRo + 1,03$$

Estado 3 (VLMRo > 1,50%):

$$VRo\% = 0,81 * VLMRo + 0,18$$

(VLMRo corresponde ao valor de refletância de partículas de macerais semelhantes a vitrinite; VRo, corresponde ao valor de refletância de vitrinite)

Os valores da refletância da vitrinite, ao indicarem o grau de maturação da MO, podem ser correlacionados com as diferentes fases de produção de hidrocarbonetos, revelando o potencial de geração de hidrocarbonetos por parte das rochas sedimentares (Tissot e Welte, 1984; Fernandes, 2000). Assim, para valores de refletância de vitrinite inferiores a 0,5%, as rochas são consideradas imaturas, produzindo apenas metano de origem biológica e hidrocarbonetos líquidos pesados; para valores de refletância compreendidos entre os 0,5 e 1,35%, as rochas encontram-se maduras (“janela do petróleo”), produzindo hidrocarbonetos líquidos; para valores de 1,35% a 2,5%, as rochas continuam maduras produzindo gás seco; para valores de refletância compreendidos entre 2 e 4%, as rochas são consideradas sobrematuras, produzindo apenas algum gás húmido, na interface entre a catagénese e a metagénese (Peters e Cassa, 1994; Fernandes, 2000).

Relativamente à história térmica, a temperatura é um dos fatores mais importantes no controlo da maturação da MO (e.g. McCormak, 1998). Hoje em dia, a partir dos valores obtidos pela refletância da vitrinite, podem calcular-se as paleotemperaturas a que a MO esteve sujeita, o que permite auxiliar na interpretação da história térmica de uma bacia (McCormak, 1998). Neste estudo, os valores de paleotemperaturas vão ser calculados utilizando, para o efeito, o modelo proposto por Barker e Goldstein (1990), no qual foi desenvolvida a seguinte equação empírica a aplicar:

$$T_{máx} = 12,1 + 0,965 (T_h)$$

no qual, $T_{máx}$ constitui o pico de temperatura máxima e, T_h indica a temperatura de homogeneização, correspondendo à correlação obtida entre as temperaturas de homogeneização das inclusões fluidas da calcite, e os valores da refletância da vitrinite. T_h pode ser obtido a partir da equação:

$$T_h = (\ln Rm + 1,26) * 123,46$$

($\ln Rm$, corresponde ao logaritmo natural da refletância média)

6.4. Cristalinidade da Ilite

A utilização de geotermômetros para caracterizar condições de diagênese e de metamorfismo de baixo grau, têm vindo a ser desenvolvidos nas últimas décadas, baseando-se nos aspetos cristalóquímicos dos minerais de argila (Essene e Peacor, 1995; McCormack, 1998; Abad, 2007).

Os minerais de argila (filossilicatos) são um dos principais constituintes dos ambientes sedimentares e, a sua incorporação no ciclo sedimentar promove a transformação de lamelas argilosas em rochas litificadas ricas nestes minerais como, argilitos, ardósias e xistos (Arias e Ivan, 2004; Merriman, 2006). Há medida que aumenta a subsidência nas bacias sedimentares, fatores como a temperatura, pressão, hidrotermalismo e deformação tectónica, promove a transformação das argilas, o que as torna bons indicadores no estudo evolutivo de uma bacia sedimentar (Arias e Ivan, 2004; Merriman, 2006). Devido às características cristaló-químicas das argilas, estas podem indicar qual o grau de diagênese ou de baixo metamorfismo a que as rochas podem ter estado sujeitas (McCormack, 1998; Merriman, 2006; Abad, 2007).

Na década de 1960, os estudos envolvendo os minerais de argila levaram ao desenvolvimento de técnicas de difração de Raio-X (RX), utilizadas para a medição da cristalinidade destes minerais, enquanto indicadores de transição do estado de diagênese para as condições de metamorfismo (Abad, 2007). Os primeiros índices de cristalinidade foram aplicados a minerais de ilite, na exploração de petróleo, tendo-se revelado essenciais para caracterizar as últimas fases de evolução das rochas geradoras pois, permitiram identificar a zona de transição entre rochas produtivas e rochas não-produtivas (Abad, 2007).

A ilite é um dos minerais de argila mais comuns, possuindo uma estrutura semelhante à da moscovite mas, sendo tipicamente deficiente em iões alcalinos, ao verificar-se uma menor troca de átomos de Si, por iões de Al na sua estrutura química. Genericamente, a fórmula química utilizada para descrever este mineral traduz-se por: $K_2Al_4(Si_6Al_2)O_{20}(OH)_4$ (McCormack, 1998).

Este mineral pode ter origens diversas (detrítica; resultante da meteorização de silicatos; mineral diagenético resultante de outros minerais de argila) e, a sua presença numa amostra, pode ser identificada através da difração de RX, analisando a posição do pico de reflexão basal. Para este mineral, os picos de reflexão observam-se aos 10,0Å (pico principal); 5,0Å e 3,33Å (Gaudette *et al.*, 1964; McCormack, 1998; Merriman, 2006).

Na década de 1960, Weaver foi o primeiro a atribuir o termo cristalinidade aos minerais de argila, neste caso, aos minerais de ilite (McCormack, 1998; Abad, 2007). Utilizando a

difração de RX, apercebeu-se que existiam modificações regulares na forma do primeiro pico de reflexão basal da ilite (10\AA), sendo estas, resultado do aumento da pressão e da temperatura (McCormack, 1998; Abad, 2007).

Desde essa altura, diversos índices de cristalinidade têm vindo a ser desenvolvidos, como forma de correlacionar a cristalinidade com o aumento de pressão e temperatura, sendo o mais aceite, o Índice de Kubler (IK), utilizado neste estudo. O índice de Kubler corresponde ao valor obtido calculando a máxima profundidade, a meio da intensidade máxima da reflexão basal a 10\AA , do pico de difração da ilite, realizado na fração inferior a $2\text{ }\mu\text{m}$, sendo as unidades expressas em $\Delta^{\circ}2\theta$ (McCormack, 1998; Abad, 2007). Segundo esta definição, quanto maior for a cristalinidade, menor é o valor deste índice (McCormack, 1998; Abad, 2007).

O IK foi introduzido, especificamente, como método de identificação das fronteiras metamórficas de baixo grau (epimetamorfismo): diagénese profunda (zona diagenética) ($KI > 0,42$); anquizona ($0,42 > KI > 0,25$), e epizona ($KI < 0,25$) (Abad, 2007). Por forma a definir um método fiável e aplicável para a medição deste índice em qualquer estudo a realizar, tornou-se necessário definir a standardização da preparação de amostras, as condições de medição dos instrumentos e, a calibração de valores entre laboratórios (McCormack, 1998; Abad, 2007). Desta forma, Warr e Rice (1994) propuseram uma escala standardizada internacional (“Crystallinity Index Standard – CIS”) para calibrar os valores do IK primeiramente obtidos. Esses valores são calibrados utilizando padrões, medidos nas mesmas condições que as amostras (McCormack, 1998; Abad, 2007) e, correspondem aos utilizados neste estudo.

6.5. Correlação entre os valores da refletância da matéria orgânica e da cristalinidade da ilite

Os minerais de argila podem ser utilizados, no sentido lato, como indicadores para a interpretação da evolução da história térmica de uma região sujeita a baixos níveis de metamorfismo, principalmente quando correlacionados com indicadores de maturação orgânica (Hillier e Clayton, 1989; Pearce et al., 1991; Essene e Peacor, 1995; McCormack, 1998; Merriman, 2006; Abad, 2007).

O IK corresponde a uma medida da reação progressiva dos filossilicatos do grupo da ilite, em rochas de baixo grau metamórfico (Abad, 2007). Esta reação progressiva pode ser afetada por diversos fatores como, por exemplo, a temperatura ou, o tempo de residência, tornando

relevante a correlação deste índice com outros indicadores de maturação orgânica (Abad, 2007). No entanto, quando se correlacionam ambos os tipos de indicadores (orgânicos e inorgânicos), deve ser tido em conta que os materiais de origem mineral e orgânica, reagem de forma diferente às condições a que ficam sujeitos durante o processo de subsidência (Hillier e Clayton, 1989; McCormak, 1998; Abad, 2007).

O processo de ilitização é afetado significativamente pelo tempo de residência e, pela temperatura. Por sua vez, no processo de maturação orgânica, a temperatura é reconhecida como o fator dominante de controlo, o que indica que os valores de refletância da matéria orgânica são interpretados como sendo controlados pela temperatura máxima a que estiveram sujeitos, podendo ser desprezado o efeito do tempo geológico (Hillier e Clayton, 1989; Pearce *et al.*, 1991).

A título de exemplo, segundo Aldega *et al.* (2005), em diversos estudos em bacias sedimentares onde se verifica um elevado gradiente geotérmico ou, um muito baixo gradiente, verifica-se que a reação do processo de ilitização pode ser menos sensível ao aquecimento, do que os materiais orgânicos. Nesse estudo também se verificou que a matéria orgânica pode tornar-se matura mais rapidamente em resposta a eventos térmicos extemporâneos, enquanto os minerais de argila não sofrem grandes modificações devido ao pequeno intervalo de tempo a que estiveram sujeitos ao evento de aquecimento.

Por último, o tipo de litologia também é um dos fatores a ter em conta quando se correlacionam minerais de argila com indicadores de matéria orgânica. Arenitos e calcários, incluindo grauvaques, não são boas litologias para identificar o baixo grau metamórfico das rochas utilizando IK pois, não contêm suficiente quantidade de argilas na sua composição, podendo falsear os resultados obtidos (Aldega *et al.*, 2005).

Tendo em conta os indicadores utilizados neste estudo, apresenta-se na figura 6.1 uma tabela onde é evidenciada a sua correlação.

Grau de Maturação		Refletância Vitrinite (%Rm)	Cristalinidade da ilite ($\Delta^0 2\theta$)	Hidrocarboretos produzidos	
Quero-génio	Carvão				
Diagéneses	Turfa	0,2	≈ 1	Gás Bacteriano (Metano Biogénico)	
	Lenhite	0,3			
	Carvão Sub-betuminoso	C			0,4
B		0,5			
Catagéneses	Betuminoso com alta volatilidade	A		0,6	Petróleo pesado e imaturo
		C		0,7	
		B		0,8	
	A	0,9			
	Betuminoso com média volatilidade	1,0		≈ 0,60	Petróleo e gás húmido
	Betuminoso com baixa volatilidade	1,3			
	Semi-antracite	1,5	≈ 0,42		Condensado
Metagéneses	Antracite	2,0	≈ 0,3	Gás seco	
		2,5			
	Meta-antracite	3,0	≈ 0,25	Sobrematuro	
		4,0			
		5,0			

Figura 6.1. Quadro de correlação dos parâmetros de maturação (Adapt. Fernandes, 2000).

6.6. Descrição e Análise dos Resultados

Na tabela 6.1 encontram-se descritos os resultados obtidos a partir da medição dos valores de refletância, assim como, os resultados obtidos com a medição da cristalinidade da ilite. Os resultados de cada indicador vão ser analisados individualmente sendo, posteriormente, feita uma abordagem integradora dos resultados.

Os histogramas representativos das amostras de maturação analisadas, assim como, os difratogramas obtidos através da análise dos valores da cristalinidade da ilite, apresentam-se nos anexos 4 e 5, respetivamente.

Tabela 6.1. Resultados obtidos nos estudos de maturação orgânica e cristalinidade da ilite.

Idade	Localização		Amostra (ref.)	Nr. partículas VLM	VLM <i>Rm</i> (%)	S.D. VLM <i>Rm</i>	V <i>Rm</i> (%)	S.D. V <i>Rm</i>	Paleotemperatura máxima (°C)	Cristalinidade da Ilite (IK) ($\Delta^{\circ}20$)	
	Zona	Região									
Carbônico	ZCI	Portalegre	338	50	—	—	3,52	0,31	312	0,31	
			337	74	—	—	3,41	0,4	308	0,31	
			335	50	—	—	3,4	0,26	308	0,29	
			334	50	—	—	3,62	0,23	315	0,31	
			332	49	—	—	3,46	0,32	310	0,31	
Silúrico	ZOM	Barrancos	480	54	2,45	0,2	2,16	0,34	254	0,5	
			479	100	2,51	0,22	2,21	0,36	257	0,5	
			510	37	3,18	0,38	2,76	0,49	283	—	
	ZCI	Buçaco	113	53	2,51	0,31	2,21	0,43	257	0,91	
			112	50	2,14	0,26	1,91	0,39	239	0,81	
			111	60	1,61	0,29	1,48	0,41	209	0,81	
			110	34	1,78	0,28	1,62	0,41	220	0,63	
		Mação	215	59	2,1	0,24	1,88	0,37	237	0,74	
			216	57	2,18	0,24	1,95	0,37	242	0,72	
		Portalegre	291	51	2,03	0,23	1,82	0,37	234	0,35	
			290	48	2,15	0,21	1,92	0,35	240	0,34	
		Ordovícico	Buçaco	57	43	6,42	0,29	5,38	0,41	363	0,41
				56	50	6,24	0,54	5,23	0,62	359	0,37
Mação	232		37	7,13	0,54	5,96	0,62	375	0,47		
	243		45	8,12	0,41	6,76	0,51	390	0,4		
Portalegre	309		38	8,73	0,29	7,25	0,41	398	0,27		
	307		30	8,82	0,33	7,32	0,45	399	0,34		

- VLM *Rm*: valor de refletância média de macerais semelhantes a vitrinite;
- S.D. VLM *Rm*: valor do desvio padrão para os valores de refletância média de macerais semelhantes a vitrinite;
- V *Rm*: valor de refletância média de partículas de vitrinite obtido por conversão do valor de VLM *Rm*, exceto para os valores de Portalegre onde foram medidas, diretamente, partículas de vitrinite;
- S.D. V *Rm*: valor do desvio padrão para os valores de refletância média de partículas de vitrinite obtido por conversão do valor de VLM *Rm*, inclusive, para os valores de refletância obtidos a partir da medição direta de partículas de vitrinite nas amostras do Carbônico de Portalegre;
- Os valores de paleotemperaturas máximas foram obtidos através da utilização das equações propostas no modelo de Barker e Goldstein (1990);
- Os valores de cristalinidade da ilite indicam o IK corrigido segundo o procedimento standard de Warr e Rice (1994).

6.6.1. Análise dos Resultados de Maturação Orgânica

Para o estudo da maturação orgânica, utilizando a técnica de refletância, foram analisadas 19 amostras do Ordovícico, Silúrico e Carbónico da ZCI e, 3 amostras do Silúrico da ZOM. Os valores obtidos têm como objetivos providenciar dados para a determinação da maturação regional e, complementar o conhecimento existente sobre a história térmica de ambas as Zonas.

Tendo em conta que se realizou a conversão dos resultados a partir dos valores de $VLMR_m$, a análise dos resultados irá ser feita reportando-se aos valores de vitrinite (VR_m) obtidos por conversão, com exceção para as amostras do Carbónico, onde foram medidas apenas, partículas de vitrinite, obtendo-se diretamente o valor da refletância (fig. 6.2).

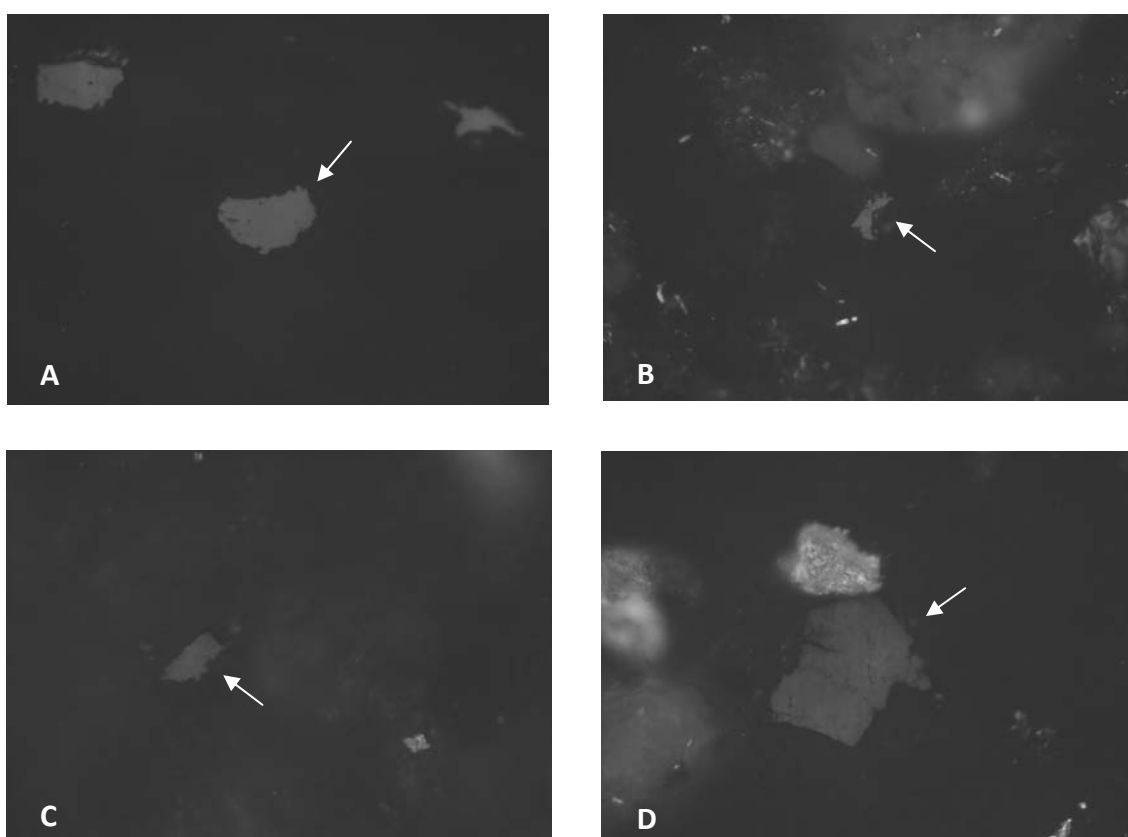


Figura 6.2. Exemplo de partículas medidas para a obtenção dos valores de refletância. A) Partícula de vitrinite (seta branca) proveniente da amostra 335, Carbónico (Portalegre); B) Partícula de maceral semelhante a vitrinite (seta branca) proveniente da amostra 243, Ordovícico (Mação); C) Partícula de maceral semelhante a vitrinite (seta branca) proveniente da amostra 112, Silúrico (Buçaco); D) Partícula de maceral semelhante a vitrinite (seta branca) proveniente da amostra 479, Silúrico (Barrancos). A ampliação de todas as fotografias é de aproximadamente 500x.

As amostras do Ordovícico e Silúrico apresentavam partículas de macerais semelhantes a vitrinite de diversas formas e tamanhos, no entanto, eram muito mais abundantes as partículas de elevada refletividade (semelhantes a inertinite) presentes nas amostras.

Em diversas amostras estudadas observa-se um desvio padrão elevado e, histogramas que não apresentam uma classe modal evidente. Esta circunstância é mais evidente, quanto mais antigas são as amostras e, mais elevado for o valor da refletância (ver anexo 4). Por forma a não falsear os resultados, teve de se ter um cuidado especial na medição das partículas de macerais semelhantes a vitrinite observadas.

Analisando os resultados apresentados na tabela 6.1 e figura 6.3, verifica-se que os valores de refletância de vitrinite obtidos para o Ordovícico da ZCI, nas três regiões, se encontram entre os 5,32% e 7,32%, observando-se um aumento do valor de maturação de NO para SE.

Os valores de VR_m apresentados nas amostras do Silúrico da ZCI (fig. 6.3) estão compreendidos entre 1,48% e 2,21%. No caso dos valores obtidos para o Silúrico da região de Barrancos, os valores de VR_m são ligeiramente superiores (2,16% - 2,76%) (fig. 6.3), no entanto, não são muito diferentes dos obtidos para as regiões da ZCI (Buçaco, Mação e Portalegre). Globalmente, comparando os valores de refletância obtidos no Silúrico e no Ordovícico, observa-se uma grande diferença entre os valores observados entre todas as regiões, chegando a atingir, no caso da região de Portalegre, uma diferença de 5,4% de poder refletor.

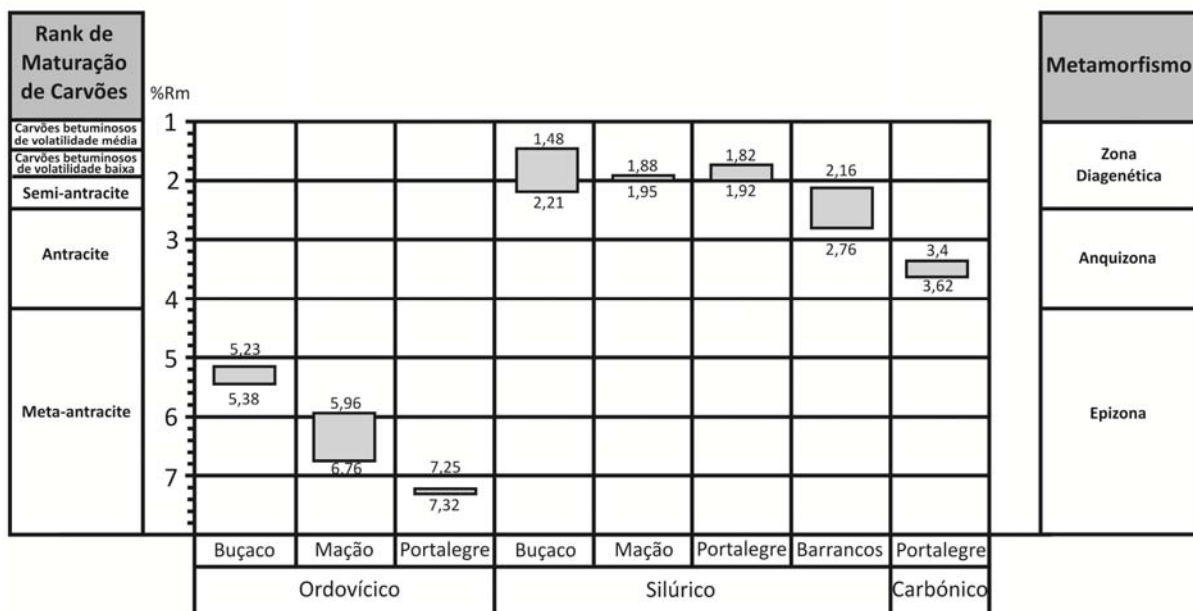


Figura 6.3. Valores de refletância da vitrinite (VR_m) obtidos a partir das diferentes regiões estudadas, por intervalo de idade. As áreas a cinzento claro indicam o intervalo dos valores máximos e mínimos obtidos para cada região.

Por último, os valores de VRm obtidos a partir da análise das amostras do Carbónico da região de Portalegre estão compreendidos entre 3,40% e 3,62%, sendo superiores aos valores obtidos para as amostras de idade Silúrica na região (fig.6.3).

Passando a interpretar os dados, aos valores de refletância obtidos para o Ordovícico das regiões do Buçaco, Mação e Portalegre, correspondem paleotemperaturas na ordem dos 359°C a 399°C, o que indica que os sedimentos foram sujeitos a metamorfismo de baixo grau, apresentando fácies no limite entre a epizona e os xistos verdes (Pereira *et al.*, 2006a). Relativamente ao nível de maturação da matéria orgânica, esta aparenta encontrar-se entre a meta-antracite e a semi-grafite, o que implica que esgotou todo o seu potencial de gerar hidrocarbonetos (Fernandes, 2000; Pereira *et al.*, 2006a).

Relativamente aos dados do Silúrico, segundo estes valores de refletância, os sedimentos teriam sofrido um aquecimento máximo compreendido entre 209°C e 257°C para a ZCI e, entre 254°C e 283°C para a ZOM. Desta forma, na ZCI os sedimentos encontram-se na zona metapelítica, apresentando um estado de incarbonização compreendido entre os carvões betuminosos e a semi-antracite. Já os sedimentos da ZOM apresentam um grau de incarbonização ligeiramente superior, encontrando-se entre a semi-antracite e a antracite. Relativamente ao potencial de produção de hidrocarbonetos, tendo em conta os valores obtidos, a matéria orgânica presente nos sedimentos poderia ter produzido hidrocarbonetos líquidos (Fernandes, 2000; Pereira *et al.*, 2006a). Estes dados deixam em aberto a seguinte questão: Será que em locais onde sedimentos de idade silúrica se encontram em profundidade e sob temperaturas na mesma ordem de grandeza, não se poderão estar a formar hidrocarbonetos gasosos?

Aos valores de VRm obtidos a partir da análise das amostras do Carbónico correspondem paleotemperaturas máximas na ordem dos 308°C a 315°C (fig. 6.3). As fácies sedimentares encontram-se na anquizona, sendo que, o grau de incarbonização da matéria orgânica corresponde ao da antracite, o que indica que os sedimentos já poderão ter produzido hidrocarbonetos num dado momento da história geológica da bacia sedimentar.

De uma forma geral, tendo em conta os valores de VRm obtidos para a ZCI, verifica-se que os sedimentos do Ordovícico são os que maiores valores de refletância apresentam, observando-se um aumento nos valores de refletância dos sedimentos do Ordovícico de NO para SE (fig. 6.3). Por sua vez, os valores do Silúrico apresentam valores de refletância inferiores aos do Ordovícico o que poderá indicar, por exemplo, um menor tempo de

residência, associado a uma menor subsidência ou, poderá indicar supressão do poder refletor visto ser uma diferença muito grande nos valores de refletância observados entre os dois conjuntos de amostras (Ordovícico e Silúrico).

Os dados do Silúrico podem ser correlacionados com os valores apresentados por Marques *et al.* (2010), onde é indicado um valor de refletância de vitrinite de 1,85%, obtido indiretamente através da conversão do valor de refletância de partículas de graptólitos para rochas do Silúrico da região do Buçaco. Os valores obtidos em ambos os estudos são semelhantes e, indicam que a MO pode ter produzido hidrocarbonetos.

Ao analisar os valores de refletância obtidos nas análises do Carbónico, a história térmica aparenta ser diferente, o que poderá indicar que o contexto de evolução térmica da bacia onde se depositaram os sedimentos do Carbónico foi diferente da bacia onde se depositaram os sedimentos de outras idades. No entanto, não se pode estabelecer uma comparação linear tendo em conta os valores obtidos nas outras regiões, para as outras idades, principalmente porque as partículas analisadas na refletância, são de natureza diferente (no Carbónico mediram-se partículas de vitrinite).

Comparando os valores de refletância obtidos para esta região, com os valores de refletância conhecidos para sedimentos destas idades e de regiões diferentes, observa-se que os valores de refletância das amostras do Carbónico obtidos são semelhantes aos apresentados por Machado (2010) para os sedimentos do Carbónico da Unidade de Albergaria-a-Velha (ZOM) (Chaminé *et al.*, 2000). Por sua vez, comparando-os com os valores obtidos para os sedimentos do Carbónico do Terreno Sul Português (Fernandes *et al.*, 2012), os valores de refletância deste estudo são ligeiramente inferiores. Devido ao contexto geodinâmico ser diferente entre as diversas regiões consideradas, não se podem tecer mais considerações sobre estes dados.

6.6.2. Análise dos Resultados de Cristalinidade da Ilite

As amostras analisadas para os estudos de maturação foram, igualmente, estudadas para o grau de cristalinidade da ilite, com exceção da amostra 511 pois, já não existia amostra de rocha suficiente para se efetuar a análise.

Os valores da cristalinidade da ilite são bastante variáveis. Nas amostras do Ordovícico, os valores do IK variam entre $0,47\Delta^{\circ}2\theta$ e $0,27\Delta^{\circ}2\theta$ (tab. 6.1). Já os valores obtidos nas amostras do Silúrico na ZCI, variam entre $0,91\Delta^{\circ}2\theta$ e $0,34\Delta^{\circ}2\theta$ e, na região de Barrancos encontram-se

nos $0,5\Delta^{\circ}2\theta$. Nas amostras do Carbónico da ZCI, o IK varia entre $0,29\Delta^{\circ}2\theta$ e $0,31\Delta^{\circ}2\theta$ (tab. 6.1).

No modelo proposto por Kubler (Abad, 2007), que correlaciona os valores do IK com as zonas epimetamórficas: para valores de $KI > 0,42$, as rochas estariam na zona diagenética; para valores compreendidos entre $0,42 > KI > 0,25$, situar-se-iam na anquizona; e para valores de $KI < 0,25$, as rochas já se encontrariam na epizona.

Correlacionando esse modelo com os resultados obtidos neste estudo, os valores do IK obtidos para as rochas do Ordovícico indicam que, a maioria das amostras se deveriam encontrar na anquizona, com exceção da amostra 232, a qual estaria na zona diagenética. Estes valores não apresentam uma grande correlação com os evidenciados pela maturação orgânica, onde se admite que as rochas do Ordovícico se encontram na epizona (fig. 6.3).

Por sua vez, tendo em conta os resultados obtidos para as amostras do Silúrico e Carbónico, observa-se a existência de uma boa correlação entre os valores do IK, os valores de maturação e as zonas de epimetamorfismo definidas.

Analisando os resultados dos difratogramas e, dando ênfase aos picos de reflexão basal da ilite (ver anexo 5), observa-se que a grande maioria apresenta bons valores quanto à medição do pico de cristalinidade da ilite podendo, igualmente, ser observados picos de reflexão que indicam a presença de ilite, clorite, quartzo e, por vezes, esmectite. A clorite pode ter uma origem detrítica ou autigénica, resultando, por exemplo, da alteração progradacional da esmectite (McCormack, 1998).

Três das amostras indicam a existência de uma pequena expansão na estrutura da ilite (amostras 110, 111 e 112). Esta situação pode aludir à possível existência de camadas de esmectite presentes entre as camadas da ilite, assim como, à presença de água no interior da estrutura do filossilicato. A presença de argilas expansivas é indicativa que o seu contexto de formação resulta da meteorização e, não do contexto diagenético. Desta forma, os valores do IK obtidos para estas amostras devem ser interpretados com algum cuidado.

Por último, dois dos difratogramas indicam que duas das amostras (amostra 307 e 243) podem ter sofrido meteorização, apresentando indícios da presença de caulinite, que é um dos minerais mais comuns resultantes da meteorização de feldspatos, ou outros alumino-silicatos (McCormack, 1998). No entanto, a explicação mais provável será a de que essas amostras possam conter, em vez de caulinite, dois dos seus politipos (nacrinite e dickite). Estes politipos costumam ser gerados à medida que o grau metamórfico aumenta e, são indistinguíveis da caulinite por análise de difração de RX (McCormack, 1998). Essa

explicação é uma das mais plausíveis visto os índices de Kubler obtidos indicarem um grau de metamorfismo mais elevado (anquizona).

6.7. Interpretação Global dos Resultados

Correlacionando os valores de VR_m e os valores dos IK para as amostras do Ordovício, verifica-se que os sedimentos desta idade são os que maiores valores de refletância apresentam, indicando um grau de maturação muito elevado para a MO, encontrando-se a matéria orgânica no rank dos carvões meta-antracíticos e da semi-grafite (fig. 6.4). No entanto, uma vez correlacionados com os valores do IK, verifica-se a existência de uma ligeira discordância. Os valores de IK indicam que a maioria das amostras do Ordovício analisadas se encontra na anquizona (indicativo de formação de semi-antracite e antracite segundo o rank dos carvões), não apresentando condições tão “elevadas” de metamorfismo.

A diferença encontrada pode resultar do facto de as partículas originalmente medidas para obtenção dos valores de refletância, poderem possuir uma composição química bastante diferente da vitrinite. Nessa situação, a correlação dos valores de refletância existente entre os diferentes tipos de partículas poderia ser diferente da assumida neste estudo, o que iria implicar uma equação de conversão diferente da utilizada.

Não obstante esta situação, na generalidade observa-se um grau de metamorfismo mais elevado para sedimentos desta idade, o que estará de acordo com a história de deposição e subsidência, pois, estes sedimentos teriam sido sujeitos a maior pressão e temperatura durante um maior intervalo de tempo, à medida que ocorreria a subsidência da bacia.

Relativamente às amostras de idade Silúrica, os valores de refletância são inferiores aos do Ordovício e, apresentam uma boa correlação com os valores dos índices de Kubler analisados (fig. 6.4). A boa correlação existente entre estes dados poderá significar que os sedimentos desta idade não terão sido sujeitos a um grande enterramento, principalmente os sedimentos da ZCI, visto as amostras do Silúrico da ZOM possuírem valores de refletância ligeiramente superiores.

Quanto às amostras do Silúrico das regiões da ZCI, as amostras de Portalegre apresentam os valores mais baixos do IK para esta Zona, mas correspondem a graus de maturação orgânica relativamente mais baixos. Esta situação é uma contradição e pode ser explicada por duas situações, os sedimentos desta região terão estado sob a ação de temperaturas mais elevadas devido à implantação dos granitos variscos, abundantes nesta região, influenciando os valores de refletância e, a possibilidade de existência de supressão do poder refletor nestas

amostras, sendo que os valores de refletância obtidos não correspondem aos verdadeiros valores de maturação orgânica medidos.

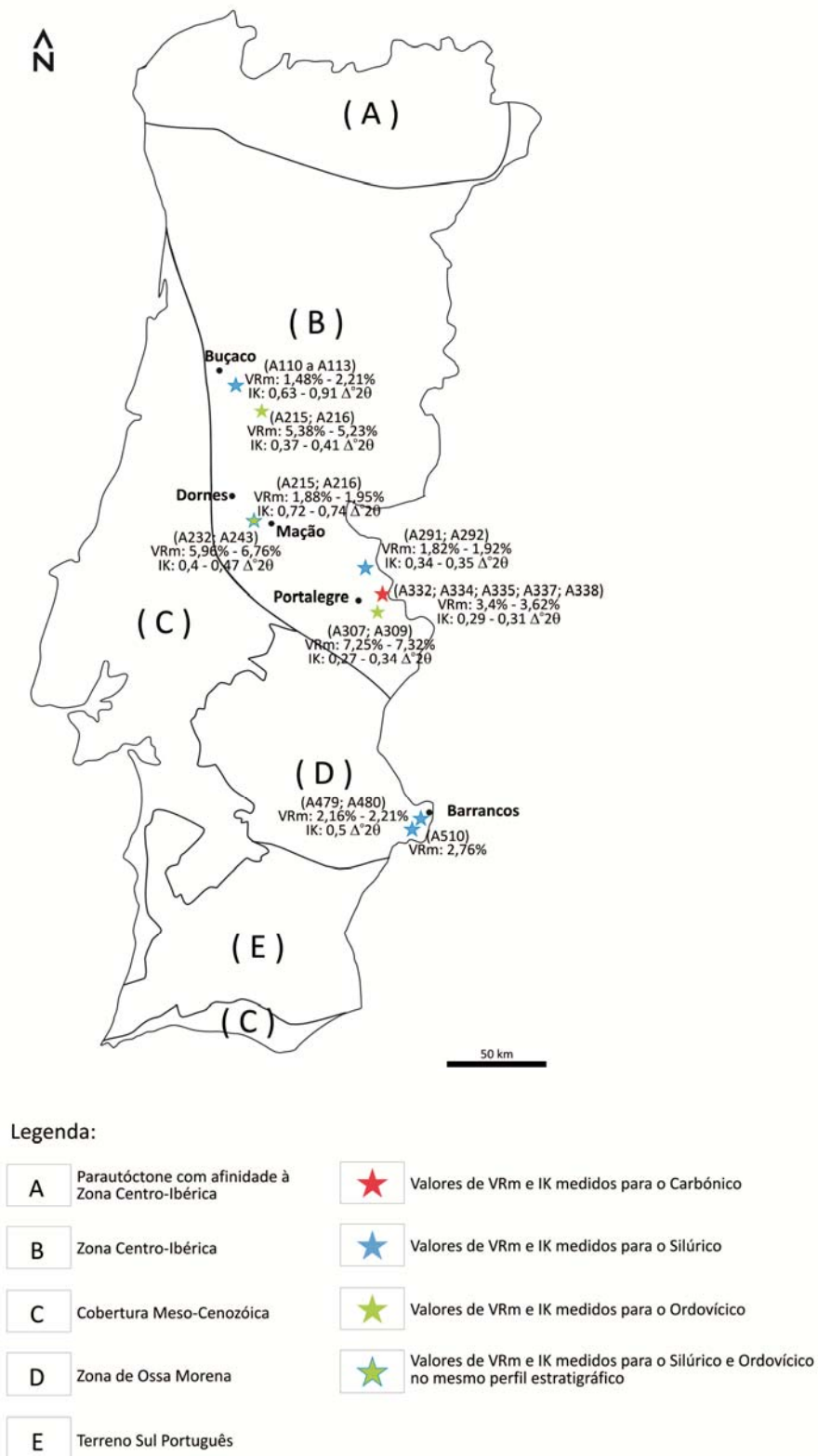


Figura 6.4. Representação esquemática simplificada do Mapa Geológico de Portugal (adapt. Oliveira *et al.*, 2007a), com a localização das amostragens realizadas e indicação dos valores de VRm e IK medidos para as diferentes idades. A denominação das Zonas e Terrenos segue o trabalho de Ribeiro *et al.* (2013).

A supressão do poder refletor é um processo que pode ocorrer em determinadas condições de maturação (Tricker *et al.*, 1991; Suárez-Ruiz *et al.*, 2012). No caso de existir muita matéria orgânica amorfa nas amostras, essas partículas têm a característica de afetar e camuflar os valores de refletância da vitrinite, fazendo com que os valores medidos sejam inferiores aos verdadeiros valores.

Será que poderemos ter esta situação nas outras duas regiões da ZCI e em Barrancos (ZOM), embora os valores de refletância sejam mais altos?

No caso das amostras do Silúrico analisadas nas outras regiões (Buçaco, Mação e Barrancos), observa-se a presença de uma grande quantidade de MO amorfa, tal como em Portalegre, e os resultados dos IK dessas amostras demonstram uma baixa cristalinidade, associado a um grau de maturação relativamente baixo, o que indica que o grau de maturação medido poderá ser o real, assim, a hipótese de existir uma significativa supressão do poder refletor nas amostras do Silúrico poderia estar colocada de parte. Existem estudos que corroboram esta situação. Por exemplo, Tricker *et al.* (1991) refere que a refletância de quitinozoários não é significativamente suprimida em amostras com elevada percentagem de MO amorfa. Assim, para estas quatro regiões (Buçaco, Mação, Portalegre e Barrancos), a medição de partículas de macerais semelhantes a vitrinite, poderão também não ser muito afetadas pela presença de MO amorfa, não se verificando uma significativa supressão do poder refletor em nenhuma das amostras destas regiões. Se existisse supressão, esta seria residual para os valores obtidos.

No entanto, o “salto” observado entre os valores de refletância obtidos para as amostras de idade Ordovícica e Silúrica é muito grande e, a supressão do poder refletor não pode ser uma hipótese posta de parte. Aliás, no caso das amostras do Silúrico do Buçaco, verifica-se um ligeiro aumento do poder refletor à medida que passámos de fácies de xistos negros ricas em matéria orgânica amorfa, para as litologias mais siliciosas, com menor quantidade de MO amorfa, o que poderá ser outro indicador a favor da supressão do poder refletor. O que nos leva a outra questão a resolver no futuro: Será que os valores elevados de MO não serão capazes de influenciar e suprimir os valores de poder refletor, assim como, retardar o processo de cristalinidade da ilite?

Relativamente às amostras do Devónico das regiões amostradas, devido ao tipo de fácies observado nos sedimentos dos perfis analisados, não se analisaram amostras desta idade, o que impossibilita uma melhor interpretação dos dados obtidos. Tendo em conta o descrito anteriormente, seria interessante aferir se a tendência natural da diminuição dos valores de

refletância se verifica para sedimentos mais recentes, pois estariam sujeitos a um menor tempo de subsidência. Se os valores de refletância das amostras de idade devônica fossem mais elevados do que os valores obtidos para as amostras de idade Silúrica, isso poderia ser mais um dado a favor da hipótese de as amostras de idade Silúrica terem os valores de refletância suprimidos.

Os valores de refletância de vitrinite e de IK medidos nas análises do Carbónico indicam as mesmas condições de diagénese, estando coerentes entre eles (fig. 6.4). A sua deposição ocorreu em contexto marinho profundo, em discordância sobre os sedimentos do Paleozoico inferior, sendo consequência de um evento de tectónica distensiva relacionado com a evolução varisca do bordo SW da ZCI, seguido de uma fase de cavalgamentos aquando do Carbónico médio (González *et al.*, 2007).

O contexto tectónico vigente na altura, associado a uma rápida subsidência, e à implantação de rochas graníticas durante o Carbónico, pode ser responsável por um tão elevado valor de refletância (González *et al.*, 2007). O aumento de temperaturas pode ter sido fundamental para a obtenção destes valores de refletância de vitrinite, podendo ter existido, igualmente, condições suficientes para a obtenção de valores de cristalinidade relativamente baixos.

De uma forma geral, a subsidência e a propagação de calor por condução não pode ser o único processo que explique os tão elevados valores de maturação observados, assim como, a progradação que se observa nos valores de refletância dos sedimentos Ordovícicos da ZCI. Temos de ter em conta o contexto tectónico ao qual as rochas tiveram sujeitas. Na ZCI, as três regiões encontram-se no bordo SO do contacto com a ZOM. Desta forma, os sedimentos do Ordovícico e do Silúrico foram sujeitos ao aquecimento e às pressões provocadas pelo choque entre as duas Zonas durante as diversas fases da Orogenia Varisca, assim como, à implantação de rochas ígneas Variscas, ao longo da sutura. A aproximação dos sedimentos a estas fontes de calor poderão, de forma expectável, ter influenciado o grau de maturação observado.

Relativamente às amostras da ZOM, de idade Silúrica, uma nova conclusão pode ser retirada. Tendo em conta os dados da refletância e os valores de IK, assim como, os dados palinológicos provenientes da sondagem SDJ1 analisada neste estudo, pode inferir-se que após o Devónico Inferior os sedimentos já teriam sofrido compressão e, atingido temperaturas máximas de aquecimento antes do Carbónico inferior. Encontram-se palinomorfos dessas

idades remobilizados nos sedimentos do Carbónico presentes na sondagem SDJ1, assim, entre o Devónico Inferior e o Carbónico, as camadas de sedimentos destas idades já teriam sofrido compressão e estariam expostas, para poderem ter sido erodidas.

Por último, os resultados obtidos neste capítulo podem igualmente, ser correlacionados com os estudos realizados no âmbito da geoquímica de isótopos estáveis de carbono. Diversos estudos (*e.g.* Dai *et al.*, 2005; Osborn e McIntosh, 2010; Versteegh e Riboulleau, 2010) referem a importância do fracionamento secundário dos isótopos de ^{13}C , aquando da produção de hidrocarbonetos.

Há medida que a MO sofre maturação, mais difícil será o reconhecimento da sua origem pois, perde muitos dos seus componentes moleculares originais, enriquecendo em compostos aromáticos e cíclicos (Versteegh e Riboulleau, 2010). Desta forma, a composição dos isótopos de carbono na MO também se modifica, diminuindo a sua percentagem na MO e, aumentando nos compostos de querogénio (Versteegh e Riboulleau, 2010). Esta tendência também se verifica há medida que a maturação vai aumentando e, se formam os diferentes tipos de hidrocarbonetos. Em muitos sistemas de exploração, as diferenças de fracionamento são utilizadas para poder estudar a origem da matéria orgânica que levou à produção de hidrocarbonetos, principalmente, no caso dos sistemas de exploração de gás (*e.g.* Dai *et al.*, 2005). A título de exemplo, nos sistemas petrolíferos onde existe exploração de gás, verifica-se que os valores de $\delta^{13}\text{C}$ variam consoante o tipo de gás analisado. No estudo realizado por Osborn e McIntosh (2010), observa-se que, para uma dada área de exploração, no mesmo reservatório, os valores de $\delta^{13}\text{C}$ que se observam entre $\delta^{13}\text{C}_2$ (etano), $\delta^{13}\text{C}_3$ (propano) e $\delta^{13}\text{C}_4$ (butano) diferem, sendo menores à medida que aumentam os compostos pesados de carbono. Neste caso, o fracionamento diminui à medida que aumenta a maturação térmica da MO (Osborn e McIntosh, 2010).

Embora não tenham sido elaborados estudos que permitam observar diferenças no fracionamento dos valores de $\delta^{13}\text{C}$ obtidos, tendo em conta o elevado grau de maturação orgânica registado, poderá dizer-se que é muito provável ter ocorrido fracionamento na MO analisada. Se assim for, embora os valores de magnitude se mantenham constantes, será que essa situação poderá explicar os menores valores absolutos de $\delta^{13}\text{C}$ obtidos neste estudo (na ordem dos -23 a -29‰), quando comparados com os registados em outros estudos das mesmas idades em outras regiões, cujos valores rondam os -27 a -32‰ (*e.g.* Wang *et al.*,

1997; Porebska *et al.*, 2004; Challands *et al.*, 2009; Fan *et al.*, 2009; Vecoli *et al.*, 2009; Yan *et al.*, 2009; Gorjan *et al.*, 2012)?

Estas e outras questões pertinentes se levantaram ao longo da realização deste trabalho, esperando que no futuro possam vir a ser alvo de estudos mais detalhados.

Capítulo 7

Considerações Finais

7. Considerações Finais

7.1. Conclusões do estudo realizado

Neste capítulo serão apresentadas as conclusões gerais e mais importantes obtidas neste estudo, segundo uma perspectiva englobante. Por sua vez, esses resultados já foram sendo analisados e interpretados ao longo dos capítulos anteriores.

O estudo realizado envolveu a análise de 24 sequências estratigráficas da Zona Centro-Ibérica, nas regiões do Buçaco (8 perfis); Dornes (2 perfis); Mação (7 perfis) e Portalegre (7 perfis), assim como, a análise de 8 perfis estratigráficos na região de Barrancos e, uma sondagem na região de Santa Susana (sondagem SDJ1), na Zona de Ossa-Morena. Por último, e como complemento para o estudo da sondagem, 9 amostras da Bacia de Sta. Susana, incluídas no acervo do Museu Geológico do LNEG, foram preparadas para estudos palinológicos. Mesmo tendo em conta a baixa taxa de recuperação observada nas amostras estudadas ($\approx 14\%$ de amostras positivas), a análise palinostratigráfica das sucessões permitiu a obtenção de novos dados biostratigráficos com base em acritarcas, algas prasinófitas, criptosporos e esporos trilete, complementando o conhecimento que já existia sobre a palinologia de ambas as Zonas.

Na região do Buçaco, pela primeira vez em Portugal, foi possível identificar e descrever associações de microflora do Ordovícico superior, tendo sido identificados acritarcas e criptosporos nos sedimentos de idade Dobrotiviano, Berouniano e, Kosoviano superior nos perfis de Cávemes (perfil I) e do Rio Ceira (perfil IV). No Silúrico desta região foi, igualmente possível, reconhecer com base em acritarcas, criptosporos e esporos, uma sequência quase contínua do Gorstiano médio até à base do Pridoli, que inclui a identificação das Biozona de esporos *Synorisporites lybicus* – *Lophozonotriletes? poecilomorphus*, subzona *Chelinospora obscura*, que abrange o Gorstiano médio a superior e, a base e o topo da Biozona de esporos *Coronaspora reticulata* – *Chelinospora sanpetrensis*, que corresponde ao Ludfordiano e possível Pridoli basal (perfil VI – Sazes 2 e VII – Sazes 1). Os resultados obtidos permitiram confirmar e complementar as idades atribuídas a estas sucessões com base em macrofauna.

Na região de Dornes os problemas de má preservação da matéria orgânica, associados a associações pouco diversificadas de acritarcas, algas prasinófitas, criptosporos e esporos,

tornaram impossível a identificação de uma biozona ou, mesmo, da precisão da localização da possível passagem entre o Pridoli e o Lochkoviano no perfil II (Vale Serrão). No entanto, os dados recuperados complementam os estudos anteriores estabelecidos com base em palinomorfos e macrofósseis.

Na região de Mação os problemas de má preservação da matéria orgânica também se refletiram nas pobres associações recuperadas, tendo sido apenas identificados alguns exemplares de algas prasinófitas que não permitiram precisar uma idade (perfil I – Mação 1 e perfil 2 – Chão Lopes).

Na região de Portalegre foi possível identificar uma associação de algas prasinófitas e esporos mal preservada e pouco diversificada, indicativa da base do Pridoli (perfil VI – Casa do Xisto). Já no perfil V - Rabaça, foi recuperada uma associação de palinomorfos (acritarcas, algas prasinófitas e esporos) que permitiu identificar a Biozona de esporos *Bellisporites nitidus* – *Cingulizonates capistratus* (NC), indicando uma idade do topo do Viséano, permitindo complementar os estudos anteriores estabelecidos com base em palinomorfos neste local (Pereira, dados não publicados).

Na região de Barrancos dois cortes forneceram dados positivos (Perfil II – V.G. Gata e Perfil VII – Barrancos). No perfil II foi identificada uma idade pertencente ao topo do Arenigiano (base do Darriwiliano, segundo a Escala Cronostratigráfica Global), baseada na distribuição estratigráfica de acritarcas, assim como, uma idade correspondente ao Gorstiano, sem a possibilidade de precisar uma biozona, com base na distribuição estratigráfica de criptosporos e esporos. No perfil VII foram identificadas duas associações de esporos: uma associação do limite Pridoli/Lochkoviano, podendo corresponder à base da subzona *Aneurospora* spp., embora com algumas reservas visto esta biozona iniciar-se na base do Lochkoviano, segundo Richardson *et al.* (2001) e, uma outra associação onde foi identificada a Biozona *Verrucosisporites polygonalis* – *Dibolisporites wetteldorfensis*, subzona *Verrucosisporites polygonalis*, do Pragiano inferior. No perfil VII, a idade obtida para os sedimentos da Formação Xistos com Nódulos, apresenta algumas contrariedades pois, indica uma idade ligeiramente superior aos resultados obtidos ao nível da macrofauna, aludindo que esta unidade poderá atingir o limite Pridoli/Lochkoviano. Esta situação pode ficar a dever-se a problemas de repetições tectónicas neste corte, o que precisa de ser esclarecido em trabalhos futuros.

Relativamente ao estudo da sondagem SDJ1, este permitiu identificar duas associações de esporos, uma delas localizada nos níveis mais profundos, indicativa do Moscoviano médio (Biozona de esporos SL), correlacionável com a idade assumida para os sedimentos da Formação Santa Susana e, uma outra associação atribuída ao Viséano médio, com base em esporos (Biozona NM), indicativa dos sedimentos do Complexo Vulcano-Sedimentar de Toca da Moura e, constante ao longo dos restantes níveis da sondagem. Em termos de interpretação estrutural, esta lacuna indica que existe um cavalgamento do Complexo Vulcano-Sedimentar de Toca da Moura sobre a Formação de Santa Susana. O cavalgamento sugere que a estruturação em graben, proposta para a formação da bacia por Machado *et al.* (2012), não terá sido preservada no sector de Jongeais.

Para complementar o estudo das associações identificadas na sondagem e, providenciar mais informações que permitissem um melhor conhecimento estrutural da Bacia de Santa Susana em profundidade, estudaram-se as amostras de carvão pertencentes à coleção do Museu Geológico, sendo possível identificar uma associação de esporos pertencente à Biozona OT, do Moscoviano superior. A identificação desta biozona nos níveis intermédios da Fm. Santa Susana, permite melhor precisar a idade desta formação e, a inexistência de material remobilizado nesta amostra indica que a deposição de sedimentos na bacia, a partir de um determinado momento, se tornou dependente de processos relacionados com pouca energia.

Conjuntamente com as associações de esporos, as associações identificadas na sondagem apresentavam uma elevada percentagem de material remobilizado (prasinófitas, acritarcas, criptosporos e esporos), tendo-se observado espécimes remobilizados desde o Câmbrico médio ao Viséano médio. Os palinomorfos remobilizados foram agrupados em seis intervalos estratigráficos, aos quais se tentou atribuir possíveis fontes de proveniência pertencentes à Zona de Ossa-Morena e Terreno Sul Português. A idade e as percentagens das subassociações de palinomorfos remobilizados no Complexo Vulcano-Sedimentar de Toca da Moura e Formação Santa Susana, sugerem a existência de ciclos de erosão de curta e longa duração, que contribuíram com sedimentos para a Bacia de Toca da Moura e Bacia de Santa Susana. Tendo em conta esta inferência, tentou-se correlacionar as diversas associações de palinomorfos remobilizados com as associações já conhecidas das diversas regiões da ZOM e do TSP, por forma a estabelecer possíveis fontes de proveniência para o material remobilizado. Para a subassociação de idade Câmbrico médio a ?superior, as localidades de Sierra Morena, Grupo *Playon Beds* e Venta del Ciervo, Fm. Umbria – Pipeta, poderão ter

atuado como possíveis fontes de proveniência para o material remobilizado desta idade. No caso da subassociação do Ordovícico Inferior a Médio, correlacionaram-se os palinomorfos remobilizados com as associações conhecidas da Fm. Xistos com *Phyllocytes*, na região de Barrancos, em Portugal e, com as associações das Formações de Barrancos e Barriga Shale, presentes na região de Venta del Ciervo, em Espanha. Na subassociação do Silúrico médio a superior, estabeleceu-se correlação com a Formação Xistos com Nódulos, da região de Barrancos e, na subassociação do Devónico Inferior, correlacionaram-se as associações de palinomorfos remobilizados com as associações conhecidas das Formações Xistos Raiados e Terena. Relativamente à subassociação do Devónico Superior, esta poderá ter sido proveniente do Terreno Sul Português (Antiforma do Pulo do Lobo, Faixa Piritosa Ibérica e Sector Sudoeste de Portugal). Por último, a subassociação do Carbónico inferior recuperada pode ter tido origem nos sedimentos do próprio Complexo Vulcano-Sedimentar de Toca da Moura, assim como, do Terreno Sul Português (Antiforma do Pulo do Lobo, Faixa Piritosa Ibérica e Sector Sudoeste de Portugal).

A existência de possíveis fontes de proveniência para o material remobilizado mais recente, com origem nos sedimentos do TSP, implica a sua possível proximidade com a ZOM durante o Tournaisiano superior e o Viséano.

Do ponto de vista da correlação das palinofloras identificadas, as associações de palinomorfos recuperadas do topo do Arenigiano (base do Darriwiliano), apesar de pouco diversificadas e mal preservadas, demonstram uma afinidade com a paleoprovíncia Mediterrânica, indicando a confirmação do paleoprovincialismo para as associações estudadas. Já a associação de acritarcas e prasinófitas identificada do limite Kralodvoriano/Kosoviano, correspondendo à parte média do Ashgill (Escala Britânica), apresenta muitas semelhanças com as associações descritas a nível global, visto não existir provincialismo nesta idade, acrescentando novos dados para a caracterização destas associações, ainda pouco conhecidas a nível mundial. No topo do Ordovícico os exemplares de criptosporos identificados correspondem aos primeiros e mais antigos registos da existência de plantas primitivas em Portugal, podendo ser correlacionados com associações encontradas no Norte de África e Europa.

Por sua vez, as correlações das associações de palinomorfos identificadas no Silúrico, Devónico e Carbónico deste estudo, foram estabelecidas com base em associações descritas noutras regiões da Europa ocidental e Norte de África, tendo sido encontradas semelhanças com estas associações, tal como descrito anteriormente.

A análise de geoquímica de isótopos estáveis de carbono foi efetuada num perfil da ZCI (Dornes – Perfil 1) e em dois perfis da ZOM (Barrancos – Perfil I e VIII), sendo que as sucessões estratigráficas analisadas abrangeram um intervalo de idades compreendido entre o topo do Ordovícico (Hirnantiano) e o topo do Silúrico (Pridoli basal). Os resultados obtidos, correlacionados com as variações eustáticas, os eventos de extinção conhecidos, os ambientes deposicionais existentes e, a biostratigrafia conhecida para esses perfis, permitiram interpretar as excursões positivas e negativas registadas, relacionando-as com eventos locais que possam ter afetado a sedimentação, identificando algumas das suas possíveis causas ambientais. Seguidamente, correlacionaram-se os dados locais com bioeventos de extinção reconhecidos ao nível global, tendo sido identificados diversos bioeventos globais nos perfis quimiostratigráficos obtidos. Resumidamente, na ZCI terá sido identificado o evento HICE de extinção, do topo do Ordovícico (Hirnantiano). Já na ZOM, poderão ter sido identificados 6 bioeventos de extinção: S-P (Telychiano médio); Ireviken (base do Sheinwoodiano); Lundgreni (Homeriano médio); Linde (limite Gorstiano/Ludfordiano); Lau (Ludfordiano médio) e Klonk (topo do Pridoli), todos eles representados por excursões negativas nos valores de $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$.

Nos estudos da refletância de partículas orgânicas semelhantes a vitrinite e, de cristalinidade da ilite, foram analisadas cerca de 20 amostras do Ordovícico, Silúrico e Carbónico, pertencentes à região do Buçaco, Mação, Portalegre e Barrancos.

As amostras evidenciaram um elevado valor de refletância, globalmente compreendido entre 1,48% e 7,32%, valores esses, indicativos de matéria orgânica matura a sobrematura relativamente à produção de hidrocarbonetos líquidos e gasosos, com um grau de incarbonização compreendido entre os carvões betuminosos de baixa volatilidade e a meta-antracite. Por sua vez, as amostras de idade silúrica apresentaram valores que podem indicar potencial de produção de hidrocarbonetos líquidos condensados (ZCI) e gás seco (ZCI e ZOM). Os valores de maturação medidos podem ser diretamente correlacionados com os valores dos índices de Kubler obtidos para todas as amostras, com exceção das amostras de idade Ordovícica, o que pode ser explicado pelo facto de as partículas originalmente medidas para obtenção dos valores de refletância, poderem possuir uma composição química bastante diferente da vitrinite.

No geral, tendo em conta os resultados obtidos, observa-se um grau de metamorfismo mais elevado para sedimentos do Ordovícico das três regiões analisadas na ZCI, com uma progradação dos valores na direção NO - SE, o que estará de acordo com a história de

deposição e subsidência. Por sua vez, os sedimentos do Silúrico apresentam níveis de maturação mais baixos e possuem uma boa correlação com os valores dos índices de Kubler obtidos, o que à primeira vista poderá significar que os sedimentos desta idade não terão sido sujeitos a um grande enterramento, principalmente os sedimentos da ZCI, visto as amostras do Silúrico da ZOM possuírem valores de refletância ligeiramente superiores. No entanto, tendo em conta a grande diferença de valores de refletância obtidos entre os sedimentos do Ordovícico e do Silúrico na mesma bacia nas regiões do Buçaco, Mação e Portalegre, levanta algumas questões, nomeadamente relacionadas com a grande quantidade de MO presente nas amostras e, a probabilidade de esta ser capaz de influenciar e suprimir o poder refletor, baixando os valores medidos nas amostras de idade Silúrica. Simultaneamente, também se deve pensar se será capaz de retardar o processo de cristalinidade da ilite nestas mesmas amostras. Ambas as explicações podem ser válidas e, esta situação deve ser tida em conta em estudos futuros.

Por último, os valores de maturação da matéria orgânica obtidos nas análises do Carbónico parecem indicar uma íntima relação com o contexto tectónico vigente na altura, associado a uma rápida subsidência, assim como, à implantação de rochas graníticas. Aliás, a subsidência não aparenta ser o único processo a atuar nas bacias, sendo responsável pelo elevado grau de maturação. Tem de se ter em conta o contexto tectónico ao qual as rochas do Ordovícico, Silúrico e Carbónico estiveram sujeitas, com implantação de enormes massas de corpos ígneos aquando da Orogenia Varisca.

Tendo em conta todos os resultados obtidos neste estudo, estes permitiram complementar e aprofundar o conhecimento existente sobre biostratigrafia, paleoambientes, história térmica e estrutural da Zona Centro-Ibérica e Zona de Ossa-Morena, durante o Paleozoico, associado ao contexto da Orogenia Varisca. Assim, este trabalho deve ser visto como uma mais-valia para as ciências geológicas, constituindo-se como mais um ponto no aumento do conhecimento geológico sobre o nosso país.

7.2. Limitações encontradas e sugestões para a realização de trabalhos futuros

A concretização desta investigação acarretou diversos tipos de dificuldades que acabaram por limitar vários aspetos do estudo realizado.

Relativamente ao estudo palinológico, a meteorização e a piritização evidenciada por algumas litologias, assim como, o elevado grau de maturação associado à matéria orgânica, permite explicar a baixa taxa de recuperação obtida e a má preservação das associações

recuperadas. No entanto, trabalhar em zonas com um contexto tectónico complexo revelou-se uma dificuldade. Tendo em conta a fraca taxa de recuperação obtida, tornou-se bastante difícil a realização de correlações entre as unidades das 5 regiões estudadas, assim como, a identificação de biozonas e precisão de idades a partir das associações identificadas.

No caso dos estudos de geoquímica de isótopos estáveis de carbono, a principal dificuldade prendeu-se com o facto da grande maioria dos cortes analisados não possuírem fáceis propícias para a recolha de amostras, não permitindo que em vários dos cortes estudados fosse obtida uma boa resolução.

Por último, no estudo da história térmica, as dificuldades mais prementes resultaram do facto de na maioria das amostras, não se terem medido partículas de vitrinite. Outra dificuldade acrescida resulta da circunstância de as amostras apresentarem matéria orgânica com um elevado valor de refletância, tornando-se por vezes difícil encontrar partículas suficientes para realizar as medições. O elevado grau de maturação experimentado pela matéria orgânica permite, em grande parte, explicar a baixa taxa de recuperação evidenciada pela análise palinológica, nas diversas secções testadas. Um nível tão elevado de maturação, com partículas maduras a sobrematuras, explica o elevado estado de incarbonização demonstrado, o que se reflete nos tão elevados tempos de oxidação que foram precisos para tratar grande parte das amostras, assim como, na pequena percentagem de MO que se conseguia recuperar. No entanto, as dificuldades foram sendo superadas com o tempo e, a realização deste trabalho promoveu, não só, o desenvolvimento de competências científicas e operacionais no âmbito das temáticas abordadas, como levou ao crescimento e aprofundamento da autora enquanto pessoa e investigadora.

Todo o estudo realizado e, principalmente as limitações que foram surgindo, permitiram um crescimento e uma maturação de ideias sobre as temáticas alvo da investigação, tendo surgido diversos projetos para concretização de trabalhos futuros.

Em seguimento deste trabalho poderão ser elaborados estudos palinológicos complementares em regiões atualmente não contempladas envolvendo, não só, regiões de Portugal, como regiões fronteiriças, com o objetivo de melhor compreender e correlacionar as unidades estratigráficas do Paleozoico inferior da ZCI e ZOM.

Novos estudos de geoquímica de isótopos de carbono devem ser estabelecidos, sendo associados, por exemplo, ao estudo de elementos traço e/ou biomarcadores, que envolvam uma melhor compreensão das taxas de acumulação e deposição dos sedimentos em bacias do Paleozoico promovendo, por exemplo, uma mais aprofundada interpretação dos indicadores

de produtividade e meios de deposição, o que pode contribuir para a elaboração de novos modelos de formação/deposição para os xistos negros. A importância do estudo destas litologias para melhor compreender os paleoclimas e as interações atmosfera-oceanos, continua a ser uma mais-valia na interpretação do funcionamento do nosso planeta.

Relativamente aos estudos de maturação orgânica, diversas ideias e questões foram igualmente, surgindo. A necessidade de realizar um estudo mais completo e integrador, que permitisse a interpretação da história térmica destas duas Zonas seria bastante importante, podendo fornecer indicadores consideráveis para melhorar o conhecimento existente sobre a estrutura e tectónica associada à ZCI e ZOM. Ainda, poderia ser relevante avaliar a existência, ou não, de supressão do poder refletor nas unidades do Silúrico, o que poderia fornecer indicações viáveis para a avaliação do potencial de hidrocarbonetos associados às rochas do Paleozoico do nosso país.

As ideias para a realização de trabalhos futuros são diversas e concretas, algumas delas podendo dar continuidade a algumas perspetivas que este estudo revelou, outras, abrindo novos caminhos para serem trilhados, potenciadores de novos e interessantes projetos a serem desenvolvidos. Só o futuro o dirá!

Bibliografia

Abad, I., 2007. Physical meaning and applications of the illite Kübler index: measuring reaction progress in low-grade metamorphism. *In: Nieto F., Jiménez-Millán, J. (eds.), Diagenesis and Low-Temperature Metamorphism. Theory, Methods and Regional Aspects, Seminarios de la Sociedad Española de Mineralogía*, 3, 53-64.

Ábalos, B., 1992. Variscan shear-zone deformation of late Precambrian basement in SW Iberia: implications for circum-Atlantic pré-Mesozoic tectonics. *Journal of Structural Geology*, 14, 807-823.

Al-Ameri, T., 2010. Palynostratigraphy and assessment of gas and oil generation and accumulations in the Lower Paleozoic, Western Iraq. *Arabian Journal of Geosciences*, 3, 155-179.

Albani, R., Bagnoli, G., Bernárdez, E., Gutiérrez-Marco, J.C., Ribecai, C., 2006. Late Cambrian acritarchs from the “Túnel Ordovícico del Fabar,” Cantabrian Zone, N Spain. *Review of Palaeobotany and Palynology*, 139, 41-52.

Aldega, L., Corrado, S., Grasso, M., Maniscalco, R., 2005. Correlation of inorganic and organic thermal indicators in the Eastern Sicily fold-and-thrust belt. *Atti Ticinensi di Scienze della Terra*, 10, 61-65.

Aldridge, R.J., Jepsson, L., Dorning, K., 1993. Early Silurian oceanic episodes and events. *Journal of The Geological Society*, 150(3), 501-513.

Allègre, C.J., 2008. *Isotope Geology*. Cambridge University Press, Cambridge, 1-534.

Almeida, P., Dias da Silva, I., Oliveira, H., Silva, J. B., 2006. Caracterização Tectono-Estratigráfica da Zona de Cisalhamento de Santa Susana (ZCSS) no Bordo SW da Zona de Ossa Morena (ZOM), (Portugal). Livro de Resumos, VII Congresso Nacional de Geologia, Estremoz, Portugal, 49-53.

Andrade, A.S., Santos, J.F., Oliveira, J.T., Cunha, T., Munhá, J., Gonçalves, F., 1991. Excursão ao Complexo de Beja–S. Cristóvão. Magmatismo orogénico na transversal Odivelas–Santa Susana. Livro guia de excursão, XI Reunião sobre a Geologia do Oeste Peninsular, Huelva, Espanha, 47-54.

Andrade, C., Guerreiro, A., Santos, R., 1955. Estudo por sondagens da região carbonífera do Moinho da Ordem. *Comunicações dos Serviços Geológicos de Portugal XXXVI*, 199-255.

Apalategui, O., Eguiluz, L., Quesada, C., 1990. Ossa Morena Zone, Structure. *In: Dallmeyer, R.D, Martínez-García, E. (eds.): Pre-Mesozoic Geology of Iberia*, Springer-Verlag, Berlim, 2, 280-291.

Araújo, A., 2013. O Varisco do sector sul de Portugal. *In: Dias, R., Araújo, A., Terrinha, P., Kullberg, J.C. (eds.), Geologia de Portugal*, Escolar Editora, Lisboa, 1, 483-492.

Araújo, A., Piçarra Almeida, J., Borrego, J., Pedro, J., Oliveira, J.T., 2013. As regiões central e sul da Zona de Ossa-Morena. *In: Dias, R., Araújo, A., Terrinha, P., Kullberg, J.C. (eds.), Geologia de Portugal*, Escolar Editora, Lisboa, 1, 509-549.

Arias, D., Ivan, R., 2004. Estudio de minerales de arcilla presentes en muestras de sedimentos superficiales y núcleos de la fachada atlántica venezolana. Monografía (não publicada). Universidad Central de Venezuela, Caracas, 1-137.

Armstrong, H.A., Brasier, M.D., 2005. Microfossils, 2ª edição. Blackwell Publishing, Oxford, 1-304.

Barker, C., Goldstein, R., 1990. Fluid-inclusion technique for determining maximum temperatures in calcite and its comparison to vitrinite reflectance. *Geology*, 18, 1003-1008.

Batten, D.J., 1999. Small palynomorphs. *In*: Jones, T.P. e Rowe, N.P. (eds.), *Fossil Plants and Spores: modern techniques*, Geological Society, Londres, 15-19.

Beck, J., Strother, P., 2001. Silurian spores and cryptospores from the Arisaig Group, Nova Scotia, Canada. *Palynology*, 25, 127-177.

Bergström, S., Chen, X., Gutiérrez-Marco, J. C., Dronov, A., 2008. The new chronostratigraphic classification of the Ordovician System and its relations to major regional series and stages and to $\delta^{13}\text{C}$ chemostratigraphy. *Lethaia*. DOI: 10.1111/j.1502-3931.2008.00136.x.

Berner, R., 2004. *The Phanerozoic Carbon Cycle: CO₂ and O₂*. Oxford University Press, Nova Iorque, 1-159.

Bertrand, R., 1990. Correlations among the reflectances of vitrinite, chitinozoans, graptolites and scolecodonts. *Organic Geochemistry*, 15 (6), 565-574.

Bertrand, R., Heroux, Y., 1987. Chitinozoan, Graptolite, and Scolecodont Reflectance as an alternative to Vitrinite and Pyrobitumen Reflectance in Ordovician and Silurian Strata, Anticosti Island, Quebec, Canada. *The American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 71 (8), 951-957.

Bertrand R., Malo, M. 2001. Source rock analysis, thermal maturation, and hydrocarbon generation in the Siluro-Devonian rocks of the Gaspé Belt basin, Canada. *Bulletin of Canadian Petroleum Geology*, 49, 238-261.

Bertrand, R., Malo, M., 2012. Dispersed organic matter reflectance and thermal maturation in four hydrocarbon exploration wells in the Hudson Bay Basin: regional implications. *Geological Survey of Canada, Open File 7066*, 1-52. DOI:10.4095/289709.

Bjerrum, C., Bendtsen, J., Legarth, J., 2006. Modeling organic carbon burial during sea level rise with reference to the Cretaceous. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, G3, 7 (5). DOI:10.1029/2005GC001032.

Borges, M., 2012. *Palinostratigrafia e isótopos estáveis do Jurássico da Bacia Algarvia e da Carrapateira*. Tese de Doutorado (não publicada), Faculdade de Ciências e Tecnologia, Universidade do Algarve, 1-473.

Borges, M., Pereira, Z., Sá, A., Piçarra, J. M., Ramalho, M., 2008. New records in old material: preliminary data on Floian Acritarchs – a surprising new world in the Nery Delgado

Collection at the Geological Museum, Portugal. Abstract Book, 12th International Palynological Congress (IPC-XII 2008), 8th International Organization of Palaeobotany Conference (IOPC-VIII 2008) Joint Congress, Bona, Alemanha, 33-34.

Borges, M.E.N., Riding, J.B., Fernandes, P., Matos, V., Pereira, Z., 2012. Callovian (Middle Jurassic) dinoflagellate cysts from the Algarve Basin, southern Portugal. *Review of Palaeobotany and Palynology*, 170, 40-56.

Borges, M.E.N., Riding, J.B., Fernandes, P., Pereira, Z., 2011. The Jurassic (Pliensbachian to Kimmeridgian) palynology of the Algarve Basin and the Carrapateira outlier, southern Portugal. *Review of Palaeobotany and Palynology*, 163, 190-204.

Brenchley, P.J., Romano, M., Gutiérrez-Marco, J.C., 1986. Proximal and distal hummocky cross-stratified facies on a wide Ordovician shelf in Iberia. *In*: Knight, R.J., McLean, J.R. (eds.) *Shelf sands and sandstones*, Canadian Society of Petroleum Geologists, Memoir II, 241-255.

Breuer, P., Al-Ghazi, B., Al-Ruwaili, M., Higgs, K., Steemans, P., Wellman, C., 2007. Early to middle Devonian miospores from northern Saudi Arabia. *Review of Palaeobotany and Palynology*, 50, 27-57.

Brocke, R., Fatka, O., Servais, T., 1997. A review of the Ordovician acritarchs *Aureotesta* and *Marrocanium*. *Annales de la Société Géologique de Belgique*, 120 (1), 1-21.

Brown, C. A., 2008. Palynological Techniques, 2^a edição. *In*: Riding, J.B., Warny, S. (eds.), *American Association of Stratigraphic Palynologists Foundation*, Dallas, 1-137.

Burgess, J., 1975. Historical Review and Methods of Determining Thermal Alteration of Organic Materials. *Palynology*, 1, 1-7.

Burgess, N.D., Richardson, J.B., 1995. Late Wenlock to Early Pridoli cryptospores and miospores from south and south-west Wales – Great Britain. *Palaeontographica, Abteilung B*, 236, 1-44.

Calner, M. 2008. Silurian global events – at the tipping point of climate change. *In*: Elewa, A.M.T. (ed.), *Mass extinction*, Springer-Verlag, Berlin, 21-57.

Carrington da Costa, J. S., 1950. Notícia sobre a carta geológica do Buçaco, de Nery Delgado. *Serviços Geológicos de Portugal, Publicação Especial*, 1-27.

Carvalhosa, A., Gonçalves, F., Oliveira, V., 1987. Notícia explicativa da folha 36-D (Redondo) da Carta Geológica de Portugal à escala 1:50 000, *Serviços Geológicos de Portugal, Lisboa*, 1-63.

Carvalhosa, A., Zbyszewski, G., 1994. Notícia Explicativa da folha 35-D (Montemor-o-Novo) da Carta Geológica de Portugal à escala 1:50 000. *Serviços Geológicos de Portugal, Lisboa*, 1-86.

Challands, T., Armstrong, H., Maloney, D., Davies, J., Wilson, D., Owen, A., 2009. Organic-carbon deposition and coastal upwelling at mid-latitude during the Upper Ordovician (Late

Katian): A case study from the Welsh Basin, UK. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 273, 395-410.

Chaminé H. I., Fonseca P. E., Rocha F., Moço L. P., Fernandes J. P., Gama Pereira L. C., Gomes C.; Lemos De Sousa M. J. e Ribeiro A., 2000. Unidade de Albergaria-a-Velha (faixa de cisalhamento de Porto–Tomar–Ferreira do Alentejo): principais resultados de um estudo geológico pluridisciplinar. *Geociências, Revista da Universidade de Aveiro*, 14 (1-2), 49-60.

Clayton, G., 1971. A Lower Carboniferous miospores assemblage from the Calciferous Sandstone Measures of the Cockburnspath region of Eastern Scotland. *Pollen et Spores*, 12, 4, 578-600.

Clayton, G., 1985. Dinantian Miospores and intercontinental correlation. C.R. 10^e, International Congress Stratigraphy Geology Carboniferous, Madrid, 1, 9-23.

Clayton, G., 1996. Mississippian miospores. *In*: Jansonius, J., Mcgregor, D.C. (eds.), *Palynology: Principles and applications*. American Association of Stratigraphic Palynologists Foundation, 2, 589-596.

Clayton, G., Higgs, K., 1979. The Tournaisian marine transgression in Ireland. *Irish Journal of Earth Sciences*, 2, 1-10.

Clayton, G., Coquel, R., Doubinger, J., Gueinn, K.J., Loboziak, S., Owens, B., Streeel, M., 1977. Carboniferous miospores of Western Europe: illustration and zonation. *Mededelingen - Rijks Geologische Dienst*, 29, 1-71.

Clayton, G., Higgs, K., Keegan, J.B., Sevastopulo, G.D., 1978. Correlation of the palynological zonation of the Dinantian of the British Isles. *Coloquio Internacional de Palinologia, I^o, Léon. Palinología, Número extraordinário 1*, 137-147.

Clayton, G., McClean, D., Owens, B., 2003. Carboniferous palinostratigraphy: recent developments in Europe (Abstract 103). *International Congress on Carboniferous and Permian Stratigraphy*, Utrecht, 1.

Cohen, K.M., Finney, S., Gibbard, P.L., 2013. *International Chronostratigraphic Chart*. International Commission on Stratigraphy. Disponível em:
<http://www.stratigraphy.org/ICSchart/ChronostratChart2013-01.pdf>

Cooper, A., 1980. The Stratigraphy and palaeontology of the Ordovician to Devonian rocks of the area North of Dornes (near Figueiró dos Vinhos), Central Portugal. Tese de Doutoramento (não publicada), Department of Geology, University of Sheffield, 1-429.

Cooper, A., Romano, M., 1982. The lower Ordovician stratigraphy of the Dornes – Figueiró dos Vinhos area, central Portugal, with descriptions of *Merostomichnites* ichnosp. and *Rosselia socialis*; two previously unrecorded trace fossils. *Comunicações dos Serviços Geológicos de Portugal*, 68(1), 73-82.

Cramer, B., Saltzman, M., 2005. Sequestration of ¹²C in the deep ocean during the early Wenlock (Silurian) positive carbon isotope excursion. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 219, 333-349.

- Cramer, F., Allam, B., Kanes, W., Diez, M., 1974. Upper Arenigian to Lower Llanvirnian acritarchs from the subsurface of the Tadla Basin in Morocco. *Palaeontographica Abteilung B*, 145, 182-190.
- Crowley, T.J., Berner, R., 2001. CO₂ and climate change. *Science*, 292, 870-872.
- Cunha, T., Vanguetaine, M., 1988. Acritarchs of the “Xistos com Phyllocytes” Formation, Barrancos region, SE of Portugal. *Comunicações dos Serviços Geológicos de Portugal*, 74, 66-77.
- Dai, J., Li, J., Luo, X., Zhang, W., Hu, G., Ma, C., Guo, J., Ge, S., 2005. Stable carbon isotope compositions and source rock geochemistry of the giant gas accumulations in the Ordos Basin, China. *Organic Geochemistry*, 36, 1617-1635.
- Delabroye, A., Vecoli, M., 2010. The end-Ordovician glaciation and the Hirnantian Stage: A global review and questions about Late Ordovician event stratigraphy. *Earth-Science Reviews*, 98, 269-282.
- Delgado, N., 1901. Considerations generales sur la classification du systeme silurique. *Comunicações da Direcção dos Serviços Geológicos de Portugal*, 4, 208-227.
- Delgado, N., 1908. Système Silurique du Portugal. Étude de stratigraphie paléontologique. *Memórias da Comissão dos Serviços Geológicos de Portugal*, 1-245.
- Delgado, N., 1910. Terrains Paleozoiques du Portugal. Étude sur les fossiles des Schistes à *Nereites* de San Domingos et des Schistes à *Nereites* et à Graptolites de Barrancos (ouvrage posthume). *Comissão dos Serviços Geológicos de Portugal*, 1-68.
- Deunff, J., 1977. Sur une méthode complémentaire de traitement et d'éclaircissement du microplancton paléozoïque carbonifié. *Bulletin du Bureau de Recherches Géologiques et Minières*, 12 série, Secção I (1), 51-54.
- Dias, R., Ribeiro, A., 2013. O Varisco do sector Norte de Portugal. *In*: Dias, R., Araújo, A., Terrinha, P., Kullberg, J.C. (eds.), *Geologia de Portugal*, Escolar Editora, Lisboa, 1, 59-71.
- Díez Balda, M.A., Vegas, R., 1992. La estructura del dominio de los pliegues verticales en la Zona Centro Ibérica. *In*: Gutiérrez-Marco, J.C., Saavedra, J., Rábano, I. (eds.), *Paleozoico Inferior de Ibero-América*, Universidad de Extremadura, Extremadura, 523-528.
- Domingos, L. C. G., Freire, J. L. S., Silva, F. G., Gonçalves, F.; Pereira, E., Ribeiro, A., 1983. The Structure of the Intramontane Upper Carboniferous Basins in Portugal. *In*: Lemos de Sousa, M.J., Oliveira, J.T. (eds.), *The Carboniferous of Portugal*, Memórias, Nova Série, 29, 187-194.
- Downie, C., 1984. Acritarchs in British stratigraphy. *Geological Society of London, Special Report*, 17, 1-26.
- Edwards, D., Richardson, J., 2004. Silurian and Lower Devonian plant assemblages from the Anglo-Welsh Basin: a palaeobotanical and palynological synthesis. *Geological Journal*, 39, 375-402.

Elaouad-Debbaj, Z., 1978. Acritarches de l'Ordovicien Supérieur du Synclinal de Buçaco (Portugal). Systématique – Biostratigraphie – Intérêt paléogéographique. Bulletin de la Société Géologique et Minéralogique de Bretagne, série C, X(2), 1-101.

Eriksson, M.J., Calner, M., 2008. A sequence stratigraphical model for the Late Ludfordian (Silurian) of Gotland, Sweden: implications for timing between changes in sea level, palaeoecology, and the global carbon cycle. *Facies*, 54, 253-276.

Essene, E.,J., Peacor, R., 1995. Clay mineral thermometry--a critical perspective. *Clays and Clay Minerals*, 43, 5, 540-553.

Fan, J., Peng, P., Melchin, M.J., 2009. Carbon isotopes and event stratigraphy near the Ordovician–Silurian boundary, Yichang, South China. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 276, 160-169.

Fensome, R., Williams, G., Barrs, M., Freeman, J., Hill, J., 1990. Acritarchs and fossil prasinophytes: an index to genera, species and infraspecific taxa. American Association of Stratigraphic Palynologists Foundation, Contributions Series, 25, 1-771.

Fernandes, J.P., 1998. Resultados preliminares del estudio palinológico de la Cuenca de Santa Susana (Alcácer do Sal, Portugal), *Estudios palinológicos. Libro de Actas, XI Simposio de Palinología A.P.L.E., Alcalá de Henares, Espanha*, 1-3.

Fernandes, J.P., 2001. Nuevos resultados del estudio palinológico de la Cuenca de Santa Susana (Alcácer do Sal, Portugal). *In: Fombella Blanco, M.A., Fernández González, D., Valença Barrera, R.M. (eds.), Palinología: Diversidad y Aplicaciones, Trabajos del XII Simposio de Palinología (A.P.L.E.), Universidad de León, León*, 95-99.

Fernandes, P., 2000. Investigation of the stratigraphy, maturation and source-rock potential of Carboniferous black shales in the Dublin Basin. Tese de Doutoramento (não publicada), Trinity College, Universidade de Dublin, 1-218.

Fernandes, P., Luís, J., Rodrigues, B., Marques, M., Valentim, B., Flores, D., 2010. The measurement of vitrinite reflectance with MatLab. *In: Oliwkiewicz-Miklasinka, M., Stempien-Salek, M., Iaptas, A. (eds.), Abstract Book, CIMP Poland General Meeting, Institute of Geological Sciences, Polish Academy of Sciences, Varsóvia*, 1113.

Fernandes, P., Musgrave, J.A., Clayton, G., Pereira, Z., Oliveira, J.T., Goodhue, R., Rodrigues, B., 2012. New evidence concerning the thermal history of Devonian and Carboniferous rocks in the South Portuguese Zone. *Journal of the Geological Society*, 169, 647-654.

Fortey, R.A., Harper, D.A.T., Ingham, J.K., Owen, A.W., Parkes, M.A., Rushton, A.W.A., Woodcock, N., 2000. A revised correlation of Ordovician rocks in the British Isles. Geological Society of London, Special Report, 24, 1-83.

Fortey, R.A., Harper, D.A.T., Ingham, J.K., Owen, A.W., Rushton, A.W.A., 1995. A revision of Ordovician series and stages from the historical type area. *Geological Magazine*, 132(1), 15-30.

- Gaudette, H., Eades, J., Grim, R., 1964. The nature of illite. *Clays and Clay Minerals*, 13, 33-48.
- Gonçalves, F., 1971. Subsídios para o conhecimento geológico do Nordeste alentejano. *Memórias dos Serviços Geológicos de Portugal, Nova Série*, 18, 1-62.
- Gonçalves, F., 1985. Contribuição para o conhecimento geológico do Complexo Vulcano-sedimentar da Toca da Moura. *Memórias da Academia de Ciências de Lisboa*, 26, 263-267.
- Gonçalves, F., Carvalhosa, A., 1984. Subsídios para o conhecimento geológico do Carbónico de Santa Susana. *In: Zbyszewski, G. (ed.), Vol. D' Hommage au géologue, Recherche de Civilisations*, Paris, 109-130.
- Gonçalves, F., Fernandes, A.P., 1973. Notícia explicativa da Folha 32-B (Portalegre) da Carta Geológica de Portugal à escala 1:50 000. *Serviços Geológicos de Portugal, Lisboa*, 1-45.
- Gonçalves, F., Perdigão, J.C., Coelho, A.V.P, Munhá, J.M., 1978. Notícia explicativa da Folha 33-A (Assumar), da Carta Geológica de Portugal à escala 1:50 000. *Serviços Geológicos de Portugal, Lisboa*, 1-37.
- González, R., Varea, P., Lodeiro, F., Parra, L.M., Poyatos, D., Matas, J., 2007. Microflora y conodontos del Mississipiense en la Fm. Gévora (núcleo del sinforme la Codosera-Puebla de Obando, SO de la Zona Centroibérica). *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 20 (1-2), 71-88.
- Goodarzi, F., Norford, B.S., 1985. Graptolites as indicators of the temperature histories of rocks. *Journal of the Geological Society*, 142, 1089-1099.
- Goodarzi, F., Norford, B.S., 1987. Optical Properties of Graptolite Epiderm - A Review. *Bulletin of the Geological Society of Denmark*, 35, 141-147.
- Gorjan, P., Kaiho, K., Fike, D., Xu, C., 2012. Carbon- and sulfur-isotope geochemistry of the Hirnantian (Late Ordovician) Wangjiawan (Riverside) section, South China: Global correlation and environmental event interpretation. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 337-338, 14-22.
- Gourvenec, R., Plusquellec, Y., Pereira, Z., Piçarra, J.M., Le Menn, J., Oliveira, J.T., Romão, J., Robardet, M., 2008. A reassessment of the Lochkovian (Lower Devonian) benthic faunas and palynomorphs from the Dornes region (southern Central Iberian Zone, Portugal). *Comunicações Geológicas*, 95, 5-25.
- Gradstein, F.M, Ogg, J.G., Schmitz, M., Ogg, G., 2012. *The Geologic Time Scale 2012*, Elsevier, Boston, 2 volumes, 1-1176.
- Gutiérrez-Marco, J.C., 1982. Nota sobre la fauna de Graptolitos ordovícicos de la región de Barrancos (Baixo Alentejo, Portugal). *Relatório interno, Serviço de Fomento Mineiro*, 1-8.
- Gutiérrez-Marco, J.C., Lenz, A.C., Robardet, M., Piçarra, J.M. 1996. Wenlock-Ludlow graptolite biostratigraphy and extinction: a reassessment from the southwestern Iberian Peninsula (Spain and Portugal). *Canadian Journal of Earth Sciences*, 33, 656-663.

Gutiérrez-Marco, J.C., Rábano, I., San José, M.A., Herranz, P., Sarmiento, G.N., 1995. Oretanian and Dobrotivian Stages vs "Llanvirn-Llandeil" Series in the Ordovician of the Iberian Peninsula. *In*: Cooper, D.J., Droser, M.L., Finney, S.C. (eds.), *Ordovician Odyssey: Short papers, 7th International Symposium on the Ordovician System*, The Pacific Section Society for Sedimentary Geology, California, 55-59.

Gutiérrez-Marco, J.C. (coord.), Robardet, M., Rábano, I., Sarmiento, G.N., San José Lancha, M.A., Herranz Araújo, P., Pieren Pidal, A.P., 2002. Ordovician. *In*: Gibbons, W., Moreno, M.T. (eds.), *The Geology of Spain*, Geological Society, Londres, 31-47.

Gutiérrez-Marco, J.C., San José, M.A., Pieren, A.P., 1990. Post-Cambrian Palaeozoic Stratigraphy (Autochthonous sequence). *In*: Dallmayer, R.D., Martínez García, E. (eds.), *Pre-Mesozoic Geology of Iberia*, Springer-Verlag, Berlin, 160-171.

Harland, W.B., Armstrong, R.L., Cox, A.V., Craig, L.W., Smith, A.G., Smith, D.G., 1990. *A Geologic Time Scale 1989*, Cambridge University Press, Cambridge, 1-263.

Henry, J.L., Thadeu, D., 1971. Intérêt stratigraphique et paléogéographique d'un microplancton à Acritarches découvert dans l'Ordovicien de la Serra de Buçaco (Portugal). *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences*, 272, 1343-1346.

Henry, J.L., Melou, M., Nion, J., Paris, F., Robardet, M., Skevington, D., Thadeu, D., 1976. L'apport de graptolites à la zone à *G. teretiusculus* dans la datation de faunes benthiques lusitano-armoricaines. *Annales de la Société Géologique du Nord*, 96, 275-281.

Henry, J.L., Nion, J., Paris, F., Thadeu, D., 1974. Chitinozoaires, Ostracodes et Trilobites de l'Ordovicien du Portugal (Serra de Buçaco) et du massif Armoricaïn: essai de comparaison et signification paléogéographique. *Comunicações dos Serviços Geológicos de Portugal*, 57, 303-345.

Hibbert, F., Lacey, W., 1969. Miospores from the lower Carboniferous basement beds in the Menai Straits region of Caernarvonshire, North Wales. *Palaeontology*, 12 (3), 420-440.

Higgs, K., 1984. Stratigraphic palynology of the Carboniferous rocks in Northwest Ireland. *Geological Survey of Ireland Bulletin*, 3, 171-201.

Higgs, K., Clayton, G., Keegan, B.J., 1988. Stratigraphic and systematic palynology of the Tournaisian rocks of Ireland. *Geological Survey of Ireland Special Papers*, 7, 1-93.

Hillier, S., Clayton, T., 1989. Illite/Smectite diagenesis in Devonian lacustrine mudrocks from Northern Scotland and its relationship to organic maturity indicators. *Clay Minerals*, 24, 181-196.

Hillier, S., Marshall, J., 1988. A rapid technique to make polished thin sections of sedimentary organic matter concentrates. *Journal of Sedimentary Petrology*, 58, 754-755.

Hoefs, J., 2009. *Stable Isotope Geochemistry*, 6^a Edição. Springer, Berlin, 1-293.

Holmén, K., 2006. The Global Carbon Cycle. *In*: Jacobson, M.C., Charlson, R.J., Rodhe, H., Orians, G.H. (eds.), *Earth System Science from Biogeochemical Cycles to Global Change*, International Geophysics Series, Elsevier Academic Press, Oxford, 72, 282-321.

Hower, J., Malinconico, M., 2000. Organic metamorphism in Middle Ordovician carbonates, Lebanon Valley nappe, Pennsylvania. *International Journal of Coal Geology*, 42, 221-230.

ISO 11760, 2005. Classification of coals, 1st ed. International Organization for Standardization, Geneva, Switzerland, 1-9.

Jacobson, M.C., Charlson, R.J., Rodhe, H., Orians, G.H. (eds.), 2006. *Earth System Science – From biogeochemical cycles to global change*, 5ª edição. International Geophysics Series, Elsevier Academic Press, Londres, 72, 1-550.

Jansonius, J., McGregor, D.C., 1996. Introduction. *In*: Jansonius, J., McGregor, D.C. (eds.), *Palynology: Principles and Applications*. American Association of Stratigraphic Palynologists Foundation, Salt Lake City, 1, 1-10.

Julivert, M., Fonteboté, J., Ribeiro, A., Conde, L., 1974. Mapa Tectónico de la Península Ibérica y Baleares a escala 1:1.000.000. Instituto Geológico Y Minero de España, Madrid, 1-113.

Kaiser, S., Steuber, T., Becker, R.T., Joachimski, M., 2006. Geochemical evidence for major environmental change at the Devonian–Carboniferous boundary in the Carnic Alps and the Rhenish Massif. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 240, 146-160.

Kaljo, D., Kiipli, T., Martma, T., 1997. Carbon isotope event markers through the Wenlock-Pridoli sequence at Ohesaare (Estonia) and Priekule (Latvia). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 132, 211-223.

Kaljo, D., Martma, T., Mannik, P., Viira, V., 2003. Implications of Gondwana glaciations in the Baltic Late Ordovician and Silurian and a carbon isotopic test of environmental cyclicality. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 174(1), 59-66.

Keegan, J.B., 1981. Palynological correlation of the Upper Devonian and Lower Carboniferous in Central Ireland. *Review of Palaeobotany and Palynology*, 34(1), 99-106.

Kermandji, A., 2007. Silurian–Devonian miospores from the western and central Algeria. *Revue de micropaléontologie*, 50, 109-128.

Kump, L., Arthur, M., 1999. Interpreting carbon-isotope excursions: carbonates and organic matter. *Chemical Geology*, 161, 181-198.

Le Hérissé, A., 1989. Acritarches et kystes d'algues Prasinophycées du Silurien de Gotland, Suède. *Palaeontographia Italica*, 76, 57-302.

Le Hérissé, A., 2002. Paleocology, biostratigraphy and biogeography of late Silurian to early Devonian acritarchs and prasinophycean phycmata in well A161, Western Libya, North Africa. *Review of Palaeobotany and Palynology*, 118, 359-395.

Le Hérissé, A., Dorning, K.J., Mullins, G.L., Wicander, R., 2009. Global Patterns of Organic-Walled Phytoplankton Biodiversity During the Late Silurian to Earliest Devonian. *Palynology*, 33, 1, 25-75.

Le Hérissé, A., Servais, T., Wicander, R., 2000. Devonian acritarchs and related forms. *Courier Forschungsinsitut Senckenberg*, 220, 195-205.

Le Menn, J., Gourvenec, 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.

Lécuyer, C., Paris, F., 1997. Variability in the $\delta^{13}\text{C}$ of lower Paleozoic palynomorphs: implications for the interpretation of ancient marine sediments. *Chemical Geology*, 138, 161-170.

Lehnert, O., Frýda, J., Buggisch, W., Manda, S., 2003. A first report of the Ludlovian Lau event from the Prague Basin (Barrandian, Czech Republic). *In: Ortega, G., Acenolaza, G.F. (eds.), Proceedings, 7th International Graptolite Conference and Field Meeting of the International Subcommittee on Silurian Stratigraphy, Universidad Nacional de Tucumán, San Juan, Argentina, INSUGEO, Serie Correlación Geológica, 8, 139-144.*

Lehnert, O., Frýda, J., Buggisch, W., Munnecke, A., Nützel, A., Kříž, J., Manda, S., 2007. $\delta^{13}\text{C}$ record across the Ludlow Lau Event: new data from mid palaeo-latitudes of northern peri-Gondwana (Prague Basin, Czech Republic). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 245, 227-244.

Leiming, Y., Di Milia, A., Tongiorgi, M., 1998. New and emended acritarch taxa from the lower Dawan Formation (lower Arenig, Huanghuachang Section, South China). *Review of Palaeobotany and Palynology*, 102, 223-248.

Lenz, A., Noble, P., Masiak, M., Pouson, S., Kozłowska, A., 2006. The lundgreni Extinction Event: integration of paleontological and geochemical data from Arctic Canada. *GFF*, 128 (2), 153-158.

Li, J., Molyneux, S. G., Rubinstein, C.V., Servais, T., 2003. Acritarchs from peri-Gondwana at the Lower and Middle Ordovician Stage boundaries. *In: Albanesi, G. L., Beresi, M. S., Peralta, S. H. (eds.), INSUGEO, Serie Correlación Geológica, 17, 95-99.*

Lindstrom, S., 2003. Carboniferous palynology of the Loppa High, Barents Sea, Norway. *Norwegian Journal of Geology*, 83, 333-349.

LNEG, 2010. Carta Geológica de Portugal à escala 1:1 000 000, 3^a edição. Laboratório Nacional de Energia e Geologia, Lisboa.

Lopes, G., Pereira, Z., Fernandes, P., Piçarra, J.M., Oliveira, J.T., 2009. Silurian to Lower Devonian palynomorphs from the Barrancos region, Ossa Morena Zone, Portugal - Preliminary results. *In: Fernandes, P., Pereira, Z., Oliveira, J.T., Clayton, C., Wicander, R. (eds.), Abstract Book, CIMPLisbon'09, 2nd Joint Meeting of Spores/Pollen and Acritarch Subcommissions, Universidade do Algarve, Faro, 63-68.*

- Lopes, G., Pereira, Z., Fernandes, P., Matos, J. X., Rosa, D., Oliveira, J.T., 2012. Provenance of the reworked Ordovician Palynomorphs in SDJ1 Borehole - Santa Susana Basin, Ossa Morena Zone, Portugal. *In*: Eble, C., O'Keefe, J. (eds.), Abstract Book, Joint Meeting of the 45th Annual Meeting of American Association Stratigraphic Palynology and The Palynological Society, Meeting of Internacional Commission of Paleozoic Microflora, Lexington, 28-29.
- Lopes, G., Pereira, Z., Fernandes, P., Wicander, R., Matos, J., Rosa, D., Oliveira, J.T., 2013. The significance of the reworked palynomorphs (Middle Cambrian to Tournaisian) in the Viséan Toca da Moura Complex (South Portugal). Implications for the geodynamic evolution of Ossa Morena Zone. *Review of Palaeobotany and Palynology*, 200, 1-23.
- Lopes, G., Vaz, N., Sequeira, A.J.D., Piçarra, J.M., Fernandes, P., Pereira, Z., 2010. Dados palinoestratigráficos preliminares do Gorstiano (Silúrico) da Formação de Sazes (Sinclinal do Buçaco). Livro de Actas, VIII Congresso Nacional de Geologia, Braga, 17 (14). Disponível em: E-Terra, <http://e-terra.geopor.pt>.
- Lopes, G., Vaz, N., Sequeira, A.J.D., Piçarra, J., Fernandes, P., Pereira, Z., 2011. New insights on the palynostratigraphy of the Hirnantian of the Rio Ceira section, Buçaco, Portugal. *In*: Gutiérrez-Marco, J.C., Rábano, I. e García-Bellido, D. (eds.), Ordovician of the World, Cuadernos del Museo Geominero, 14, 313-319.
- Lotze, F., 1945. Zur Gliederung der Varisziden der Iberischen Meseta. *Geotektonische Forschungen*, 6, 78-92 (Tradução espanhola em: *Publicaciones Extranjeras sobre Geología de España*, 5, 49-166).
- Luís, J., 2007. Mirone: a multi-purpose tool for exploring grid data. *Computers and Geosciences*, 33, 31-41.
- Machado, G., 2010. Palinologia e Estratigrafia do PZ Superior da ZOM, NW e SW de Portugal. Tese de Doutoramento (não publicada), Universidade de Aveiro, Aveiro, 1-365.
- Machado, G., Dias da Silva, I., Almeida, P., 2012. Palynology, Stratigraphy and Geometry of the Pennsylvanian continental Santa Susana Basin (SW Portugal). *Journal of Iberian Geology* 38(2), 429-448.
- Machado, G., Francu, E., Varvdová, M., Flores, D., Fonseca, P., Rocha, F., Gama Pereira, L., Gomes, A., Fonseca, M., Chaminé, H., 2011. Stratigraphy, palynology and organic geochemistry of the Devonian-Mississippian metasedimentary Albergaria-a-Velha Unit (Porto-Tomar shear zone, W Portugal). *Geological Quarterly*, 55(2), 139-164.
- Manda, S., Štorch, P., Slavík, L., Frýda, J., Kríž, J., Tasáryová, Z., 2012. The graptolite, conodont and sedimentary record through the late Ludlow Kozłowskii Event (Silurian) in the shale-dominated succession of Bohemia. *Geological Magazine*, 149(3), 507-531.
- Marques, M., Flores, D., Pereira, G., 2006. Petrologia orgânica dos graptólitos e sua utilidade para o conhecimento da maturação térmica nos metassedimentos do Paleozóico Inferior do Buçaco. *In*: Mirão, J., Balbino, A. (eds.), Livro de Resumos, VII Congresso Nacional de Geologia, Universidade de Évora, Estremoz, 2, 725.

Marshall, J.D., 1992. Climatic and oceanographic isotopic signals from the carbonate rock record and their preservation. *Geological Magazine*, 129(2), 143-160.

Marshall, J., 1995. The Silurian of Saudi Arabia: thermal maturity, burial history and geotectonic environment. *Review of Palaeobotany and Palynology*, 89, 139-150.

Martin, F., 1993. Acritarchs: a review. *Biological Reviews*, 68(4), 475-538.

Martin, F., Dean, W. T., 1981. Middle and Upper Cambrian and Lower Ordovician acritarchs from Random Island, eastern Newfoundland. *Geological Survey of Canada Bulletin*, 343, 1-43.

Martin, F., Dean, W. T., 1988. Middle and Upper Cambrian acritarch and trilobite zonation at Manuels River and Random Island, eastern Newfoundland. *Geological Survey of Canada Bulletin*, 381, 1-91.

Martínez Catalán, J.R., 1985. Estratigrafía y estructura del Domo de Lugo (Sector Oeste de la Zona Asturoccidental-leonesa), 2ª edição. Fundacion "Pedro Barrie de la Maza, Conde Fenosa, Espanha, Corpus Geologicum Gallaeciae, 2, 1-291.

Martínez Catalán, J.R., Martínez Poyatos, D., Bea, F. (coords.), 2004. Zona Centro-Ibérica. *In: Vera, J.A. (ed.). Geología de España, Sociedad Geológica de España – Instituto Geológico y Minero de España*, 68-133.

Mata, J., Munhá, J., 1990. Magmatogénese de metavulcanitos câmbricos do nordeste alentejano: os estádios iniciais de "rifting" continental. *Comunicações dos Serviços Geológicos de Portugal*, 76, 61-89.

Matos, J. X., Pereira, Z., Rosa, C. J.P., Rosa, D. R.N., Oliveira, J. T., Relvas, J. M.R.S., 2011. Late Strunian age: a key time frame for VMS deposit exploration in the Iberian Pyrite Belt. *Abstract Book, 11th Biennial SGA Meeting, Antofagasta, Chile*, 790-792.

McClellan, D., Chisholm, J., 1996. Reworked palynomorphs as provenance indicators in the Yeadonian of the Pennine Basin. *Proceedings of the Yorkshire Geological Society*, 51(2), 141-151.

McCormack, N., 1998. The thermal history of the South Portuguese Zone. *Tese de Doutoramento (não publicada)*, Trinity College, Universidade de Dublin, 1-179.

McCormack, N., Clayton, G, Fernandes, P., 2007. The thermal history of the Upper Palaeozoic rocks of Southern Portugal. *Marine and Petroleum Geology*, 24, 145-150.

McDougall, N.D., Brenchley, P.J., Rebelo, J.A., Romano, M., 1987. Fans and fan deltas – precursors to the Armorican Quartzite (Ordovician) in western Iberia. *Geological Magazine*, 124, 347-359.

Meireles, C., 2011. Litoestratigrafia do Paleozóico do sector a Nordeste de Bragança (Trás-os-Montes). *Tese de Doutoramento (não publicada)*, Faculdade de Ciências, Universidade do Porto, Porto, 1-540.

Meireles, C., Marques, E., 2009. O Sistema Ordovícico – Uma proposta de trabalho para as Normas de Cartografia Geológica Digital. Relatório interno, Laboratório Nacional de Energia e Geologia, S. Mamede de Infesta, 1-11.

Melendi, D.L., Scafati, L., Volkheimer, W., Chavez, R.F., 2009. Técnicas extractivas y preparativas en Paleontología. Aspectos ambientales y de seguridad laboral. Revista del Museo Argentino de Ciencias Naturales, Nueva Serie, 11(1), 107-129.

Mendonça Filho, J.C, Menezes, T.R., Mendonça, J.O., Donizeti de Oliveira, A., Freitas da Silva, T., Rondon, N.F., Sobrinho da Silva, F., 2012. Organic Facies: Palynofacies and Organic Geochemistry Approaches. *In*: Panagiotaras, D. (ed.), Geochemistry - Earth's System Processes, InTech. Disponível em: <http://www.intechopen.com/books/geochemistry-earth-s-system-processes/organic-facies-palynofacies-andorganic-geochemistry-approaches>

Merriman, R.J., 2006. Clay minerals and sedimentary basin history. MACLA, 6, 25-26.

Merriman, R.J., Roberts, B., 1985. A survey of white-mica crystallinity and polytypes in pelitic rocks of Snowdonia and Lley, North Wales. Mineralogical Magazine, 49, 305-319.

Mette, W., 1989. Acritarchs from the Lower Paleozoic rocks of the western Sierra Morena, SW-Spain, and biostratigraphic results. Geologica et Palaeontologica, 23, 1-19.

Miller, M., Al-Ruwaili, M., 2007. Preliminary palynological investigation of Saudi Arabian Upper Ordovician glacial sediments. *In*: Paris, F., Owens, B., Miller M.A. (eds.), Palaeozoic Palynology of the Arabian Plate and Adjacent Areas. Revue de micropaléontologie, 50(1), 17-26.

Mitchell, W.I., 1974. An outline of the stratigraphy and palaeontology of the Ordovician rocks of Central Portugal. Geological Magazine, 111(5), 385-396.

Molyneux, S.G., Paris, F., 1985. Late Ordovician palynomorphs. Journal of Micropalaeontology, 4(1), 11-26.

Molyneux, S.G., Le Hérisse, A., Wicander, R., 1996. Paleozoic phytoplankton. *In*: Jansonius, J. e McGregor, D.C. (eds.), Palynology: Principles and Applications, American Association of Stratigraphic Palynologists Foundation, 2, 493-529.

Molyneux, S.G., Raevskaya, E., Servais, T., 2007. The *messaoudensis-trifidum* acritarchs assemblage and correlation of the base of Ordovician Stage 2 (Floian). Geological Magazine, 144, 143156.

Mosser-Ruck, R., Devineau, K., Charpentier, D., Cathelineau, M., 2005. Effects of ethylene glycol saturation protocols on XRD patterns: a critical review and discussion. Clays and Clay Minerals, 53(6), 631-638.

Mullins, G., 2001. Acritarchs and prasinophyte algae of the Elton Group, Ludlow series, of the type area. Palaeontographical Society, 616, 1-154.

Mullins, G. (ed.), 2007. The PHYTOPAL Taxonomic Database. Disponível em: <http://www.le.ac.uk/geology/glm2/phytopal.html>

Mullins, G., Servais, T., 2008. The diversity of the Carboniferous phytoplankton. Review of Palaeobotany and Palynology, 149, 29-49.

Obermajer M., Fowler, M., Goodarzi, F., Snowdon, L., 1996. Assessing thermal maturity of Palaeozoic rocks from reflectance of chitinozoa as constrained by geochemical indicators: an example from southern Ontario, Canada. Marine and Petroleum Geology, 13(8), 901-919.

Oliveira, H., Silva, I. D. D., Almeida, P., 2007a. Tectonic and Stratigraphic Description and Mapping of the Santa Susana Shear Zone (SSSZ), the SW Border of Ossa Morena Zone (OMZ), Barrancão – Ribeira de S. Cristóvão Sector (Portugal): Theoretical Implications. Geogaceta, 41(3-6), 151-156.

Oliveira, J.T. (coord.), 1992. Notícia explicativa da Folha 8 da Carta Geológica de Portugal à escala 1:200 000. Serviços Geológicos de Portugal, Lisboa, 1-90.

Oliveira, J.T., Oliveira, V., Piçarra, J.M., 1991. Traços gerais da evolução tectono-estratigráfica da Zona de Ossa Morena, em Portugal: síntese crítica do estado actual dos conhecimentos, Comunicações dos Serviços Geológicos de Portugal, 77, 3-26.

Oliveira, J.T., Pereira, E., Piçarra, J.M., Young, T., Romano, M., 1992a. O Paleozóico Inferior de Portugal: Síntese da estratigrafia e da evolução paleogeográfica. *In*: Gutiérrez-Marco, J.G., Saavedra, J., Rábano, I. (eds.), Paleozoico Inferior de Ibero-América, Universidad de Extremadura, Extremadura, 359-375.

Oliveira, J.T., Pereira, E., Ramalho, M., Antunes, M.T., Monteiro, J.H. (coords.), 1992b. Carta Geológica de Portugal à escala 1:500 000. Serviços Geológicos de Portugal, Lisboa.

Oliveira, J.T., Pereira, Z., Carvalho, P., Pacheco, N., Korn D., 2004. Stratigraphy of the tectonically imbricated lithological succession of the Neves-Corvo Mine region, Iberian Pyrite Belt. Implications for the regional basin dynamics. Mineralium Deposita, 34, 422-436.

Oliveira, J.T., Pereira, Z., Fernandes, P., Matos, J.X. (eds.), 2007b. Palynostratigraphic contributions to the understanding Ossa Morena and South Portuguese Zone geology, Portugal. Post meeting Field-trip Book, Joint Meeting of Spores/Pollen and acritarch Subcommissions, CIMP Lisbon'07, Instituto Nacional de Engenharia, Tecnologia e Inovação, Lisboa, 1-48.

Oliveira, J.T., Piçarra, J.M., Pereira, Z., Meireles, C., Couto, H. (orgs.), 2000. Silurian to Carboniferous successions of the SW Iberian Massif. Livro de Excursões, VII Reunião Internacional do PICG 421, Universidade de Évora, Estremoz, 1-153.

Oliveira, J. T., Relvas, J., Pereira, Z. Matos, J., Rosa, C. Rosa, D. Munhá, J. Fernandes, P. Jorge, R., Pinto A., 2013a. Geologia da Zona Sul Portuguesa, com ênfase na estratigrafia, vulcanologia física, geoquímica e mineralizações da Faixa Piritosa. *In*: Dias, R., Araújo, A., Terrinha, P., Kullberg, J.C. (eds.), Geologia de Portugal, Escolar Editora, 1, 673-765.

Oliveira, J. T., Relvas, J., Pereira, Z., Munhá, J., Matos, J., Barriga, F., Rosa, C., 2013b. O complexo vulcano-sedimentar de Toca da Moura - Cabrela (Zona de Ossa-Morena); evolução tectono-estratigráfica e mineralizações associadas. *In*: Dias, R., Araújo, A., Terrinha, P., Kullberg, J.C. (eds.), Geologia de Portugal, Escolar Editora, 1, 621-645.

Oliveira, J.T., Rosa, C.J.P., Pereira, Z., Rosa D.R.N., Matos, J.X., Inverno, C.M.C., Andersen, T., 2013c. Geology of the Rosário–Neves Corvo antiform, Iberian Pyrite Belt, Portugal: new insights from physical volcanology, palynostratigraphy and isotope geochronology studies. *Mineralium Deposita*. DOI: 10.1007/s00126-012-0453-0.

Oliveira, V., Matos, J.X., 1991. Prospecção e reconhecimento de carvões. Sector de Sta. Susana – Mina de Jongeis, Projecto de Sondagem nº SD.J.1. Serviço de Fomento Mineiro e Indústria Extractiva. Relatório Interno, Direcção-Geral de Geologia e Minas, Lisboa, 1-8.

Osborn, S., McIntosh, J., 2010. Chemical and isotopic tracers of the contribution of microbial gas in Devonian organic-rich shales and reservoir sandstones, northern Appalachian Basin. *Applied Geochemistry*, 25, 456-471.

Owen, A. W., Crame, J. A., 2002. Palaeobiogeography and the Ordovician and Mesozoic-Cenozoic biotic radiations. *In*: Crame, J. A., Owen, A. W. (eds.), *Palaeobiogeography and Biodiversity Change: the Ordovician and Mesozoic-Cenozoic Radiations*. Geological Society, Special Publications, 194, 1-11.

Owens, B., 1996. Upper Carboniferous Spores and Pollen. *In*: Jansonius J., Mcgregor D.C, (eds.), *Palynology: Principles and applications*, American Association of Stratigraphic Palynologist, 2, 597-606.

Owens, B., Mclean. D., Bodman, D., 2004. A revised palynozonation of British Namurian deposits and comparisons with eastern Europe. *Micropalaeontology*, 50 (1), 89-103.

Page, A., Zalaziwicz, J., Williams, M., Popov, L., 2007. Were transgressive black shales a negative feedback modulating glacioeustacy in the Early Palaeozoic icehouse? *In*: Williams, M., Schmidt, H. (eds.), *Deep-Time Perspectives on Climate Change: Marrying the Signal from Computer Models and Biological Proxies*. The Micropalaeontological Society Special Publications, The Geological Society, Londres, 123-156.

Palacios, T., 1993. Acritarchs from the volcanosedimentary group Playon Beds. Lower – Upper Cambrian, Sierra Morena, Southern Spain. Abstract Book, XIIth Western Peninsular Meeting, Abstract Supplement, Terra Nova, 6, 3.

Palacios, T., 1997. Acritarcos del Cámbrico superior e Borobia, Soria: implicaciones bioestratigráficas. *In*: Grandal d'Anglade, A., Gutiérrez-Marco, J.C., Santos Fidalgo, L. (Eds.), *Libro de Resúmenes y Excursiones. XIII Jornadas de Paleontología y V Reunión Internacional Proyecto, PICG, A Coruña*, 351, 90-91.

Palynodata Datafile (versão 2006). Palynodata Inc. e White, J. M., Geological Survey of Canada, Open File 5793, 2008, Halifax, Nova Scotia, Canada.

Paris, F., 1979. Les chitinozoaires de la Formation de Louredo, Ordovicien Supérieur du synclinal de Buçaco (Portugal). *Palaeontographica Abteilung A*, 164(1-3), 24-51.

Paris, F., 1981. Les chitinozoaires dans le Paléozoïque du sudouest de l'Europe. *Mémoire de la Société Géologique et Minéralogique de Bretagne*, 26, 1-496.

Paris, F. e Verniers, J., 2005. Chitinozoa. *In*: Selley, R.C., Cocks, R., Plimer, I. (eds.), *Encyclopedia of Geology*, Elsevier, Oxford, 428-440.

Parsons, M. G., Anderson, M. M., 2000. Acritarch microfloral succession from the Late Cambrian and Ordovician (early Tremadoc) of Random Island, eastern Newfoundland, and its comparison to coeval microfloras, particularly those of the East European Platform. *American Association of Stratigraphic Palynologists, Contribution Series*, 38, 1-123.

Pearce, R., Clayton, T., Kemp, A., 1991. Illitization and Organic Maturity in Silurian sediments from the Southern Uplands of Scotland. *Clay Minerals*, 26, 199-210.

Pedro, J., Araújo, A., Fonseca, P., Munhá, J., 2006. Ofiolitos e Metamorfismo de Alta Pressão. *In*: Dias, R., Araújo, A., Terrinha, P., Kullberg, J.C. (eds.). *Geologia de Portugal no contexto da Ibéria*, Universidade de Évora, Évora, 195-206.

Perdigão, J.C., 1964-65. Sobre a descoberta de *Didymograptus* na região de Portalegre. *Comunicações dos Serviços Geológicos de Portugal*, 48, 157-160.

Perdigão, J.C., 1972-73. O Devónico de Barrancos (Paleontologia e Estratigrafia). *Comunicações dos Serviços Geológicos de Portugal*, 56, 33-54.

Perdigão, J.C., Oliveira, J.T., Ribeiro, A., 1982. Notícia explicativa da Folha 44-B (Barrancos) da Carta Geológica de Portugal à escala 1:50000. *Serviços Geológicos de Portugal*, Lisboa, 1-54.

Pereira, E., 1988. Soco Hercínico da Zona Centro-Ibérica – Evolução Geodinâmica. *Geonovas*, 10, 13-35.

Pereira, Z., 1997a. Estudo palinoestratigráfico da região de Barrancos – resultados preliminares. *Relatório Interno, Instituto Geológico e Mineiro*, 1-6.

Pereira, Z., 1997b. Palinologia e Petrologia Orgânica do Sector Sudoeste da Zona Sul Portuguesa. *Tese de Doutoramento (Não publicada)*, Universidade do Porto, Porto, 1-406.

Pereira, Z., 1999. Palinostratigrafia do Sector Sudoeste da Zona Sul Portuguesa. *Comunicações do Instituto Geológico e Mineiro*, 86, 25-57.

Pereira, Z., Piçarra, J.M., Oliveira, J.T. 1998. Palinomorfos do Devónico inferior da região de Barrancos (Zona de Ossa Morena). *Livro de Actas, V Congresso Nacional de Geologia*, *Comunicações do Instituto Geológico e Mineiro*, 84(1), A18-A21.

Pereira, Z., Fernandes, P., Oliveira, J.T., 2006a. The Upper Devonian palynostratigraphy and organic matter maturation of the Pulo do Lobo Domain, South Portuguese Zone, Portugal. *Comunicações Geológicas*, 93, 23-38.

Pereira, Z., Matos, J.X., Fernandes, P., Jorge, R., Oliveira, J.T., 2010. Qual a idade mais antiga da Faixa Piritosa? Nova idade Givetiano inferior para o Grupo Filito-Quartzítico (Anticlinal de S. Francisco da Serra, Faixa Piritosa). *Livro de Resumos, VIII Congresso Nacional de Geologia*, Braga, *Revista Electrónica de Ciências da Terra*, 17(13), 1-4.

- Pereira, Z., Matos, J.X., Fernandes, P., Oliveira, J.T., 2007. Devonian and Carboniferous palynostratigraphy of the South Portuguese Zone, Portugal - An overview. *In*: Pereira, Z., Oliveira, J.T., Wicander, R. (eds.), Abstracts CIMPLisbon'07. 1st Joint Meeting of Spores/Pollen and Acritarch Subcommissions, Laboratório Nacional de Energia e Geologia, Lisboa, 111-114.
- Pereira, Z., Matos, J.X., Fernandes, P., Oliveira, J.T., 2008a. Devonian and Carboniferous palynostratigraphy of the South Portuguese Zone, Portugal. *Comunicações Geológicas*, 94, 53-79.
- Pereira, Z., Matos, J.X., Fernandes, P., Oliveira, J.T., 2008b. Palynostratigraphy and systematic palynology of the Devonian and Carboniferous Successions of the South Portuguese Zone, Portugal. *Memórias Geológicas*, 34, 1-181.
- Pereira, Z., Matos, J., Rosa, C., Oliveira, J.T., 2012. Palynostratigraphic importance of the Strunian in the Iberian Pyrite Belt. Abstract Book, Joint Meeting of the 45th Annual Meeting of American Association Stratigraphic Palynology and The Palynological Society, Meeting of Internacional Commission of Paleozoic Microflora, Lexington, Estados Unidos América, 42-43.
- Pereira, Z., Oliveira, V., Oliveira, J.T., 2006b. Palynostratigraphy of the Toca da Moura and Cabrela Complexes, Ossa Morena Zone, Portugal. Geodynamic implications. *Review of Palaeobotany and Palynology*, 139, 227-240.
- 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.
- Peters, K., Cassa, M.R., 1994. Applied source rock geochemistry. *In*: Magoon, L.B., Dow, W.G. (eds.). *The petroleum system—From source to trap*: Tulsa, Okla., American Association of Petroleum Geologists, Memoir, 60, 93-117.
- Peters, K., Walters, C., Moldowan, J. (eds.), 2004. Stable Isotope ratios. *In*: *The Biomarker Guide*, 2^a edição, Cambridge University Press, Cambridge, 1, 136-156. DOI: <http://dx.doi.org/10.1017/CBO9780511524868.008>
- Piçarra, J., 2000. Estudo estratigráfico do sector de Estremoz-Barrancos, Zona de Ossa Morena, Portugal. Tese de Doutoramento (não publicada). Universidade de Évora, Évora, 1-268.
- Piçarra, J., 2003. Silurian graptolite biostratigraphy of Portugal: an overview with notes on the Portuguese "Sardic" fauna. *In*: Albanese, G.L., Beresi, M.S., Peralta, S.M. (eds.), *Proceedings, 9th ISOS, Córdoba*. INSUGEO, Serie Correlación Geológica, 17, 667-673.
- Piçarra, J., 2007. Silurian stratigraphy and fauna (graptolites) of the southern part of the Central Iberian Zone (Portugal). *Acta Palaeontologica Sinica*, 46 (suppl.), 393-396.
- Piçarra, J., 2012. Geologia da região de Barrancos. Livro de Resumos, VI Encontro de Professores de Geociências do Alentejo e Algarve, Associação para a Defesa e Divulgação do Património Geológico do Alentejo e Algarve, Odemira, 1-18.

Piçarra, J. (coord.), em exec. Carta Geológica de Portugal à escala 1:200 000, Folha 6. Laboratório Nacional de Energia e Geologia.

Piçarra, J., Oliveira, J.T., 2002. Novos dados bioestratigráficos (graptólitos) no Silúrico do sinclinal de Portalegre (Zona Centro-Ibérica – Portugal). Libro de Resúmenes, XVIII Jornadas de la Sociedad Española de Paleontología y II Congreso Ibérico de Paleontología, Universidad de Salamanca, Salamanca, 124-125.

Piçarra, J., Romão, J., 2011. Pridoli graptolites in the Amêndoa-Carvoeiro Synform (SW border of the Central Iberian Zone, Portugal): biostratigraphical relevance. Siluria Revisited, Abstract Book, International Subcommittee on Silurian Stratigraphy Meeting, Ludlow, 1.

Piçarra, J., Sequeira, A.J.D., 2010. Graptólitos do Silúrico do Sinclinal de Buçaco: Paleontologia e Bioestratigrafia. Livro de Actas, VIII Congresso Nacional de Geologia, Braga. E-Terra, 17, 15. Disponível em: <http://e-terra.geopor.pt>.

Piçarra, J.M., Gutiérrez-Marco, J.C., Lenz, A.C., Robardet, M., 1998a. Pridoli graptolites from the Iberian Peninsula: a review of previous data and new records. Canadian Journal of Earth Sciences, 35, 65-75.

Piçarra, J.M., Le Menn J., Pereira, Z., Gourvenec, R., Oliveira, J.T., Robardet, M., 1999a. Novos dados sobre o Devónico inferior de Barrancos (Zona de Ossa Morena, Portugal). Temas Geológico-Mineros, 26, 628-631.

Piçarra, J.M., Pereira, Z., Gutiérrez-Marco, J.C., 2011. Ordovician graptolites and acritarchs from the Barrancos region (Ossa-Morena Zone, South Portugal). In: Gutiérrez-Marco, Rábano, I., García-Bellido, D. (eds.), Ordovician of the World, Cuadernos del Museo Geominero, 14, 429-439.

Piçarra, J.M., Pereira, Z., Oliveira, J.T., 1998b. Novos dados sobre a idade da sucessão Silúrico-Devónica do Sinclinal de Terena, na região de Barrancos: Implicações geodinâmicas. Livro de Actas, V Congresso Nacional de Geologia, Comunicações do Instituto Geológico e Mineiro, 84(1), A15-A17.

Piçarra, J., Romão, J., Gutiérrez-Marco, J.C., Oliveira, J.T., 1999b. Preliminary note on the Ordovician-Silurian stratigraphic sequence of the Serra de São Mamede region, Southern border of the Central Iberian Zone, Portugal. Abstract Book, XV Reunión de Geologia del Oeste Peninsular and International Meeting on Cadomian Orogens, Badajoz. Journal Conference, 4(3), 1018.

Piçarra, J., Storch, P., Gutiérrez-Marco, J.C., Oliveira, J.T., 1995. Characterization of the *Parakidograptus acuminatus* graptolite Biozone in the Silurian of the Barrancos region (Ossa Morena Zone, South Portugal). Comunicações do Instituto Geológico e Mineiro, 81, 3-8.

Playford, G. 2003. Acritarchs and prasinophyte phycmata; a short course. American Association of Stratigraphic Palynologists, Contributions Series, 41, 1-39.

Playford, G., Ribecai, C., Tongiorgi, M., 1995. Ordovician acritarch genera *Peteinosphaeridium*, *Liliosphaeridium*, and *Cycloposphaeridium*: morphology, taxonomy,

biostratigraphy, and palaeogeographic significance. *Bollettino della Società Paleontologica Italiana*, 34, 3-54.

Pope, M., Steffen, J., 2003. Widespread, prolonged late Middle to Late Ordovician upwelling in North America: a proxy record of glaciation? *Geology*, 33 (6), 214-215.

Porebska, E., Kozyowska-Dawidziuk, A., Masiak, C., 2004. The lundgreni event in the Silurian of the East European Platform, Poland. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 213, 271-294.

Press, F., Siever, R., 2001. *Understanding the Earth*, 3ª edição. W.H. Freeman and Company, Nova Iorque, 1-682.

Quesada, C., 1991. Geological constrains on the Paleozoic tectonic evolution of tectonostratigraphic terranes in the Iberian Massif. *Tectonophysics*, 185, 225-245.

Quesada, C., 1992. Evolución Tectónica del Macizo Ibérico (Una historia de crecimiento por acreencia sucesiva de terrenos durante el Proterozoico superior y el Paleozoico). *In: Gutiérrez-Marco, J.C., Saavedra, J., Rábano, I. (eds.), Paleozoico Inferior de Ibero-América*, Universidad de Extremadura, Extremadura, 173-190.

Rantisch, G., 1995. Coalification and graphitization of graptolites in the anchizone and lower epizone. *International Journal of Coal Geology*, 27, 1-22.

Rebelo, J., Romano, M., 1986. A contribution to the lithostratigraphy and palaeontology of the Lower Paleozoic rocks of the Moncorvo region, northeast Portugal. *Comunicações dos Serviços Geológicos de Portugal*, 72, 45-57.

Ribeiro, A., 2013a. A evolução Geodinâmica de Portugal; uma introdução. *In: Dias, R., Araújo, A., Terrinha, P., Kullberg, J.C. (eds.), Geologia de Portugal*, Escolar Editora, Lisboa, 1, 11-14.

Ribeiro, A., 2013b. Evolução Geodinâmica de Portugal; os ciclos ante-mesozóicos. *In: Dias, R., Araújo, A., Terrinha, P., Kullberg, J.C. (eds.), Geologia de Portugal*, Escolar Editora, Lisboa, 1, 15-57.

Ribeiro, A., Antunes, M.T., Ferreira, M.P., Rocha, R.B., Soares, A.F., Zbyszewski, G., Moitinho de Almeida, F., de Carvalho, D., Monteiro, J.H., 1979. *Introduction à la Géologie Générale du Portugal*, Serviços Geológicos de Portugal, Lisboa, 1-114.

Ribeiro, A., Munhá, J., Dias, R., Mateus, A., Pereira, E., Ribeiro, L., Fonseca, P., Araújo, A., Oliveira, T., Romão, J., Chaminé, H., Coke, C., Pedro, J., 2007. Geodynamic evolution of the SWEurope Variscides. *Tectonics*, 26, Art. N° TC6009, 24. DOI:10.1029/2006TC002058, 170 2007.

Ribeiro, A., Munhá, J., Fonseca, P.E., Araújo, A., Pedro, J.C., Mateus, A., Tassinari, C., Machado, G., Jesus, A., 2010. Variscan ophiolite belts in the Ossa-Morena Zone (Southwest Iberia): Geological characterization and geodynamic significance. *Gondwana Research*, 17, 408-421.

Ribeiro, A., Romão, J., Munhá, J., Rodrigues, J., Pereira, E., Mateus, A., Araújo, A., 2013. Relações Tectonoestratigráficas e Fronteiras entre as Zonas Centro-Ibérica e Ossa-Morena do Terreno Ibérico e o Terreno Finisterra. *In*: Dias, R., Araújo, A., Terrinha, P., Kullberg, J.C. (eds.), *Geologia de Portugal*, Escolar Editora, Lisboa, 1, 439-481.

Ribeiro, A., Sanderson, D., 1996. SW-Iberia – Transpressional Orogeny in the Variscides. *In*: Gee, D.G., Zeyen, H.J. (eds.), *EUROPROBE – Lithosphere dynamics. Origin and evolution of continents*, Uppsala University, Uppsala, 138.

Ribeiro, M.A., Sousa, M.B., Noronha, F., 1991. A Formação (vulcano-sedimentar) de Envendos e rochas ácidas associadas. *Publicações do Museu e Laboratório Mineralógico e Geológico da Faculdade de Ciências da Universidade do Porto, Nova Série*, 7, 1-72.

Richardson, J.B., 1988. Late Ordovician and Early Silurian cryptospores and miospores from northeast Libya. *In*: El-Arnauti, A., Owens, B., Thusu, B. (eds.), *Subsurface palynostratigraphy of Northeast Lybia*. Garyounis University Press, Benghazi, 89-109.

Richardson, J.B., 1996. Lower and Middle Palaeozoic records of terrestrial palynomorphs. *In*: Jansonius, J., McGregor, D.C., (eds.), *Palynology: Principles and Applications*, American Association of Stratigraphic Palynologists Foundation, 2, 555-574.

Richardson, J.B., Ioannides, N.S., 1973. Silurian palynomorphs from the Tanezzuft and Acacus formations, Tripolitania, North Africa. *Micropaleontology*, 19, 257-307.

Richardson, J.B., McGregor, D.C., 1986. Silurian and Devonian spores zones of the Old Red Sandstone Continent and adjacent regions. *Geological Survey of Canada Bulletin*, 364, 1-79.

Richardson, J.B., Rodriguez, R.M., Sutherland, S.J.E., 2001. Palynological zonation of Mid-Palaeozoic sequences from the Cantabrian Mountains, NW Spain: implications for inter-regional and interfacies correlation of the Ludford/Pridoli and Silurian/Devonian boundaries, and plant dispersal patterns. *Bulletin of the Natural History Museum (Geology)*, 57, 115-162.

Rigby, J.K., Gutiérrez-Marco, J.C., Robardet, M., Piçarra, J.M., 1997. First articulated Silurian sponges from the Iberian Peninsula (Spain and Portugal). *Journal of Paleontology*, 71, 4, 554-563.

Robardet, M., 1976. L'originalité du segment hercynien sud-ibérique au paléozoïque inférieur: Ordovicien, Silurien et Dévonien dans le nord de la province de Seville (Espagne). *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, série D*, 283, 999-1002.

Robardet, M., Gutiérrez-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.

Robardet, M., Piçarra, J.M., Storch, P., Gutiérrez-Marco, J.C., Sarmiento, G., 1998. Ordovician and Silurian stratigraphy and faunas (graptolites and conodonts) in the Ossa Morena Zone of the SW Iberian Peninsula (Portugal and Spain). *In*: Gutiérrez-Marco, J.C., Rábano, I. (eds.), *Proceedings, 6th International Graptolite Conference e Field Meeting, IUGS Subcommittee on Silurian Stratigraphy*. *Temas Geológicos-Mineros*, 23, 289-318.

- Rocha, R., 2011. Gênese e evolução da bacia de Terena. Relação entre os processos sedimentares e a deformação Varisca. Tese de Doutorado (não publicada). Universidade de Évora, Évora, 1-228.
- Rodrigues, R., 2005. Chemostratigraphy. *In*: Koutsoukos, E.A. (ed.), *Applied Stratigraphy*, Springer, Berlin, 165-178.
- Romano, M., 1982. The Ordovician biostratigraphy of Portugal – A review with new data and re-appraisal. *Geological Journal*, 17, 89-110.
- Romano, M., 1991. Trilobites from the Ordovician of Portugal. *Palaeontology*, 34, 329-355.
- Romano, M., Henry, J.L., 1982. The trilobite genus *Eoharpes* from the Ordovician of Brittany and Portugal. *Palaeontology*, 25(3), 623-633.
- Romão, J., 2000. Estudo tectono-estratigráfico de um segmento do bordo SW da Zona Centro-Ibérica (ZCI), e as suas relações com a Zona Ossa-Morena (ZOM). Tese de Doutorado (não publicada). Faculdade de Ciências, Universidade de Lisboa, Lisboa, 1-322.
- Romão, J., Coke, C., Dias, R., Ribeiro, A., 2005. Transient inversion during the opening stage of the Wilson Cycle «Sardic phase» in the Iberian Variscides – stratigraphic and tectonic record. *Geodinamica Acta*, 18(2), 15-29.
- Romão, J., Gutiérrez-Marco, J.C., Rábano, I., Oliveira, J.T., Guedes, A.M, 1995. A formação do Cabeço do Peão (Ordovícico Superior) no Sinforma Amêndoa-Carvoeiro (SW da ZCI) e sua correlação estratigráfica na província mediterrânica. *Memórias do Museu e Laboratório Mineralógico e Geológico da Faculdade de Ciências da Universidade do Porto*, 4, 121-126.
- Romão, J., Oliveira, J.T., Silva, J., Ribeiro, A., 1998. Nota sobre a sequência estratigráfica silúrico devónica no sinforma de Amêndoa-Carvoeiro, bordo SW da Zona Centro-Ibérica, Portugal. *Livro de Resumos, V Congresso Nacional de Geologia, Lisboa, 84, 1, A11-A14.*
- Romariz, C. 1962. Graptólitos do Silúrico Português. *Revista da Faculdade de Ciências de Lisboa, 2ª série, C, X(2), 115-312.*
- Rosman, K., Taylor, P., 1998. Isotopic compositions of the elements 1997 (Technical Report). *Pure and Applied Chemistry*, 70, 217-235.
- Rubinstein, C., Steemans, P., 2002. Miospore assemblages from the Silurian-Devonian boundary, in borehole A1-61, Ghadamis Basin, Libya. *Review of Palaeobotany and Palynology*, 118, 397-421.
- Rubinstein, C., Vaccari, N., 2004. Cryptospore assemblages from the Ordovician/Silurian boundary in the Puna Region, North-West Argentina. *Palaeontology*, 47(4), 1037-1061.
- Rushton, A., Molyneux, S., 1989. The biostratigraphic age of the Ordovician Skiddaw Group in the Black Combe Inlier, English Lake District. *Proceedings of the Yorkshire Geological Society*, 47 (3), 267-276.

Sá, A., 2003. A evolução da cronoestratigrafia do Sistema Ordovícico e a sua aplicação a Portugal. *Geonovas*, 17, 27-34.

Sá, A., 2005. Bioestratigrafia do Ordovícico do NE de Portugal. Tese de Doutoramento (não publicada), Universidade de Trás-os-Montes e Alto Douro, Vila Real, 1-571.

Sá, A., Meireles, C., Coke, C., Gutiérrez-Marco, J.C., 2005. Unidades litoestratigráficas do Ordovícico da região de Trás-os-Montes (Zona Centro-Ibérica, Portugal). *Comunicações Geológicas*, 92, 31-74.

Sá, A., Meireles, C., Pereira, Z., Henriques, M.H., Pereira, D.J., Piçarra, J., 2013. Tabela Cronostratigráfica Internacional, Comité Português para o Programa Internacional de Geociências (IGCP/UNESCO), LNEG. Disponível em:
http://www.stratigraphy.org/ICSchart/ChronostratChart2013-01Portuguese_PT.pdf

Sá, A., Piçarra, J., Vaz, N., Sequeira, A., Gutiérrez-Marco, J.C., 2011. Ordovician of Portugal. Pre-conference field trip guide, 11th International Symposium on the Ordovician System, 1-80.

Saltzman, M.R., 2001. Silurian $\delta^{13}\text{C}$ stratigraphy: a view from North America. *Geology*, 29(8), 671-674.

Samtleben, C., Munnecke, A., Bickert, T., 2000. Development of facies and C/ O-isotopes in transects through the Ludlovian of Gotland: evidence for global and local influences on a shallow marine environment. *Facies*, 43, 1-38.

Samtleben, C., Munnecke, A., Bickert, T., Pätzold, J., 1996. The Silurian of Gotland (Sweden): facies interpretation based on stable isotopes in brachiopod shells. *Geologische Rundschau* 85, 278-292.

Santos, J.F., Mata, J., Gonçalves, F., Munhá, J.M., 1987. Contribuição para o conhecimento geológico-petrológico da região de Santa Susana: o complexo vulcano-sedimentar da Toca da Moura. *Comunicações Serviços Geológicos Portugal*, 73, 1-2, 29-48.

Sarmiento, G.N., Del-Moral, B., Piçarra, J.M., 2001. Conodontos del Ordovícico Superior (Ashgill) en la Serra do Buçaco, Portugal. *Coloquios de Paleontología*, 52, 95-105.

Sequeira, A.J.D., 2011. Microfósseis do Grupo das Beiras (Monfortinho – Salvaterra do Extremo, Beira Baixa, Portugal Central). *Comunicações Geológicas*, 98, 55-60.

Sequeira, A.J.D. (*in prep*). Carta Geológica de Portugal à escala 1:50 000, Folha 19-B (Coimbra-Penacova). Laboratório Nacional de Energia e Geologia, Lisboa.

Sequeira, A.J.D., Piçarra, J., 2012. Estratigrafia e Paleontologia do Silúrico do Sinclinal de Buçaco (Sector N, Portugal). *In*: Henriques, M.H., Andrade, A.I., Lopes, F.C., Pena dos Reis, R., Quinta-Ferreira, M., Barata, M.T. (coords.). Livro de Resumos, I Congresso Internacional Geociências na CPLP: 240 Anos de Geociências na CPLP, Centro de Geociências e Centro de Geofísica da Universidade de Coimbra, Coimbra, 1-290.

- Servais, T., Mette, W., 2000. The messaoudensis–trifidum acritarch assemblage (Ordovician: late Tremadoc–early Arenig) of the Barriga Shale Formation, Sierra Morena (SW-Spain). *Review of Palaeobotany and Palynology*, 113, 145-63.
- Servais, T., Harper, D.A.T., Li, J., Munnecke, A., Owen, A.W., Sheehan, P.M., 2009. Understanding the Great Ordovician Biodiversification Event (GOBE): Influences of paleogeography, paleoclimate, or paleoecology? *GSA Today*, 19 (4-5), 4-10.
- Servais, T., Lehnert, O., Li, J., Mullins, G., Munnecke, A., Nutzel, A., Vecoli, M., 2008. The Ordovician Biodiversification: revolution in the oceanic trophic chain. *Lethaia*, 41, 99-109.
- Servais, T., Li, J., Molyneux, S.G., Raevskaya, E., 2003. Ordovician organic-walled microphytoplankton (acritarchs) distribution: the global scenario. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 195, 149-172.
- Servais, T., Li, J., Stricanne, L., Vecoli, M., Wicander, R., 2004. Acritarchs. *In*: Webby, B.D., Paris, F., Droser, M.L., Percival, I.G. (eds.), *The Great Ordovician Biodiversification Event*, Columbia University Press, Columbia, 348-360.
- Servais, T., Owen, A.W., Harper, D., Kröger, B., Munnecke, A., 2010. The Great Ordovician Biodiversification Event (GOBE): The palaeoecological dimension. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 294, 99-119.
- Silva, A. F., Romão, J.M., Sequeira, A.J.D., Ribeiro, M.L., 1988. Geotransversal no Grupo das Beiras (Complexo Xisto-Grauváquico) entre os sinclínórios de Mação e Penha Garcia (Centro-Oeste de Portugal. X Reunião de Geologia do Oeste Peninsular, Bragança, poster.
- Smith, A.H.V., Buterworth, M.A., 1967. Miospores in the coal seams of the Carboniferous of Great Britain. *Special Paper in Palaeontology*, 1, 1-324.
- Soares, A.F., Marques, J.F., Sequeira, A.J.D., 2007. Notícia explicativa da Folha 19-D (Coimbra-Lousã) da Carta Geológica de Portugal à escala 1:50 000. Instituto Nacional de Engenharia, Tecnologia e Inovação, Lisboa, 1-71.
- Solá, A.R., Pereira, M.F., Ribeiro, M.L, Neiva, A.M.R, Williams, I.S., 2006. The “Urro Formation”: Age and Precambrian inherited record. *In*: Mirão, J., Balbino, A. (eds.), *Livro de Resumos, VII Congresso Nacional de Geologia*, Universidade de Évora, Estremoz, 1, 29-32.
- Sousa, M.B., 1982. Litoestratigrafia e estrutura do Complexo Xisto-Grauváquico ante-Ordovícico – Grupo do Douro (NW Portuga). Tese de doutoramento (não publicada), Universidade de Coimbra, Coimbra, 1-222.
- Sousa, J.L., Wagner, R.H., 1983. General description of the Terrestrial Carboniferous Basins in Portugal and History of investigations. *In*: Sousa J.L., Oliveira J.T. (eds.) *The Carboniferous of Portugal*, Memórias Serviços Geológicos Portugal, Lisboa, 29, 117-126.
- Stancliffe, R., Sarjeant, W., 1994. The Acritarch Genus *Veryhachium* Deunff 1954, Emend. Sarjeant and Stancliffe 1994: A Taxonomic Restudy and a Reassessment of Its Constituent Species. *Micropaleontology*, 40 (3), 223-241.

Stemans, P., 1989. Étude palynostratigraphique du Devonien Inférieur dans l'ouest de l'Europe. Mémoires Explicatives Cartes Geologiques de la Belgique, 27, 1-453.

Stemans, P., 1999. Paléodiversification des spores et des cryptospores de l'Ordovicien au Dévonien Inférieur. *Geobios*, 32 (2), 341-352.

Stemans, P., 2000. Miospore evolution from the Ordovician to the Silurian. *Review of Palaeobotany and Palynology*, 113, 189-196.

Stemans, P., Le Hérisse, A., Melvin, A., Miller, M., Paris, F., Verniers, J., Wellman, C., 2009. Origin and Radiation of the Earliest Vascular Land Plants. *Science*, 324 (5925), 353.

Stemans, P., Higgs, K.T., Wellman, C.H., 2000. Cryptospores and Trilete Spores from the Llandoverly, Nuayyim-2 borehole, Saudi Arabia. *In: Al-Hajri, S., Owens, B. (eds.), Stratigraphic Palynology of the Palaeozoic of Saudi Arabia. GeoArabia Special Publication, Bahrein*, 1, 92-115.

Stemans, P., Le Hérisse, A., Bozdogan, N., 1996. Ordovician and Silurian cryptospores and miospores from southeastern Turkey. *Review of Palaeobotany and Palynology*, 93, 35-76.

Stemans, P., Wellman, C., Gerrienne, P., 2010. Palaeogeographic and palaeoclimatic considerations based on Ordovician to Lochkovian vegetation. *In: Vecoli, M., Clément, G., Meyer-Berthaud, B. (eds.), The Terrestrialization Process: modelling complex interactions at the Biosphere – Geosphere interface, Geological Society, Special Publications*, 339, 49-58.

Streel, M., Higgs, K., Loboziak, S., Riegel, W., Stemans, P., 1987. Spore stratigraphy and correlation with faunas and floras in the type marine Devonian of the Ardenne-Rhenish regions. *Review of Palaeobotany and Palynology*, 50, 211-229.

Streel, M., Loboziak, S., 1996. Middle and Upper Devonian miospores. *In: Jansonius, J., Mcgregor, D.C. (eds.), Palynology: Principles and applications, American Association of Stratigraphic Palynologists Foundation*, 2, 575-587.

Stricanne, S., Munnecke, A., Pross, J., 2006. Assessing mechanisms of environmental change: Palynological signals across the Late Ludlow (Silurian) positive isotope excursion ($\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{18}\text{O}$) on Gotland, Sweden. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 230, 1-31.

Strother, P., 2000. Cryptospores: The origin and early evolution of the terrestrial flora. *In: Gastaldo, R.A., DiMichele, W.A. (eds.), Phanerozoic Terrestrial Ecosystems, The Paleontological Society Papers*, 6, 3-19.

Suaréz-Ruiz, I., Flores, D., Mendonça Filho, J., Hackley, P., 2012. Review and update of the applications of organic petrology: Part 1, geological applications. *International Journal of Coal Geology*, 99, 54-112.

Teichmuller, M., 1987. Recent advances in coalification studies and their application to geology. *In: Scott, A. C. (ed.), Coal and Coal-bearing Strata: Recent Advances, Geological Society, Special Publication, Londres*, 32, 127-169.

- Thadeu, D., 1947. Trilobites do Silúrico de Loredó (Buçaco). Boletim da Sociedade Geológica de Portugal, 6, 217-236.
- Tissot, B.P., Welte, D.H., 1984. Petroleum Formation and Occurrence, 2ª edição revista. Springer-Verlag, Berlim, 1-699.
- Tongiorgi, M., Di Milia, A., 1999. Differentiation and spread of the Baltic Acritarch Province (Arenig-Llanvirn). Bollettino della società Paleontologica Italiana, 38, 297-312.
- Traverse, A., 2007. Paleopalynology, 2ª edição. In: Landman, N.H., Jones, D.S. (eds.), Topics in Geobiology Series, American Association of Stratigraphic Palynologists Foundation, Springer, Dordrecht, 28, 1-814.
- Tricker, P., Marshall, J., Badman, T., 1992. Chitinozoan reflectance: a Lower Palaeozoic thermal maturity indicator. Marine and Petroleum Geology, 9, 302-307.
- Urban, L., Allen, M., 1975. Vitrinite Reflectance as an Indicator of Thermal Alteration within Paleozoic and Mesozoic Sediments from the Phillips Petroleum Company ASM-1X Well, Arafura Sea. Palynology, 1, 19-26.
- Valle Aguado, B., Azevedo, M., Gonçalves, R., 2013. A sedimentação carbonífera na Bacia do Buçaco (Centro de Portugal). In: Dias, R., Araújo, A., Terrinha, P., Kullberg, J.C. (eds.), Geologia de Portugal, Escolar Editora, Lisboa, 1, 259-274.
- Van der Zwan, C.J., 1980. Aspects of Late Devonian and Early Carboniferous palynology of southern Ireland. III. Palynology of Devonian-Carboniferous transition sequences with special reference to the Bantry Bay area, Co. Cork. Review of Palaeobotany and Palynology, 30, 165-286.
- Vanguetaine M., 2008. Early and Middle Ordovician acritarchs of the Senne-Sennette river valleys (Brabant Massif, Belgium) and their stratigraphic implications. Geologica Belgica, 11, 3-24.
- Vannier, J., Schallreuter, R., 1983. *Quadritia (Krutatia) tromelini* nov. sp., ostracode do Llandeilo Ibero-Armoricain intérêt paleogeographique. Geobios, 16(5), 583-599.
- Varol, O.N., Demirel, I.H., Rickards, R.D., Gunay, Y., 2006. Source rock characteristics and biostratigraphy of the Lower Silurian (Telychian) organic-rich shales at Akyaka, central Taurus region, Turkey. Marine and Petroleum Geology, 23, 901-911.
- Vavrdová, M., 1974. Geographical differentiation of Ordovician acritarch assemblages in Europe. Review of Palaeobotany and Palynology, 18, 171-175.
- Vavrdová, M., 1978. Nethromorphitae and some other acritarchs from the Bohemian Lower Ordovician. In: V. Pokorný (ed.). Paleontologická Konference Katedry Paleontologie na Přírodovědecké Fakultě Univerzity Karlovy, Praga, 61-74.
- Vavrdová, M., 1988. Further acritarchs and terrestrial plant remains from the late Ordovician at Hlásná Třeban (Czechoslovakia). Časopis pro Mineralogii a Geologii, 33(1), 1-10.

Vavrdová, M., 1989. New acritarchs and miospores from the late Ordovician of Hlásná Třeban (Czechoslovakia). *Časopis pro Mineralogii a Geologii*, 34(4), 403-419.

Varvdová, M., 1997. Early Ordovician provincialism in acritarchs distribution. *Review of Palaeobotany and Palynology*, 98, 33-40.

Vaz, N. 2010. Palinoestratigrafia da sequência Ordovícico-Silúrica do Sinclinal de Amêndoa – Mação. Tese de Doutoramento (não publicada), Universidade de Trás-os-Montes e Alto Douro, Vila Real, 1-349.

Vaz, N., Paris, F., Oliveira, J.T., 2010. Chitinozoans of Upper Silurian of Amêndoa - Mação Syncline. Abstract Book, Commission Internationale du Microflora du Paleozoic (CIMP) General Meeting, Institute of Geological Sciences, Polish Academy of Sciences, Varsóvia, 88-90.

Vecoli, M., 1999. Cambro-Ordovician palynostratigraphy (acritarchs and prasinophytes) of the Hassi-R'Mel area and northern Rhadames Basin, North Africa. *Palaeontographica Italica*, 86, 1-112.

Vecoli, M., 2008. Fossil microphytoplankton dynamics across the Ordovician–Silurian boundary. *Review of Palaeobotany and Palynology*, 148, 91-107.

Vecoli, M., Le Hérisse, A., 2004. Biostratigraphy, taxonomic diversity and patterns of morphological evolution of Ordovician acritarchs (organic-walled microphytoplankton) from the northern Gondwana margin in relation to palaeoclimatic and palaeogeographic changes. *Earth-Science Reviews*, 67, 267-311.

Vecoli, M., Delabroye, A., Spina, A., Hints, O., 2011. Cryptospore assemblages from Upper Ordovician (Katian–Hirnantian) strata of Anticosti Island, Québec, Canada, and Estonia: Palaeophytogeographic and palaeoclimatic implications. *Review Palaeobotany and Palynology*, 166, 76-93.

Vecoli, M., Riboulleau, A., Versteegh, G., 2009. Palynology, organic geochemistry and carbon isotope analysis of a latest Ordovician through Silurian clastic succession from borehole Tt1, Ghadamis Basin, southern Tunisia, North Africa: Palaeoenvironmental interpretation. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 273 (3-4), 378-394.

Vera, J.A. (ed.), 2004. *Geología de España*, SGE, Instituto Geológico y Minero de España, Madrid, 1-890.

Verniers, J., Nestor, V., Paris, F., Dufka, P., Sutherland, S. & Van Grootel, G., 1995. A global Chitinozoa biozonation for the Silurian. *Geological Magazine*, 132(6), 651-666.

Versteegh, G., Riboulleau, A., 2010. An organic geochemical perspective on terrestrialization. *Geological Society, Special Publications*, 339, 11-36.

Wagner, R., Sousa, M.J.L., 1983. The Carboniferous megaflores of Portugal. A revision of identifications and discussion of stratigraphic ages. *In*: Sousa, M.J.L., Oliveira, J.T. (eds.), *The Carboniferous of Portugal*, *Memórias dos Serviços Geológicos de Portugal*, 29, 127-152.

- Wang, K., Chatterton, B., Wang, Y., 1997. An organic carbon isotope record of Late Ordovician to Early Silurian marine sediments rocks, Yangtze Sea, South China: Implications for CO² changes during the Hirnantian glaciations. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 132, 147-158.
- Wang, K., Orth, C., Attrep Jr., M., Chatterton, B., Wang, X., Li, J., 1993. The great latest Ordovician extinction on the South China Plate: Chemostratigraphic studies of the Ordovician-Silurian boundary interval on the Yangtze Platform. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 104, 61-79.
- Warr L.N., Rice A.H.N., 1994. Interlaboratory standardization and calibration of clay mineral crystallinity and crystallite size data. *Journal of Metamorphic Geology*, 12, 141-152.
- Webby, B., Paris, F., Droser, M., Percival, I., 2004. *The Great Ordovician Biodiversification Event*, Columbia University Press, Columbia, 1-484.
- Wellman, C., Habgood, K., Jenkins, G., Richardson, J., 2000. A new plant assemblage (microfossil and megafossil) from the Lower Old Red Sandstone of the Anglo-Welsh Basin: its implications for the palaeoecology of early terrestrial ecosystems. *Review of Palaeobotany and Palynology*, 109, 161-196.
- Wicander, R., Playford, G., 2008. Upper Ordovician microphytoplankton of the Bill's Creek Shale and Stonington Formation, Upper Peninsula of Michigan, U.S.A.: Biostratigraphy and paleogeographic significance. *Revue de Micropaléontologie*, 51, 39-66.
- Wicander, R., Playford, G., Robertson, E., 1999. Stratigraphic and Paleogeographic Significance of an Upper Ordovician Acritarch Flora from the Maquoketa Shale, Northeastern Missouri, USA. *Journal of Paleontology*, 73 (6), 1-38.
- Wood, G.D., Gabriel, A.M., Lawson, J.C., 1996. Palynological techniques—processing and microscopy. *In: Jansonius, J., McGregor, D.C. (eds.), Palynology: Principles and Applications*. American Association of Stratigraphic Palynologists Foundation, 1, 29-50.
- Xianming, X., Wilkins, R., Dehan, L., Zufa, L., Jiamu, F., 2000. Investigation of thermal maturity of lower Palaeozoic hydrocarbon source rocks by means of vitrinite-like maceral reflectance - a Tarim Basin case study. *Organic Geochemistry*, 31, 1041-1052.
- Yan D., Chen, D., Wang, Q., Wang, J., Wang, Z., 2009. Carbon and sulfur isotopic anomalies across the Ordovician–Silurian boundary on the Yangtze Platform, South China. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 274, 32-39.
- Young, T.P., 1985. *The Stratigraphy of the Upper Ordovician of Central Portugal*. Tese de doutoramento (não publicada). Department of Geology, University of Sheffield, Sheffield, 1-441.
- Young, T.P., 1988. The lithostratigraphy of the upper Ordovician of Central Portugal. *Journal of the Geological Society*, 145, 377-392.

Anexo 1

Listagem detalhada das amostras

Em anexo encontram-se listadas todas as amostras recolhidas na realização deste estudo, sendo discriminadas consoante as metodologias a que foram sujeitas.

Nº Amostra	Ref. Amostra	Secção	Idade	Palinologia	Isótopos Estáveis	Maturação Orgânica	Cristalinidade da Ilite
Região do Buçaco							
1	BU.A/FH1		Dobrotiviano Inferior a Superior	*			
2	BU.A/FH2		Dobrotiviano Inferior a Superior	*			
3	BU.A/FH3		Dobrotiviano Inferior a Superior	*			
4	BU.A/FH4		Dobrotiviano Inferior a Superior	*			
5	BU.A/FH5		Dobrotiviano Inferior a Superior	*			
6	BU.A/FH6		Dobrotiviano Inferior a Superior	*			
7	BU.A/FH7		Dobrotiviano Inferior a Superior	*			
8	BU.A/FH8	Perfil I - Cáceres	Dobrotiviano Inferior a Superior	*			
9	BU.A/FH9	N40°20'40.3"	Dobrotiviano Inferior a Superior	*			
10	BU.A/C1	W8°21'11.2"	Dobrotiviano Superior	*			
11	BU.A/C3		Dobrotiviano Superior	*			
12	BU.A/C2		Dobrotiviano Superior	*			
13	BU.A/CA1		Berouniano Inferior	*			
14	BU.A/CF1		Berouniano Inferior	*			
15	BU.A/LO1		Berouniano Médio a Superior	*			
16	BU.A/LO2		Berouniano Médio a Superior	*			
17	BU.A/LO3		Berouniano Médio a Superior	*			
18	BU.B/G3		Berouniano Superior	*			
19	BU.B/G2	Perfil II - Ponte da	Berouniano Superior	*			
20	BU.B/G1	Mata	Berouniano Superior	*			
21	BU.B/S1	N40°20'17.6"	Silúrico médio	*			
22	BU.B/S2	W8°20'57.1"	Silúrico médio	*			
23	BU.B/S3		Silúrico médio	*			
24	BU.C/S5		Silúrico médio	*			
25	BU.C/S6		Silúrico médio	*			
26	BU.C/S7	Perfil III - Corgas	Silúrico médio	*			
27	BU.C/S'8	N40°18'29.9"	Silúrico médio	*			
28	BU.C/S'9	W8°20'25.8"	Silúrico médio	*			
29	BU.C/S'11		Silúrico médio	*			
30	BU.C/S'12		Silúrico médio	*			
31	BU.C/S'13		Silúrico médio	*			
32	BU.D/QA1		Arenigiano	*			
33	BU.D/QA2		Arenigiano	*			
34	BU.D/QA3		Arenigiano	*			
35	BU.D/BF1	Perfil IV - Rio Ceira	Dretaniano Inf. a Dobrotiviano Inf	*			
36	BU.D/BF2	N40°10'35.0"	Dretaniano Inf. a Dobrotiviano Inf	*			
37	BU.D/BF3	W8°10'43.7"	Dretaniano Inf. a Dobrotiviano Inf	*			
38	BU.D/BF4		Dretaniano Inf. a Dobrotiviano Inf	*			
39	BU.D/BF5		Dretaniano Inf. a Dobrotiviano Inf	*			
40	BU.D/BF6		Dretaniano Inf. a Dobrotiviano Inf	*			

Nº Amostra	Ref. Amostra	Secção	Idade	Palinologia	Isótopos Estáveis	Maturação Orgânica	Cristalinidade da lite
Região do Buçaco							
41	BU.D/MS1		Dobrotiviano Inferior	*			
42	BU.D/MS2		Dobrotiviano Inferior	*			
43	BU.D/MS3		Dobrotiviano Inferior	*			
44	BU.D/MS4		Dobrotiviano Inferior	*			
45	BU.D/MS5		Dobrotiviano Inferior	*			
46	BU.D/MS6		Dobrotiviano Inferior	*			
47	BUD/C1		Dobrotiviano Superior	*			
48	BUD/C3		Dobrotiviano Superior	*			
49	BUD/C2		Dobrotiviano Superior	*			
50	BUD/C4		Dobrotiviano Superior	*			
51	BU.D/CA1		Berouniano Inferior	*			
52	BU.D/CA2		Berouniano Inferior	*			
53	BU.D/CA3		Berouniano Inferior	*			
54	BU.D/CA4		Berouniano Inferior	*			
55	BU.D/CF1		Berouniano Inferior	*			
56	BU.D/LO1		Berouniano Médio a Superior	*	*	*	
57	BU.D/LO2		Berouniano Médio a Superior	*	*	*	
58	BU.D/RB1	Perfil IV - Rio Ceira N40°10'35.0" W8°10'43.7"	Kosoviano	*			
59	BU.D/RB2		Kosoviano	*			
60	BU.D/RB3		Kosoviano	*			
61	BU.D/RB4		Kosoviano	*			
62	BU.D/RB5		Kosoviano	*			
63	BU.D/RB'6		Kosoviano	*			
64	BU.D/RB'7		Kosoviano	*			
65	BU.D/RC1		Kosoviano	*			
66	BU.D/RC3		Kosoviano	*			
67	BU.D/RC2		Kosoviano	*			
68	BU.D/CC1	Kosoviano	*				
69	BU.D/CC2	Kosoviano	*				
70	BU.D/CC3	Kosoviano	*				
71	BU.D/CC4	Kosoviano	*				
72	BU.D/CC5	Kosoviano	*				
73	BU.D/CC'6	Kosoviano	*				
74	BU.D/CC'7	Kosoviano	*				
75	BU.D/CC'8	Kosoviano	*				
76	BU.D/S1		Silúrico médio	*			
77	BU.D/S2		Silúrico médio	*			
78	BU.D/S3		Silúrico médio	*			
79	BU.E/BF1	Perfil V - Srª do Bidueiro	Dretaniano Inf. a Dobrotiviano Inf	*			
80	BU.E/BF2		Dretaniano Inf. a Dobrotiviano Inf	*			

Nº Amostra	Ref. Amostra	Secção	Idade	Palinologia	Isótopos Estáveis	Maturação Orgânica	Cristalinidade da lite
Região do Buçaco							
81	BU.E/BF3		Oretaniano Inf. a Dobrotiviano Inf	*			
82	BU.E/BF4		Oretaniano Inf. a Dobrotiviano Inf	*			
83	BU.E/BF5		Oretaniano Inf. a Dobrotiviano Inf	*			
84	BU.E/MS1		Dobrotiviano Inferior	*			
85	BU.E/MS2		Dobrotiviano Inferior	*			
86	BU.E/MS3		Dobrotiviano Inferior	*			
87	BU.E/MS4		Dobrotiviano Inferior	*			
88	BU.E/MS5		Dobrotiviano Inferior	*			
89	BU.E/MS6		Dobrotiviano Inferior	*			
90	BU.E/MS7	Perfil V - Senhora do Bidueiro N40°13'44.0" W8°12'36.4"	Dobrotiviano Inferior	*			
91	BU.E/FH1		Dobrotiviano Inferior a Superior	*			
92	BU.E/FH2		Dobrotiviano Inferior a Superior	*			
93	BU.E/FH3		Dobrotiviano Inferior a Superior	*			
94	BU.E/FH4		Dobrotiviano Inferior a Superior	*			
95	BU.E/FH5		Dobrotiviano Inferior a Superior	*			
96	BU.E/C3		Dobrotiviano Superior	*			
97	BU.E/C2		Dobrotiviano Superior	*			
98	BU.E/C1		Dobrotiviano Superior	*			
99	BU.E/LO1		Berouniano Médio a Superior	*			
100	BU.E/LO2		Berouniano Médio a Superior	*			
101	BU.E/LO3		Berouniano Médio a Superior	*			
102	BU.F/S1		Silúrico médio a superior	*			
103	BU.F/S2		Silúrico médio a superior	*			
104	BU.F/S'3	Perfil VI - Sazes 1 N40°19'0.8" W8°20'8.3"	Silúrico médio a superior	*			
105	BU.F/S'4		Silúrico médio a superior	*			
106	BU.F/S'5		Silúrico médio a superior	*			
107	BU.F/S'6		Silúrico médio a superior	*			
108	BU.F/S'7		Silúrico médio a superior	*			
109	BU.F/S'8		Silúrico médio a superior	*			
110	BU.H/S1		Silúrico médio	*		*	*
111	BU.H/S2		Silúrico médio	*		*	*
112	BU.H/S3		Silúrico médio	*		*	*
113	BU.H/S4		Silúrico médio	*		*	*
114	BU.H/S5	Perfil VII - Sazes 2 N40°18'59.2" W8°20'3.9"	Silúrico médio	*			
115	BU.H/S6		Silúrico médio	*			
116	BU.H/S7		Silúrico médio	*			
117	BU.H/S'0		Silúrico médio	*			
118	BU.H/S'8		Silúrico médio	*			
119	BU.H/S'9		Silúrico médio	*			
120	BU.H/S'10		Silúrico médio	*			

Nº Amostra	Ref. Amostra	Secção	Idade	Palinologia	Isótopos Estáveis	Maturação Orgânica	Cristalinidade da Ilite
Região do Buçaco							
121	BU.H/S'11	Perfil VII - Sazes 2	Silúrico médio	*			
122	BU.I/S3	Perfil VIII - Pé do	Silúrico médio	*			
123	BU.I/S2	Viso N40 ⁰²¹ ,18.47"	Silúrico médio	*			
124	BU.I/S1	W8 ⁰¹⁵ ,43.6"	Silúrico médio	*			
Região de Dornes							
125	DO.A/CC5		Kosoviano	*			
126	DO.A/CC4		Kosoviano	*			
127	DO.A/CC3		Kosoviano	*		*	*
128	DO.A/CC2		Kosoviano	*			
129	DO.A/CC1		Kosoviano	*			
130	DO.A/VU1		Kosoviano sup. a Aeroniano	*			
131	DO.A/VU2		Kosoviano sup. a Aeroniano	*			
132	DO.A/VU3		Kosoviano sup. a Aeroniano	*			
133	DO.A/VU4		Kosoviano sup. a Aeroniano	*			
134	DO.A/VU5		Kosoviano sup. a Aeroniano	*			
135	DO.A/FS1		Telychiano a Ludfordiano inf.	*			
136	DO.A/FS2		Telychiano inf. a Homeriano sup.	*			
137	DO.A/FS3		Telychiano inf. a Homeriano sup.	*			
138	DO.A/FS4		Telychiano inf. a Homeriano sup.	*			
139	DO.A/FS5		Telychiano inf. a Homeriano sup.	*			
140	DO.A/FS6	Perfil I - Ponte de	Telychiano inf. a Homeriano sup.	*			
141	DO.A/FS7	Vale da Ursa	Telychiano inf. a Homeriano sup.	*			
142	DO.A/FS8	N39°46'37.6"	Telychiano inf. a Homeriano sup.	*			
143	DO.A/FS9	W8°14'52.3"	Telychiano inf. a Homeriano sup.	*			
144	DO.A/FS10		Telychiano inf. a Homeriano sup.	*			
145	DO.A/CC'6		Kosoviano		*		
146	DO.A/CC'7		Kosoviano		*		
147	DO.A/CC'8		Kosoviano		*		
148	DO.A/CC'9		Kosoviano		*		
149	DO.A/CC'10		Kosoviano		*		
150	DO.A/CC'11		Kosoviano		*		
151	DO.A/CC'12		Kosoviano		*		
152	DO.A/CC'13		Kosoviano		*		
153	DO.A/CC'14		Kosoviano		*		
154	DO.A/CC'15		Kosoviano		*		
155	DO.A/CC'16		Kosoviano		*		
156	DO.A/CC'17		Kosoviano		*		
157	DO.A/CC'18		Kosoviano		*		

Nº Amostra	Ref. Amostra	Secção	Idade	Palinologia	Isótopos Estáveis	Maturação Orgânica	Cristalinidade da lite
Região de Dornes							
158	DO.A/CC'19		Kosoviano		*		
159	DO.A/CC'20		Kosoviano		*		
160	DO.A/CC'21		Kosoviano		*		
161	DO.A/CC'22		Kosoviano		*		
162	DO.A/CC'23		Kosoviano		*		
163	DO.A/CC'24		Kosoviano		*		
164	DO.A/CC'25		Kosoviano		*		
165	DO.A/CC'26		Kosoviano		*		
166	DO.A/CC'27		Kosoviano		*		
167	DO.A/CC'28		Kosoviano		*		
168	DO.A/CC'29		Kosoviano		*		
169	DO.A/CC'30		Kosoviano		*		
170	DO.A/CC'31		Kosoviano		*		
171	DO.A/CC'32		Kosoviano		*		
172	DO.A/CC'33		Kosoviano		*		
173	DO.A/CC'34		Kosoviano		*		
174	DO.A/CC'35		Kosoviano		*		
175	DO.A/CC'36		Kosoviano		*		
176	DO.A/CC'37	Perfil I - Ponte de	Kosoviano		*		
177	DO.A/VU'6	Vale da Ursa	Kosoviano sup. a Aeroniano		*		
178	DO.A/VU'7	N39°46'37.6"	Kosoviano sup. a Aeroniano		*		
179	DO.A/VU'8	W8°14'52.3"	Kosoviano sup. a Aeroniano		*		
180	DO.A/VU'9		Kosoviano sup. a Aeroniano		*		
181	DO.A/VU'10		Kosoviano sup. a Aeroniano		*		
182	DO.A/VU'11		Kosoviano sup. a Aeroniano		*		
183	DO.A/VU'12		Kosoviano sup. a Aeroniano		*		
184	DO.A/VU'13		Kosoviano sup. a Aeroniano		*		
185	DO.A/VU'14		Kosoviano sup. a Aeroniano		*		
186	DO.A/VU'15		Kosoviano sup. a Aeroniano		*		
187	DO.A/VU'16		Kosoviano sup. a Aeroniano		*		
188	DO.A/VU'17		Kosoviano sup. a Aeroniano		*		
189	DO.A/VU'18		Kosoviano sup. a Aeroniano		*		
190	DO.A/VU'19		Kosoviano sup. a Aeroniano		*		
191	DO.A/VU'20		Kosoviano sup. a Aeroniano		*		
192	DO.A/VU'21		Kosoviano sup. a Aeroniano		*		
193	DO.A/VU'22		Kosoviano sup. a Aeroniano		*		
194	DO.A/VU'23		Kosoviano sup. a Aeroniano		*		
195	DO.A/VU'24		Kosoviano sup. a Aeroniano		*		
196	DO.A/VU'25		Kosoviano sup. a Aeroniano		*		
197	DO.A/VU'26		Kosoviano sup. a Aeroniano		*		

Nº Amostra	Ref. Amostra	Secção	Idade	Palinologia	Isótopos Estáveis	Maturação Orgânica	Cristalinidade da lite
Região de Dornes							
198	DO.A/FS'11	Perfil I - Ponte de Vale da Ursa N39°46'37.6" W8°14'52.3"	Telychiano inf. a Ludfordiano inf.	*	*		
199	DO.A/FS'12		Telychiano inf. a Homeriano sup.	*	*		
200	DO.A/FS'13		Telychiano inf. a Homeriano sup.	*	*		
201	DO.A/FS'14		Telychiano inf. a Homeriano sup.	*	*		
202	DO.B/VS1	Perfil II - Vale Serrão (N39 46' 5.9" W8 15'43.6")	Ludfordiano superior	*			
203	DO.B/VS2		Ludfordiano superior	*			
204	DO.B/SM1		Pridoli inferior	*			
205	DO.B/SM2		Pridoli inferior	*			
206	DO.B/SM3		Pridoli inferior	*		*	*
207	DO.B/SM4		Pridoli inferior	*			
208	DO.B/SM5		Pridoli inferior	*			
209	DO.B/SM6		Pridoli inferior	*			
210	DO.B/SM7		Pridoli inferior	*			
211	DO.B/SL1		Pridoli a Lochkoviano	*			
212	DO.B/SL2		Pridoli a Lochkoviano	*			
213	DO.B/SL3		Pridoli a Lochkoviano	*			
214	DO.B/SL4		Pridoli a Lochkoviano	*			
Região de Mação							
215	MC.A/AB6	Perfil I - Mação 1 N39°34'56.9" W8°2'48.6"	Aeroniano a Gorstiano médio	*	*	*	*
216	MC.A/AB5		Aeroniano a Gorstiano médio	*	*	*	*
217	MC.A/AB4		Aeroniano a Gorstiano médio	*	*		
218	MC.A/AB3		Aeroniano a Gorstiano médio	*	*		
219	MC.A/AB2		Aeroniano a Gorstiano médio	*	*		
220	MC.A/AB1		Aeroniano a Gorstiano médio	*	*		
221	MC.A/CA2		Gorstiano superior a Ludfordiano	*	*		
222	MC.A/CA1		Gorstiano superior a Ludfordiano	*	*		
223	MC.A/AB7		Aeroniano a Gorstiano médio	*			
224	MC.A/AB8		Aeroniano a Gorstiano médio	*			
225	MC.A/AB9		Aeroniano a Gorstiano médio	*			
226	MC.A/CC15		Kosoviano	*	*		
227	MC.A/CC14		Kosoviano	*	*		
228	MC.A/CC13		Kosoviano	*	*		
229	MC.A/CC12		Kosoviano	*	*		
230	MC.A/CC11		Kosoviano	*	*		
231	MC.A/CC10		Kosoviano	*	*		
232	MC.A/CC9		Kosoviano	*	*	*	*
233	MC.A/CC8		Kosoviano	*	*		
234	MC.A/CC7		Kosoviano	*	*		
235	MC.A/CC6		Kosoviano	*	*		
236	MC.A/CC5		Kosoviano	*	*		

Nº Amostra	Ref. Amostra	Secção	Idade	Palinologia	Isótopos Estáveis	Maturação Orgânica	Cristalinidade da Ilite
Região de Mação							
237	MC.A/CC4		Kosoviano	*	*		
238	MC.A/CC3		Kosoviano	*			
239	MC.A/CC2		Kosoviano	*	*		
240	MC.A/CC1		Kosoviano	*	*		
241	MC.A/VU2	Perfil I - Mação 1	Rhuddaniano a Aeroniano	*	*		
242	MC.A/VU1	N39°34'56.9"	Rhuddaniano a Aeroniano	*			
243	MC.A/CP4	W8°2'48.6"	Berouniano Médio a Superior	*	*	*	*
244	MC.A/CP3		Berouniano Médio a Superior	*	*		
245	MC.A/CP2		Berouniano Médio a Superior	*	*		
246	MC.A/CP1		Berouniano Médio a Superior	*	*		
247	MC.A/RL1		?Berouniano Superior a Kosoviano	*	*		
248	MC.B/CL1	Perfil II -Chão Lopes	Ludfordiano sup. a Pridoli inf.	*			
249	MC.B/CL2	N39°36'25.7"	Ludfordiano sup. a Pridoli inf.	*			
250	MC.B/CL3	W8°0'8.9"	Ludfordiano sup. a Pridoli inf.	*			
251	MC.B/CL4		Ludfordiano a Pridoli inf.	*			
252	MC.C/CL1		Ludfordiano sup. a Pridoli inf.	*			
253	MC.C/CL2		Ludfordiano sup. a Pridoli inf.	*			
254	MC.C/BS1	Perfil III - Santos 1	Pridoli superior a Lochkoviano	*			
255	MC.C/BS2	N39°36'25.6"	Pridoli superior a Lochkoviano	*			
256	MC.C/BS3	W7°59'33.7"	Pridoli superior a Lochkoviano	*			
257	MC.C/BS4		Pridoli superior a Lochkoviano	*			
258	MC.C/CL3		?Ludfordiano sup. a Pridoli inf.?	*			
259	MC.D/BS1		Pridoli superior a Lochkoviano	*			
260	MC.D/BS2	Perfil IV - Santos 2	Pridoli superior a Lochkoviano	*			
261	MC.D/BS3	N39°36'27.7"	Pridoli superior a Lochkoviano	*			
262	MC.D/BS4	W7°59'30.1"	Pridoli superior a Lochkoviano	*			
263	MC.D/BS5		Pridoli superior a Lochkoviano	*			
264	MC.E/BS1	Perfil V - Bando dos	Pridoli superior a Lochkoviano	*			
265	MC.E/BS2	Santos N39°36'55.7"	Pridoli superior a Lochkoviano	*			
266	MC.E/BS3	W7°58'54.4"	Pridoli superior a Lochkoviano	*			
267	MC.F/MS2		Dobrotiviano Inferior	*			
268	MC.F/MS1		Dobrotiviano Inferior	*			
269	MC.F/BF9		Dretaniano Inf. a Dobrotiviano Inf	*			
270	MC.F/BF8	Perfil VI - Envendos	Dretaniano Inf. a Dobrotiviano Inf	*			
271	MC.F/BF7	N39°36'34"	Dretaniano Inf. a Dobrotiviano Inf	*			
272	MC.F/BF6	W7°51'36.8"	Dretaniano Inf. a Dobrotiviano Inf	*			
273	MC.F/BF5		Dretaniano Inf. a Dobrotiviano Inf	*			
274	MC.F/BF4		Dretaniano Inf. a Dobrotiviano Inf	*			
275	MC.F/BF3		Dretaniano Inf. a Dobrotiviano Inf	*			
276	MC.F/BF2		Dretaniano Inf. a Dobrotiviano Inf	*			

Nº Amostra	Ref. Amostra	Secção	Idade	Palinologia	Isótopos Estáveis	Maturação Orgânica	Cristalinidade da lite
Região de Mação							
277	MC.F/BF1	Perfil VI - Envendos N39°36'34" W7°51'36.8"	Dretaniano Inf. a Dobrotiviano Inf	*			
278	MC.F/QA1		Arenigiano	*			
279	MC.F/QA2		Arenigiano	*			
280	MC.F/XG1		Neoproterozóico a Câmbrico	*			
281	MC.G/CA7	Perfil VII - Castelo N39°36'39.6" W7°59'53.8"	Gorstiano superior a Ludfordiano	*			
282	MC.G/CA6		Gorstiano superior a Ludfordiano	*			
283	MC.G/CA5		Gorstiano superior a Ludfordiano	*			
284	MC.G/CA4		Gorstiano superior a Ludfordiano	*			
285	MC.G/CA3		Gorstiano superior a Ludfordiano	*			
286	MC.G/CA2		Gorstiano superior a Ludfordiano	*			
287	MC.G/CA1		Gorstiano superior a Ludfordiano	*			
Região de Portalegre							
288	APT1	Perfil I - Apartadura N39°20'56.8" W7°22'52.9"	Silúrico	*			
289	APT2		Silúrico	*		*	*
290	APT3		Silúrico	*		*	*
291	APT4		Silúrico	*			
292	APT5		Silúrico	*			
293	APT6		Silúrico	*			
294	APT7		Silúrico	*			
295	APT8		Silúrico	*			
296	APT9		Silúrico	*			
297	APT10		Silúrico	*			
298	APT11		Silúrico	*			
299	APT12		Silúrico	*			
300	APT13		Silúrico	*			
301	APT14		?Silúrico/Devónico?	*			
302	MOST1	Perfil II - Mosteiros N39°11'47.9" W7°17'12.8"	Ordovício	*			
303	MOST2		Ordovício	*			
304	MOST3		Ordovício	*			
305	MOST4		Ordovício	*			
306	MOST5		Ordovício	*			
307	MOST6		Ordovício	*		*	*
308	MOST7		Ordovício	*			
309	MOST8		Ordovício	*		*	*
310	MOST9		Ordovício	*			
311	MOST10		Ordovício	*			
312	MOST11		Ordovício	*			
313	AlgW1	Perfil III - Alegrete W N39°15'12.9" W7°20'6.7	Silúrico	*			
314	AlgW2		Silúrico	*			
315	AlgW3		Silúrico	*			

Nº Amostra	Ref. Amostra	Secção	Idade	Palinologia	Isótopos Estáveis	Maturação Orgânica	Cristalinidade da Ilite
Região de Portalegre							
316	ALG1		Silúrico	*	*		
317	ALG2		Silúrico	*	*		
318	ALG3		Silúrico	*	*		
319	ALG4		Silúrico	*	*		
320	ALG5		Silúrico	*	*		
321	ALG6		Silúrico	*	*		
322	ALG7	Perfil IV - Alegrete 39º14'27.8" W7º19'02.5"	Silúrico	*	*		
323	ALG8		?Silúrico/Devónico?	*	*		
324	ALG9		Ordovícico	*	*		
325	ALG10		Ordovícico	*	*		
326	ALG11		Ordovícico	*	*		
327	ALG12		Ordovícico	*	*		
328	ALG13		Ordovícico	*	*		
329	ALG14		Ordovícico	*	*		
330	RAB1		Devónico	*		*	*
331	RAB2		Devónico	*			
332	RAB3		Carbónico	*		*	*
333	RAB4		Carbónico	*			
334	RAB5		Carbónico	*		*	*
335	RAB6	Perfil V - Rabaça N39º15'28.0" W7º14'49.0"	Carbónico	*		*	*
336	RAB7		Carbónico	*			
337	RAB8		Carbónico	*		*	*
338	RAB9		Carbónico	*		*	*
339	RAB10		Carbónico	*			
340	RAB11		Carbónico	*			
341	RAB12		Carbónico	*			
342	RAB13		Carbónico	*			
343	CX1		?Silúrico/Devónico?	*			
344	CX2		?Silúrico/Devónico?	*			
345	CX3		?Silúrico/Devónico?	*			
346	CX4		?Silúrico/Devónico?	*			
347	CX5		?Silúrico/Devónico?	*			
348	CX6	Perfil VI - Casa do Xisto N39º20'22.1" W7º22'18.4"	?Silúrico/Devónico?	*			
349	CX7		?Silúrico/Devónico?	*			
350	CX8		?Silúrico/Devónico?	*			
351	CX9		?Silúrico/Devónico?	*			
352	CX10		?Silúrico/Devónico?	*			
353	CX11		?Silúrico/Devónico?	*			
354	CX12		?Silúrico/Devónico?	*			
355	CX13		?Silúrico/Devónico?	*			

Nº Amostra	Ref. Amostra	Secção	Idade	Palinologia	Isótopos Estáveis	Maturação Orgânica	Cristalinidade da Ilite	
Região de Portalegre								
356	BROA1		Silúrico	*				
357	BROA2		Silúrico	*				
358	BROA3		Ordovícico	*				
359	BROA4		Ordovícico	*				
360	BROA5		Ordovícico	*				
361	BROA6	Perfil VII - V.G. Broa N39°16'21.7" W7°21'45.8"	Ordovícico	*				
362	BROA7		Ordovícico	*				
363	BROA8		Ordovícico	*				
364	BROA9		Ordovícico	*				
365	BROA10		Ordovícico	*				
366	BROA11		Ordovícico	*				
367	BROA12		Ordovícico	*				
368	BROA13		Ordovícico	*				
369	BROA14		Ordovícico	*				
Região de Barrancos								
370	BRS3			?Ordovícico/Silúrico?	*	*		
371	BRS2			?Ordovícico/Silúrico?	*	*		
372	BRS1			?Ordovícico/Silúrico?	*	*		
373	BRS4			Silúrico	*			
374	BRS5		Silúrico	*				
375	BRS6		Silúrico	*	*			
376	BRS7		Silúrico	*	*			
377	BRS8		Silúrico	*				
378	BRS9		Silúrico	*	*			
379	BRS10		Silúrico	*				
380	BRS11	Perfil I - Monte do Carreba N38°8'37" W6°57'49.32"	Silúrico	*	*			
381	BRS12		Silúrico	*				
382	BRS13		Silúrico	*	*			
383	BRS14		Silúrico	*	*			
384	BRS15		Silúrico	*				
385	BRS16		Silúrico	*	*			
386	BRS17		Silúrico	*	*			
387	BRS18		Silúrico	*	*			
388	BRS19		Silúrico	*	*			
389	BRS20		Silúrico	*	*			
390	BRS21		Silúrico	*	*			
391	BRS22	Silúrico	*	*				
392	BRS23	Silúrico	*	*				
393	BRS24	Silúrico	*	*				
394	BRS25	Silúrico	*	*				

Nº Amostra	Ref. Amostra	Secção	Idade	Palinologia	Isótopos Estáveis	Maturação Orgânica	Cristalinidade da Ilite
Região de Barrancos							
395	BRS26		Silúrico	*	*		
396	BRS27		Silúrico	*	*		
397	BRS28		Silúrico	*	*		
398	BRS29		Silúrico	*	*		
399	BRS30		Silúrico	*	*		
400	BRS31		Silúrico	*	*		
401	BRS32		Silúrico	*	*		
402	Ci1	Perfil I - Monte do Carreba	Silúrico		*		
403	Ci2	N38°8'37"	Silúrico		*		
404	Ci3	W6°57'49.32"	Silúrico		*		
405	Ci4		Silúrico		*		
406	Ci5		Silúrico		*		
407	Ci6		Silúrico		*		
408	Ci7		Silúrico		*		
409	Ci8		Silúrico		*		
410	Ci9		Silúrico		*		
411	Ci10		Silúrico		*		
412	GTS1		Arenigiano a Oretaniano Inferior	*			
413	GTS2		Arenigiano a Oretaniano Inferior	*			
414	GTS3		Arenigiano a Oretaniano Inferior	*			
415	GTS4		Arenigiano a Oretaniano Inferior	*			
416	GTS5		Arenigiano a Oretaniano Inferior	*			
417	GTS6		Silúrico	*			
418	GTS7	Perfil II - V.G. Gata	Silúrico	*			
419	GTS8	N38°6'23.7"	Silúrico	*			
420	PH1	W7°4'10.5"	Arenigiano a Oretaniano Inferior	*			
421	PH2		Arenigiano a Oretaniano Inferior	*			
422	PH3		Arenigiano a Oretaniano Inferior	*			
423	PH4		Arenigiano a Oretaniano Inferior	*			
424	PH5		Arenigiano a Oretaniano Inferior	*			
425	S1		Silúrico	*			
426	S2		Silúrico	*			
427	S3		Silúrico	*			
428	CTD1	Perfil III - Monte da Coitadinha	Silúrico	*			
429	CTD2	N38°6'23.7" W7°4'10.5"	Silúrico	*			

Nº Amostra	Ref. Amostra	Secção	Idade	Palinologia	Isótopos Estáveis	Maturação Orgânica	Cristalinidade da Ilite
Região de Barrancos							
430	MRS1		Silúrico	*			
431	MRS2		Silúrico	*			
432	MRS3		Silúrico	*			
433	MRS4	Perfil IV - Monte das Mercês	Silúrico	*			
434	MRS5	N38°8'49.2"	Silúrico	*			
435	MRS6	W7°1'38.6"	Silúrico	*			
436	MRS7		?Silúrico/Devónico?	*			
437	MRS8		?Silúrico/Devónico?	*			
438	MRS9		?Silúrico/Devónico?	*			
439	AMJ1		Silúrico	*			
440	AMJ2		Silúrico	*			
441	AMJ3		Silúrico	*			
442	AMJ4		Silúrico	*			
443	AMJ5	Perfil V - Amareleja	?Silúrico/Devónico?	*			
444	AMJ6	N38°12'3.6"	?Silúrico/Devónico?	*			
445	AMJ7	W7°10'33.6"	?Silúrico/Devónico?	*			
446	AMJ8		?Silúrico/Devónico?	*			
447	AMJ9		?Silúrico/Devónico?	*			
448	AMJ10		?Ordovícico/Silúrico?	*			
449	MTA1		Arenigiano a Oretaniano Inferior	*			
450	MTA2		Arenigiano a Oretaniano Inferior	*			
451	MTA3		Arenigiano a Oretaniano Inferior	*			
452	MTA4		Arenigiano a Oretaniano Inferior	*			
453	MTA5		Arenigiano a Oretaniano Inferior	*			
454	MTA6		Arenigiano a Oretaniano Inferior	*			
455	MTA7	Perfil VI - Pedreira do Mestre André	Arenigiano a Oretaniano Inferior	*			
456	MTA8		Arenigiano a Oretaniano Inferior	*			
457	MTA9	N38°8'3.1"	Arenigiano a Oretaniano Inferior	*			
458	MTA10	W6°57'58.3"	Arenigiano a Oretaniano Inferior	*			
459	MTA11		Arenigiano a Oretaniano Inferior	*			
460	MTA12		Arenigiano a Oretaniano Inferior	*			
461	MTA13		Arenigiano a Oretaniano Inferior	*			
462	MTA14		Arenigiano a Oretaniano Inferior	*			
463	MTA15		Arenigiano a Oretaniano Inferior	*			
464	MTA16		Arenigiano a Oretaniano Inferior	*			
465	BS1		Silúrico	*			
466	BS2	Perfil VII - Barrancos	Silúrico	*			
467	BS3	N38°7'58.9"	Silúrico	*			
468	BS4	W6°58'54.1"	Silúrico	*	*		
469	BS5		Silúrico	*	*		

Nº Amostra	Ref. Amostra	Secção	Idade	Palinologia	Isótopos Estáveis	Maturação Orgânica	Cristalinidade da Ilite
Região de Barrancos							
470	BS6		Silúrico	*	*		
471	BS7		Silúrico	*	*		
472	BS8		Silúrico	*	*		
473	BS9		Silúrico	*	*		
474	BS10		Silúrico	*	*		
475	BS11		Silúrico	*	*		
476	BS12		?Silúrico/Devónico?	*	*		
477	BS13		?Silúrico/Devónico?	*	*		
478	BS14		Silúrico sup. a Devónico Inferior	*	*		
479	BS15		Devónico Inferior	*	*	*	*
480	BS16		Devónico Inferior	*	*	*	*
481	BS17		Devónico Inferior	*	*		
482	BS18		Devónico Inferior	*	*		
483	BS19		Silúrico	*			
484	BS20	Perfil VII - Barrancos	Devónico Inferior	*	*		
485	BA1	N38°7'58.9"	Silúrico	*			
486	BA2	W6°58'54.1"	Silúrico	*			
487	BA3		Silúrico	*			
488	BA4		Silúrico	*			
489	BA5		Silúrico	*			
490	BA6		Silúrico	*			
491	BA7		Silúrico	*			
492	BA8		Silúrico	*			
493	BA9		Silúrico	*			
494	BA10		Silúrico	*			
495	BA11		Silúrico	*			
496	BA12		Devónico Inferior	*			
497	BA13		Devónico Inferior	*			
498	BA14		Devónico Inferior	*			
499	BA15		Devónico Inferior	*			
500	EAL1		Silúrico	*			
501	EAL2		Silúrico	*			
502	EAL3		Silúrico	*			
503	EAL4		Silúrico	*			
504	EAL5	Perfil VIII - Eiras	Silúrico	*			
505	EAL6	Altas N38°7'45.6"	Silúrico	*			
506	EAL7	W6°59'16"	Silúrico	*			
507	EAL8		Silúrico	*			
508	EAL9		Silúrico	*			
509	EAL10		Silúrico	*			

Nº Amostra	Ref. Amostra	Secção	Idade	Palinologia	Isótopos Estáveis	Maturação Orgânica	Cristalinidade da llite
Região de Barrancos							
510	EAL11		Silúrico	*		*	*
511	Bi1		Silúrico		*		
512	Bi2		Silúrico		*		
513	Bi3		Silúrico		*		
514	Bi4		Silúrico		*		
515	Bi5		Silúrico		*		
516	Bi6		Silúrico		*		
517	Bi7		Silúrico		*		
518	Bi8		Silúrico		*		
519	Bi9		Silúrico		*		
520	Bi10		Silúrico		*		
521	Bi11		Silúrico		*		
522	Bi12		Silúrico		*		
523	Bi13		Silúrico		*		
524	Bi14		Silúrico		*		
525	Bi15		Silúrico		*		
526	Bi16		Silúrico		*		
527	Bi17		Silúrico		*		
528	Bi18		Silúrico		*		
529	Bi19	Perfil VIII - Eiras	Silúrico		*		
530	Bi20	Altas N38°7'45.6"	Silúrico		*		
531	Bi21	W6°59'16"	Silúrico		*		
532	Bi22		Silúrico		*		
533	Bi23		Silúrico		*		
534	Bi24		Silúrico		*		
535	Bi25		Silúrico		*		
536	Bi26		Silúrico		*		
537	Bi27		Silúrico		*		
538	Bi28		Silúrico		*		
539	Bi29		Silúrico		*		
540	Bi30		Silúrico		*		
541	Bi31		Silúrico		*		
542	Bi32		Silúrico		*		
543	Bi33		Silúrico		*		
544	Bi34		Silúrico		*		
545	Bi35		Silúrico		*		
546	Bi36		Silúrico		*		
547	Bi37		Silúrico		*		
548	Bi38		Silúrico		*		
549	Bi39		Silúrico		*		

Nº Amostra	Ref. Amostra	Secção	Idade	Palinologia	Isótopos Estáveis	Maturação Orgânica	Cristalinidade da lite
Região de Barrancos							
550	Bi40		Silúrico		*		
551	Bi41		Silúrico		*		
552	Bi42		Silúrico		*		
553	Bi43		Silúrico		*		
554	Bi44		Silúrico		*		
555	Bi45		Silúrico		*		
556	Bi46		Silúrico		*		
557	Bi47		Silúrico	*			
558	Bi48		Silúrico		*		
559	Bi49		Silúrico		*		
560	Bi50	Perfil VIII - Eiras	Silúrico		*		
561	Bi51	Altas	Silúrico		*		
562	BA16	N38°7'45.6"	Silúrico	*			
563	BA17	W6°59'16"	Silúrico	*			
564	BA18		Silúrico	*			
565	BA19		Silúrico	*			
566	BA20		Silúrico	*			
567	BA21		Silúrico	*			
568	BA22		Silúrico	*			
569	BA23		Silúrico	*			
570	BA24		Silúrico	*			
571	BA25		Silúrico	*			
572	BA26		Silúrico sup. a Devónico inf.	*			
573	BA27		Silúrico sup. a Devónico inf.	*			
Sondagem SDJ1 Toca da Moura							
574	SDJ1-2		Viseano	*			
575	SDJ1-3		Viseano	*			
576	SDJ1-18		Viseano	*			
577	SDJ1-19		Viseano	*			
578	SDJ1-21		Viseano	*			
579	SDJ1-24		Viseano	*			
580	SDJ1-25		Viseano	*			
581	SDJ1-27	N38°29'57.5"	Viseano	*			
582	SDJ1-30	W8°21'23.9"	Viseano	*			
583	SDJ1-32		Viseano	*			
584	SDJ1-34		Viseano	*			
585	SDJ1-35		Viseano	*			
586	SDJ1-36		Viseano	*			
587	SDJ1-37		Viseano	*			
588	SDJ1-38		Viseano	*			

Nº Amostra	Ref. Amostra	Secção	Idade	Palinologia	Isótopos Estáveis	Maturação Orgânica	Cristalinidade da lite
Sondagem SDJ1 - Toca da Moura							
589	SDJ1-40		Viseano	*			
590	SDJ1-41		Viseano	*			
591	SDJ1-42	N38°29'57.5"	Viseano	*			
592	SDJ1-43	W8°21'23.9"	Moscoviano	*			
593	SDJ1-44		Moscoviano	*			
Amostras do Museu Geológico							
594	STS1		Carbónico	*			
595	STS4		Carbónico	*			
596	STS5		Carbónico	*			
597	STS8	Bacia de Santa	Carbónico	*			
598	STS9	Susana	Carbónico	*			
599	STS10		Carbónico	*			
600	STS13		Carbónico	*			
601	STS14		Carbónico	*			
602	STS15	Galeria de Jongeis	Carbónico	*			

Anexo 2

Estampas de Afloramientos

Nas estampas 1 a 15, estão ilustrados pormenores da sondagem e das diferentes sucessões amostradas e estudadas no trabalho realizado. As estampas estão organizadas de acordo com a ordem de referência no texto.

ESTAMPA 1



1. Panorâmica geral da primeira secção do Perfil I (Cácemes), na região do Buçaco.



2. Panorâmica da segunda secção do Perfil II (Ponte da Mata), na região do Buçaco.

ESTAMPA 2



1. Pormenor das fáceis amostradas na Fm. Ribeira Cimeira, Perfil IV (Rio Ceira), região do Buçaco.



2. Panorâmica da Fm. Carregueira, Perfil IV (Rio Ceira), região do Buçaco.

ESTAMPA 3



1. Panorâmica da Fm. Monte da Sombadeira, Perfil V (Senhora do Bidueiro), região do Buçaco.



2. Panorâmica geral do Perfil VII (Sazes 2), região do Buçaco.

ESTAMPA 4



1. Pormenor das fáceis amostradas na Fm. Sazes (Membro Inferior), Perfil VII (Sazes 2), região do Buçaco.



2. Panorâmica da Fm. Casal Carvalhal, Perfil I (Ponte de Vale da Ursa), região de Dornes.

ESTAMPA 5



1. Panorâmica da Fm. Serra Mendeira, Perfil II (Vale do Serrão), região de Dornes.



2. Panorâmica da Fm. Vale da Ursa, Perfil I (Mação 1), Secção 2, região de Mação.

ESTAMPA 6



1. Panorâmica da Fm. Bando dos Santos, Perfil III (Santos 1), região de Mação.



2. Aspeto da Fm. Bando dos Santos, Perfil IV (Santos 2), região de Mação

ESTAMPA 7



1. Panorâmica geral do Perfil VII (Castelo), região de Mação.



2. Panorâmica da “Fm. Portagem”, Perfil I (Apartadura), Secção 1, região de Portalegre.

ESTAMPA 8



1. Panorâmica geral do Perfil II (Mosteiros), Secção 1, região de Portalegre.



2. Pormenor das fáceis amostradas na "Fm. Portagem", Perfil III (Alegrete W), região de Portalegre.

ESTAMPA 9



1. Panorâmica da “Fm. Vale da Ursa”, Perfil IV (Alegrete), Secção 2, região de Portalegre.



1. Panorâmica geral do Perfil VI (Casa do Xisto), região de Portalegre.

ESTAMPA 10



1. Pormenor das fáceis da “Fm. Reveladas”, Perfil VI (Casa do Xisto), região de Portalegre.



2. Aspeto de um nódulo com pirite, “Fm. Reveladas”, Perfil VI (Casa do Xisto), região de Portalegre.

ESTAMPA 11



1. Panorâmica geral do Perfil VII (V.G.Broa), Secção 2, região de Portalegre.



2. Panorâmica da passagem da Fm. Colorada à Fm- Xistos com Nódulos, Perfil I (Monte do Carreba), região de Barrancos. Barra indica local da brecha existente entre as duas unidades.

ESTAMPA 12



1. Panorâmica do Perfil II (V:G: Gata), região de Barrancos.



2. Panorâmica geral do Perfil III (Monte da Coitadinha), região de Barrancos

ESTAMPA 13



1. Panorâmica do Perfil V (Amareleja), região de Barrancos.



2. Pormenor das fáceis da Fm. Xistos com *Phyllocytes*, Perfil VI (Pedreira do Mestre André), região de Barrancos.

ESTAMPA 14



1. Panorâmica do Perfil VII (Barrancos), região de Barrancos.



2. Panorâmica do Perfil VIII (Eiras Altas), região de Barrancos.

ESTAMPA 15



1. Aspeto das fáceis dos xistos negros do Complexo Vulcano-Sedimentar de Toca da Moura, sondagem SDJ1.



2. Aspeto das fáceis rochas vulcânicas félsicas do Complexo Vulcano-Sedimentar de Toca da Moura, sondagem SDJ1.

Anexo 3

Lista de *Taxa*

Em anexo consta uma lista de todos os *taxa* recuperados das amostras estudadas nas sucessões, com as devidas citações dos autores. Autores e trabalhos consultados durante a realização da Sistemática estão devidamente citados no texto e, podem ser consultados nas seguintes bases de dados: Fensome *et. al.* (1990); PHYTOPAL (Mullins (ed.), 2007); PALYNODATA (Palynodata Inc., 2006). Os palinomorfos estão organizados alfabeticamente dentro de cada categoria taxonómica.

Algas Prasinófitas e Acritarcas

Divisão CLOROPHYTA Pascher 1914

Classe PRASINOPHYCEAE Christensen 1962

Família CYMATIOSPHAERACEAE Mädler 1963

Género *Cymatiosphaera* Wetzel 1933 *ex* Deflandre 1954

Cymatiosphaera postae (Jankauskas 1976) Jankauskas 1979

Cymatiosphaera sp. 1

Cymatiosphaera spp.

Género *Dictyotidium* Eisenack 1955 emend. Staplin 1961

Dictyotidium sp. 1

Dictyotidium sp. 2

Dictyotidium sp. 3

?*Dictyotidium* sp.

Dictyotidium spp.

Género *Duvernaysphaera* Staplin 1961

Duvernaysphaera aranaides Cramer 1964 emend. Cramer e Díez 1972

Duvernaysphaera spp.

Género *Polyedryxium* Deunff 1954 *ex* Deunff 1961 emend. Deunff 1971

Polyedryxium spp.

Género *Quadraditum* Cramer 1964

Quadraditum fantasticum Cramer 1964

Família LEIOSPHAERIDIACEAE Timofeev 1956 emend. Mädler 1963

Género *Leiosphaeridia* Eisenack 1958 emend. Downie e Sarjeant 1963 emend. Turner 1984

Leiosphaeridia sp. 1

Leiosphaeridia sp. 2

Leiosphaeridia sp. 3

Leiosphaeridia sp. 4

Leiosphaeridia sp. 5

Leiosphaeridia spp.

Família PTEROSPERMELLACEAE Eisenack 1972

Género *Maranhites* Brito 1965

Maranhites brasiliensis Brito 1965

Maranhites perplexus Wicander e Playford 1985

Género *Pterospermella* Eisenack 1972

Pterospermella spp.

Alga *INCERTAE SEDIS*

Género *Proteolobus* Wood 1997

?*Proteolobus* sp.

Grupo *ACRITARCHA* Evitt 1963

Género *Acanthodiacrodium* Timofeev 1958 emend. Deflandre e Deflandre-Rigaud 1962
restrict. Moczydlowska e Stockfors 2004

Acanthodiacrodium costatum Burmann 1968

Acanthodiacrodium cf. *A. estonicum* Timofeev 1966

Acanthodiacrodium ?tadlense Cramer e Díez 1977

Acanthodiacrodium spp.

Género *Actinotodissus* Loeblich e Tappan 1978

Actinotodissus longitaleosus Loeblich e Tappan 1978

Género *Arbusculidium* Deunff 1968 emend. Welsch 1986

Arbusculidium filamentosum (Vavrdová 1965) Vavrdová 1972 emend. Fatka e Brocke
1999

Género *Arkonia* Burmann 1970

Arkonia cf. *A. triangulata* (Cramer, Kanes, Díez e Christopher 1974) Vavrdová 1978

Arkonia virgata Burmann 1970

Arkonia spp.

Género *Aureotesta* Vavrdová 1972 Brocke, Fatka e Servais 1997

Aureotesta clathrata Vavrdová 1972 var. *simplex* (Cramer, Kanes, Díez e Christopher
1974) Brocke, Fatka e Servais 1997

Género *Baltisphaeridium* Eisenack 1958 ex Eisenack 1959 emend. Staplin, Jansonius e
Pocock 1965 emend. Eisenack 1969 emend. Eiserhardt 1989

Baltisphaeridium areolatum Jardiné, Combaz, Magloire, Peniguel e Vachey 1974

Baltisphaeridium areolatum subsp. *granulosum* Jardiné, Combaz, Magloire, Peniguel e Vachey 1974

Baltisphaeridium areolatum subsp. *laevigatum* Jardiné, Combaz, Magloire, Peniguel e Vachey 1974

Baltisphaeridium spp.

Género *Caldariola* Molyneux in Molyneux e Rushton 1988

Caldariola cf. *C. glabra* (Martin 1972) Molyneux in Molyneux e Rushton 1988

Género *Chomotriletes* Naumova 1939 ex Naumova 1953

Chomotriletes multivittatus Playford 1978

Chomotriletes sp.

Género *Coryphidium* Vavrdová 1972

Coryphidium cf. *C. bohemicum* Vavrdová 1972

Coryphidium elegans Cramer, Allam, Kanés e Díez 1974

Coryphidium spp.

Género *Craterisphaeridium* Deunff 1981

Craterisphaeridium spp.

Género *Cristallinium* Vanguetstaine 1978

Cristallinium cambriense (Slavíková 1968) Vanguetstaine 1978

Cristallinium ovillense (Cramer e Díez 1972) Martin in Martin e Dean 1981

Género *Cymatiogalea* Deunff 1961 emend. Deunff, Gorke e Rauscher 1974

Cymatiogalea cristata (Downie 1958) Rauscher 1973

Cymatiogalea cf. *C. messaoudensis* Jardiné, Combaz, Magloire, Peniguel e Vachey 1974

Género *Dasydorus* Playford e Martin 1984

Dasydorus cirritus Playford e Martin 1984

Género *Daillydium* Stockmans e Williére 1969

Daillydium spp.

Género *Dicrodiacrodium* Burmann 1968

Dicrodiacrodium spp.

Género *Diexallophasis* Loeblich Jr. 1970

Diexallophasis remota (Deunff 1955) emend. Playford 1977

Diexallophasis sanpetrensis (Cramer 1964 ex Cramer 1970) Dorning 1981

Diexallophasis sp. 1

Género *Dorsennidium* Wicander 1974 emend. Sarjeant e Stancliffe 1994

Dorsennidium spp.

Género *Eliasum* Fombella 1977

Eliasum llaniscum Fombella 1977

Género *Estiastra* Eisenack 1959 emend. Sarjeant e Stancliffe 1994

Estiastra sp.

Género *Eupoikilofusa* Cramer 1970

Eupoikilofusa sp. 1

Eupoikilofusa sp. 2

Género *Exochoderma* Wicander 1974

Exochoderma spp.

Género *Frankea* Burmann 1970 emend. Servais 1993

Frankea spp.

Género *Geron* Cramer 1966 emend. Cramer 1969

Geron sp.

Género *Goniosphaeridium* Eisenack 1969 emend. Kjellström 1971 emend. Turner 1984

Goniosphaeridium sp. 1

Goniosphaeridium sp. 2

Goniosphaeridium spp.

Género *Gorgonisphaeridium* Staplin, Jansonius e Pocock 1965 emend. Kiryanov 1978

Gorgonisphaeridium cumulatum Playford 1977

Gorgonisphaeridium ohioense (Winslow 1962) Wicander 1974

Gorgonisphaeridium spp.

Género *Impluviculus* Loeblich e Tappan 1969 emend. Martin 1975

Impluviculus cf. *I. multiangularis* (Umnova in Umnova e Fanderflit 1971) Volkova 1990

Género *Leiofusa* Eisenack 1938 emend. Eisenack 1965 emend. Combaz *et al.* 1967 emend.

Cramer 1970

Leiofusa sp.

Género *Lophosphaeridium* Timofeev 1959 *ex* Downie 1963 emend. Lister 1970

Lophosphaeridium sp. 1

Lophosphaeridium sp. 2

Lophosphaeridium spp.

Género *Micrhystridium* Deflandre 1937 emend. Sarjeant e Stancliffe 1994

Micrhystridium stellatum Deflandre 1945

Micrhystridium spp.

Género *Multiplicisphaeridium* Staplin 1961 emend. Staplin, Jansonius e Pocock 1965 emend. Eisenack 1969 emend. Lister 1970 emend. Eiserhardt 1992 emend. Sarjeant e Vavrdová 1997

Multiplicisphaeridium ramusculosum (Deflandre 1942) Lister 1970

Multiplicisphaeridium spp.

Género *Navifusa* Combaz, Lange e Pansart 1967

Navifusa bacilla (Deunff 1955) Playford 1977

Género *Neoveryhachium* Cramer 1970 emend. Sarjeant e Stancliffe 1994

Neoveryhachium carminae (Cramer 1964) Cramer 1970

Género *Oppilatata* Loeblich Jr. e Wicander 1976

Oppilatata cf. *O. juvenis* Le Hérissé 1989

Oppilatata spp.

Género *Pardaminela* Díez e Cramer 1976

Pardaminela crassicosta Díez e Cramer 1976

Género *Polygonium* Vavrdová 1966 restrict. Le Hérissé 1989 emend. Sarjeant e Stancliffe 1994 emend. Moczydlowska e Stockfors 2004

Polygonium gracile Vavrdová 1966 emend. Jacobson e Achab 1985 emend. Sarjeant e Stancliffe 1996

Polygonium spp.

Género *Priscogalea* Deunff 1961 emend. Rasul 1974

Priscogalea spp.

Género *Retisphaeridium* Staplin, Jansonius e Pocock 1965

Retisphaeridium dichamerum Staplin, Jansonius e Pocock 1965

Retisphaeridium howellii Martin in Martin e Dean 1983

Género *Riculusphaera* Loeblich e Drugg 1968

cf. *Riculusphaera* sp.

Género *Rhopaliophora* Tappan e Loeblich 1971 emend. Playford e Martin 1984

Rhopaliophora? sp. A Playford e Wicander 1988

Género *Schizodiacrodium* Burmann 1968

Schizodiacrodium firmum (Burmann 1970) Sarjeant e Vavrdová 1997

Género *Solisphaeridium* Staplin, Jansonius e Pocock 1965 emend. Sarjeant 1968 emend. Moczydlowska 1998

Solisphaeridium spp.

Género *Stellechinatum* Turner 1984

Stellechinatum celestum (Martin 1969) Turner 1984

Género *Stelliferidium* Deunff, Górka e Rauscher 1974

Stelliferidium ?stelligerum (Górka 1967 emend. Martin 1972) emend. Deunff, Górka e Rauscher 1974

Stelliferidium striatulum (Vavrdová 1966) emend. Deunff, Górka e Rauscher 1974

Stelliferidium ?trifidum (Rasul 1974) Fensome, Williams, Barrs, Freeman e Hill 1990

Stelliferidium spp.

Género *Stellinium* Jardiné, Combaz, Magloire, Peniguel e Vachey 1972

Stellinium comptum Wicander e Loeblich 1977

Stellinium micropolygonale (Stockmans e Williére 1960) Playford 1977

Stellinium spp.

Género *Striatotheca* Burmann 1970 emend. Sarjeant e Stancliffe 1994

Striatotheca monorugulata Yin Leiming, Di Mila e Tongiorgi 1998

Striatotheca principalis Burmann 1970 var. *parva* Burmann 1970

Striatotheca quieta (Martin 1969) Rauscher 1973

Striatotheca rarirugulata (Cramer, Kanes, Díez e Christopher 1974) Eisenack 1976

Striatotheca spp.

Género *Timofeevia* Vanguetaine 1978

Timofeevia phosphoritica Vanguetaine 1978

Género *Umbellasphaeridium* Jardiné, Combaz, Magloire, Peniguel e Vachey 1972

Umbellasphaeridium ?deflandrei (Moreau-Benoit 1967) Jardiné, Combaz, Magloire, Peniguel e Vachey 1972

Género *Unellium* Rauscher 1969

Unellium piriforme Rauscher 1969

Género *Vavrdovella* Loeblich e Tappan 1976 nom. subst. pro *Tetradinium* Vavrdová 1973 non *Tetradinium* Klebs 1912

Vavrdovella areniga (Vavrdová 1973) Loeblich e Tappan 1976

Género *Veryhachium* Deunff 1954 emend. Downie e Sarjeant 1963 emend. Turner 1984 emend. Sarjeant e Stancliffe 1994

Veryhachium lairdii Deflandre 1946 ex Loeblich 1970

Veryhachium ?subglobosum Jardiné, Combaz, Magloire, Peniguel e Vachey 1974

Veryhachium trispinosum Eisenack 1938 emend. Stockmans e Williére 1962

Veryhachium cf. *V. valiente* Cramer 1964

Veryhachium spp.

Género *Villosacapsula* Loeblich e Tappan 1976

Villosacapsula irrorata (Loeblich e Tappan 1969) Fensome, Williams, Barrs, Freeman e Hill 1990

Villosacapsula pilifera (Martin 1966) Sarjeant e Stancliffe 1994

Villosacapsula setosapellicula (Loeblich Jr. 1970) Loeblich Jr. e Tappan 1976

Género *Virgatasporites* Combaz 1967

Virgatasporites rudii Combaz 1967

Género *Visbysphaera* Lister 1970 emend. Kiryanov 1978 emend. Le Hérisse 1989

Visbysphaera cf. *V. microspinosa* (Eisenack 1954) Lister 1970

Visbysphaera spp.

Género *Vulcanisphaera* Deunff 1961 emend. Rasul 1976

Vulcanisphaera ?simplex Jardiné, Combaz, Magloire, Peniguel e Vachey 1974

Vulcanisphaera ?turbata Martin in Martin e Dean 1981

Género *Winwaloesusia* Deunff 1977

Winwaloesusia sp.

Criptosporos e Esporos Trilete

CRIPTOSPOROS

Género *Artemopyra* Burgess e Richardson 1991

Artemopyra spp.

Género *Cheilotetras* Wellman e Richardson 1993

Cheilotetras caledonica Wellman e Richardson 1993

Género *Dyadospora* Strother e Traverse 1979 emend. Burgess e Richardson 1991

Dyadospora murusattenuata Morphon Strother e Traverse emend. Burgess e Richardson 1991 emend. Steemans, Le Hérisse e Bozdogan 1996

Género *Gneudnaspora* Balme 1988 emend. Breuer, Al-Ghazi, Al-Ruwaili, Higgs, Steemans e Wellman 2007

Gneudnaspora chibrikovae Steemans, Higgs, Wellman 2000 emend. Breuer, Al-Ghazi, Al-Ruwaili, Higgs, Steemans e Wellman 2007

Gneudnaspora divellomedia (Chibrikova) Balme 1988 emend. Breuer, Al-Ghazi, Al-Ruwaili, Higgs, Steemans e Wellman 2007 var. *minor* Breuer, Al-Ghazi, Al-Ruwaili, Higgs, Steemans e Wellman 2007

Gneudnaspora plicata Burgess e Richardson 1991 emend. Breuer, Al-Ghazi, Al-Ruwaili, Higgs, Steemans e Wellman 2007

Género *Imperfectotriletes* Steemans, Higgs e Wellman 2000

Imperfectotriletes varvdovae (Richardson 1988) Steemans, Higgs e Wellman 2000

Género *Pseudodyadospora* Johnson 1985

Pseudodyadospora petasus Wellman e Richardson 1993

Género *Quadrisporites* Hennesley 1958 emend. Potonié e Lele 1961 emend. Aménabar, Di Pasquo, Carrizo e Azcuy 2006

Quadrisporites variabilis (Cramer 1966) Ottone e Rossello 1996

Género *Rimosotetras* Burgess 1991

Rimosotetras problematica Burgess 1991

Género *Rugosphaera* Strother e Traverse 1979

Rugosphaera cerebra Miller e Eames 1982

Rugosphaera ?cerebra Miller e Eames 1982

Rugosphaera spp.

Género *Sphaerasaccus* Steemans, Higgs e Wellman 2000

Sphaerasaccus glabellus Steemans, Higgs e Wellman 2000

Género *Tetraedraletes* Strother e Traverse 1979 emend. Wellman e Richardson 1993

Tetraedraletes medinensis Strother e Traverse 1979 emend. Wellman e Richardson 1993

Género *Velatitetras* Burgess 1991

Velatitetras laevigata Burgess 1991

Velatitetras retimembrana (Miller e Eames 1982) Steemans, Le Hérisse e Bozdogan 1996

Velatitetras sp.

ESPOROS TRILETE

Anteturma SPORITES H. Potonié 1893

Turma TRILETES (Reinsch) Dettmann 1963

Suprasubturma ACAMERATITRILETES Neves e Owens 1966

Subturma AZONOTRILETES Luber 1935 *in* Luber e Waltz 1938

Infraturma APICULATI Bennie e Kidston emend. R. Potonié 1956

Género *Acanthotriletes* Naumova 1939 *ex* Potonié e Kremp 1954

Acanthotriletes spp.

Género *Apiculiretusispora* Strel 1964

Apiculiretusispora arcidecus Richardson, Rodriguez e Sutherland 2001

Apiculiretusispora brandtii Strel 1964

Apiculiretusispora plicata (Allen 1965) Streele 1967

Apiculiretusispora spp.

Género *Crassispora* Bharadwaj 1957 emend. Sullivan 1964

Crassispora trychera Neves e Ioannides 1974

Género *Dibolisporites* Richardson 1965

Dibolisporites spp.

Género *Granulatisporites* Ibrahim 1933 emend. Potonié e Kremp 1954

Granulatisporites microgranifer Ibrahim 1933

Granulatisporites spp.

Género *Lophotriletes* (Naumova 1939) Potonié e Kremp, 1954

Lophotriletes spp.

Género *Procoronaspora* (Butterworth e Williams 1958) Smith e Butterworth 1967

?*Procoronaspora* sp.

Género *Pustulatisporites* Potonié e Kremp 1954 emend. Imgrund 1960

Pustulatisporites spp.

Género *Raistrickia* Schopf, Wilson e Bentall 1944 emend. Potonié e Kremp 1954

Raistrickia ?aculeata Konsake 1950

Raistrickia nigra Love 1960

Raistrickia saetosa (Loose 1932) Schopf, Wilson e Bentall 1944

Raistrickia spp.

Género *Schopfites* Konsake 1950

Schopfites claviger Sullivan 1968 emend. Higgs, Clayton e Keegan 1988

Género *Umbonatisporites* Hibbert e Lacey 1969

Umbonatisporites distinctus Clayton 1971

Género *Verrucosisporites* Ibrahim 1933 emend. Smith e Butterworth 1967

Verrucosisporites gibberosus (Hacquebard 1957) Higgs, Clayton e Keegan 1988

Verrucosisporites nitidus (Naumova 1953) Playford 1964

Verrucosisporites polygonalis Lanninger 1968

Verrucosisporites spp.

Género *Waltzisporea* Staplin 1960

Waltzisporea planiangularata Sullivan 1964

Waltzisporea polita (Hoffmeister, Staplin e Malloy 1955) Smith e Butterworth 1967

Waltzisporea spp.

Infraturma LAEVIGATI Bennie e Kidston 1886 emend. Potonié 1956

Género *Calamospora* Schopf, Wilson e Bentall 1944

Calamospora microrugosa (Ibrahim 1932) Schopf, Wilson e Bentall 1944

Calamospora spp.

Género *Leiotriletes* Naumova 1939 *ex* Ishchenko 1952 emend. Potonié e Kremp 1954

Leiotriletes tumidus Butterworth e Williams 1958

Leiotriletes spp.

Género *Punctatisporites* Ibrahim 1933 emend. Potonié e Kremp 1954

Punctatisporites minutus Konsake 1950

Punctatisporites irrasus Hacquebard 1957

Punctatisporites planus Hacquebard 1957

Punctatisporites spp.

Infraturma MURORNATI Potonié e Kremp 1954

Género *Biornatispora* Lele e Strel 1969

Biornatispora sp.

Género *Convolutispora* Hoffmeister, Staplin e Malloy 1955

Convolutispora spp.

Género *Corbulispora* Bharadwaj e Venkatachala 1961

Corbulispora sp.

Género *Dictyotriletes* Naumova 1939 *ex* Ishchenko 1952

Dictyotriletes emsiensis (Allen 1965) McGregor 1973

Dictyotriletes muricatus (Konsake 1950) emend. Smith e Butterworth 1967

Dictyotriletes subgranifer McGregor 1973

Dictyotriletes spp.

Género *Emphanisporites* McGregor 1961

Emphanisporites multicostatus Rodriguez 1978

Emphanisporites neglectus Vigran 1964

Emphanisporites protophanus Richardson e Ioannides 1973

Emphanisporites rotatus McGregor 1961 emend. McGregor 1973

Emphanisporites spp.

Género *Microreticulatisporites* Knox 1950 emend. Potonié e Kremp 1954

Microreticulatisporites concavus Butterworth e Williams 1958

Microreticulatisporites spp.

Infraturma RETUSOTRILETI Strel *in* Becker, Bless, Strel e Thorez 1974

Género *Retusotriletes* Naumova 1953 emend. Richardson 1965

Retusotriletes abundo Rodriguez 1978

Retusotriletes cf. *R. bipellis* Rodriguez 1978

Retusotriletes maculatus McGregor e Camfield 1976

Retusotriletes rotundus (Streel 1964) emend. Lele e Streel 1969

Retusotriletes triangulatus (Streel 1964) Streel 1967

Retusotriletes warringtonii Richardson e Lister 1969

Retusotriletes spp.

Subturma ZONOTRILETES Waltz 1935 in Luber e Waltz 1938

Infraturma AURICULATI Schopf, Wilson e Bentall 1944 emend. Dettmann 1963

Género *Ahrensia* Potonié e Kremp 1954

Ahrensia spp.

Género *Triquitrites* (Wilson e Coe 1940) Potonié e Kremp 1954

Triquitrites sculptilis (Balme 1952) emend. Smith e Butterworth 1967

Triquitrites tribullatus (Ibrahim 1932) Schopf, Wilson e Bentall 1944

Triquitrites spp.

Infraturma CINGULATI Potonié e Klaus 1954 emend. Dettmann 1963

Género *Bellisporites* (Artuz 1957) Sullivan 1964

Bellisporites nitidus (Horst 1943) Sullivan 1964

Género *Knoxia* Potonié e Kremp 1954 emend. Neves e Playford 1961

Knoxia concentricus (Byvscheva 1976) Playford e McGregor 1993

Knoxia triradiatus Hoffmeister, Staplin e Malloy 1955

Knoxia spp.

Género *Reticulatisporites* (Ibrahim 1932) Neves 1964

Reticulatisporites danzei

Reticulatisporites polygonalis (Ibrahim 1932) Smith e Butterworth 1967

Género *Rotaspora* Schemel 1950 emend. Smith e Butterworth 1967

Rotaspora crenulata Smith e Butterworth 1967

Rotaspora fracta Schemel 1950 emend. Smith e Butterworth 1967

Género *Savitrissporites* Bharadwaj 1955

Savitrissporites nux (Butterworth e Williams 1958) Sullivan 1964 emend. Smith e Butterworth 1967

Savitrissporites spp.

Género *Stenozonotriletes* (Naumova 1953) Potonié 1958

Stenozonotriletes spp.

Género *Tumulispora* Staplin e Jansonius 1974

Tumulispora spp.

Infraturma CRASSITI Bharadwaj e Venkatachala 1961

Género *Ambitisporites* Hoffmeister 1959

Ambitisporites asturicus (Rodriguez 1983) Breuer 2007

Ambitisporites avitus Morphon Hoffmeister 1959 emend. Steemans, Le Hérisse e Bozdogan 1996

Ambitisporites capitaneus Beck e Strother 2001

Ambitisporites eslae (Cramer e Díez 1975) Richardson, Rodriguez e Sutherland 2001

Ambitisporites spp.

Género *Amicosporites* Cramer 1966

Amicosporites splendidus Cramer 1966

Género *Aneurospora* Strel 1964

Aneurospora richardsonii (Rodriguez 1983) Richardson, Rodriguez e Sutherland 2001

Aneurospora spp.

Género *Concentricosisporites* Rodriguez 1983

Concentricosisporites cf. *C. agradabilis* (Rodriguez 1978) Rodriguez 1983

Concentricosisporites saggitarius Rodriguez 1983

Género *Insolisporites* Burgess e Richardson 1995

Insolisporites spp.

Género *Scylaspora* Burgess e Richardson 1995

Scylaspora spp.

Género *Synorisporites* Richardson e Lister 1969

Synorisporites cf. *S. papillensis* McGregor 1973

Synorisporites verrucatus Richardson e Lister 1969

Synorisporites spp.

Suprasubturma LAMINATITRILETES Smith e Butterworth 1967

Subturma ZONOLAMINATITRILETES Smith e Butterworth 1967

Infraturma CINGULICAVATI Smith e Butterworth 1967

Género *Camarozonotriletes* Naumova 1939 ex Naumova 1953

Camarozonotriletes spp.

Género *Cingulizonates* (Dybová e Jachowicz 1957) Butterworth, Jansonius, Smith e Staplin 1964

Cingulizonates ?bialatus (Waltz 1938) Smith e Butterworth 1967

***Cingulizonates* spp.**

Género *Cirratriradites* Wilson e Coe 1940

Cirratriradites cf. *C. annuliformis* Konsake e Brokaw (*in* Konsake 1950)

Cirratriradites saturni (Ibrahim 1932) Schopf, Wilson e Bentall 1944

***Cirratriradites* spp.**

Género *Densosporites* Berry 1937 emend. Butterworth, Jansonius, Smith e Staplin *in* Staplin e Jansonius 1964

Densosporites annulatus (Loose 1932) Smith e Butterworth 1967

Densosporites pseudoannulatus Butterworth e Williams 1958

Densosporites rarispinosum Playford 1962

Densosporites spitsbergensis Playford 1963

***Densosporites* spp.**

Género *Lycospora* Schopf, Wilson e Bentall 1944 emend. Potonié e Kremp 1954

Lycospora pusilla (Ibrahim 1932) Schopf, Wilson e Bentall 1944

***Lycospora* spp.**

Género *Radiizonates* Staplin e Jansonius 1964

***Radiizonates* spp.**

Género *Vallatisporites* Hacquebard 1957 emend. Sullivan 1964

Vallatisporites ciliaris (Luber 1938) Sullivan 1964

Vallatisporites galearis Sullivan 1967

Vallatisporites hystricosus (Winslow 1962) Byvscheva 1985

Vallatisporites microspinosus Clayton, Higgs e Keegan 1988

Vallatisporites cf. *V. microspinosus* Clayton, Higgs e Keegan 1988

Vallatisporites vallatus Hacquebard 1957

Vallatisporites verrucosus Hacquebard 1957

***Vallatisporites* spp.**

Infraturma PATINATI Butterworth e Williams 1958

Género *Archaeozonotriletes* (Naumova) Allen 1965

Archaeozonotriletes chulus Morphon (Cramer) Richardson e Lister 1969 emend. Steemans, Le Hérisse e Bozdogan, 1996

Género *Brochotriletes* Naumova 1939 *ex* Ishchenko 1952

Brochotriletes foveolatus Naumova 1953

***Brochotriletes* sp.**

Género *Chelinospora* Allen 1965

Chelinospora cantabrica Richardson, Rodriguez e Sutherland 2001

Chelinospora obscura Burgess e Richardson 1995

Chelinospora poecilomorpha Richardson e Ioannides 1973 emend. Richardson Rodriguez e Sutherland 2001

Chelinospora sanpetrenis Rodriguez 1978 emend. Richardson, Rodriguez e Sutherland 2001

***Chelinospora* spp.**

Género *Cymbosporites* Allen 1965

***Cymbosporites* spp.**

Género *Stellatispora* Burgess e Richardson 1995

Stellatispora inframurinata Burgess e Richardson 1995

Suprasubturma PSEUDOSACCITRILETES Richardson 1965

Infraturma MONOPSEUDOSACCITI Smith e Butterworth 1967

Género *Ancyrospora* Richardson emend. Richardson 1962

***Ancyrospora* spp.**

Género *Auroraspora* Hoffmeister, Staplin e Malloy 1955

Auroraspora macra Sullivan 1968

***Auroraspora* spp.**

Género *Colatisporites* Williams *in* Neves Gueinn, Clayton, Ioannides, Neville e Kruszevska 1973

Colatisporites decorus (Bharadwaj e Venkatachala 1961) Williams *in* Neves, Gueinn, Clayton, Ioannides, Neville e Kruszevska 1973

***Colatisporites* spp.**

Género *Diducites* Van Veen 1981

Diducites plicabilis Van Veen 1981

Diducites poljessicus (Kedo) emend. Van Veen 1981

Género *Discernisporites* Neves 1958 emend. Neves e Owens 1966

Discernisporites micromanifestus (Hacquebard 1957) Sabry e Neves 1971

Discernisporites sullivanii Higgs e Clayton 1984

***Discernisporites* spp.**

Género *Endosporites* Wilson e Coe 1949 *ex* Schopf, Wilson e Bentall 1944

Endosporites globiformis (Ibrahim 1932) Schopf, Wilson e Bentall 1944

***Endosporites* sp.**

Género *Geminospora* Balme 1962

Geminospora ?lemurata Balme emend. Playford 1983

Geminospora spongiata Higgs, Clayton e Keegan 1988

Género *Grandispora* Hoffmeister, Staplin e Malloy 1955 emend. McGregor 1973

Grandispora cornuta Higgs 1975

Grandispora cf. *G. echinata* Hacquebard 1957 emend. Utting 1987

Grandispora tabulata Loboziak, Streel e Burjack 1988

Grandispora spp.

Género *Retispora* Staplin 1960

Retispora lepidophyta (Kedo 1957) Playford 1976

Género *Rugospora* Neves e Owens 1966

Rugospora explicata González, Moreno e Playford, 2005

Rugospora flexuosa (Jushko 1960) Streel 1974

Rugospora lactucosa Higgs, Clayton e Keegan 1988

Rugospora cf. *R. polyptycha* Neves e Ioannides 1974

Rugospora ?vieta Higgs, Clayton e Keegan 1988

Rugospora spp.

Género *Schulzospora* Konsake 1950

Schulzospora spp.

Género *Spelaotriletes* Neves e Owens 1966

Spelaotriletes pretiosus (Playford 1964) Neves e Belt 1970

Spelaotriletes spp.

Género *Spinozonotriletes* Hacquebard 1957 emend. Neves e Owens 1966

Spinozonotriletes spp.

Infraturma POLYPSEUDOSACCITI Smith e Butterworth 1967

Género *Alatisporites* (Ibrahim 1932) emend. Ibrahim 1933

Alatisporites pustulatus Ibrahim in Potonié, Ibrahim e Loose 1932

Alatisporites spp.

Turma MONOLETES Ibrahim 1933

Suprasubturma ACAVATOMONOLETES Dettmann 1963

Subturma AZONOMONOLETES Lubert 1935

Infraturma LAEVIGATOMONOLETES Dibová e Jachowicz 1957

Género *Laevigatosporites* Ibrahim 1933

Laevigatosporites spp.

Género *Latosporites* Potonié e Kremp 1954

Latosporites spp.

Infraturma SCULPTATOMONOLETES Dibová e Jachowicz 1957

Género *Punctatosporites* Ibrahim 1933

Punctatosporites spp.

Género *Thymospora* Wilson e Venkatachala 1963

Thymospora pseudothiessenii (Konsake 1950) Wilson e Venkatachala 1963

Thymospora spp.

Género *Torispota* (Balme 1952) Doubinger e Horst 1961

Torispota securis Balme 1952

Torispota sp.

Turma HILATES Dettmann 1963

Suprasubturma CAVATIHLATES Smith e Butterworth 1967

Subturma AZONOCAVATIHLATES Smith e Butterworth 1967

Infraturma EPITYGMATI Spode *in* Smith e Butterworth 1967

Género *Vestispora* (Wilson e Hoffmeister 1956) Wilson e Venkatachala 1963

Vestispora spp.

Anteturma POLLENITES Potonié 1931

Turma SACCITES Erdtman 1947

Subturma MONOSACCITES (Chitaley 1951) Potonié e Kremp 1954

Infraturma ARADIATES Bharadwaj 1957

Género *Florinites* Schopf, Wilson e Bentall 1944

Florinites spp.

Anexo 4

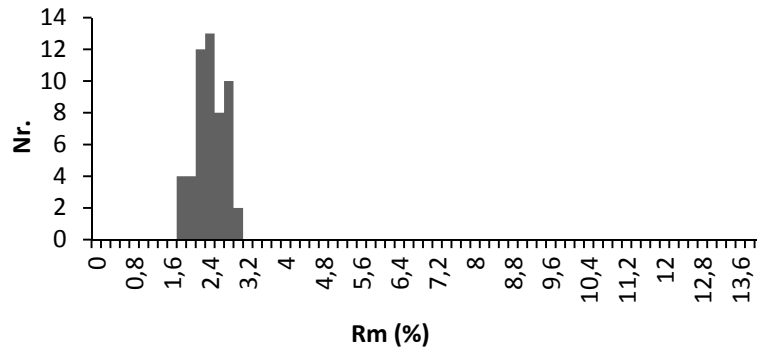
Histogramas de refletância de macerais semelhantes a vitrinite

Em anexo, encontram-se os histogramas representativos da medição de partículas de macerais semelhantes a vitrinite analisados em cada amostra estudada. Os histogramas encontram-se organizados por regiões.

Região do Buçaco

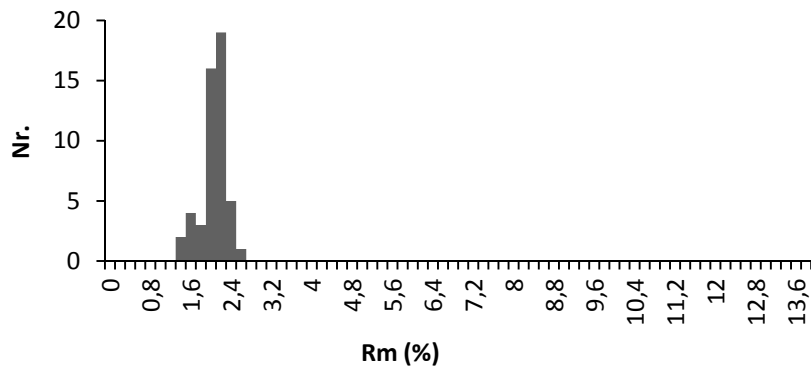
Amostra 113

Nr. partículas medidas: 53
VLM *Rm*: 2,51%
S.D.: 0,31



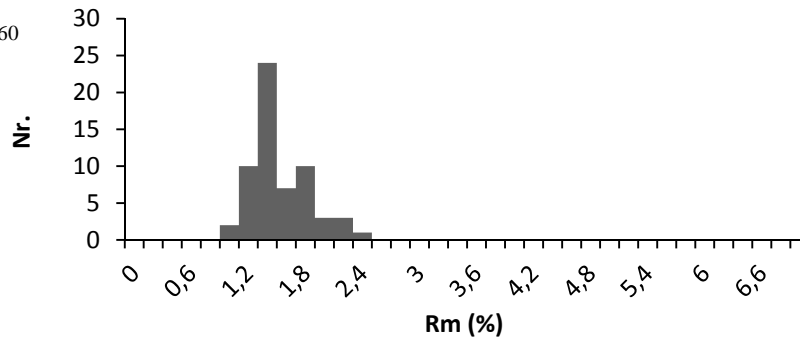
Amostra 112

Nr. partículas medidas: 53
VLM *Rm*: 2,14%
S.D.: 0,26

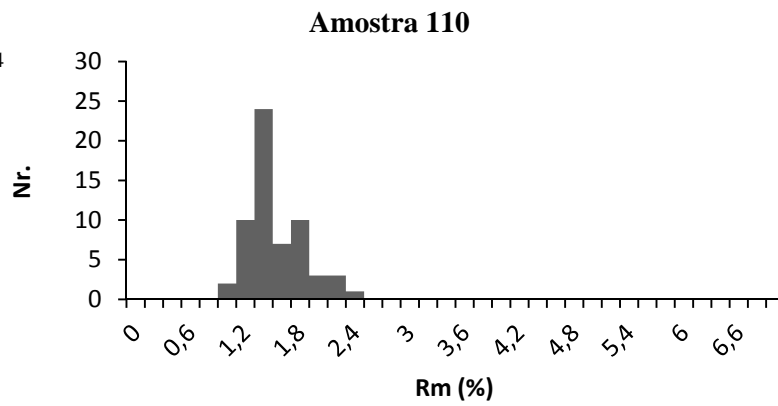


Amostra 111

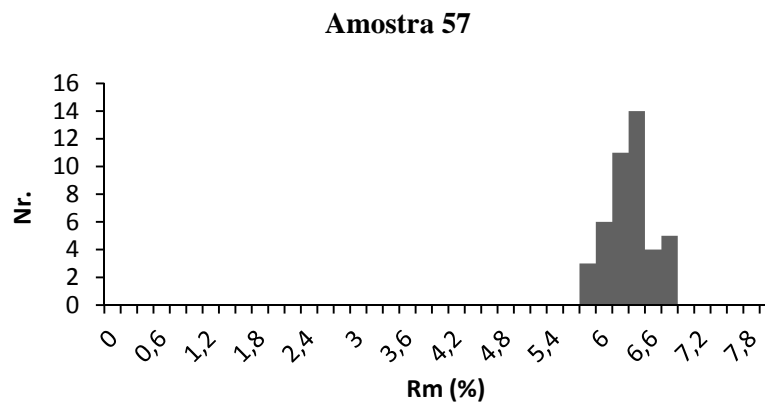
Nr. partículas medidas: 60
VLM *Rm*: 1,61%
S.D.: 0,29



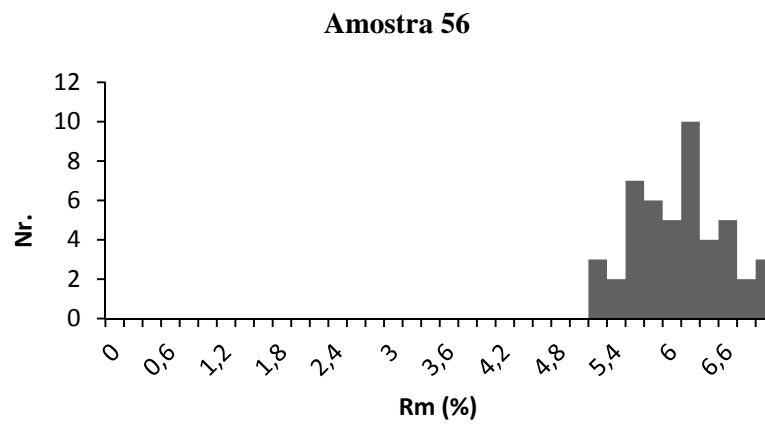
Nr. partículas medidas: 34
VLM *Rm*: 1,78%
S.D.: 0,28



Nr. partículas medidas: 43
VLM *Rm*: 6,42%
S.D.: 0,29



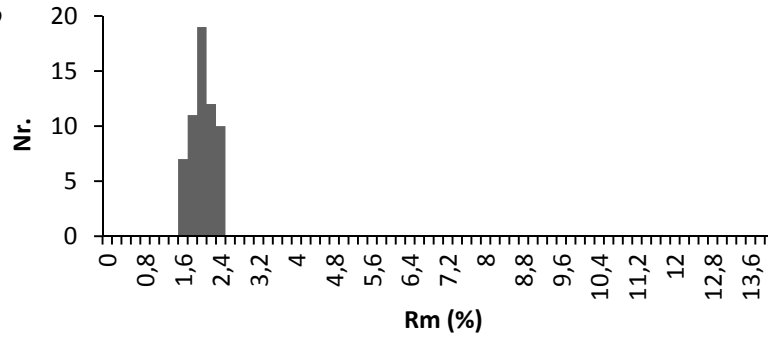
Nr. partículas medidas: 50
VLM *Rm*: 6,24%
S.D.: 0,54



Região de Mação

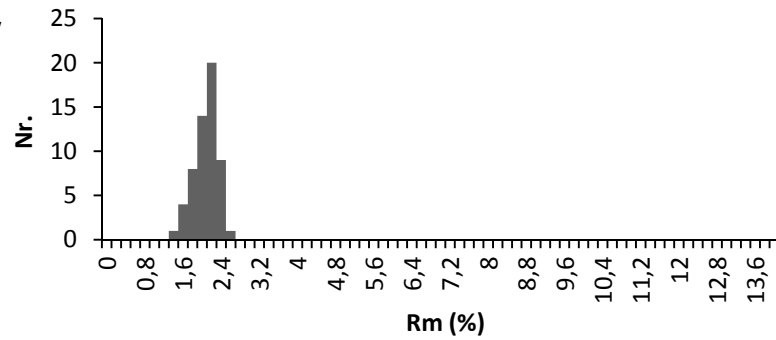
Amostra 215

Nr. partículas medidas: 59
VLM R_m : 2,1%
S.D.: 0,24



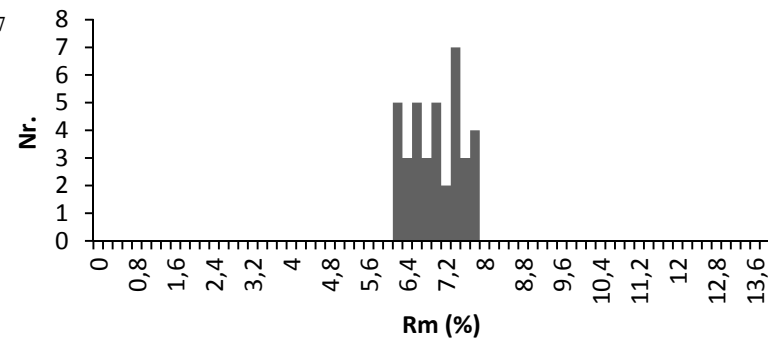
Amostra 216

Nr. partículas medidas: 57
VLM R_m : 2,18%
S.D.: 0,24



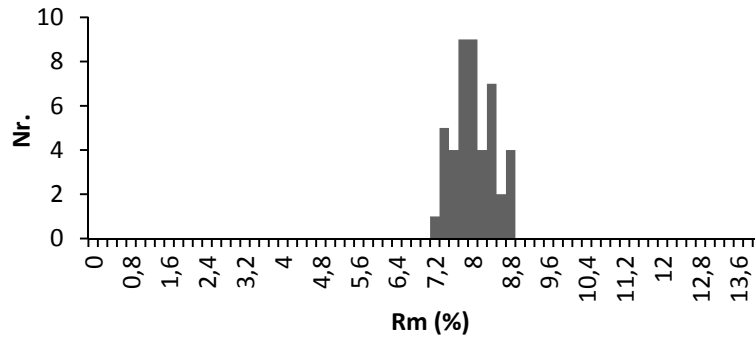
Amostra 232

Nr. partículas medidas: 37
VLM R_m : 7,13%
S.D.: 0,54



Amostra 243

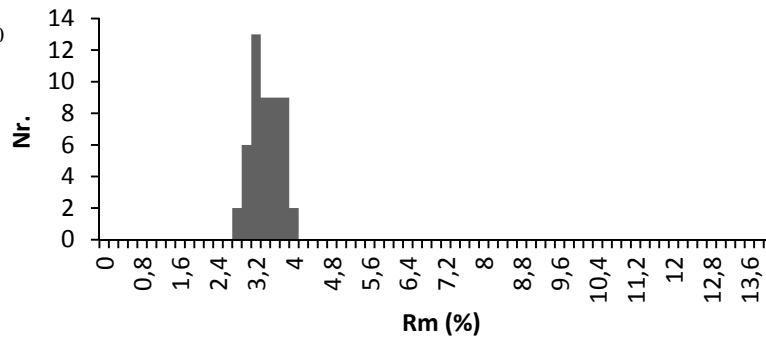
Nr. partículas medidas: 45
VLM Rm: 8,12%
S.D.: 0,41



Região de Portalegre

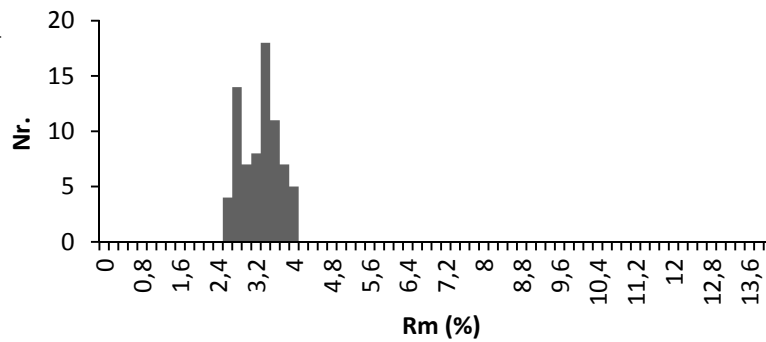
Amostra 338

Nr. partículas medidas: 50
V Rm: 3,52%
S.D.: 0,31



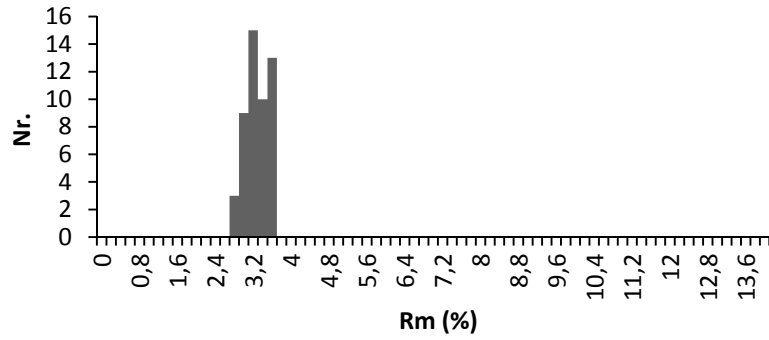
Amostra 337

Nr. partículas medidas: 74
V Rm: 3,41%
S.D.: 0,4



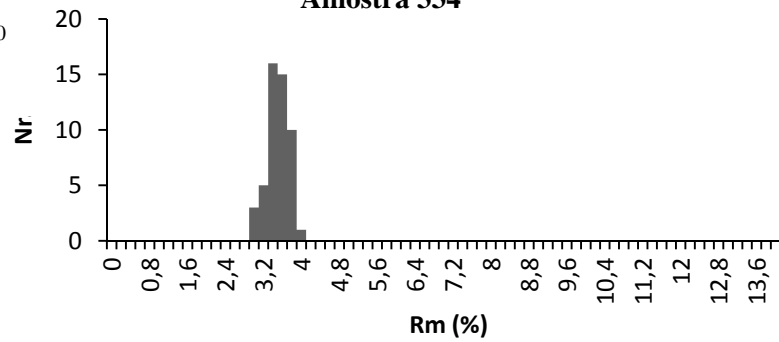
Amostra 335

Nr. partículas medidas: 50
V Rm: 3,4%
S.D.: 0,26



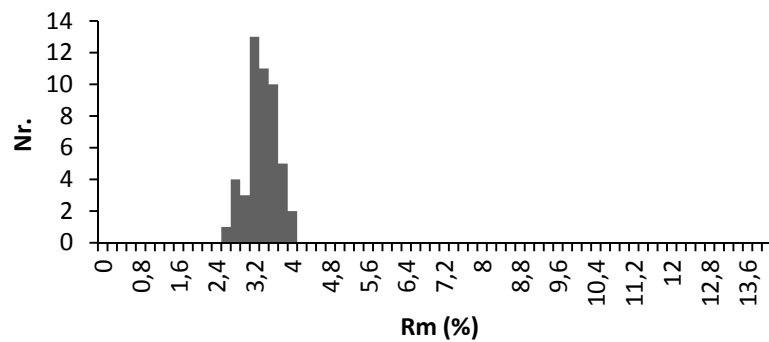
Amostra 334

Nr. partículas medidas: 50
V Rm: 3,62%
S.D.: 0,23



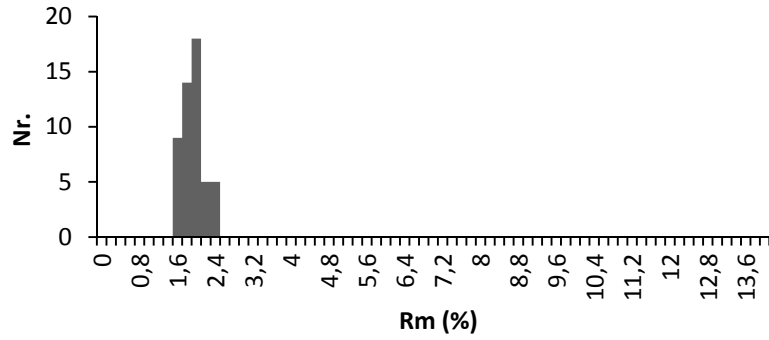
Amostra 332

Nr. partículas medidas: 49
V Rm: 3,46%
S.D.: 0,32



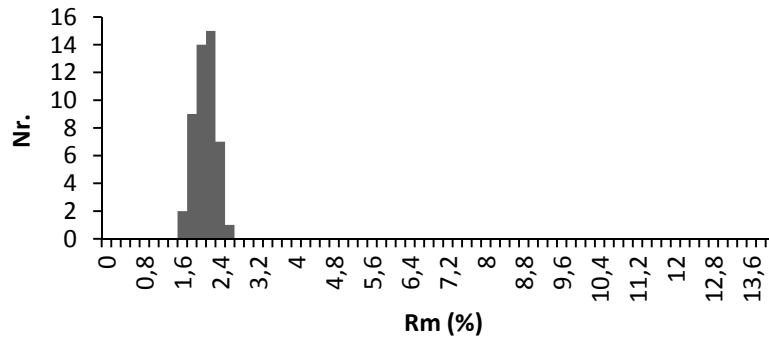
Amostra 291

Nr. partículas medidas: 51
V Rm: 2,03%
S.D.: 0,23



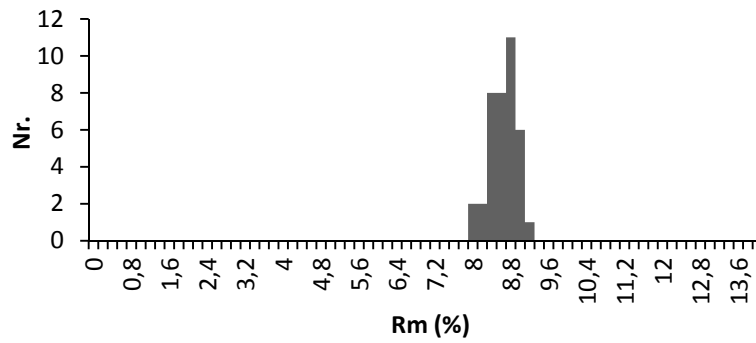
Amostra 290

Nr. partículas medidas: 48
V Rm: 2,15%
S.D.: 0,21



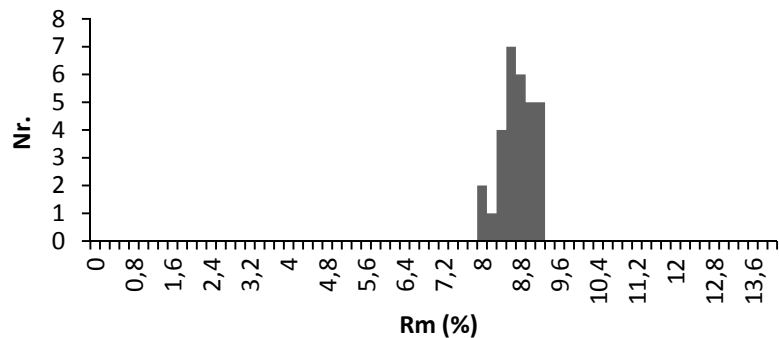
Amostra 309

Nr. partículas medidas: 38
V Rm: 8,73%
S.D.: 0,29



Amostra 307

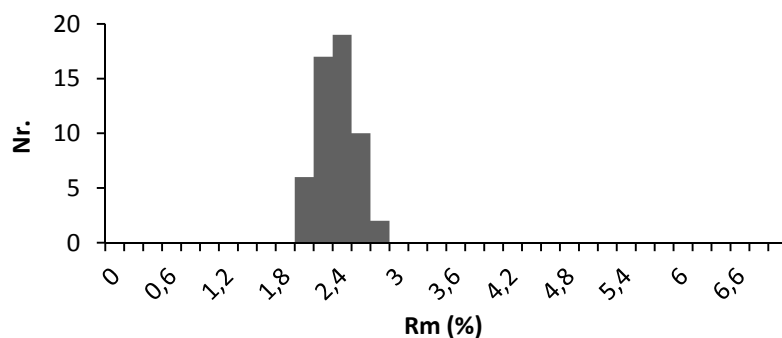
Nr. partículas medidas: 30
V Rm: 8,82%
S.D.: 0,33



Região de Barrancos

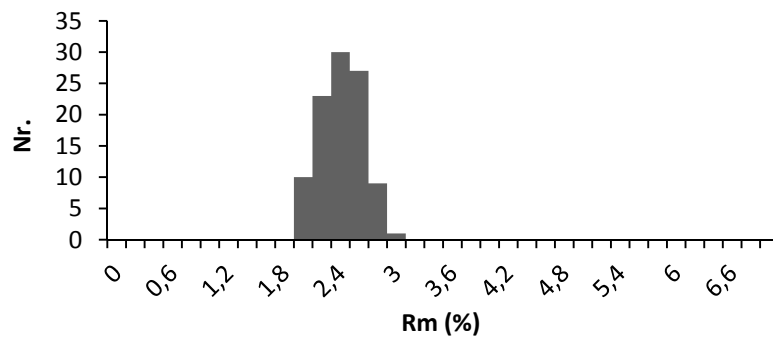
Amostra 480

Nr. partículas medidas: 54
V Rm: 2,45%
S.D.: 0,2



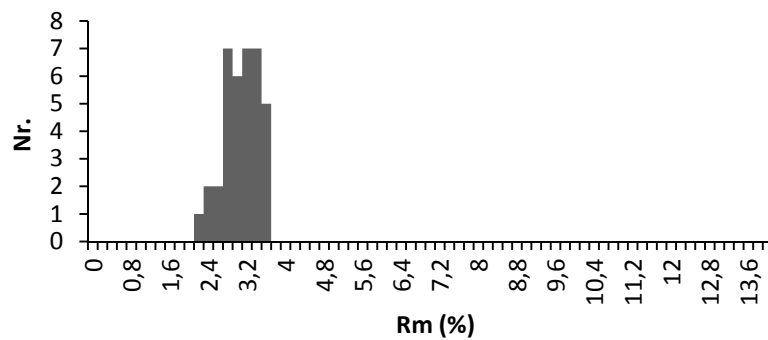
Amostra 479

Nr. partículas medidas: 100
V Rm: 2,51%
S.D.: 0,22



Amostra 510

Nr. partículas medidas: 37
V Rm: 3,18%
S.D.: 0,38



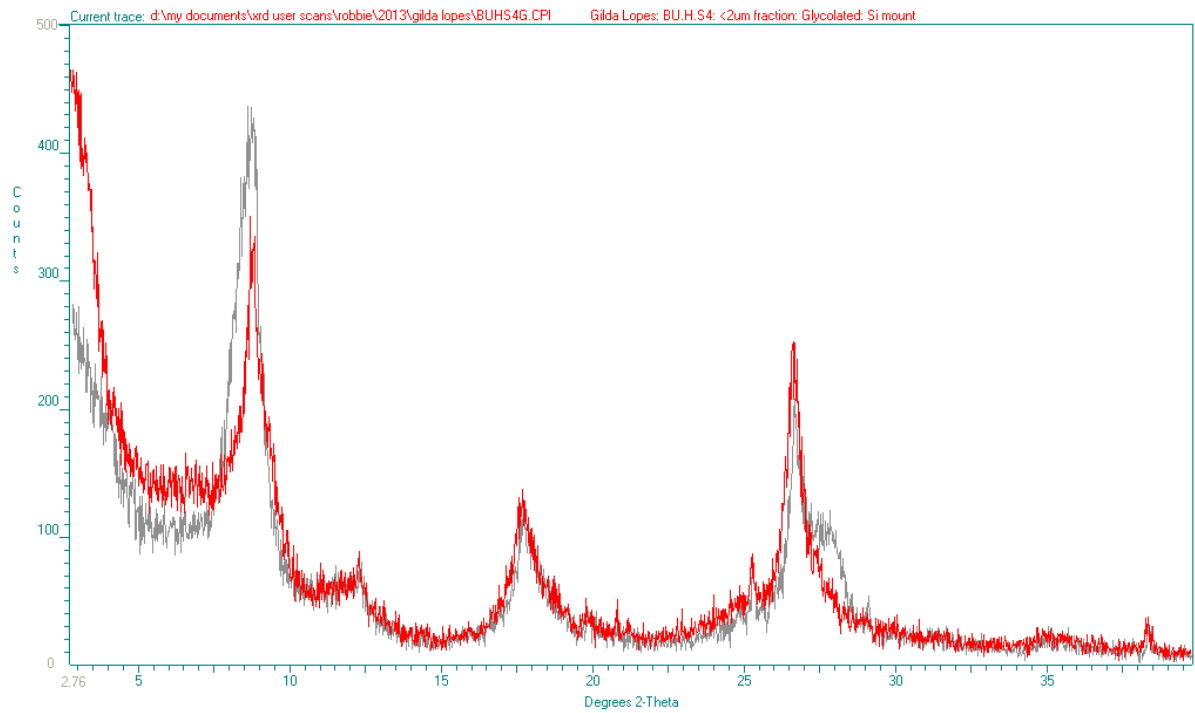
Anexo 5

Difratogramas indicativos da cristalinidade da ilite

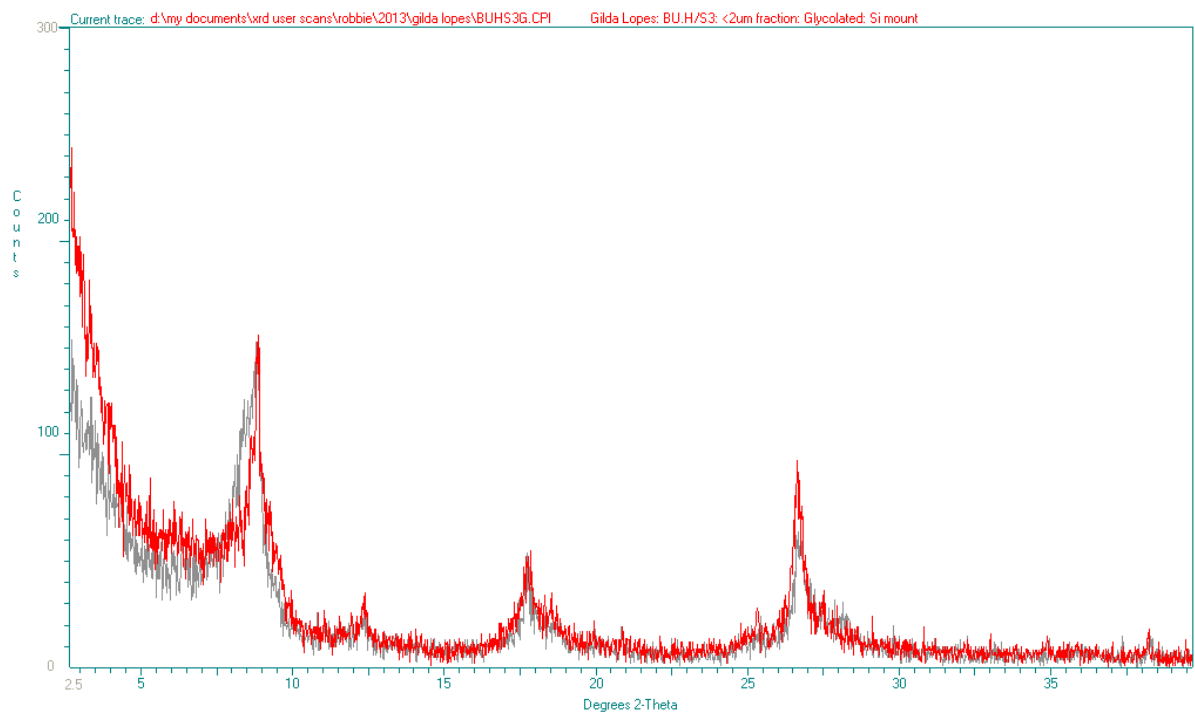
Em anexo, encontram-se os difractogramas resultantes da análise das amostras quanto à cristalinidade da ilite. Os difratogramas encontram-se organizados por regiões e, são apresentados os registos sem glicolização (a preto) e, após a glicolização (a vermelho).

Região do Buçaco

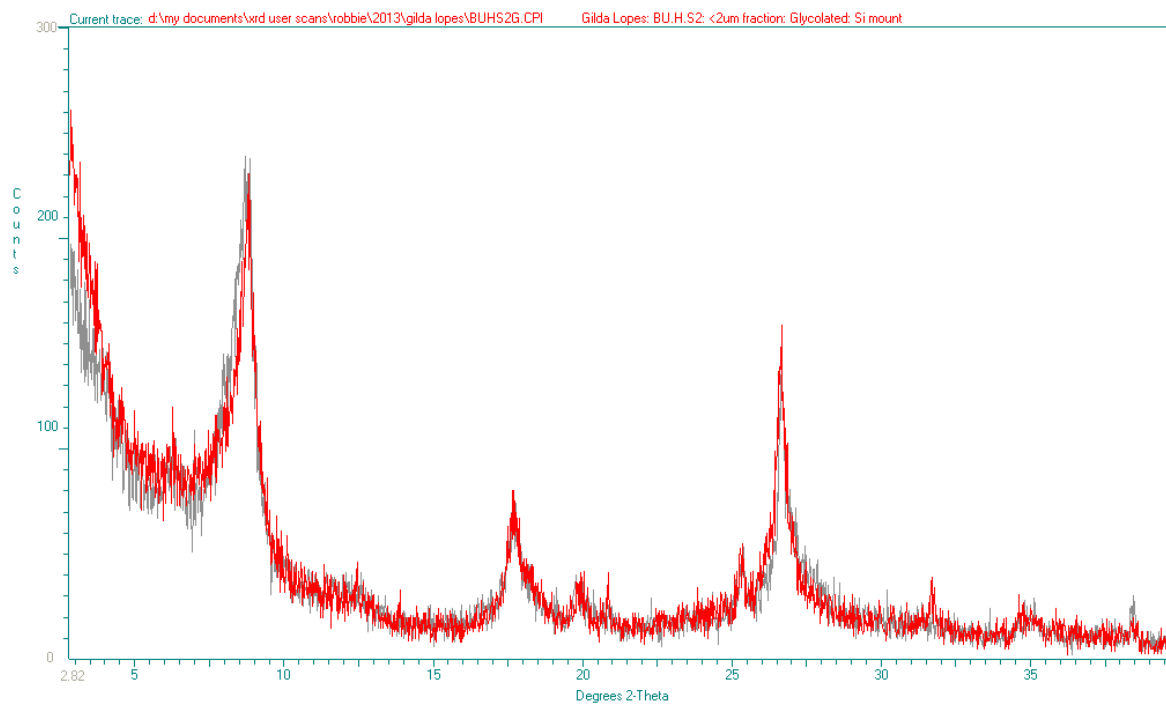
Amostra 113



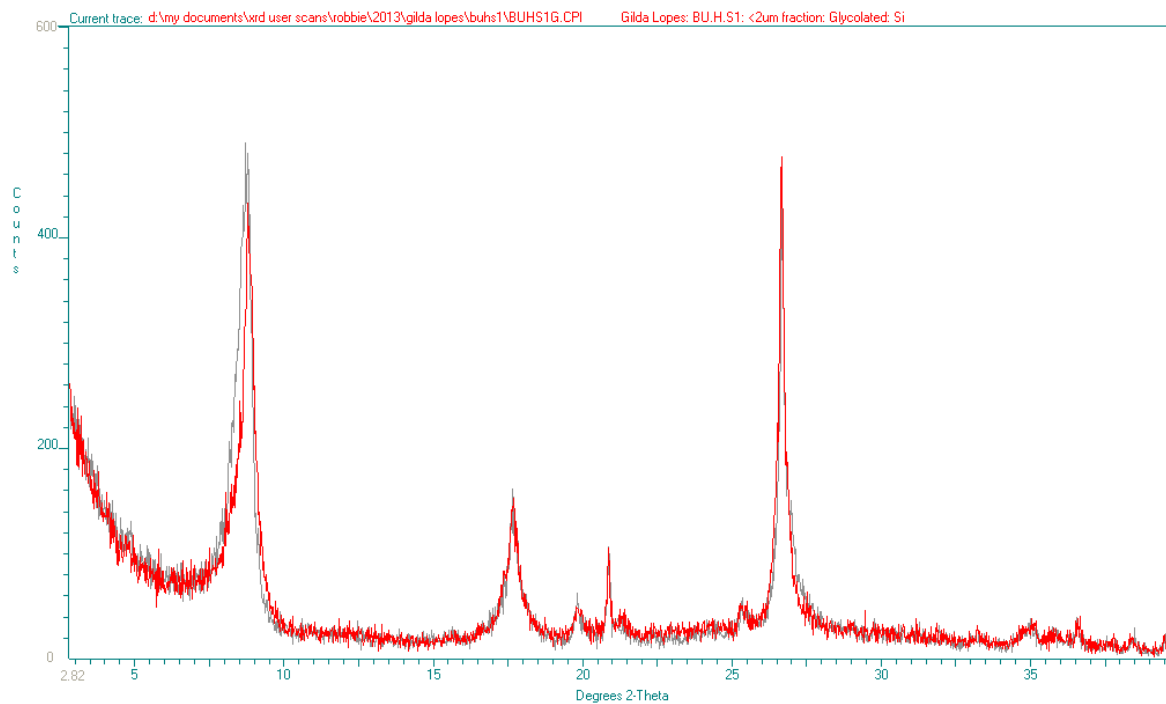
Amostra 112



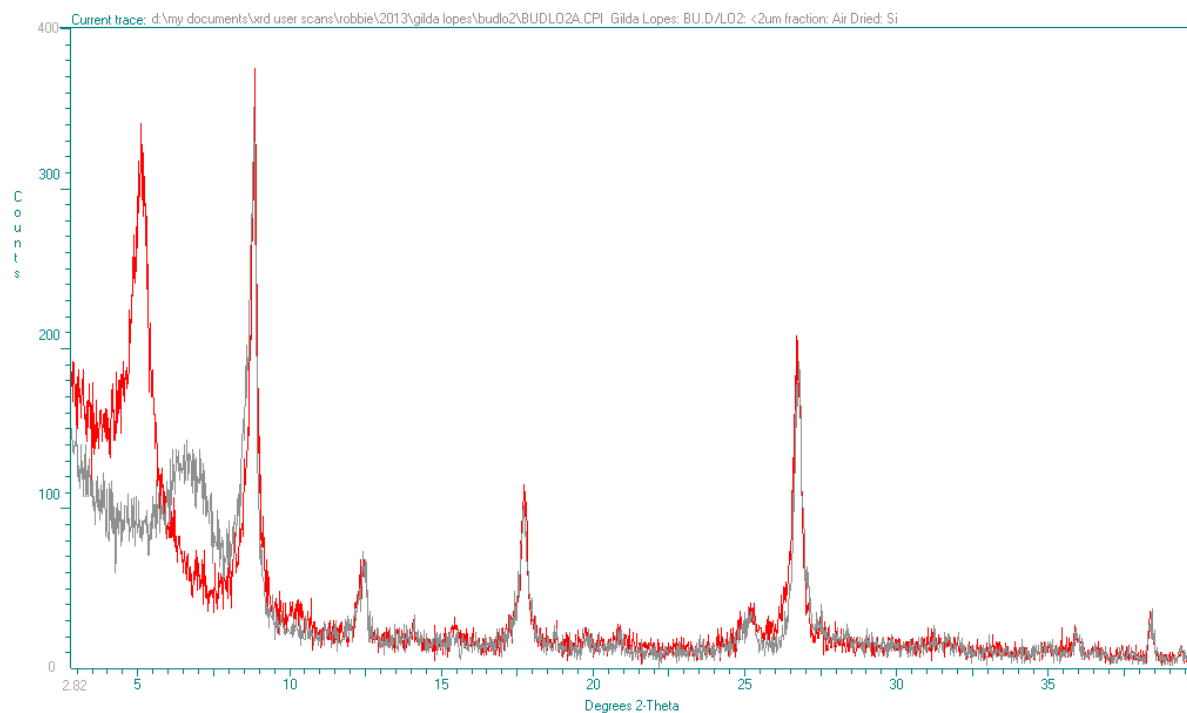
Amostra 111



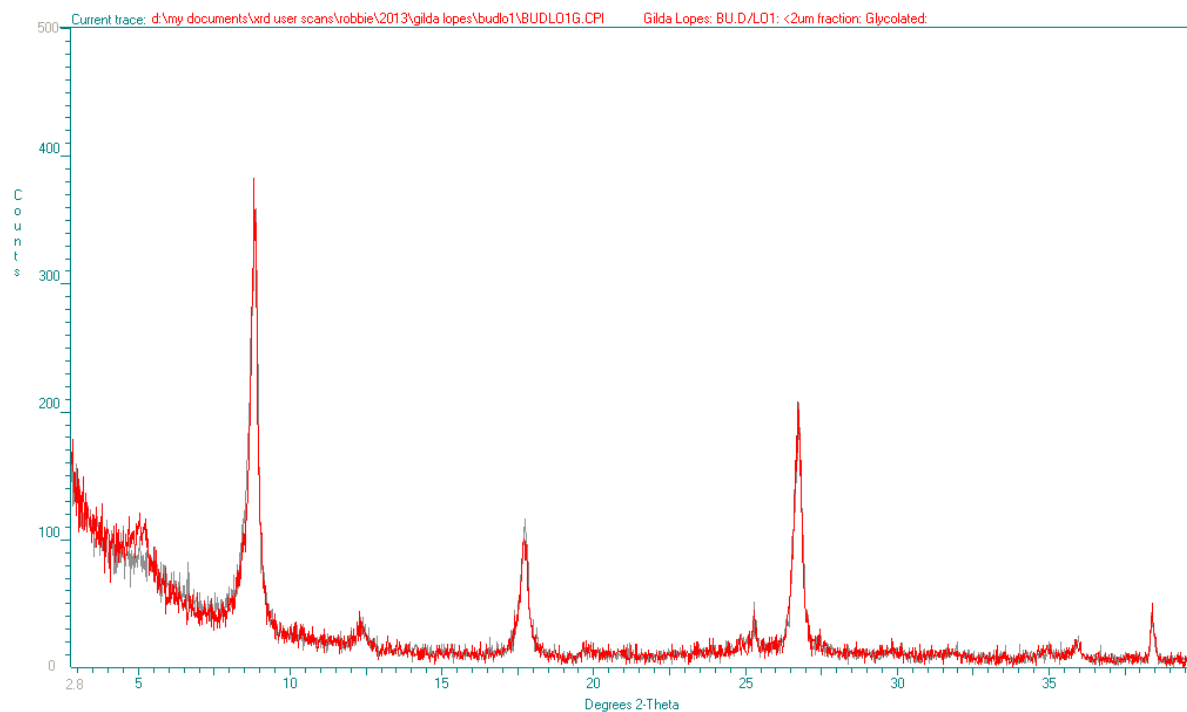
Amostra 110



Amostra 57

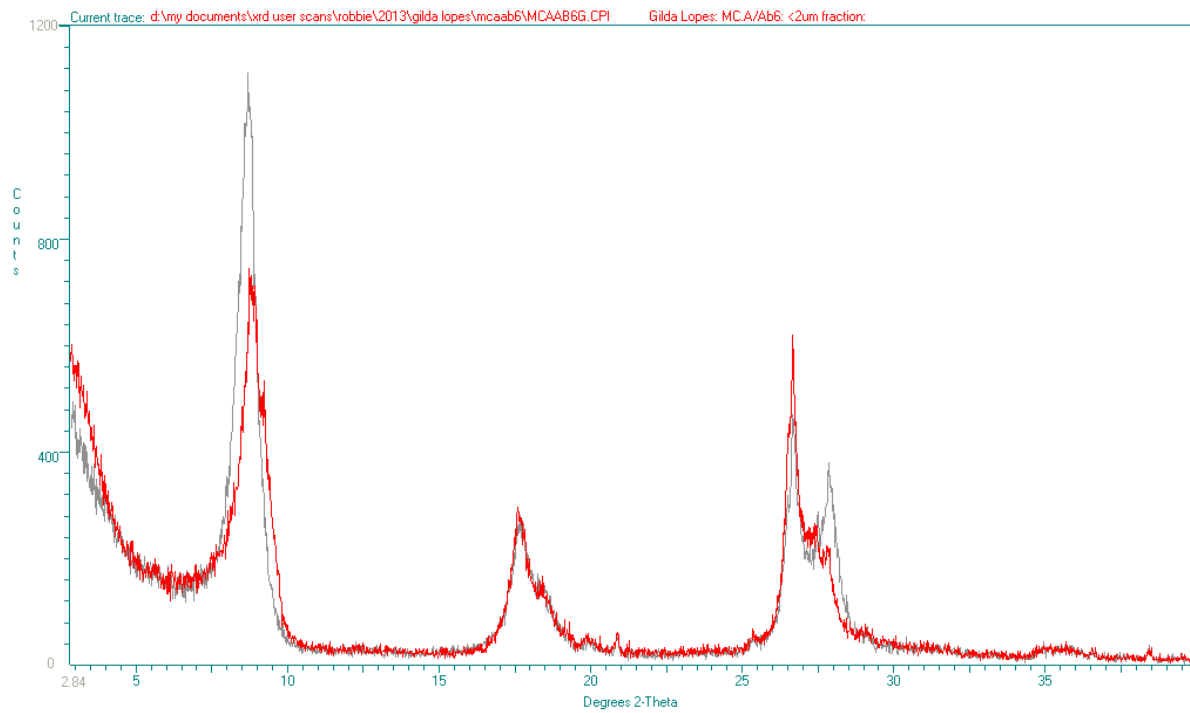


Amostra 56

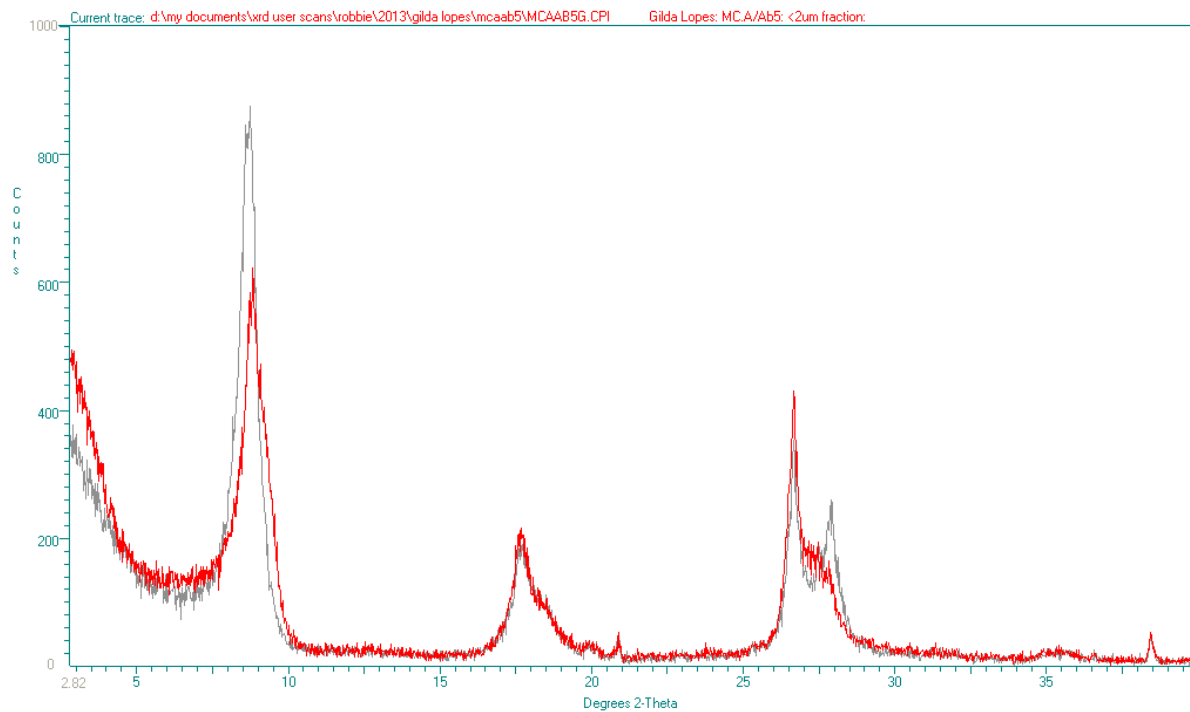


Região de Mação

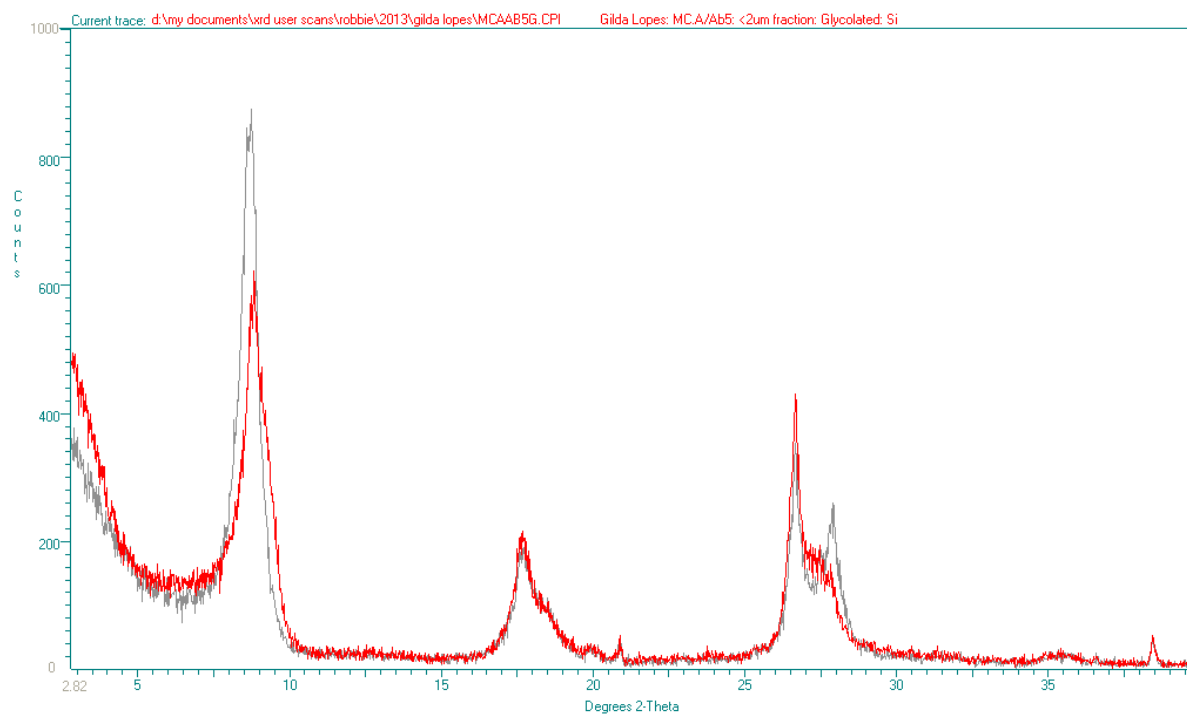
Amostra 215



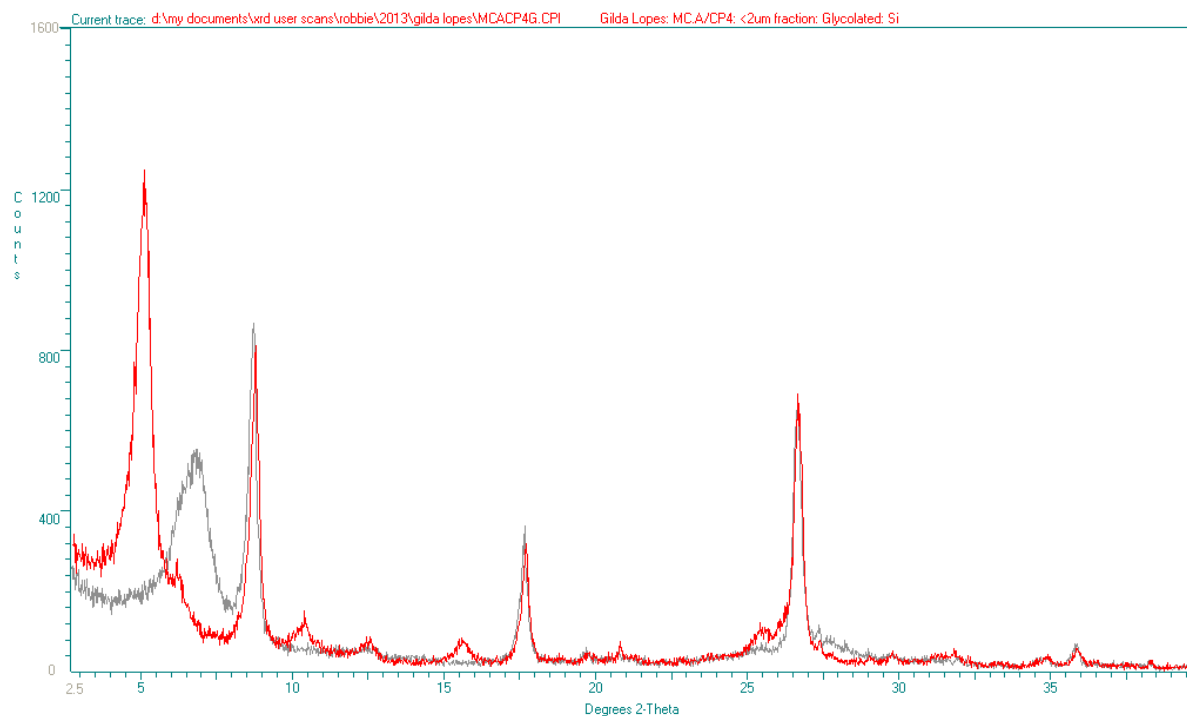
Amostra 216



Amostra 232

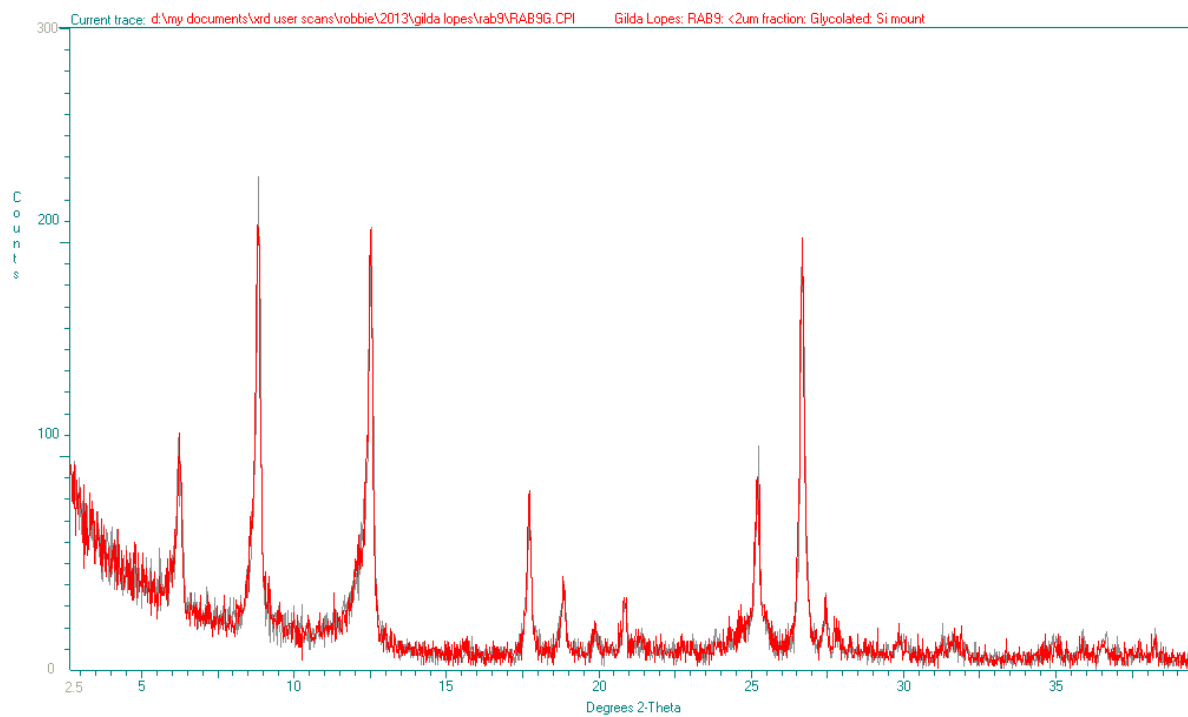


Amostra 243

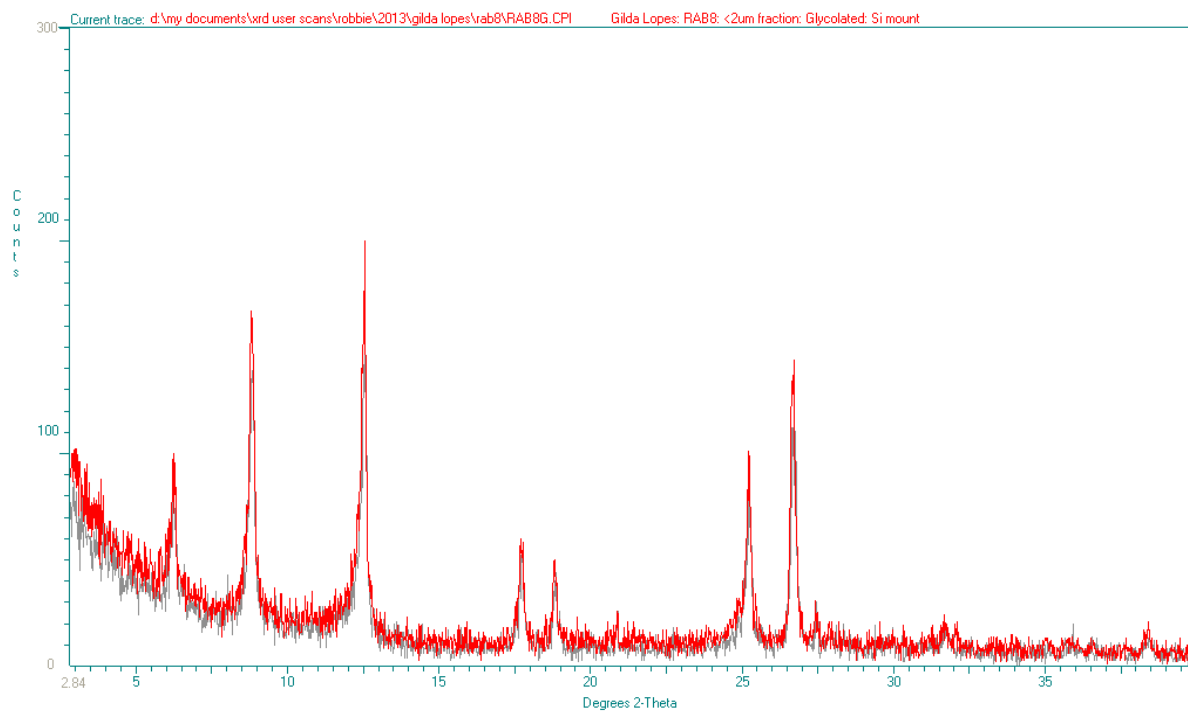


Região de Portalegre

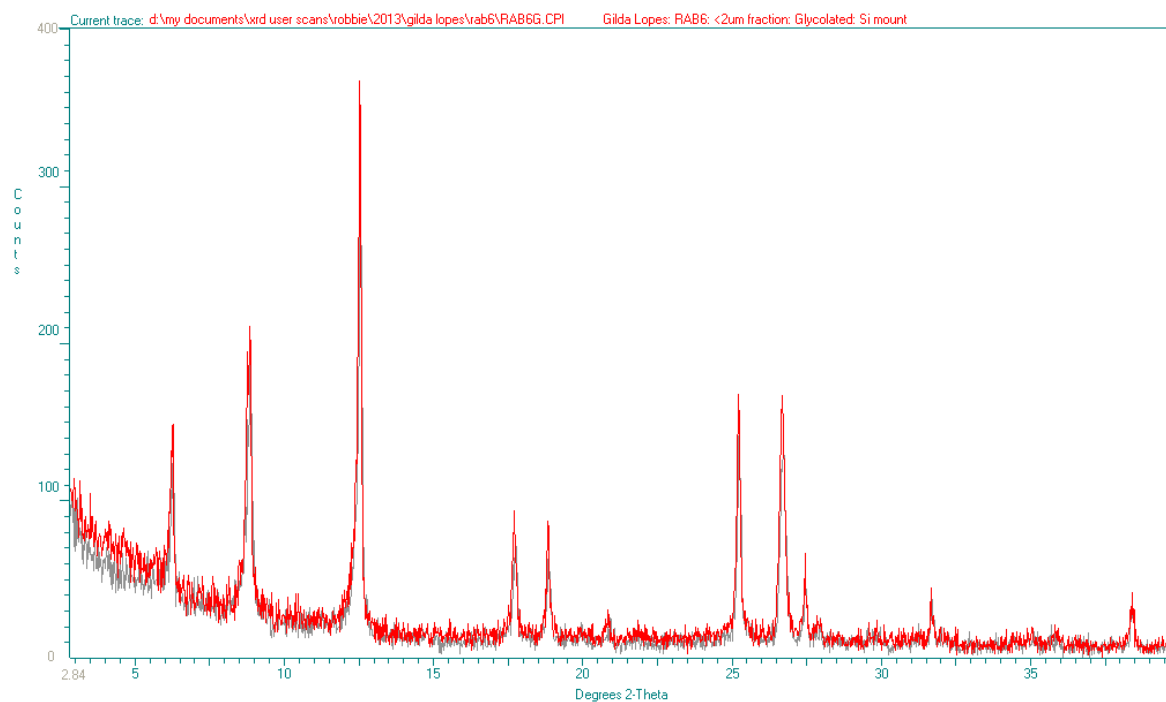
Amostra 338



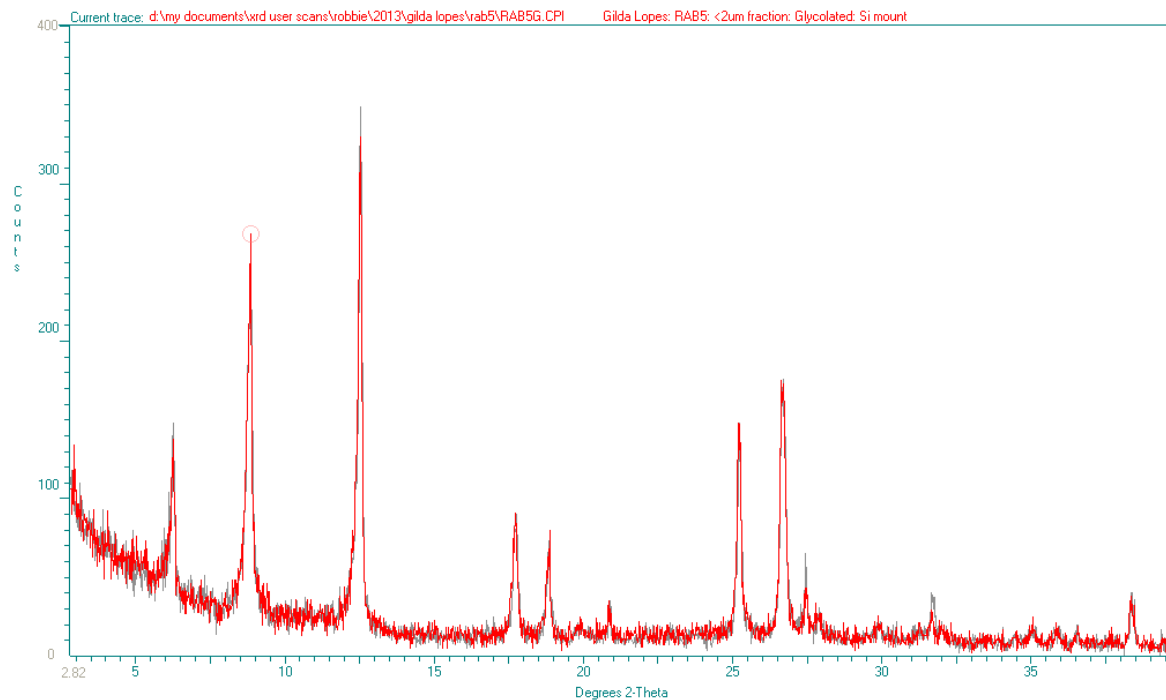
Amostra 337



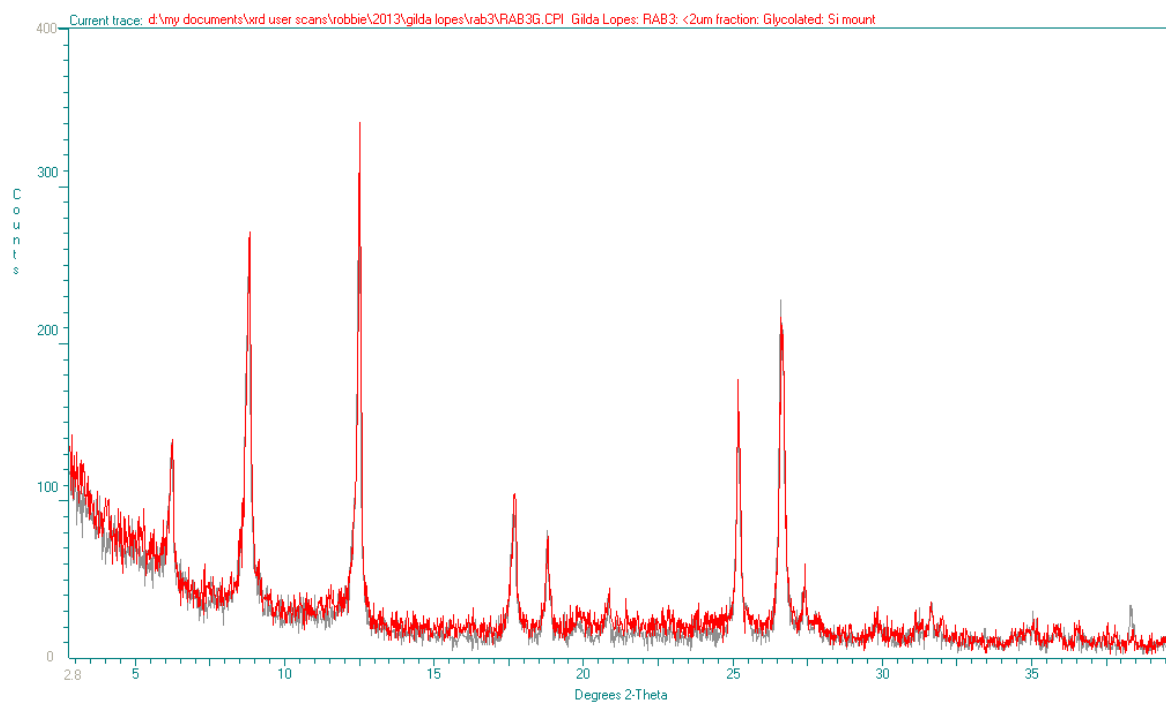
Amostra 335



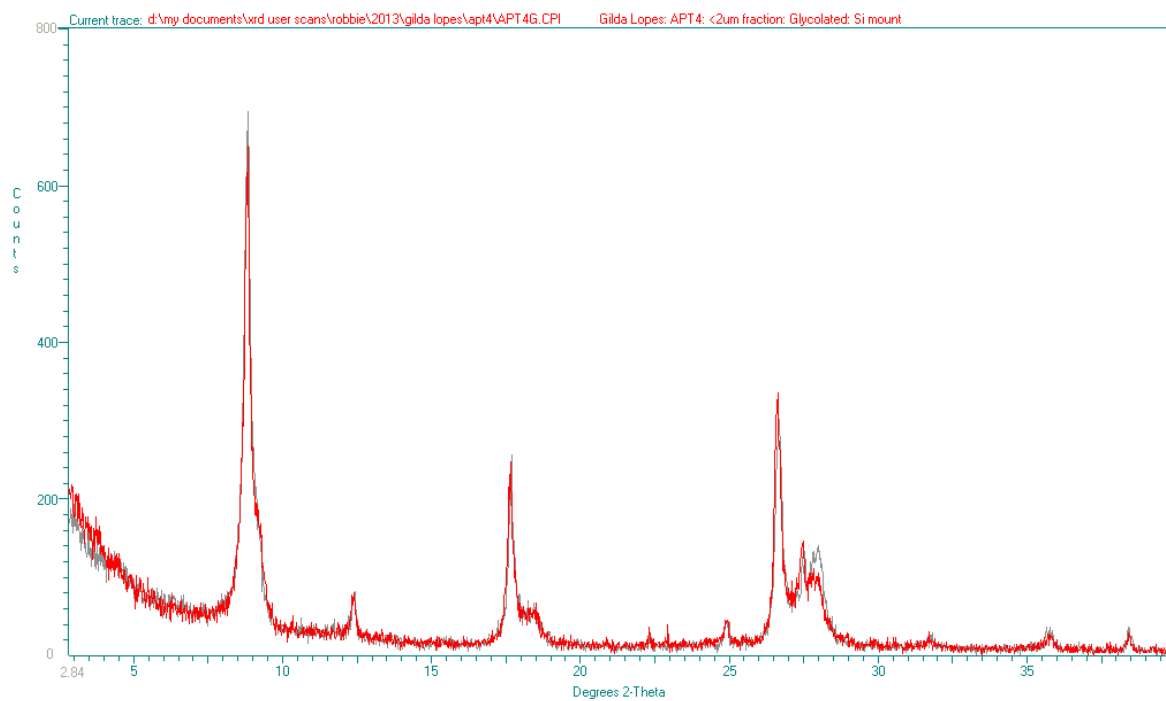
Amostra 334



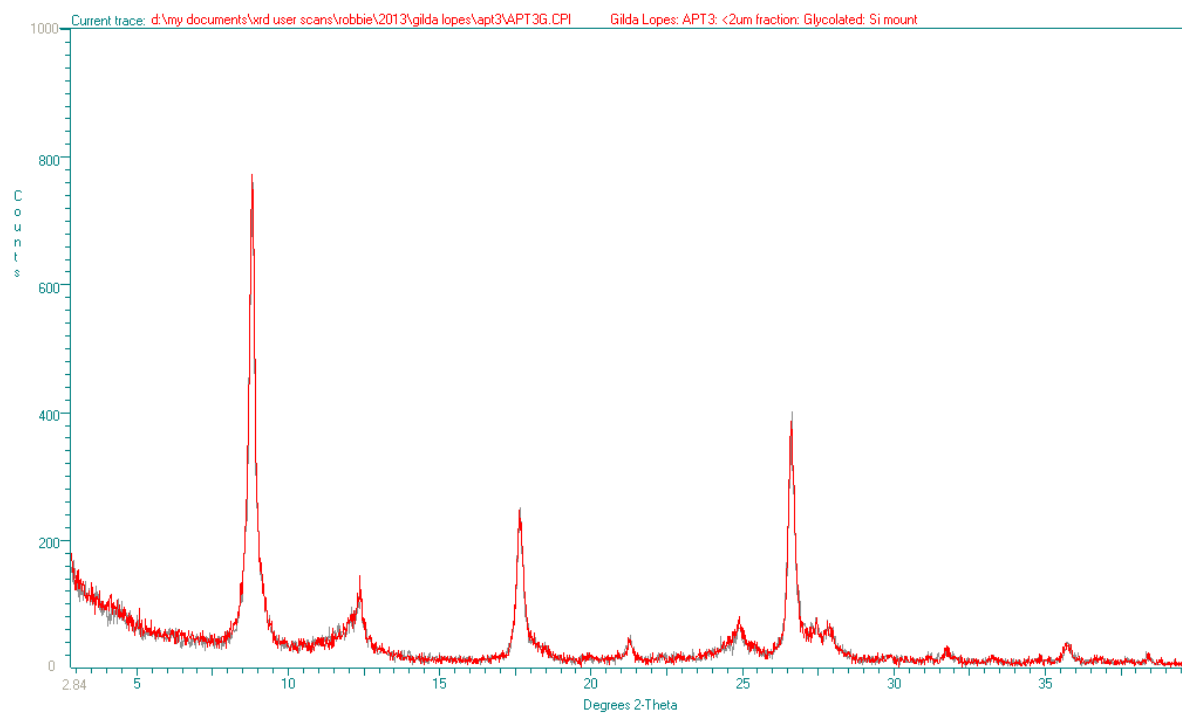
Amostra 332



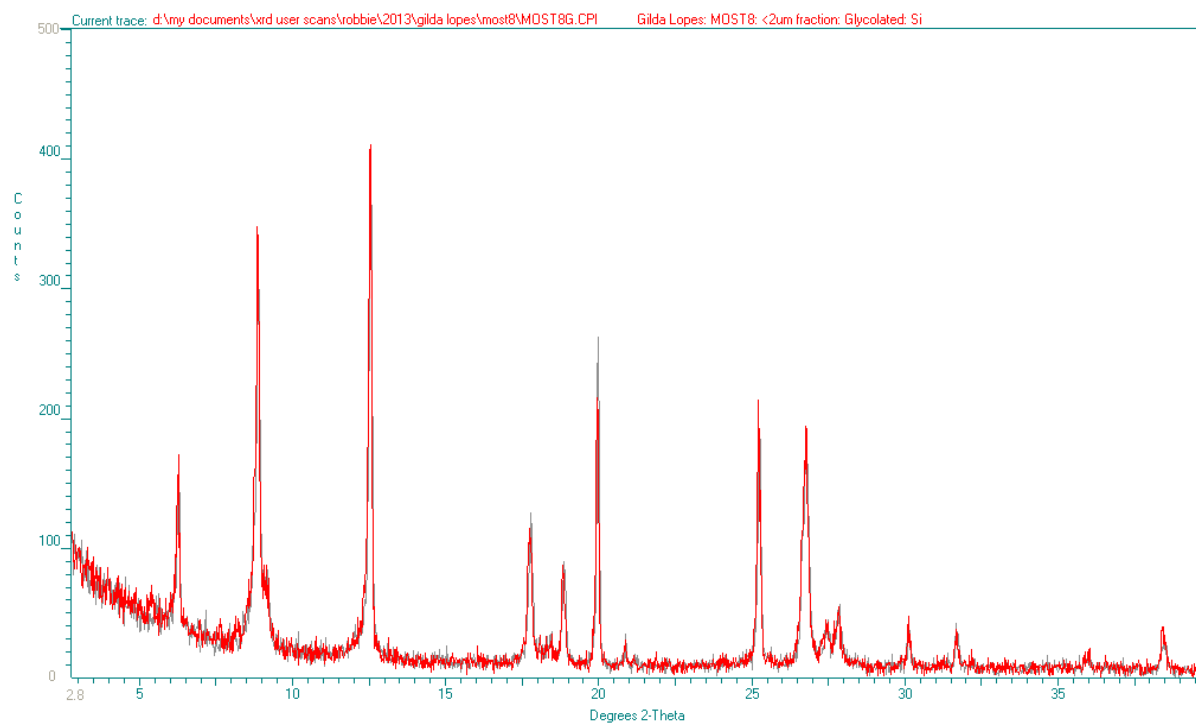
Amostra 291



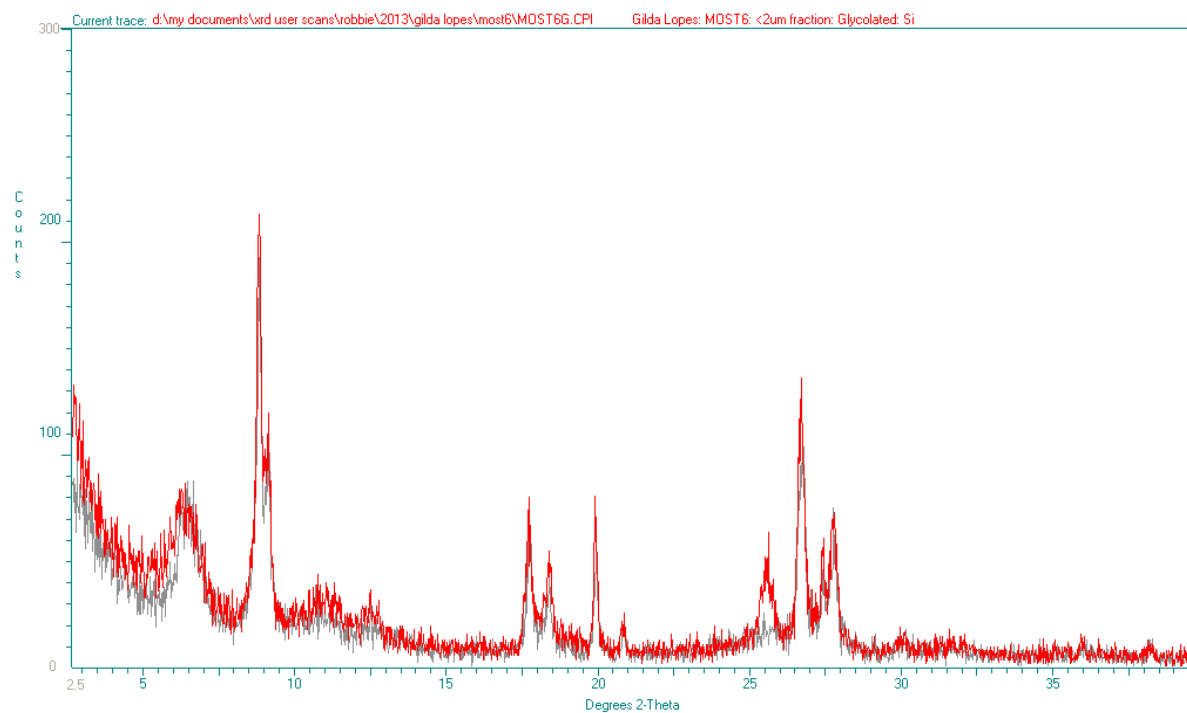
Amostra 290



Amostra 309

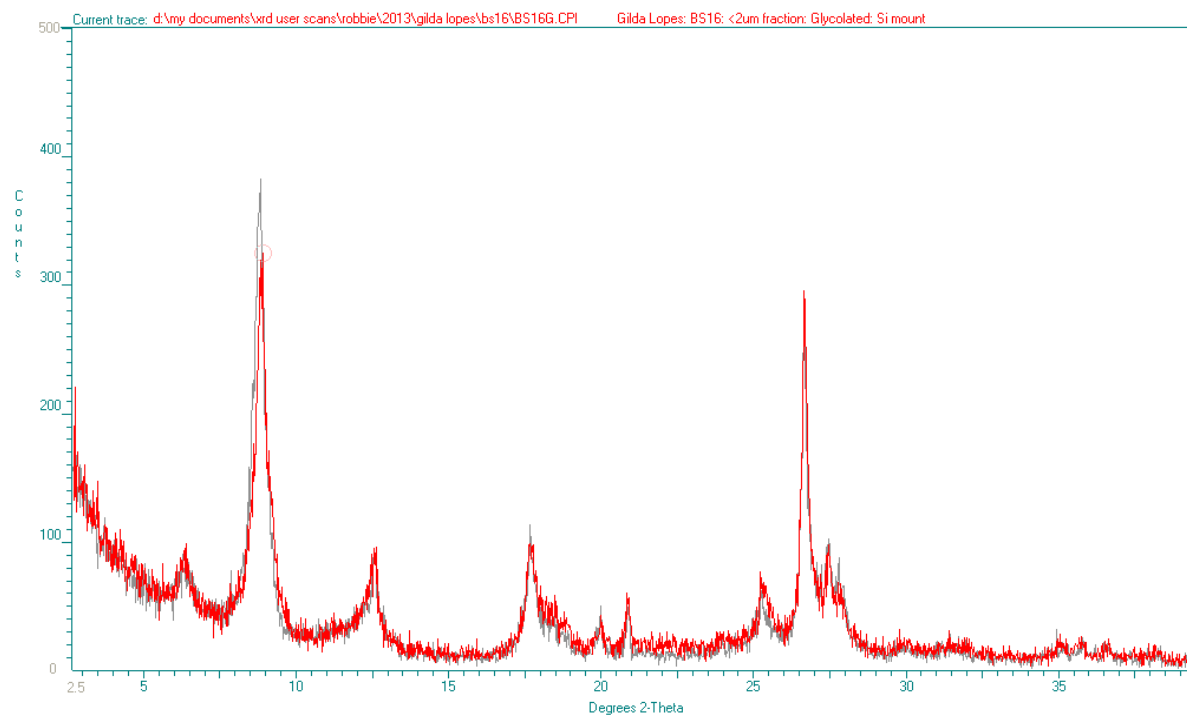


Amostra 307

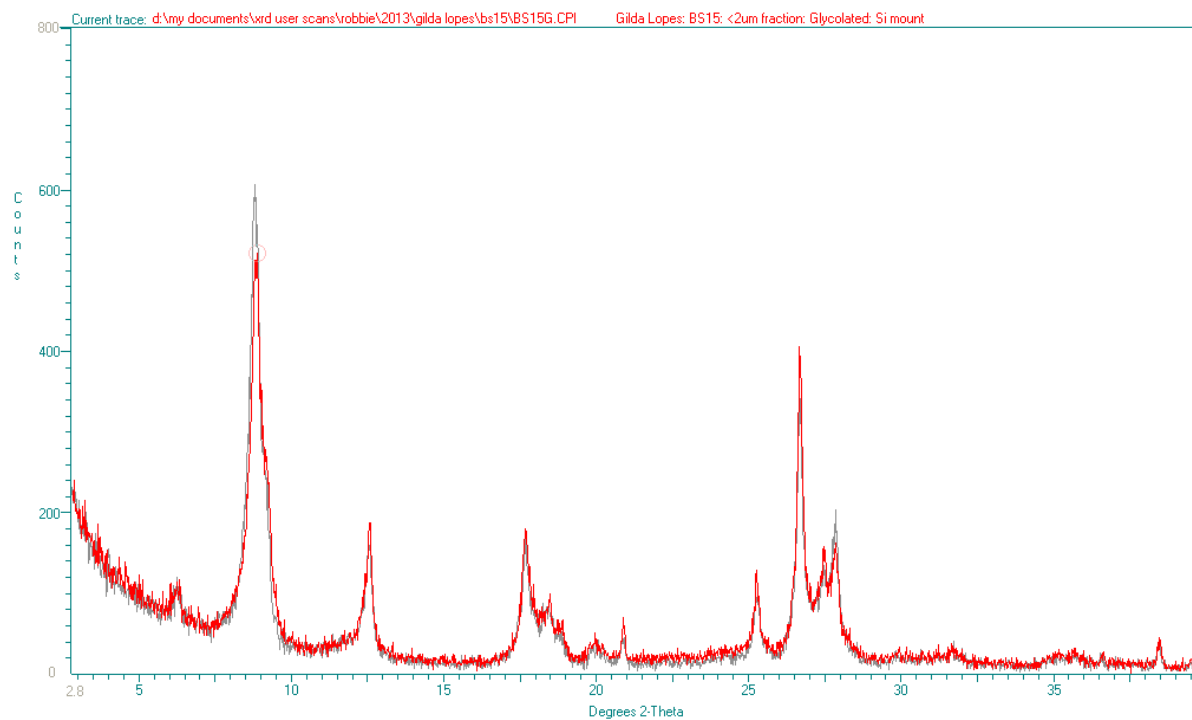


Região de Barrancos

Amostra 480



Amostra 479



Anexo 6

Publicações



Review paper

The significance of reworked palynomorphs (middle Cambrian to Tournaisian) in the Visean Toca da Moura Complex (South Portugal). Implications for the geodynamic evolution of Ossa Morena Zone



Gilda Lopes^{a,b}, Zélia Pereira^{b,*}, Paulo Fernandes^a, Reed Wicander^c, João Xavier Matos^d, Diogo Rosa^e, José Tomás Oliveira^f

^a CIMA – Centro de Investigação Marinha e Ambiental, Universidade do Algarve, Campus de Gambelas, 8005-139 Faro, Portugal

^b LNEG-LGM, Rua da Amieira, Ap. 1089, 4466-901 S. Mamede Infesta, Portugal

^c Department of Earth and Atmospheric Sciences, Central Michigan University, Mt. Pleasant, MI 48859, USA

^d LNEG-LGM, Rua Frei Amador Arrais, 39 Apartado 104, 7801-902 Beja, Portugal

^e GEUS – Nationale Geologiske Undersøgelser for Danmark og Grønland (GEUS), Division Petrology and Economic Geology, Øster Voldgade 10, København K 1350, Denmark

^f LNEG-LGM, Estrada da Portela, Zambujal Apartado 7586, 2611-901 Amadora, Portugal

ARTICLE INFO

Article history:

Received 7 February 2013

Received in revised form 18 June 2013

Accepted 26 July 2013

Available online 15 August 2013

Keywords:

palynostratigraphy
reworked palynomorphs
Carboniferous
Paleozoic
Ossa Morena Zone
Variscan Orogeny

ABSTRACT

The 404.5 m deep SDJ1 borehole is located in the Jongeis mining sector of the Santa Susana Basin (SSB), and has been palynostratigraphically studied. The SSB is a Carboniferous coal-bearing basin developed along the suture contact between the Ossa Morena Zone (OMZ) and the South Portuguese Zone (SPZ).

The recovered palynologic assemblages are assigned to the NM Miospore Biozone of mid Visean age, with the lowermost 6.8 m of the borehole yielding an in situ miospore assemblage assigned to the SL Miospore Biozone of mid Moscovian age. All of the studied samples contained more than 90% of reworked palynomorphs ranging in age from the middle Cambrian to the early Tournaisian (0–397.7 m depth), with the first 6.8 m (397.7–404.5 m depth) yielding reworked palynomorphs from the middle Cambrian to the mid Moscovian. This particular palynologic signature provides further evidence for the interpretation of the reworked palynomorphs in the Toca da Moura Complex (TMC) and its importance in the geodynamic evolution of the OMZ, regarding the probable provenance areas of the reworked palynomorphs within the OMZ and SPZ. Six reworked sub-assemblages were discriminated: i. middle to (?) upper Cambrian; ii. Lower to Middle Ordovician; iii. middle to upper Silurian; iv. Lower Devonian; v. Upper Devonian and vi. lower Carboniferous.

From the study of the palynomorph assemblages (both in situ and reworked) recovered from the SDJ1 borehole samples, new inferences are made regarding the recognition of the subsurface extension of the Toca da Moura Complex and its structural relationship to the Pennsylvanian continental coal-bearing SSB. These new data, together with the palynologic study of a control sample (STS15) from the Jongeis old coal mine, housed in the LNEG Geological Museum, in Lisbon, makes possible new interpretations concerning the evolution of the SSB.

© 2013 Published by Elsevier B.V.

Contents

1. Introduction	2
2. Geological background	2
3. Materials and methods	15
4. Palynology	15
4.1. Palynostratigraphy of the borehole SDJ1	15
4.2. Reworked palynomorphs in SDJ1 borehole	16
4.3. Sample from the SSB Collection of the Geological Museum (Jongeis coal mine)	19
5. Provenance of the reworked palynomorphs	19
6. Conclusions	21
Acknowledgments	22
References	22

* Corresponding author. Tel.: +351 220400083.

E-mail address: zelia.pereira@lneg.pt (Z. Pereira).

1. Introduction

The Ossa Morena Zone (OMZ) is one of the most important paleogeographic domains of the Iberian Massif. It has been divided in several sectors according to its distinctive stratigraphy and structure (Oliveira et al., 1991). The study area is located in the Beja Massif (BM) sector of the Santa Susana region (Fig. 1). The BM is a magmatic suite that crops out in the southwestern region of the Portuguese part of the OMZ (Oliveira et al., 1991, 2006, 2013). Besides gabbros, diorites and granitoides, this suite includes two volcano-sedimentary complexes, the Mid to Late Devonian Odivelas Complex (Oliveira et al., 1991), and the upper Tournaisian to Visean Toca da Moura Complex (TMC) (Oliveira et al., 2006; Pereira et al., 2006; Oliveira et al., 2013).

The Toca da Moura Complex is exposed in scattered outcrops near the contact between the OMZ and the South Portuguese Zone (SPZ) (Fig. 1). In its northwestern exposure, it is unconformably overlain by the Pennsylvanian continental coal-bearing sediments of the Santa Susana Formation (SSF) (Wagner and Sousa, 1983; Gonçalves and Carvalhosa, 1984). The Toca da Moura Complex succession has been interpreted as the remnant of an extensional marine sedimentary basin that developed in intra-volcanic arc settings related to the collision of the OMZ with the SPZ (Oliveira et al., 1991; Araújo et al., 2006).

Reworked palynomorphs from Toca da Moura Complex outcrops were initially identified by Pereira et al. (2006). The present study provides further evidence of palynomorph reworking in the Toca da Moura Complex and sheds some light on the interpretation of the OMZ geodynamic evolution, specifically regarding the probable provenance of the reworked assemblages from OMZ and SPZ stratigraphic units. Samples for this study came from the SDJ1 borehole (Fig. 2) that allowed recognition of the Toca da Moura Complex to a depth of 397.7 m and the Santa Susana Formation in the first 6.8 m of the borehole.

2. Geological background

Devonian and Carboniferous rocks crop out along a north northwest-south southeast oriented narrow strip from Santa Susana to Alfundão, parallel to the contact between the OMZ and SPZ and also in the Cabrela Basin (Fig. 1). These rocks belong to the coeval Toca da Moura and Cabrela Volcano-Sedimentary Complexes of Late Devonian to Mississippian age and to the Pennsylvanian age Santa Susana Formation (Oliveira et al., 1991, 2006; Pereira et al., 2006; Oliveira et al., 2013). The Toca da Moura and Cabrela Complexes share many lithological similarities but only the former is discussed herein.

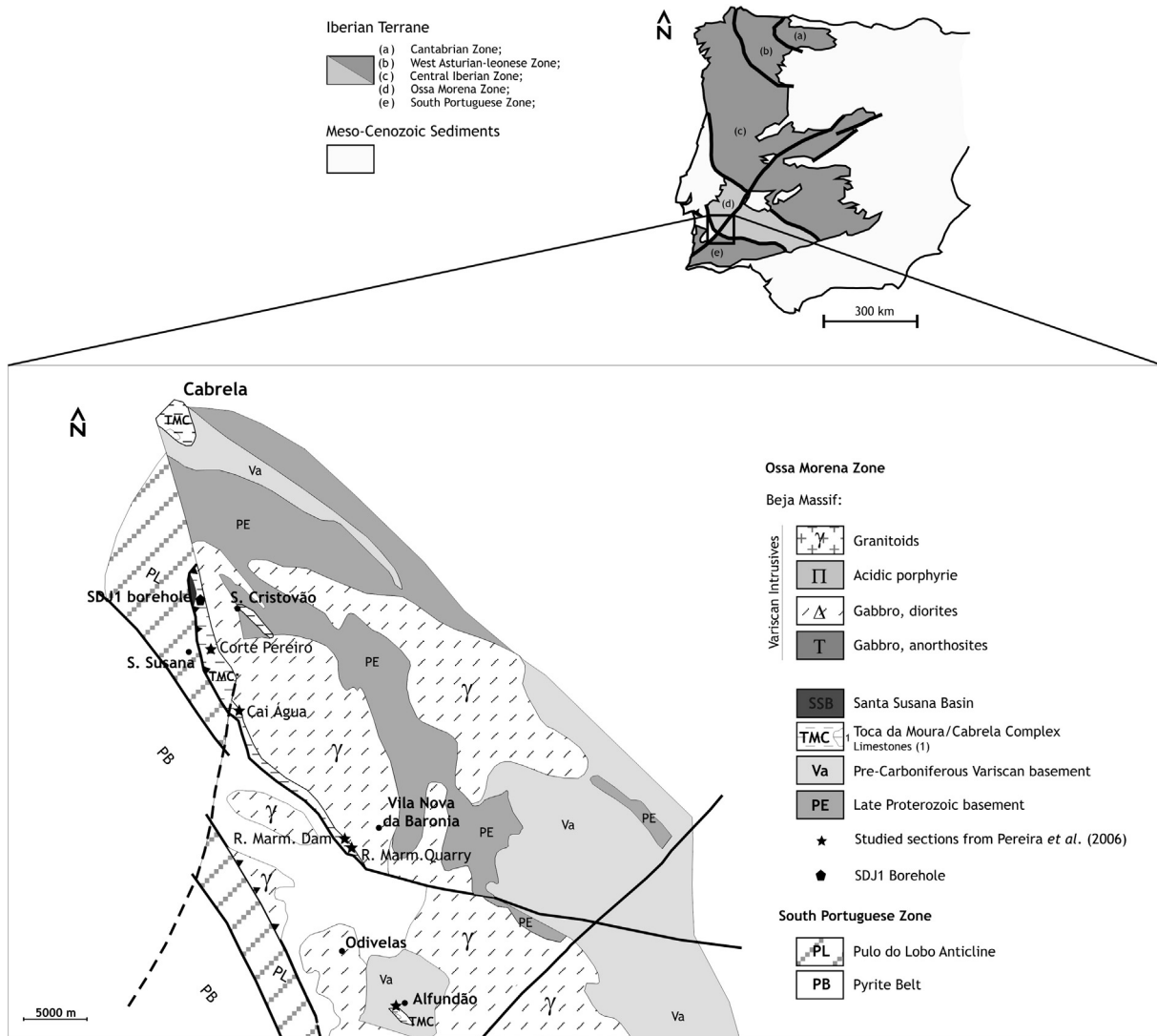


Fig. 1. Simplified geologic map of the southwestern border of the Ossa Morena Zone (OMZ) and South Portuguese Zone (SPZ), with the location of the studied borehole SDJ1 and Santa Susana region. Adapted from Pereira et al. (2006).

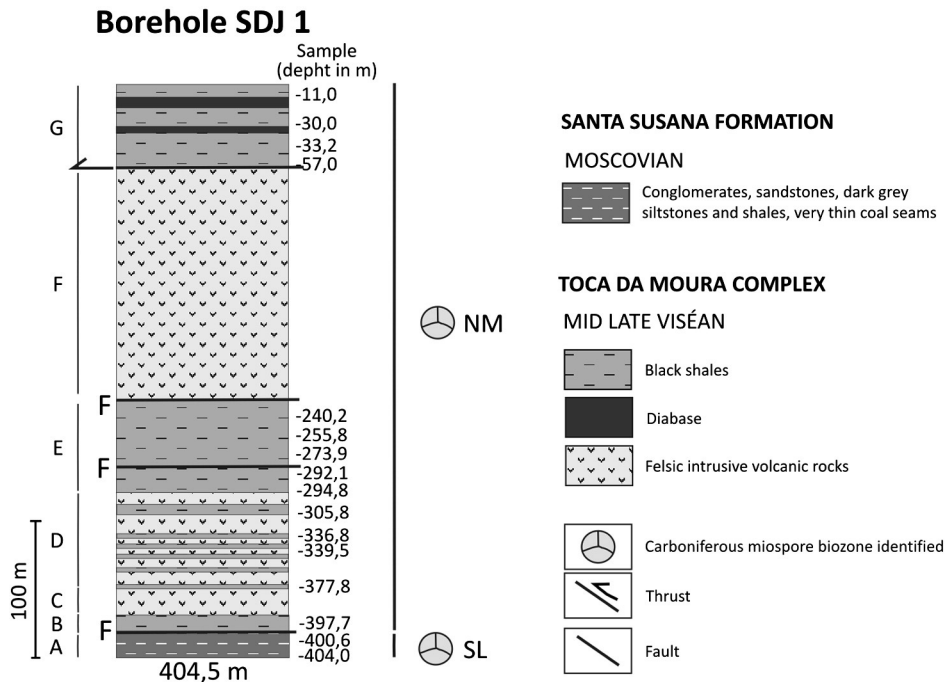
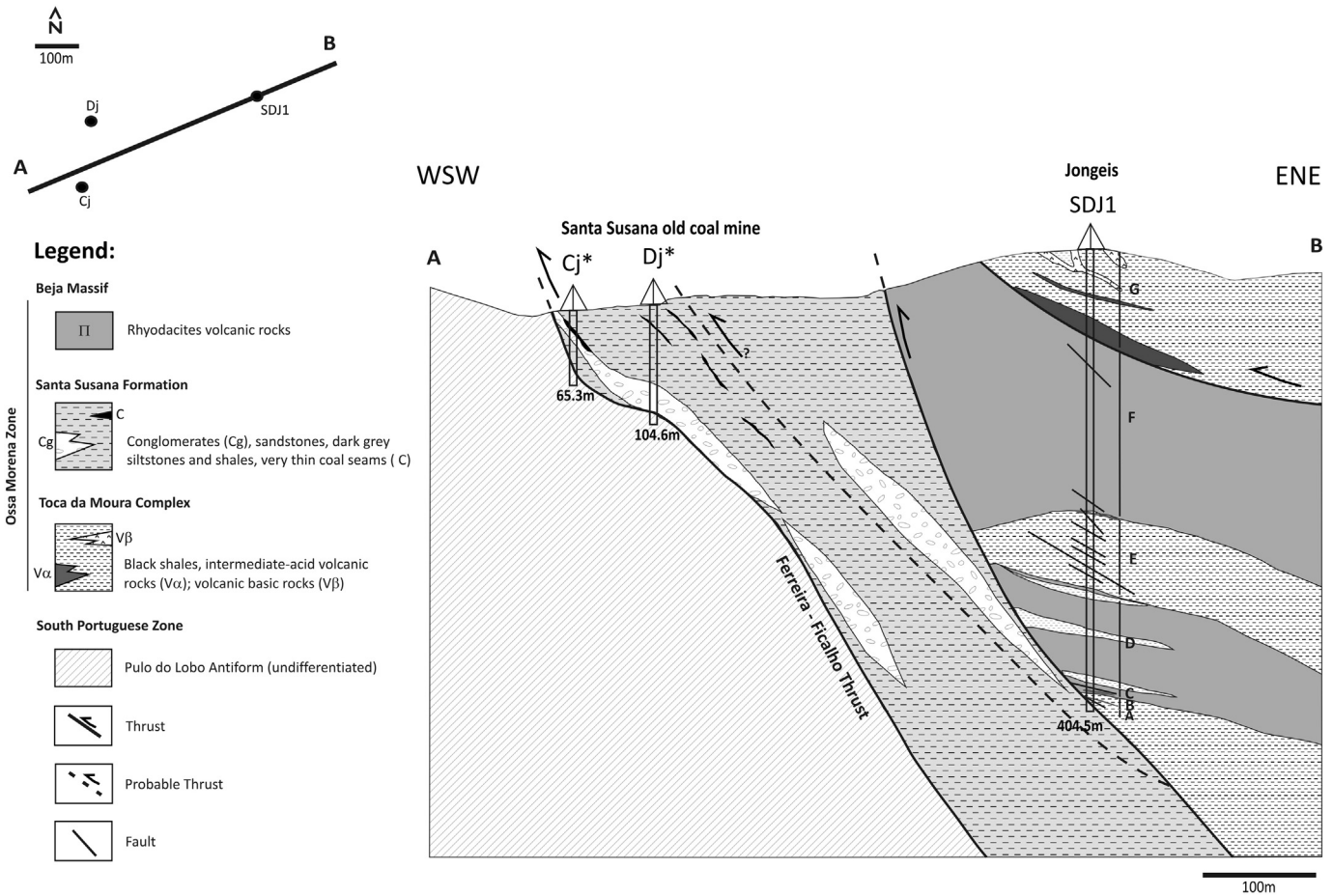


Plate I. Selected reworked palynomorphs from the middle to upper Cambrian of the SDJ1 borehole, Jongeis region. The plate caption gives the taxonomic name of the figured specimen, followed by the unit, sample number, slide number and microscopic coordinates (MC).

1. *Cymatiosphaera* cf. *C. ovillense* Cramer and Díez 1972, Santa Susana Formation, sample 43, slide 43_3, MC 1155-168.
2. *Retisphaeridium* cf. *R. dichamerum* Staplin, Jansonius and Pocock 1965, Toca da Moura Complex, sample 34, slide 34_3, MC 1153-164.
3. *Eliasium* sp., Toca da Moura Complex, sample 34, slide 34_3, MC 1298-42.
4. *Retisphaeridium* cf. *R. howelli* Martin in Martin and Dean 1983, Toca da Moura Complex, sample 27, slide 27_4, MC 1188-155.
5. *Cristallinium* cf. *C. cambriense* (Slavíková 1968) Vanguetaine 1978, Toca da Moura Complex, sample 34, slide 34_3, MC 1405-101.
6. *Timofeevia* cf. *T. phosphoritica* Vanguetaine 1978, Toca da Moura Complex, sample 34, slide 34_3, MC 1436-145.
7. *Vulcanisphaera* cf. *V. turbata* Martin in Martin and Dean 1981, Toca da Moura Complex, sample 32, slide 32_3, MC 1412-86.
8. *Acanthodiacrodium* cf. *A. estonicum* Timofeev 1966, Toca da Moura Complex, sample 34, slide 34_3, MC 1140-55.
9. *Impluviculus* cf. *I. multangularis* (Umnova in Umnova and Fanderflit 1971) Volkova 1990, Toca da Moura Complex, sample 32, slide 32_3, MC 1219-19.
10. *Leiosphaeridia* sp., Toca da Moura Complex, sample 27, slide 27-4, MC 1471-142.

Plate II. Selected reworked palynomorphs from the Lower to the Middle Ordovician of the SDJ1 borehole, Jongeis region. The plate caption gives the taxonomic name of the figured specimen, followed by the unit, sample number, slide number and microscopic coordinates (MC). (see on page 6)

1. *Cymatiogalea* cf. *C. cristata* (Downie 1958) Rauscher 1973, Toca da Moura Complex, sample 27, slide 27_4, MC 1473-188.
2. *Vulcanisphaera* cf. *V. simplex* Jardiné, Combaz, Magloire, Peniguel and Vachey 1974, sample 43, Santa Susana Formation, slide 43_3, MC 1345-205.
3. *Veryhachium* cf. *V. lairdii* Deflandre 1946c ex Loeblich 1970, Toca da Moura Complex, sample 32, slide 32_3, MC 1389-108.
4. *Acanthodiacrodium* cf. *A. tadlense* Cramer and Díez 1977, Toca da Moura Complex, sample 34, slide 34_3, MC 1096-217.
5. *Coryphidium* sp., Santa Susana Formation, sample 43, slide 43_3, MC 1380-155.
6. *Striatotheca* sp., Santa Susana Formation, sample 43, slide 43_3, MC 1350-225.
7. *Arbusculidium* cf. *A. filamentosum* (Vavrdová 1965) Vavrdová 1972 emend. Fatka and Brocke 1999, Toca da Moura Complex, sample 27, slide 27_3, MC 1275-110.
8. *Schizodiacrodium* cf. *S. firmum* (Burmman 1970) Sarjeant and Vavrdová 1997, Toca da Moura Complex, sample 27, slide 27_4, MC 1378-122.
9. *Lophosphaeridium* sp., Toca da Moura Complex, sample 27, slide 27_4, MC 1505-78.
10. *Veryhachium trispinosum* "complex" (Eisenack 1938) Stockmans and Williére, 1962, Toca da Moura Complex, sample 32, slide 32_3, MC 1381-142.
11. *Actinotodissus* cf. *A. longitalesos* Loeblich and Tappan 1978, Toca da Moura Complex, sample 27, slide 27_3, MC 1425-80.
12. *Villosacapsula* cf. *V. irroratum* (Loeblich and Tappan 1969) Fensome, Williams, Sedley Barss, Freeman and Hill 1990, Toca da Moura Complex, sample 27, slide 27_3, MC 1405-190.
13. *Multiplicisphaeridium ramusculosum* (Deflandre) Lister, 1970, Toca da Moura Complex, sample 30, slide 30, MC 1410-139.

Plate III. Selected reworked palynomorphs from the middle to upper Silurian of the SDJ1 borehole, Jongeis region. The plate caption gives the taxonomic name of the figured specimen, followed by the unit, sample number, slide number and microscopic coordinates (MC). (see on page 7)

1. *Diexallophasis* sp., Toca da Moura Complex, sample 27, slide 27_3, MC 1410-205.
2. *Diexallophasis* cf. *D. sanpetrensis* (Cramer 1964b ex Cramer 1970a) Dorning 1981, Toca da Moura Complex, sample 27, slide 27_3, MC 1335-53.
3. *Geron* sp., Toca da Moura Complex, sample 27, slide 27_3, MC 1390-190.
4. *Pardaminela* sp., Toca da Moura Complex, sample 27, slide 27_3, MC 1175-225.
5. *Veryhachium* cf. *V. valiente* Cramer 1964, Toca da Moura Complex, sample 27, slide 27_3, MC 1350-175.
6. *Neoverhachium carminae* (Cramer 1964b) Cramer 1970, Toca da Moura Complex, sample 34, slide 34, MC 1430-86.
7. *Chomotriletes* sp., Toca da Moura Complex, sample 32, slide 32_3, MC 1279-208.
8. cf. *Ricalusphaera* sp., Toca da Moura Complex, sample 27, slide 27_4, 1362-78.
9. *Polyedrixium* sp., Toca da Moura Complex, sample 34, slide 34_2, MC 1334-109.
10. *Dictyotidium* sp., Toca da Moura Complex, sample 27, slide 27_3, MC 1405-65.
11. *Cymatiosphaera* sp.1, Toca da Moura Complex, sample 32, slide 32_3, MC 1255-87.
12. *Stellinium micropolygonale* (Stockmans and Williére) Playford 1977, Toca da Moura Complex, sample 34, slide 34_2, MC 1091-89.

Plate IV. Selected reworked palynomorphs from the Lower Devonian to lower Carboniferous of the SDJ1 borehole, Jongeis region. The plate caption gives the taxonomic name of the figured specimen, followed by the unit, sample number, slide number and microscopic coordinates (MC). (see on page 8)

1. *Stellinium micropolygonale* (Stockmans and Williére) Playford 1977, Santa Susana Formation, sample 43, slide 43_3, MC 1350-175.
2. *Stellinium micropolygonale* (Stockmans and Williére) Playford 1977, Santa Susana Formation, sample 43, slide 43_3, MC 1245-140.
3. *Stellinium comptum* Wicander and Loeblich 1977, Toca da Moura Complex, sample 32, slide 32_3, MC 1325-50.
4. *Craterisphaeridium* sp., Toca da Moura Complex, sample 30, slide 30_1, MC 1349-104.
5. *Daillydium* sp., Toca da Moura Complex, sample 27, slide 27_3, MC 1335-175.
6. *Chomotriletes multivittatus* Playford 1978, Toca da Moura Complex, sample 34, slide 34_3, MC 1050-206.
7. *Cymatiosphaera* sp. 2, Toca da Moura Complex, sample 27, slide 27_4, MC 1428-49.
8. *Cymatiosphaera* sp. 3, Toca da Moura Complex, sample 27, slide 27_4, MC 1208-78.
9. *Winwaleusia* sp., Toca da Moura Complex, sample 27, slide 27_4, MC 1275-114.
10. *Pterospermella* sp. 1, Toca da Moura Complex, sample 27, slide 27_3, MC 1465-65.
11. *Pterospermella* sp. 2, Santa Susana Formation, sample 43, slide 43_3, MC 1382-100.
12. *Navifusa bacilla* (Deunff 1955) Playford 1977, Toca da Moura Complex, sample 30, slide 30_3, 1382-213.

Plate V. Selected reworked palynomorphs from the Lower Ordovician to Lower Devonian of the SDJ1 borehole, Jongeis region. The plate caption gives the taxonomic name of the figured specimen, followed by the unit, sample number, slide number and microscopic coordinates (MC). (see on page 9)

1. *Quadrisporites variabilis* (Cramer) Jardiné, Combaz, Magloire, Peniguel and Vachey 1972, Toca da Moura Complex, sample 27, slide 27_3, MC 1350-122.
2. *Dyadospora murusattenuata* Morphon Strother and Traverse 1979 sensu Steemans, Le Hérisse and Bozdogan 1996, Toca da Moura Complex, sample 30, slide 30_1, MC 1271-173.
3. *Sphaerasaccus* sp., Toca da Moura Complex, sample 34, slide 34_2, MC 1227-216.
4. *Quadrisporites variabilis* (Cramer) Jardiné, Combaz, Magloire, Peniguel and Vachey 1972, Toca da Moura Complex, sample 27, slide 27_4, MC 1545-154.
5. *Quadrisporites* sp., Toca da Moura Complex, sample 32, slide 32_3, MC 1428-72.
6. *Gneudnaspora divellomedia* (Chibrikova) Balme, 1988, var. *minor* Breuer, Al-Ghazi, Al-Ruwaili, Higgs, Steemans, Wellman 2007, Toca da Moura Complex, sample 32, slide 32_3, MC 1451-26.
7. *Tetraedraletes medinensis* Strother and Traverse 1979, Toca da Moura Complex, sample 32, slide 32_3, MC 1245-231.
8. *Tetraedraletes medinensis* Strother and Traverse 1979, Toca da Moura Complex, sample 34, slide 34_3, MC 1312-185.
9. *Rimosotetras problematica* Burgess 1991, Santa Susana Formation, sample 43, slide 43_3, MC 1334-196.
10. *Imperfectotriletes* sp., Toca da Moura Complex, sample 32, slide 32_3, MC 1173-34.
11. *Imperfectotriletes varvdovae* (Richardson) Steemans, Higgs and Wellman 2000, Toca da Moura Complex, sample 34, slide 34_3, MC 1334-177.
12. *Gneudnaspora chibrikovae* (Steenmans, Higgs, Wellman) Breuer, Al-Ghazi, Al-Ruwaili, Higgs, Steemans, Wellman 2007, Toca da Moura Complex, sample 30, slide 30_3, MC 1377-128.
13. *Artemopyra radiata* (Strother) Burgess and Richardson, 1995, Santa Susana Formation, sample 43, slide 43_3, MC 1320-160.
14. *Gneudnaspora plicata* (Burgess and Richardson) Breuer, Al-Ghazi, Al-Ruwaili, Higgs, Steemans, Wellman 2007, Toca da Moura Complex, sample 32, slide 32_3, MC 1356-131.
15. *Gneudnaspora plicata* (Burgess and Richardson) Breuer, Al-Ghazi, Al-Ruwaili, Higgs, Steemans, Wellman 2007, Toca da Moura Complex, sample 34, slide 34_3, MC 1347-188.

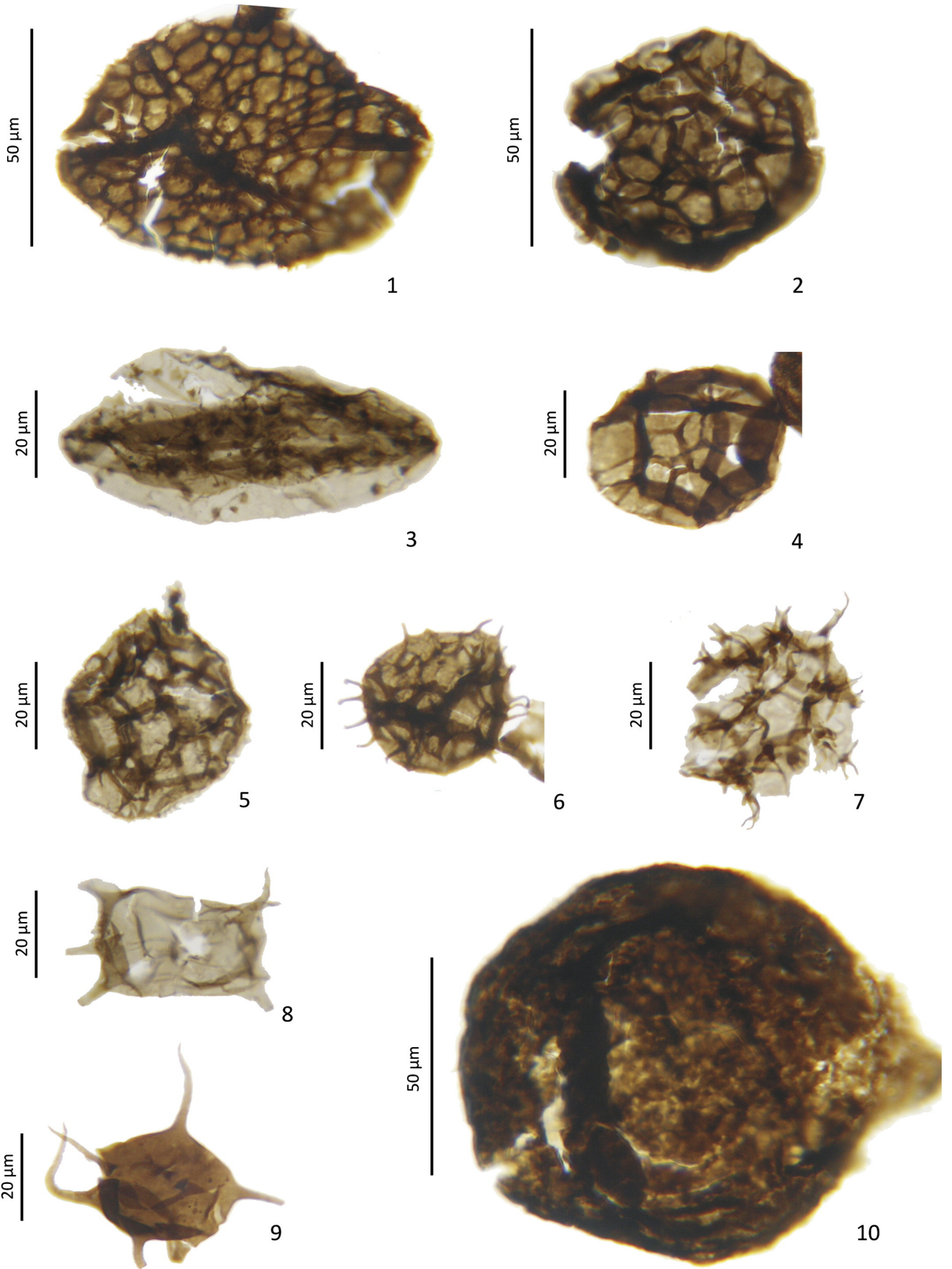


Plate I

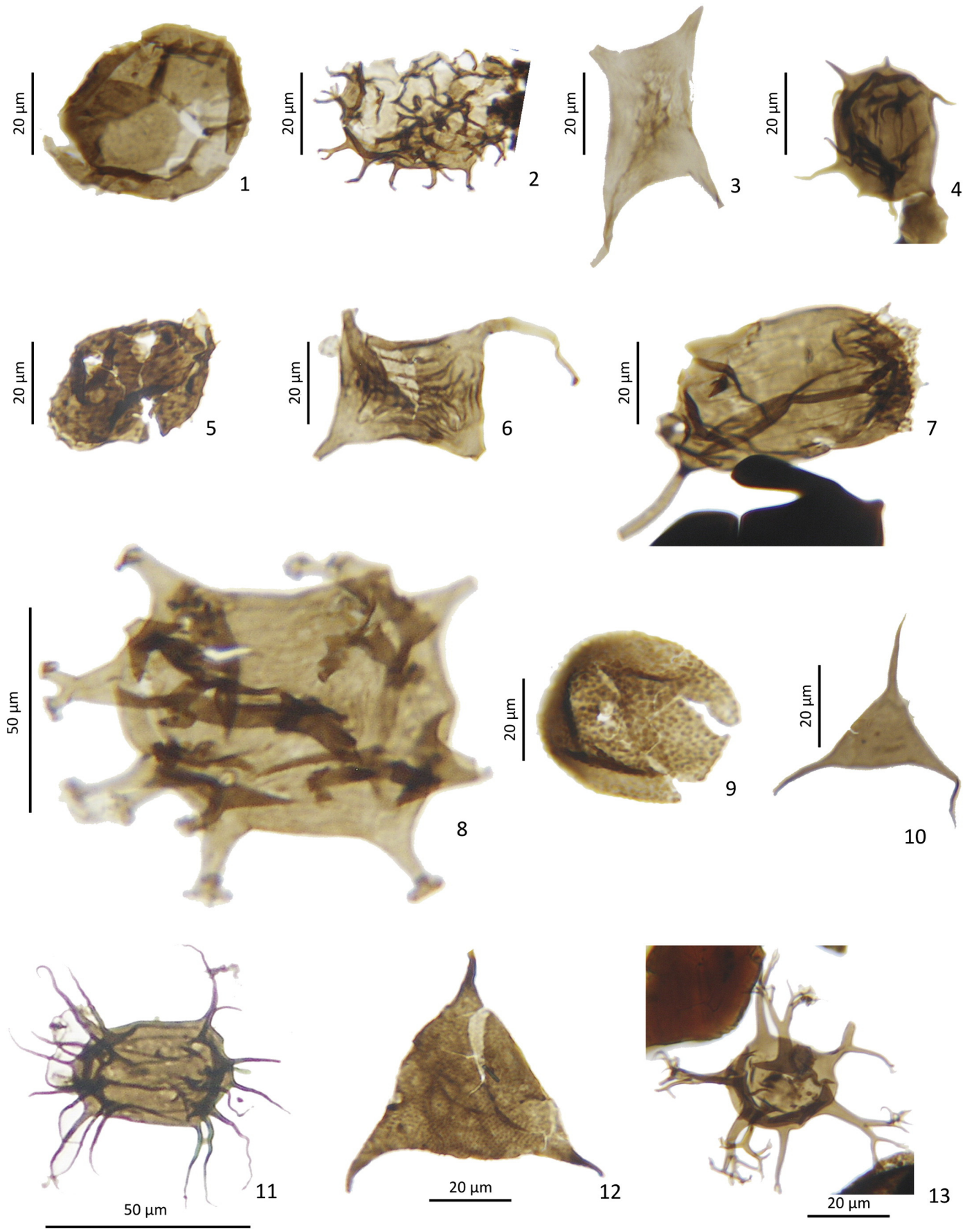


Plate II. (caption on page 4).

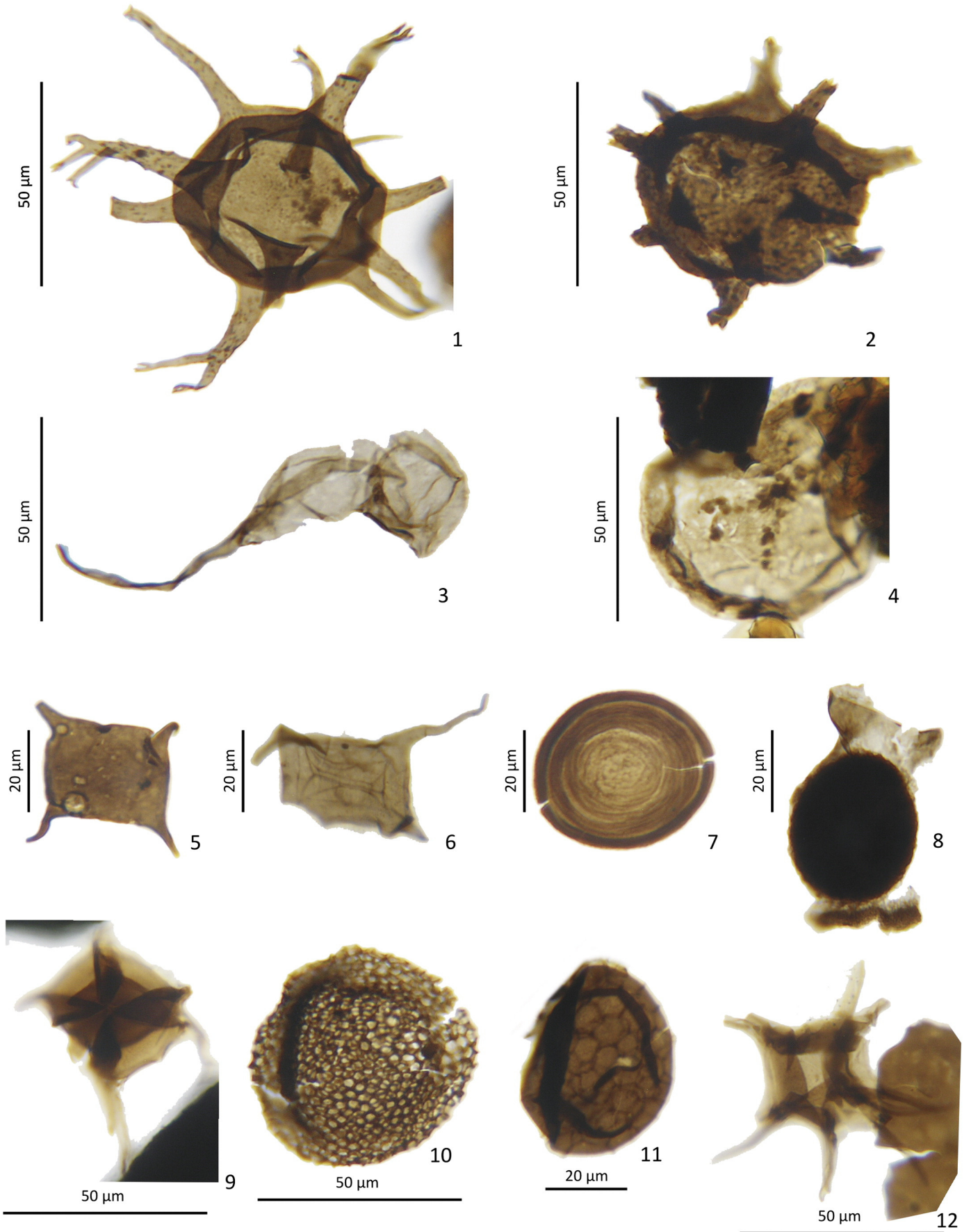


Plate III. (caption on page 4).

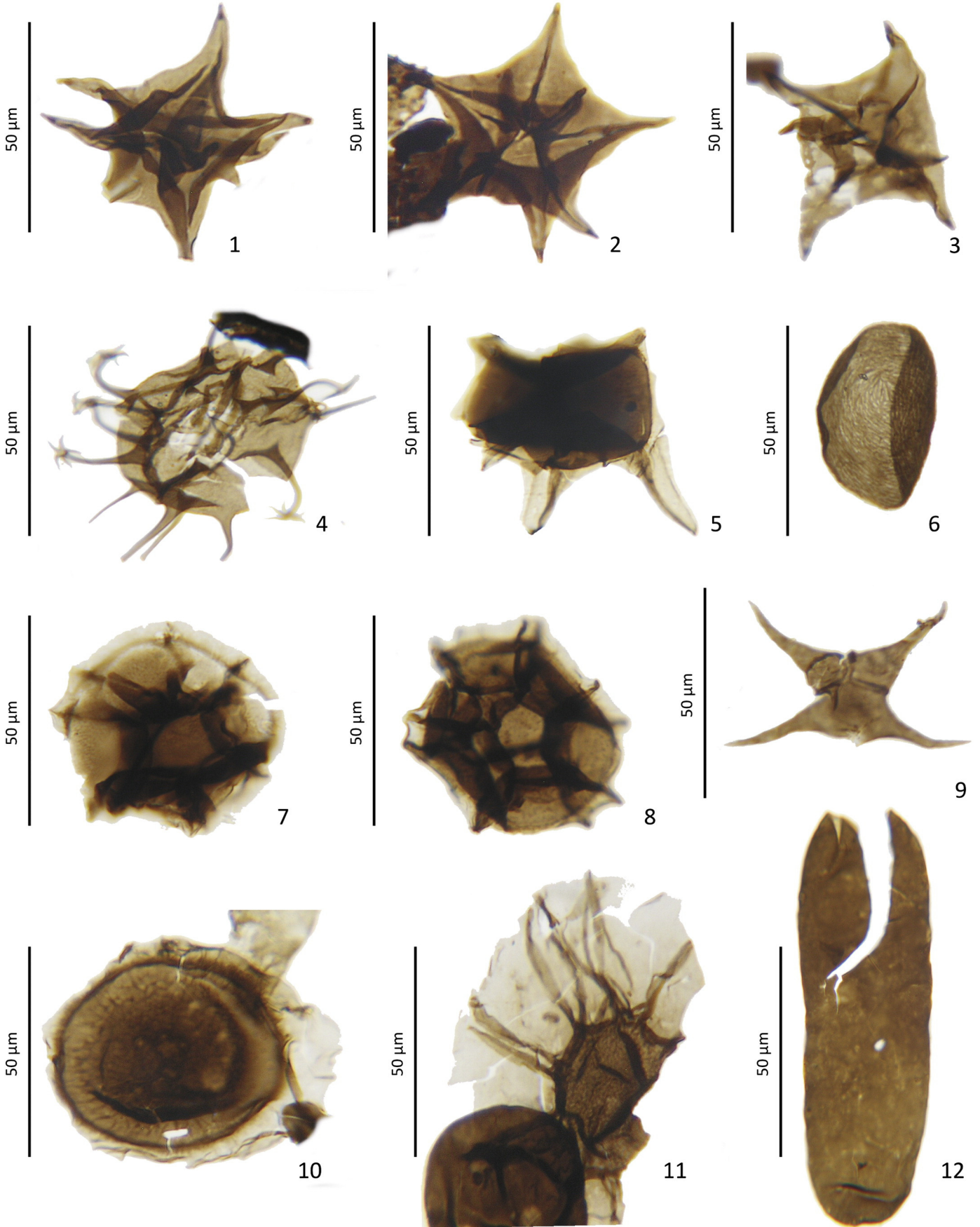


Plate IV. (caption on page 4).

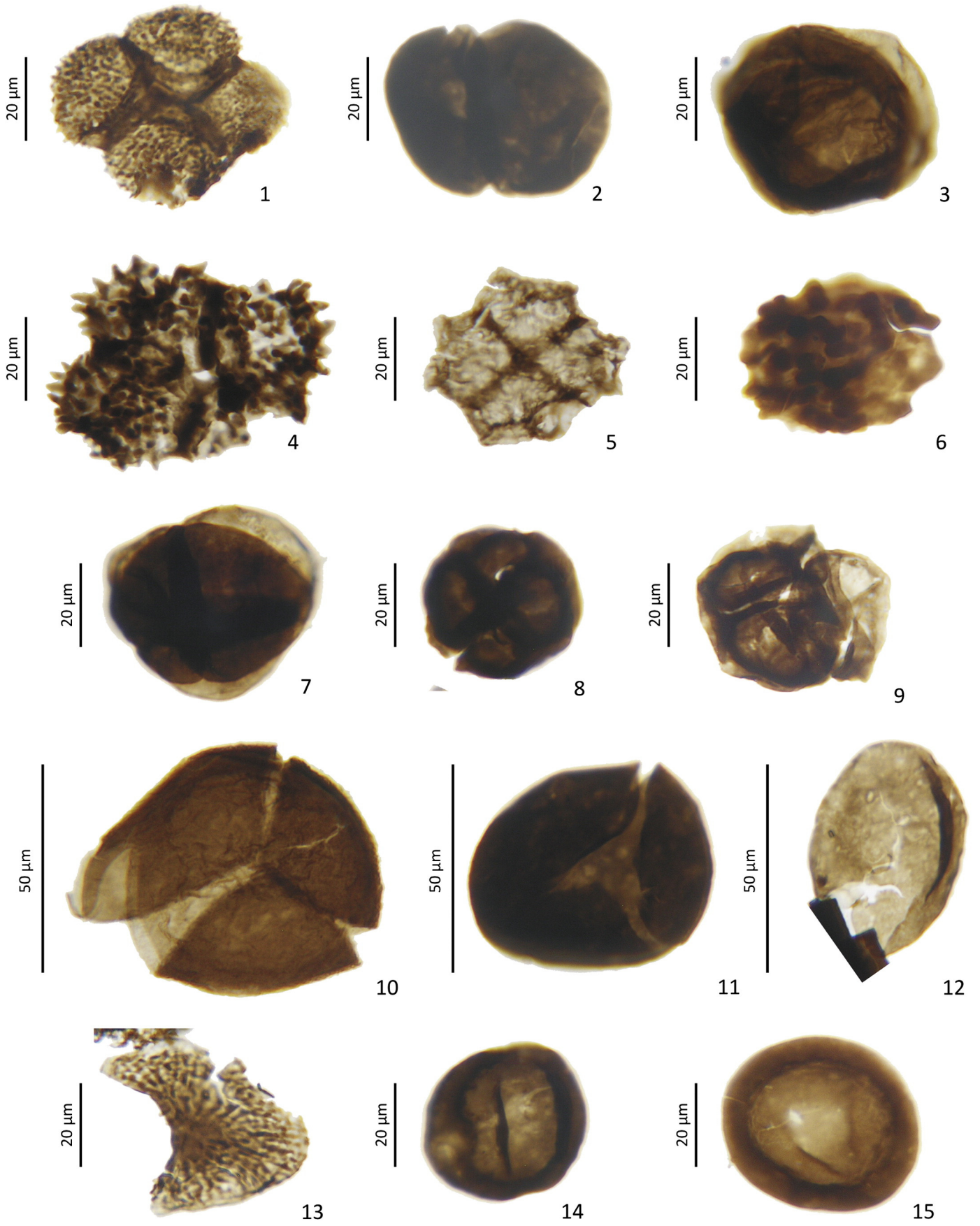


Plate V. (caption on page 4).

The Toca da Moura Complex consists mainly of shales, bioturbated thin bedded sandstones, slumps of mixed shale/sandstones and lime-stones, and volcanic and sub-volcanic rocks composed of basalts, andesites, rhyolites, felsic pyroclastic rocks, diabases and microdiorites forming a 400 m thick succession (Gonçalves, 1985; Santos et al., 1987). Palynological studies of the Toca da Moura Complex shales, collected from several outcrop locations, yielded in situ miospores from the CM, Pu and NM miospore biozones, of late Tournaisian to mid late Visean age (Cunha, T., in Andrade et al., 1991; Pereira et al., 2006). Reworked palynomorphs, which range in age from Cambrian to Tournaisian, were recognized by Pereira et al. (2006) in the Toca da Moura Complex.

Lower Paleozoic outcrops from which the reworked palynomorphs may derive are recorded in the Ossa Morena Zone, as well as, Mid to late Paleozoic age successions from the South Portuguese Zone (Cunha and Vanguetaine, 1988; Pereira et al., 1999; Piçarra et al., 1999;

Oliveira et al., 2004; Pereira et al., 2006, 2007; Borges et al., 2008; Pereira et al., 2008a, 2008b; Lopes et al., 2009; Pereira et al., 2010; Piçarra et al., 2011; Lopes et al., 2012).

The Santa Susana Formation sediments rest unconformably on the Toca da Moura Complex lithologies and comprise gray to black shales and coarse conglomerates at the base of the succession, followed by alternations of sandstones, dark gray siltstones and shales, with occasional, in the upper part of the succession, layers of coal with a thickness in excess of 200 m (Gonçalves and Carvalhosa, 1984; Oliveira and Matos, 1991). According to Andrade et al. (1955) and Machado et al. (2012), the thickness of the Santa Susana Formation increases towards the south-southeast. Previous macroflora and palynological studies of the Santa Susana Formation indicate a late Moscovian to Kasimovian age (Sousa and Wagner, 1983; Fernandes, 1998, 2001; Machado et al., 2012), based on outcrop sampling from its upper part.

Plate VI. Selected reworked palynomorphs from the Lower Ordovician to Lower Devonian of the SDJ1 borehole, Jongeis region. The plate caption gives the taxonomic name of the figured specimen, followed by the unit, sample number, slide number and microscopic coordinates (MC).

1. *Ambitisporites asturicus* (Rodríguez) Breuer 2007, Toca da Moura Complex, sample 34, slide 34_3, MC 1404-179.
2. *Synorisporites* sp., Toca da Moura Complex, sample 34, slide 34_3, MC 1364-148.
3. *Chelinospora* sp., Toca da Moura Complex, sample 27, slide 27_1, MC 1438-150.
4. *Ambitisporites asturicus* (Rodríguez) Breuer 2007, Santa Susana Formation, sample 43, slide 43_3, MC 1340-180.
5. *Synorisporites verrucatus* Richardson and Lister 1969, Toca da Moura Complex, sample 32, slide 32_3, MC1261-94.
6. *Retusotriletes maculatus* McGregor and Camfield 1976, Toca da Moura Complex, sample 30, slide 30_1, MC 1370-158.
7. *Emphanisporites* cf. *E. protophanus* Richardson and Ioannides 1973, Toca da Moura Complex, sample 27, slide 27_3, MC 1375-138.
8. *Ambitisporites avitus* Hoffmeister 1959, Toca da Moura Complex, sample 27, slide 27_3, MC 1370-165.
9. *Apiculiretusispora arciducus* Richardson, Rodríguez and Sutherland 2001, Toca da Moura Complex, sample 27, slide 27_4, MC 1278-219.
10. *Archaeozonotriletes chulus* (Cramer) Richardson and Lister 1969, Toca da Moura Complex, sample 32, slide 32_3, MC 1243-166.
11. *Apiculiretusispora brandtii* Streeel 1964, Toca da Moura Complex, sample 27, slide 27_4, MC 1496-92.
12. *Brochotriletes robustus*, (Scott and Rouse) McGregor, 1973, Toca da Moura Complex, sample 42, slide 42_3, MC 1382-155.
13. *Archaeozonotriletes chulus* (Cramer) Richardson and Lister 1969 Toca da Moura Complex, sample 27, slide 27_3, MC 1175-196.
14. *Dictyotriletes subgranifer* McGregor 1973, Toca da Moura Complex, sample 30, slide 30_3, MC 1279-63.
15. *Brochotriletes foveolatus* Naumova 1953, Toca da Moura Complex, sample 32, slide 32_3, MC 1165-151.
16. *Amicosporites splendidus* Cramer 1967, Toca da Moura Complex, sample 27, slide 27_3, MC 1450-70.
17. *Dictyotriletes emsiensis* (Allen) McGregor 1973, Toca da Moura Complex, sample 27, slide 27_3, MC 1352-180.

Plate VII. Selected reworked palynomorphs from the Upper Devonian to lower Tournaisian of the SDJ1 borehole, Jongeis region. The plate caption gives the taxonomic name of the figured specimen, followed by the unit, sample number, slide number and microscopic coordinates (MC). (see on page 12)

1. *Retusotriletes triangulatus* (Streeel) Streeel 1967, Toca da Moura Complex, sample 30, slide 30-1, MC 1289-101.
2. *Grandispora tabulata* Loboziak, Streeel, Burjack 1988, Toca da Moura Complex, sample 32, slide 32-3, MC 1321-145.
3. *Retispora lepidophyta* (Kedo) Playford 1976, Toca da Moura Complex, sample 27, slide 27-3, MC 1205-110.
4. *Retusotriletes triangulatus* (Streeel) Streeel 1967, Toca da Moura Complex, sample 27, slide 27-3, MC 1430-140.
5. *Colatisporites* sp., Toca da Moura Complex, sample 34, slide 34-2, MC 1376-189.
6. *Pustulatisporites* sp., Toca da Moura Complex, sample 27, slide 27-4, MC1123-162.
7. *Rugospora lactucosa* Higgs, Clayton, Keegan 1988, 32_3_1, Toca da Moura Complex, sample 32, slide 32-3, MC 1434-88.
8. *Umbonatisporites distinctus* Clayton 1971, Toca da Moura Complex, sample 30, slide 30-1, MC 1403-127.
9. *Crassispora trychera* Neves and Ioannides 1974, Toca da Moura Complex, sample 27, slide 27-3, MC 1332-65.
10. *Schopfites claviger* Sullivan emend. Higs, Clayton and Keegan 1988, Toca da Moura Complex, sample 27, slide 27-4, MC 1446-177.

Plate VIII. Selected palynomorphs from the lower Tournaisian to Visean (SL Biozone) of the SDJ1 borehole, Jongeis region. The plate caption gives the taxonomic name of the figured specimen, followed by the unit, sample number, slide number and microscopic coordinates (MC). (see on page 13)

1. *Lophotriletes* sp., Toca da Moura Complex, sample 32, slide 32-3, MC 1427-152.
2. *Granulatisporites* microgranifer Ibrahim 1933, Toca da Moura Complex, sample 34, slide 34-3, MC 1203-203.
3. *Raistrickia nigra* Love 1960, Santa Susana Formation, sample 42, slide 42_3, MC 1360-165.
4. *Vallatisporites* sp., Toca da Moura Complex, sample 27, slide 27-3, MC 1425-85.
5. *Torispora securis* Balme 1952, Santa Susana Formation, sample 43, slide 43_3, MC 1310-235.
6. *Punctatosporites* sp., Santa Susana Formation, sample 43, slide 43_3, MC 1280-140.
7. *Radiizonates* sp., Santa Susana Formation, sample 43, slide 43_3, MC 1305-225.
8. *Endosporites globiformis* (Ibrahim) Schopf, Wilson and Bentall 1944, Santa Susana Formation, sample 43, slide 43_3, MC 1300-100.
9. *Knoxisporites triradiatus* Hoffmeister, Staplin and Malloy 1955, Santa Susana Formation, sample 43, slide 43_3, MC 1215-175.
10. *Reticulatisporites danzei* (Agrali) Urban 1971, Santa Susana Formation, sample 44, slide 44_3, MC 1510-85.

Plate IX. Selected spores recovered from the Carboniferous (OT Biozone) of the museum sample STS15, SSF (Jongeis coal mine). The plate caption gives the taxonomic name of the figured specimen, followed by the unit, sample number, slide number and microscopic coordinates (MC). (see on page 14)

1. *Triquitrites tribullatus* (Ibrahim) Schopf, Wilson and Bentall 1944, Santa Susana Formation, sample STS15, slide STS15_1, MC 1375-65.
2. *Triquitrites sculpitilis* Balme 1952, Santa Susana Formation, sample STS15, slide STS15_1, MC 1500-135.
3. *Savitrissporites nux* (Butterworth and Williams) Smith and Butterworth, 1967, Santa Susana Formation, sample STS15, slide STS15_1, MC 1445-155.
4. *Densosporites* sp., Santa Susana Formation, sample STS15, slide STS15_1, MC 1450-135.
5. *Thymospora pseudothiessenii* (Konsanke) Alpern and Doubringer 1973, Santa Susana Formation, sample STS15, slide STS15_1, MC 1264-152.
6. *Cirratiradites saturni* (Ibrahim) Schopf, Wilson and Bentall 1944, Santa Susana Formation, sample STS15, slide STS15_1, MC 1310-55.
7. *Dictyotriletes muricatus* (Konsanke) Smith and Butterworth 1967, Santa Susana Formation, sample STS15, slide STS15_1, MC 1402-100.
8. *Raistrickia saetosa* (Loose) Schopf, Wilson and Bentall 1944, Santa Susana Formation, sample STS15, slide STS15_1, MC 1310-215.
9. *Vestispora* sp., Santa Susana Formation, sample STS15, slide STS15_1, MC 1375-245.
10. *Florinites* sp., Santa Susana Formation, sample STS15, slide STS15_1, MC 1220-35.

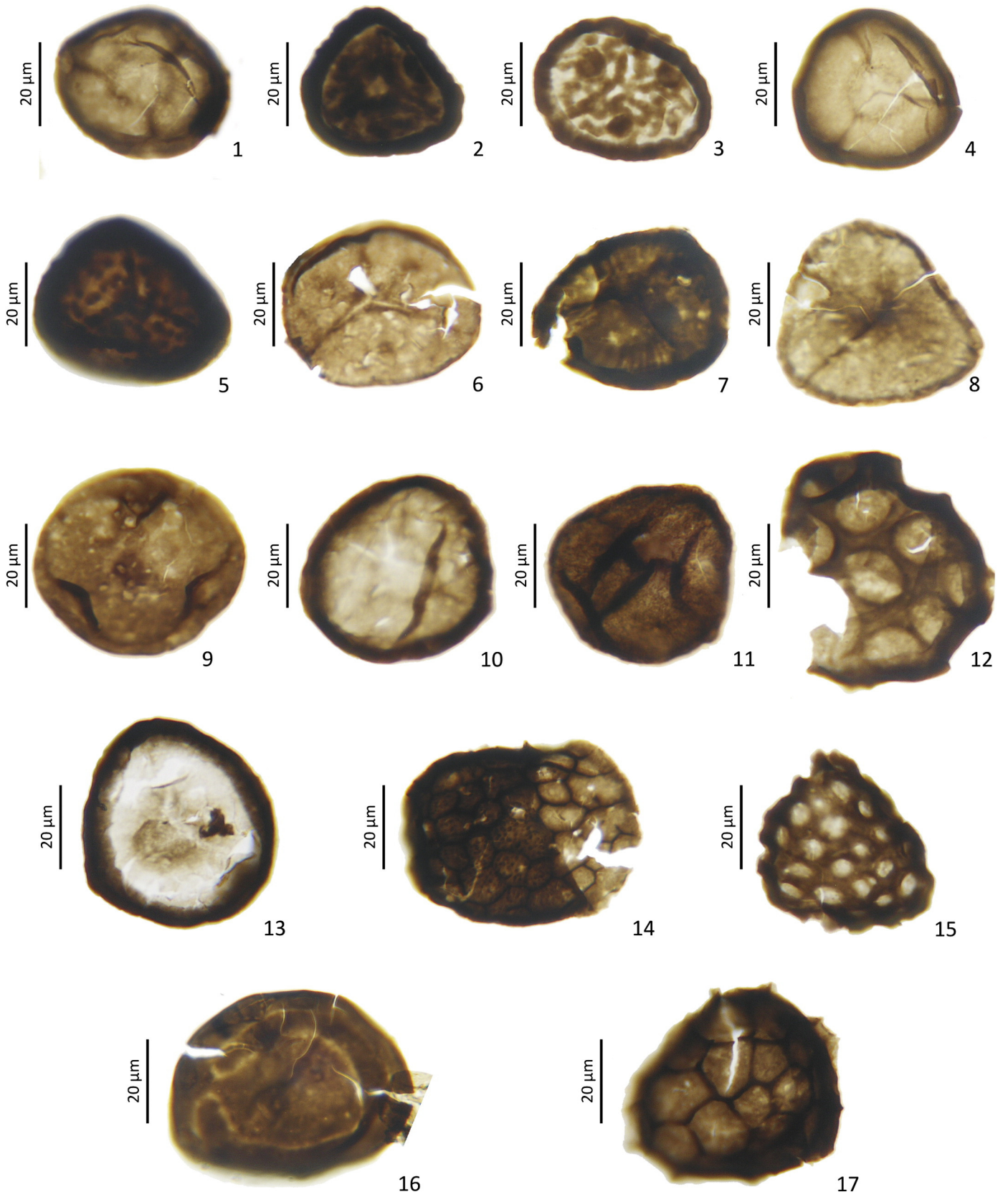


Plate VI

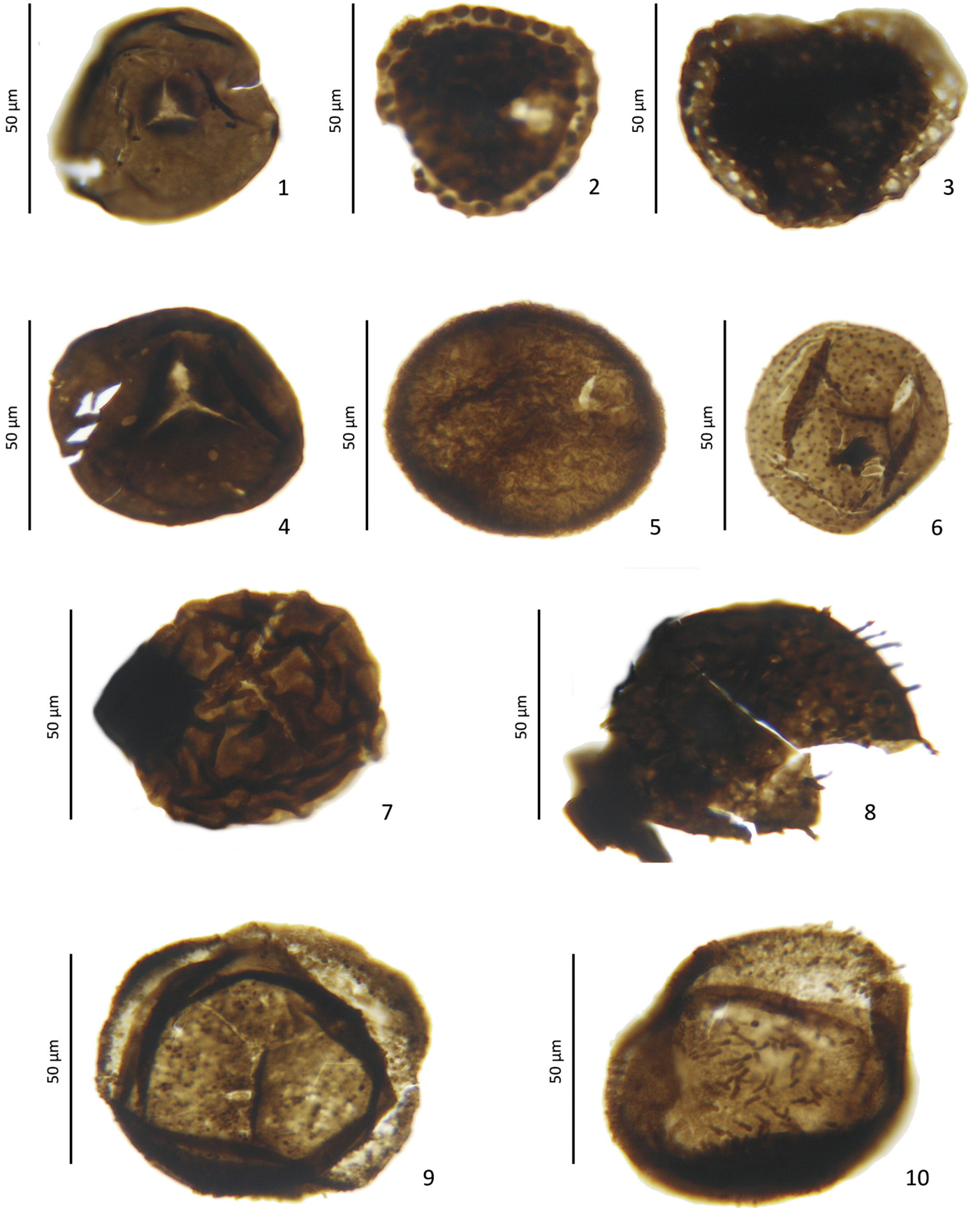


Plate VII. (caption on page 10).

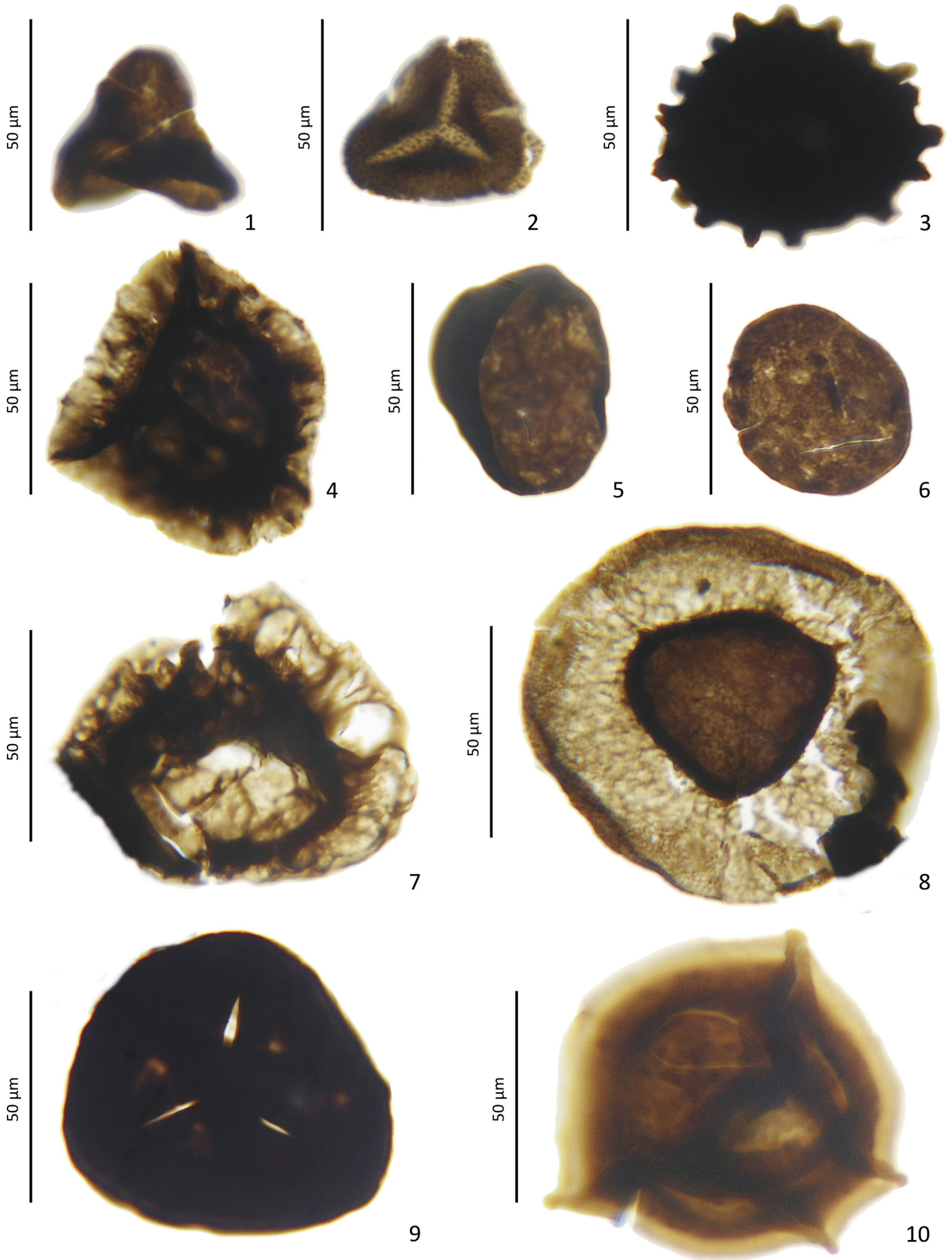


Plate VIII. (caption on page 10).

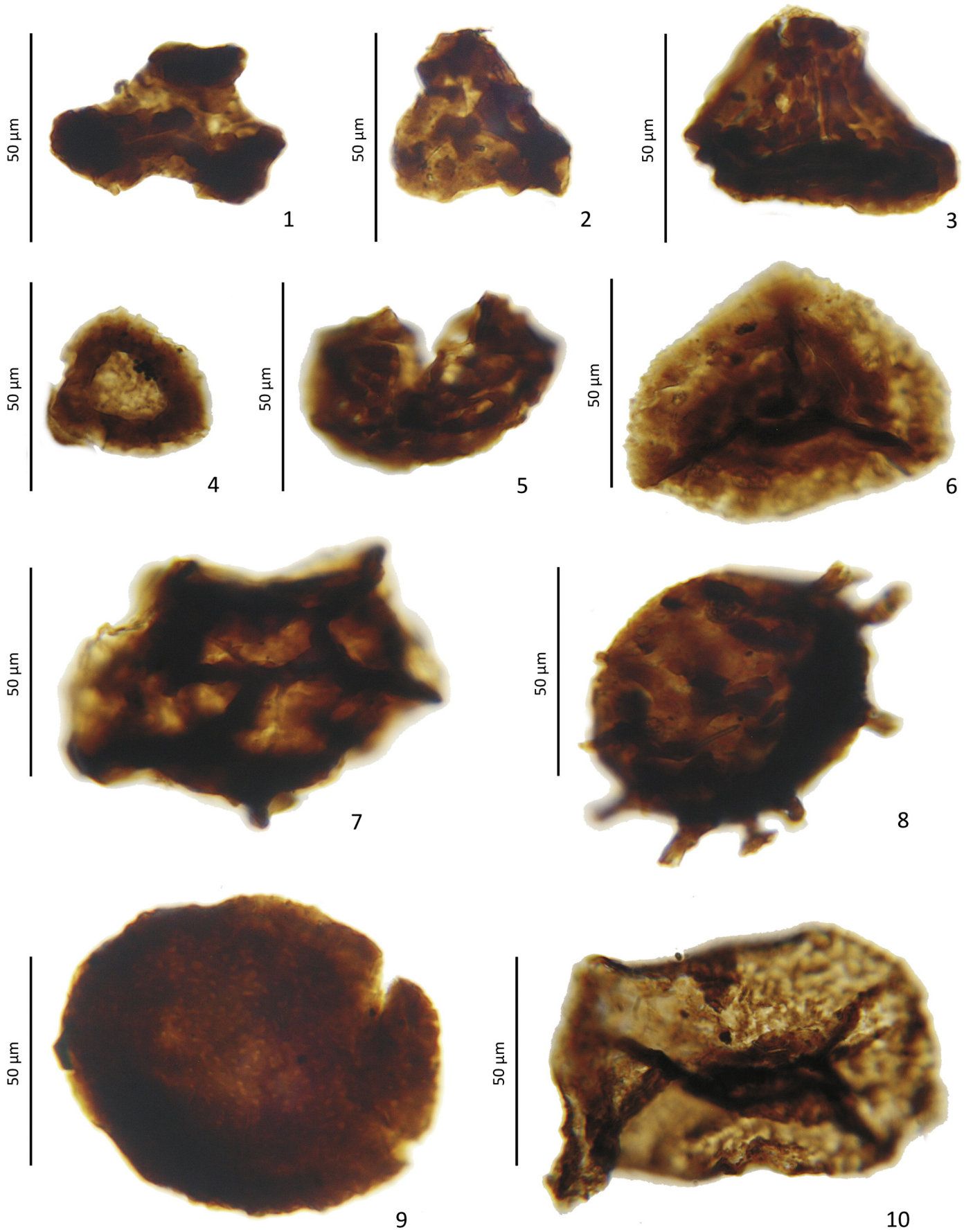


Plate IX. (caption on page 10).

The Santa Susana Formation conglomerates frequently include clasts of igneous rocks assigned to the Toca da Moura Complex and Beja Massif igneous lithologies. This suggests that an important episode of tectonic uplift and erosion was coeval with the development of the Santa Susana Basin (SSB) (Andrade et al., 1955; Gonçalves, 1985; Santos et al., 1987; Oliveira et al., 2006; Pereira et al., 2006; Oliveira et al., 2013), which resulted in an intra-mountain sedimentary environment during the Pennsylvanian (Domingos et al., 1983; Oliveira et al., 1991; Carvalhosa and Zbyzewski, 1994; Almeida et al., 2006; Oliveira et al., 2007; Machado et al., 2012).

The Santa Susana Formation crops out in three main locations, Jongeis, Remeiras, and Vale de Figueiras. Several coal layers were recognized in the upper part of the sedimentary succession, but only in Jongeis was the coal exploited in an underground mine that was active from 1927 to 1944 (Sousa and Wagner, 1983). Several boreholes, among them boreholes Cj and Dj (data adapted from Andrade et al., 1955), and included in the geological cross section (Fig. 2), were drilled in the 1950s, in order to recognize the Santa Susana Formation in the subsurface, but all failed to discover workable coal seams. Oliveira and Matos (1991) conducted a geophysical study in order to investigate the stratigraphy and structure of the Santa Susana Formation in depth. Following the results of that study, the SDJ1 borehole was planned and drilled reaching a total depth of 404.5 m (see Fig. 1 for location, and Figs. 2 and 3 for details).

3. Materials and methods

Twenty samples of gray to black shales, recovered from the cores of the SDJ1 borehole were palynologically investigated, with 16 samples yielding moderate to well preserved palynomorphs (Figs. 2 and 3). Furthermore, a dark shale sample (STS15) with thin lenses of coal collected near the main coal seam of the Jongeis coal mine and stored in the LNEG Geological Museum stratigraphic collection, in Lisbon, was

also processed for palynomorphs for comparison to the SDJ1 borehole samples.

All samples were treated by standard palynological laboratory procedures to extract and concentrate the organic residues (Wood et al., 1996). The slides were examined using a transmitted light BX40 Olympus microscope equipped with an Olympus C5050 digital camera. All samples, residues, and slides are stored in the LNEG, Geological Survey of Portugal, S. Mamede Infesta, Portugal.

4. Palynology

Stratigraphically important and typical taxa recovered are illustrated in Plates I–IX. The stratigraphic ranges of select palynomorph taxa and the miospore zonal schemes used are shown in Tables 1–3.

Identifications and stratigraphic distribution of the identifiable acritarchs are from Downie (1984), Martin and Dean (1988), Mette (1989), Fensome et al. (1990), Martin (1993), Molyneux et al. (1996), Le Hérisse et al. (2000), and Playford (2003). For the miospores, the zonal schemes used are from Smith and Buterworth (1967), Clayton et al. (1977), Richardson and McGregor (1986), Strel et al. (1987), Higgs et al. (1988), Burgess and Richardson (1995), Clayton (1996), Steemans et al. (1996), Strel et al. (2000), Richardson et al. (2001), Clayton et al. (2003), Rubinstein and Vaccari (2004), Breuer et al. (2007), Pereira et al. (2007, 2008a, 2008b), and Vecoli et al. (2011).

4.1. Palynostratigraphy of the borehole SDJ1

The SDJ1 borehole was sampled at seven different intervals as follows (Figs. 2 and 3):

- (A) The bottom seven meters of the borehole (404.5 to 397.8 m depth) consists of tectonically disrupted gray to black shales and siltstones. The two palyniferous samples (404.0 and 400.6 m)

Table 1
Stratigraphic distribution of selected prasinophyte and acritarch species recovered. For those taxa listed as cf., the stratigraphic range of the species is shown. The acritarch distribution follows Downie (1984), Martin (1993), Martin and Dean (1988), Fensome et al. (1990), Molyneux et al. (1996), Le Hérisse et al. (2000), and Playford (2003).

Chronostratigraphy			Prasinophytes		Selected stratigraphic ranges		Acritarchs	
System	Series	Stages						
Carboniferous	Miospores	Lower						
		Middle						
Devonian	Miospores	Tournaisian						
		Famennian						
		Frasnian						
		Givetian						
		Eifelian						
		Emsian						
		Praguan						
Silurian	Miospores	Lochkovian						
		Pridoli						
		Ludfordian						
		Gorstian						
		Homerian						
		Sheinwoodian						
Llandovery	Miospores	Telychian						
		Aeronian						
		Rhuddanian						
		Hirnantian						
		Katian						
Ordovician	Miospores	Sandbian						
		Darriwilian						
		Dapingian						
		Florian						
Cambrian	Miospores	Tremadocian						
		Stage 10						
		Jiangshanian						
		Paibian						
		Guzhangian						
Series 3	Miospores	Drumian						
		Stage 5						

yielded a poorly preserved miospore assemblage assigned to the SL Biozone of mid Moscovian age. Taxa in this assemblage are *Calamospora* sp., *Crassispora* cf. *Crassispora kosankei*, *Densosporites* spp., *Endosporites globiformis*, *Laevigatosporites* sp., *Leiotriletes* sp., *Lophotriletes* sp., *Punctatosporites* sp., *Radiizonates* sp., *Reticulatisporites polygonalis*, *Reticulatisporites danzei*, *Torispota* sp., and the index species *Torispota securis*, that allowed the zonal assignment. This age indicates a time gap with respect to the ages obtained in the higher shale beds of the borehole. Therefore, this seven meter interval of sediments has the same age of the Santa Susana Formation.

In terms of structural interpretation, the fact that the lithologies of interval A are tectonically disrupted is indicative that the Toca da Moura Complex has been thrust over the Santa Susana Formation (Fig. 2). This interpretation implies that compressive Variscan tectonism took place *post* Santa Susana Formation deposition, i.e., later than the late Moscovian.

- (B) The interval between 397.8 m and 390.7 m in depth, and from which one sample was collected, is composed of gray to black shales. The lone palyniferous sample (397.7 m) yielded miospores assigned to the NM Biozone of mid late Viséan age (based on the presence of *Raistrickia nigra*), which denotes the same age as the Toca da Moura sediments. Together with similar lithological characteristics, this indicates that the sample belongs to the Toca da Moura Complex. The entire miospore assemblage is comprised of *Apiculiretusispora* sp., *Auroraspora* sp., *Colatisporites* sp., *Dibolisporites* sp., *Discernisporites micromanifestus*, *Granulatisporites microgranifer*, *Leiotriletes* sp., *Microreticulatisporites* sp., *Punctatisporites* sp., *Retusotriletes* sp., *Rugospora* sp., *Triquitrites* spp., and *Vallatisporites galearis*.
- (C) This interval (390.7–384.4 m in depth) consists of rhyodacite volcanic rocks interbedded with intermediate acid volcanic rocks and thin layers of black shales which were barren of palynomorphs.
- (D) The interval from 377.8 m to 298.1 m in depth consists of rhyodacite volcanic rocks interbedded with siltstone and dark shale beds. The four palyniferous samples (377.8, 339.5, 336.8, and 305.8 m) yielded a moderately preserved association of miospores, also assigned to the NM Biozone, and based on the occurrence of *Raistrickia nigra*. The rest of the miospore assemblage contained *Colatisporites* sp., *Dictyotriletes* sp., *Discernisporites micromanifestus*, *Lycospora pusilla*, *Punctatisporites* sp., *Retusotriletes* sp., and *Vallatisporites ciliaris*.
- (E) This interval, from 298.1 m to 231.1 m in depth, consists mainly of gray to black shales, microconglomerates and rare sandstone beds. A thin intercalation of intermediate-acid volcanic rocks was also registered. Five shale samples (294.8, 292.1, 273.9, 255.8, 240.2 m) yielded abundant and moderately well preserved miospores assigned to the NM Biozone of mid late Viséan age. The assemblages are diverse and abundant and comprised of *Anaplanisporites* sp., *Apiculiretusispora* sp., *Auroraspora* sp., *Colatisporites decorus*, *Dibolisporites* sp., *Discernisporites micromanifestus*, *Granulatisporites microgranifer*, *Leiotriletes* sp., *Microreticulatisporites* sp., *Punctatisporites* sp., *Raistrickia nigra*, *Triquitrites* spp., *Vallatisporites* sp., and *Waltzispota* sp. This mid late Viséan age does not agree with the previous interpretation from this interval, which was based only on lithologic grounds that correlated it to the continental coal-bearing sediments of the Santa Susana Formation (Oliveira and Matos, 1991).
- (F) The succession between 231.1 m and 75.3 m depth is non-palyniferous and is composed of rhyodacite volcanic rocks without interbedded sediments.
- (G) This interval, from 75.3 to 3.5 m in depth, consists of dark gray shales interbedded with intermediate-acid and basic volcanic rocks. The shales yielded miospore assemblages assigned to the mid late Viséan age (NM Biozone). Four samples (57.0, 33.2,

30.0, 11.0 m) were palyniferous and contained rare specimens of *Raistrickia nigra*. The complete assemblage included *Acanthotriletes* sp., *Anaplanisporites* sp., *Apiculiretusispora* sp., *Auroraspora* sp., *Colatisporites* sp., *Discernisporites micromanifestus*, *Lycospora pusilla*, *Lycospora* sp., *Procoronaspora* sp., *Punctatisporites* sp., *Vallatisporites ciliaris*, and *V. vallatus*.

4.2. Reworked palynomorphs in SDJ1 borehole

Together with the Carboniferous miospores described, the palyniferous assemblages also contained a high percentage of reworked palynomorphs (prasinophyte, acritarchs and miospores) ranging from mid Cambrian to early Tournaisian in age from the top of the borehole to a depth of 397.7 m, and in the last seven meters depth, ranging from the mid Cambrian to mid Viséan. Reworking is an important signature throughout the borehole and represents a valuable tool for interpreting regional tectonism and the evolution of the OMZ during the Variscan Orogeny.

The reworked material identified in the SDJ1 samples is grouped into six stratigraphic intervals: sub-assemblage 1, middle to (?) upper Cambrian; sub-assemblage 2, Lower to Middle Ordovician (Tremadocian to Darriwilian); sub-assemblage 3, middle to upper Silurian (Homerian to Pridoli); sub-assemblage 4, Lower Devonian (Lochkovian to Emsian); sub-assemblage 5, Upper Devonian (Frasnian to Fammenian); and sub-assemblage 6, lower Carboniferous (Tournaisian).

For each sampled interval (A–G) studied in the borehole, the quantitative composition of reworked acritarchs and miospores recovered is shown in Fig. 4. The long ranging species were discounted in the statistical analysis. A total of 150 specimens were counted for each sample. Each graphic pie diagram in Fig. 4 for the five palyniferous sampled intervals (A, C, D, F, G) shows the average for the in situ assemblage (mid late Viséan, Biozone NM and Moscovian Biozone SL), and the reworked sub-assemblages (1 to 6).

The analysis shows that the average percentage of the reworked material ranges between 90 and 96% when compared to the in situ palynomorphs (ca. 4–10%). This ratio of in situ to reworked is consistent throughout the borehole. In addition, the percentages relative to each other of the six reworked assemblages are also similar in all of the studied samples.

The prasinophytes and acritarchs identified are generally dominated by such genera as *Cymatospaera*, *Dictyotidium*, *Dorsennidium*, *Leiosphaeridia*, *Lophosphaeridium*, *Micrhystridium*, *Multiplicisphaeridium*, *Solisphaeridium* and *Veryhachium*. Because of their long stratigraphic range, these genera seldom provide valuable stratigraphic information. However, many of the species are age diagnostic (Downie, 1984; Fensome et al., 1990; McClean and Chisholm, 1996; Molyneux et al., 1996; Le Hérisse et al., 2000; Playford, 2003) (Table 1).

Cryptospore species are also present in small percentages (ca. 0.5%) throughout the borehole. Taxa include *Artemopyra radiata*, *Dyadospora murusattenuata* Morphon, *Imperfectotriletes patinatus*, *Imperfectotriletes vavrdovae*, *Gneudnaspora chibrikovae*, *Gneudnaspora divellomedia* var. *minor*, *Gneudnaspora plicata*, *?Hispanaediscus* sp., *Quadrifurcata variabilis*, *Rimosotetras problematica*, *Rugosphaera* sp., *Rugosphaera ?cerebra*, *Sphaerasaccus* sp., *Tetraedraletes medinensis*, *Velatitetras retimembrana*, and *Velatitetras rugosa* (Plate V). This assemblage indicates source areas with rocks of Early Ordovician to Early Devonian age (Burgess and Richardson, 1995; Steemans et al., 1996; Rubinstein and Vaccari, 2004; Breuer et al., 2007; Vecoli et al., 2011).

Several genera and species of prasinophytes, acritarchs and miospores are also key markers with restricted stratigraphic ranges (Tables 1–3). Although poor preservation of some specimens hinders identification to the species level, positive attribution to the cf. or species level is possible for most of the reworked taxa.

These reworked taxa are placed below in their respective stratigraphic interval, sub-assemblage, and in ascending stratigraphic order.

Table 2

Stratigraphic distribution of selected reworked spore (cryptospores and miospore) species recovered from the Ordovician to the Devonian time interval. The cryptospore distribution is after Richardson and McGregor (1986), Burgess and Richardson (1995), Steemans et al. (1996), Richardson et al. (2001), Rubinstein and Vaccari (2004), Breuer et al. (2007), and Vecoli et al. (2011). Miospore distributions follows Richardson and McGregor (1986), Higgs et al. (1988), and Pereira et al., 2008a, 2008b.

Chronostratigraphy		Biostratigraphy		Cryptospores		Selected stratigraphic ranges		Miospores				
System	Series	Stages	Richardson & McGregor (1986)	Western Europe Biozonation								
Devonian	Upper	Famennian	<i>lepidophyta-mitidis</i>	LN	<i>Graciliospora divellomedia</i> var. <i>minor</i> <i>Graciliospora chibrikovae</i> <i>Rugosphaera Terebrata</i> <i>Sphaerosecus</i> sp. <i>Rimosospora problematica</i> <i>Velutiteres retimembrana</i> <i>Velutiteres rugosa</i> <i>Tetrahaedrites medifemoralis</i> <i>Imperfectulites patinatus</i> <i>Imperfectulites varidavoe</i> <i>Dyadospora murraetrenata</i> Morphon <i>Quadrisporites variabilis</i> <i>Graciliospora plicata</i> <i>Artemospora radiata</i> <i>Ambitisporites</i> spp. <i>Ambitisporites avitus</i> <i>Retusotriletes warringtonii</i> <i>Archaeozonotriletes chulus</i> <i>Chelinospora</i> spp. <i>Insolisporites</i> sp. <i>Emphanisporites</i> cf. <i>E. protophanus</i> <i>Synorisporites verrucatus</i> <i>Synorisporites</i> sp. <i>Amicosporites splendidus</i> <i>Scylaspora vetusta</i> <i>Synorisporites papillensis</i> <i>Ambitisporites triplicellatus</i> <i>Apiculiretusispora ardecus</i> <i>Retusotriletes miculifolius</i> <i>Iberospora cantabrica</i> <i>Apiculiretusispora plicata</i> <i>Emphanisporites micromyalus</i> <i>Ambitisporites asturicus</i> <i>Dicryporites emensis</i> <i>Scylaspora costulosa</i> <i>Dibolisporites</i> sp. <i>Brochotriletes foveolatus</i> <i>Camazonotriletes</i> sp. <i>Dicryporites subgranifer</i> <i>Apiculiretusispora brandtii</i> <i>Ancyrospora</i> sp. <i>Diatomozonotriletes</i> sp. <i>Emphanisporites rotatus</i> <i>Geminospora emurata</i> <i>Diadrites pilicollis</i> <i>Dicernisporites</i> sp. <i>Grandispora cornuta</i> <i>Retusotriletes rotundus</i> <i>Rugospora flexuosa</i> <i>Grandispora echinata</i> <i>Umbellaspores hirsutus</i> <i>Cristatospora</i> sp. <i>Retispora Lepidophyta</i> <i>Grandispora tabulara</i> <i>Kreisiporites concentricus</i>							
			<i>pusulites-lepidophyta</i>	LL								
			<i>flexuosa-cornuta</i>	Vco		VH						
						Vco						
						GF						
		Lower	Frasnian	<i>torquato-gracilis</i>			GH					
							V					
							E					
							Db					
							Da					
			Cb									
			Ca									
			Bb									
			Ba									
			A									
	Middle	Givetian	<i>optivus-triangularis</i>	Tco								
			<i>lemurata-magnificus</i>	TA								
		Eifelian		Lem								
			<i>devanicus-naumovii</i>	AD		Mac						
			<i>velutus-langii</i>									
Praguan	Emsian	<i>diaplastowense-surgitretota</i>	VL									
		<i>annulatus-sextantii</i>	FD									
		AB										
		Su										
	<i>polygonalis-emsiensis</i>	Pow	Pa									
Lochkovian	<i>micromyalus-newportensis</i>		W									
			Po									
			E									
			Z									
			G									
Silurian	Pridoli	<i>tripapillatus-spicula</i>	BZ									
			R									
			N									
	Ludlow	Ludfordian										
		Gorstian										
	Wenlock	Homerian										
		Sheinwoodian										
	Llandovery	Telychian										
		Aeronian										
		Rhuddanian										
Ordovician	Upper	Hirnantian										
		Katian										
	Middle	Sandbian										
		Darriwillian										
		Tapagian										
Lower	Floian											
	Tremadocian											

It should also be noted that not all of the listed taxa below are illustrated. For those taxa, a cf. and '(not illustrated)' designation is assigned.

- middle to (?) upper Cambrian (sub-assemblage 1) includes the acritarch and prasinophyte taxa *Acanthodiacrodium* cf. *Acanthodiacrodium estonicum*, *Cristallinium* cf. *Cristallinium cambriense*, *Cymatiosphaera* cf. *Cymatiosphaera ovillense*, *Eliasum* sp., *Impluviculus multiangularis*, *Retisphaeridium* cf. *Retisphaeridium dichamerum*, *R.* cf. *Retisphaeridium howellii*, *Timofeevia* cf. *Timofeevia phosphoritica* and *Vulcanisphaera* cf. *Vulcanisphaera turbata*.
- Lower to Middle Ordovician (sub-assemblage 2) contains the acritarch taxa *Acanthodiacrodium ?costatum* (not illustrated), *A.* cf. *Acanthodiacrodium tadlense*, *Arbusculidium* cf. *Arbusculidium filamentosum*, *Arkonia* sp. (not illustrated), *Coryphidium* spp. (not illustrated), *Cymatogalea* cf. *Cymatogalea cristata*, *Polygonium gracile* (not illustrated), *Stelliferidium* sp., *S.* cf. *Stelliferidium trifidum*, *Striatotheca* sp., *Veryhachium* cf. *Veryhachium lairdii*, *Veryhachium trispinosum* "complex", and *Vulcanisphaera* cf. *Vulcanisphaera simplex*, indicative of the *messaoudensis-trifidum* assemblage (Molyneux et al., 2007). Also present are *Actinotodissus* cf. *Actinotodissus longitalesus*, *Dicrodiacrodium* sp. (not illustrated), and *Schizodiacrodium* cf. *Schizodiacrodium firmum*, assigned to the Darriwillian, as well as *Baltisphaeridium* cf. *Baltisphaeridium hirsutoides* (not illustrated) and *Villosacapsula* cf. *Villosacapsula*

- irroratum*. All of these taxa together, indicate an age interval that ranges from Tremadocian to Darriwillian.
- middle to upper Silurian (sub-assemblage 3) comprises *Diexallophasis* cf. *Diexallophasis sanpetrensis*, *Exochoderma* spp. (not illustrated), *Geron* sp., *Micrhystridium stellatum* (not illustrated), *Multiplicisphaeridium ramulosum*, *Neoverhachium carminae*, *Pardaminela* sp., *Quadraditum* cf. *Quadraditum fantasticum* (not illustrated), and *Veryhachium* cf. *Veryhachium valiente*. This lower diversity acritarch assemblage indicates a Ludlow age. Miospores present are *Ambitisporites* sp., *Ambitisporites avitus*, *Ambitisporites eslae*, *Amicosporites splendidus*, *Archaeozonotriletes chulus*, *Chelinospora* sp., *Emphanisporites* cf. *Emphanisporites protophanus*, *Insolisporites* sp., *Retusotriletes warringtonii*, *Scylaspora vetusta*, *Synorisporites* sp., *Synorisporites papillensis*, and *Synorisporites verrucatus*, indicating a late Wenlock to Pridoli age.
- Lower Devonian (sub-assemblage 4). The acritarch and prasinophyte sub-assemblage includes *Duvernaysphaera* cf. *Duvernaysphaera aranaides* (not illustrated), *Exochoderma* sp. (not illustrated), *Polyedryxium* sp., cf. *Riculusphaera* sp., *Stellinium micropolygonale*, *Umbellasphaeridium ?deflandrei* (not illustrated), and *Veryhachium* cf. *Veryhachium valiente*. The miospores present are *Ambitisporites* sp., *Ambitisporites asturicus*, *Apiculiretusispora ardecus*, *Apiculiretusispora brandtii*, *Apiculiretusispora plicata*, *Brochotriletes foveolatus*, *Brochotriletes robustus*, *Camazonotriletes* sp., *Diatomozonotriletes*

Table 3

Stratigraphic distribution of selected reworked and in situ recovered spore assemblages (Carboniferous Period). * corresponds to a pre-pollen. The distribution is based on Clayton et al. (1977), Streeel et al. (1987), Higgs et al. (1988), Clayton (1996), Clayton et al. (2003), and Pereira et al. (2007, 2008a, 2008b).

Chronostratigraphy			Biostratigraphy	Selected stratigraphic ranges				
System	Series	Stages	Western Europe Biozonation	Miospores				
Carboniferous	Pennsylvanian	Middle	Kasimovian	ST	Densosporites spitsbergensis	Thymospora pseudathlessenii		
			Moscovian	OT	Knoxisporites triradiatus			
		Lower	Bashkirian		SL	Pustulatisporites sp.		
					NJ	Retusotriletes communis		
					RA	Retusotriletes triangulatus		
					SS	Rugospora lactucosa		
					FR	Discernisporites sullivani		
					KV	Geminospora spongolata		
		Mississippian	Upper	Serpukhovian	SO	Latosporites sp.	Vallatisporites microspinosus	
					TK	Vallatisporites microspinosus		
	NC				Aurospora macra			
	VF				Rugospora polytycha			
	NM				Rugospora polytycha			
	Middle		Visean	TC	Speleotriletes pretiosus			
				TS	Verrucosporites nitidus			
				Pu	Vallatisporites galearis			
				CM	Discernisporites micromanifestus			
				PC	Dibolisporites sp.			
	Lower	Tournaisian	BP	Umbonatisporites distinctus				
			HD	Colatisporites sp.				
VI			Crassispora trychera					
			Schoplietes claviger					
			Granulatisporites microgranifer					

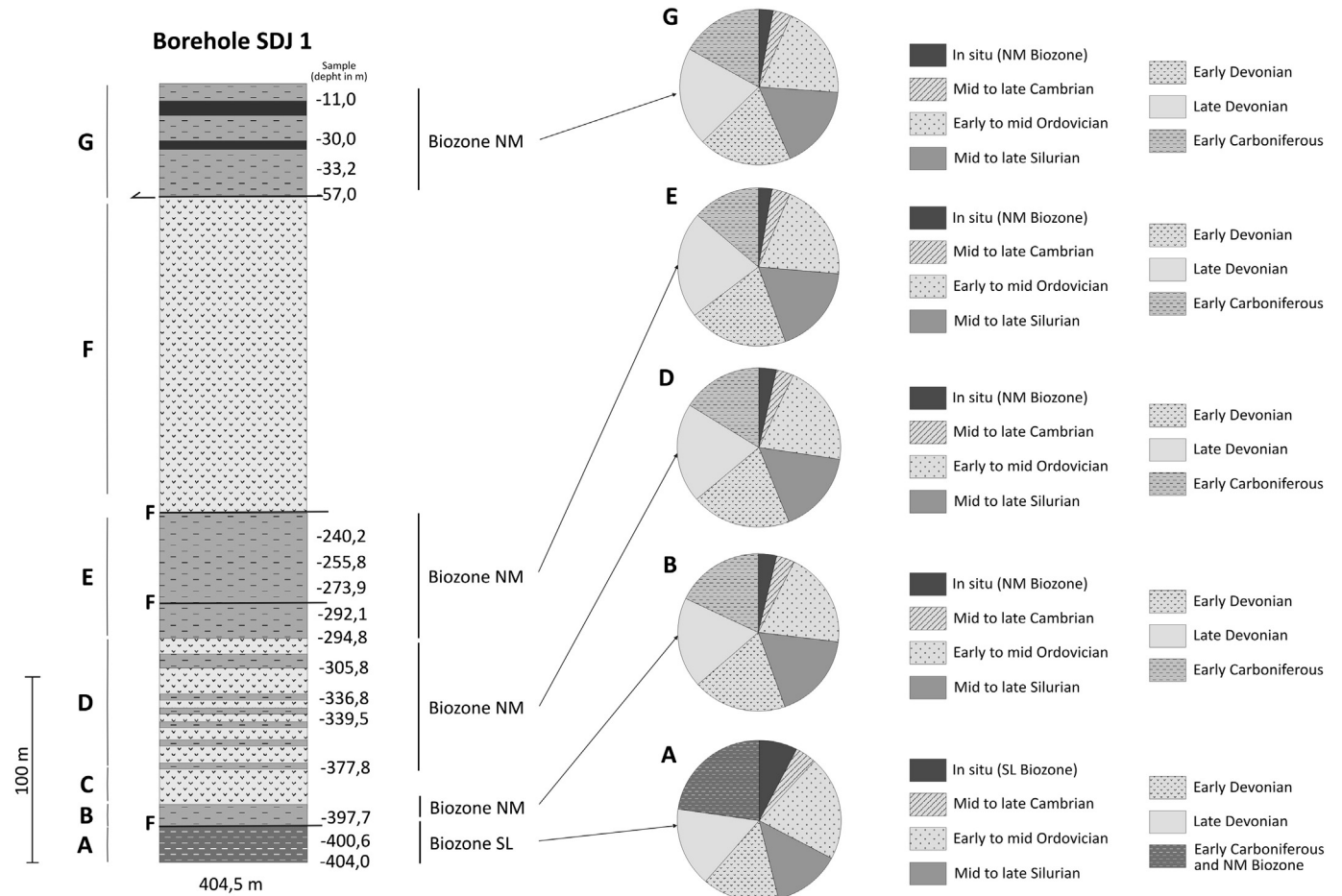


Fig. 4. Statistical data of the in situ and reworked palynomorphs (Log legend as Fig. 3). For each lithologic studied interval (A, C, D, F, G), a circular graphic is presented with the average percentages for the in situ assemblages (mid late Visean, NM biozone and Moscovian Biozone SL biozone) and reworked sub-assemblages (1 to 6).

sp., *Dibolisporites* sp., *Dictyotriletes emsiensis*, *Dictyotriletes subgranifer*, *Emphanisporites micromnatus*, *Iberoospora cantabrica*, *Retusotriletes maculatus*, *Retusotriletes warringtonii*, *Scylaspora* sp., *Scylaspora costulosa*, and *Synorisporites* sp., which, in total, indicate a Lochkovian to Emsian age.

- Upper Devonian (sub-assemblage 5) is recognized by the following acritarch taxa: *Craterosphaeridium* sp., *Daillydium* sp., *Gorgonisphaeridium ohioense* (not illustrated), *Multiplicisphaeridium ramusculosum*, *Navifusa bacilla*, *Stellinium comptum*, *Stellinium micropolygonale*, and *Villosacapsula* cf. *Villosacapsula colemanii* (not illustrated), and the prasinophytes *Maranhites brasiliensis* (not illustrated), *Maranhites perplexus* (not illustrated), and *Pterospermella* spp., all of which suggests a Frasnian–Famennian age. Miospores present include *Ancyrospora* sp., *Biornatispora* sp., *Cristicavatispora* sp., *Diducites plicabilis*, *Discernisporites* sp., *Emphanisporites rotatus*, *Geminospora lemurata*, *Grandispora cornuta*, *Grandispora echinata*, *Grandispora tabulata*, *Knoxisporites concentricus*, *Retispora lepidophyta*, *Retusotriletes rotundus*, *Rugospora flexuosa*, and *Vallatisporites hystricosus*. This miospore assemblage indicates a late Famennian age.
- lower Carboniferous (sub-assemblage 6) includes the acritarchs *Chomotriletes* sp., *Chomotriletes multivittatus* and *Winwaloeusia* sp., together with the miospores *Auroraspora macra*, *Crassispora trychera*, *Densosporites spitsbergensis*, *Discernisporites sullivani*, *Geminospora spongiosa*, *Knoxisporites triradiatus*, *Latosporites* sp., *Punctatisporites irrasus*, *Pustulatisporites* sp., *Retusotriletes communis*, *Retusotriletes triangulatus*, *Rugospora lactucosa*, *Rugospora polyptycha*, *Rugospora ? vieta*, *Schopfites claviger*, *Spelaeotriletes* sp., *Spelaeotriletes pretiosus*, *Spinozonotriletes* sp., *Tumulispora* sp., *Umbonatisporites distinctus*, *Vallatisporites microspinosus*, *Verrucosisporites gibberosus*, and *Verrucosisporites nitidus*, giving an age assignment of Tournaisian (Clayton et al., 1977; Higgs et al., 1988; Pereira et al., 2007, 2008a, 2008b).

The first two samples of the borehole (404.0 m and 400.6 m), which were assigned a mid Moscovian age (SL Biozone), also contain reworked palynomorphs that ranged from the middle Cambrian to the mid Visean. Taking into account this new data and the reworked signature of the Toca da Moura Complex palynomorphs, the most probable source area for these reworked palynomorphs was the Toca da Moura Complex itself. The exposure and erosion of the Toca da Moura Complex during mid Moscovian times provided the reworked Visean palynomorphs together with all the reworked palynomorphs (middle Cambrian to Tournaisian) that were incorporated in the Toca da Moura Complex during previous episodes of exposure and erosion.

The fact that all of the sub-assemblages have a near constant proportion in all of the Toca da Moura Complex samples suggests that the source(s) of the reworked material remained the same and that deposition occurred in a relatively short time. By the final phase of the compressive regime, the Variscan Orogen had already acquired its main structures in the central regions of the Ossa Morena Zone. The regional folds and faults related to this compressive regime were formed and would have exposed at weathering and erosion levels, considerable outcrops formed with the Lower Paleozoic succession from the Ossa Morena and mid late Paleozoic rocks of the South Portuguese Zone. These successions served as the source for the reworked material, and could explain the constant percentages of the reworked sub-assemblages.

4.3. Sample from the SSB Collection of the Geological Museum (Jongei's coal mine)

Sample STS15 from the SSB (Jongei's coal mine) provided a moderately preserved assemblage assigned to the OT Miospore Biozone. Present is the guide species *Thymospora pseudothiessenii* (following Clayton et al., 2003), complemented by such typical mid late Moscovian miospores as *Alatisporites pustulatus*, *Cirratiradites* sp., *Cirratiradites saturni*, *Corbulispora* sp., *Densosporites* sp., *Dictyotriletes muricatus*,

Endosporites sp., *Florinites* sp., *Leiotriletes* sp., *Raistrickia ? aculeata*, *Raistrickia saetosa*, *Savitrissporites nux*, *Thymospora thiessenii*, *Triquitrites* sp., *Triquitrites sculptis*, *Triquitrites tribullatus*, *Shulzospora* sp., and *Vestispora* sp. In contrast to the reworked palynomorphs found in the lower levels of the Santa Susana Formation in the SDJ1 samples, the STS15 sample contained only an in situ miospore assemblage.

5. Provenance of the reworked palynomorphs

The volcano-sedimentary rocks of the Toca da Moura Complex are interpreted to have been deposited in an intra-arc basin in close association with the Beja Massif, a magmatic arc installed at the south border of the OMZ during the Late Devonian (?) to Mississippian (Oliveira et al., 1991, 2006).

The ages of the Toca da Moura Complex reworked palynomorphs include microfloras that range from middle Cambrian to Tournaisian. Establishing the link of reworked palynomorph assemblages between source terranes and basins can be very problematic in older mountain chains (Fig. 5). This certainly applies to the Variscan development of the OMZ, which is characterized by several episodes of uplift and erosion during its passive margin phase (Oliveira et al., 1991). These authors described several hiatuses in the stratigraphic record of the OMZ, the first encompassing the upper Cambrian, the second the Upper Ordovician, and the last the Middle Devonian. These hiatuses were attributed to periods of erosion related to the tectonics of global sea-level changes (Oliveira et al., 1991). It is unclear at this stage if these cycles of erosion were the main sources of the reworked palynomorphs in the Toca da Moura Complex, especially for the Lower Paleozoic assemblages.

In the present palynostratigraphic record of the OMZ, reworked palynomorphs appear for the first time in the Toca da Moura Complex (Pereira et al., 2006). Therefore, the ages of the reworked palynomorphs in the Toca da Moura Complex suggest that processes related to varying long and short cycles of erosion contributed sediments to the Toca da Moura Complex basin. The older reworked palynomorphs (middle Cambrian to Early Devonian) can be attributed to long-term global cycles of erosion that are possibly linked to mountain building processes and erosion of mountain chains. Conversely, the reworked Upper Devonian to Tournaisian palynomorphs, together with the Visean reworked palynomorphs, correspond to short cycles of erosion linked to the basin (TMC and SSB) processes formation.

However, the true significance of the reworked palynomorphs in the Toca da Moura Complex can only be understood by taking into account the regional context of the development of the Variscan Orogeny in the OMZ and SPZ. Therefore, the following discussion focuses on linking the possible source units cropping out in the Variscan basement of South Portugal and Spain, to the reworked material identified in the Toca da Moura Complex and Santa Susana Formation and described earlier in terms of the six stratigraphic age intervals.

In the Portuguese part of the OMZ, there is no biostratigraphic data assigned to the middle to late Cambrian. The occurrence of reworked mid to late Cambrian palynomorphs in the Toca da Moura Complex indicates that sedimentary rocks of this age must occur elsewhere in the OMZ. In the Hinojales area of the Spanish part of the OMZ, biostratigraphic data (acritarch microfloras) from the middle Cambrian Umbria-Pipeta Formation were identified by Mette (1989). The assemblage described by Mette (1989) includes *Cristallinium cambriense*, *Cristallinium randomense?*, *Eliasum asturicum*, *Eliasum llaniscum*, *Michrhystridium* spp. and *Timofeevia phosphoritica* which indicate a middle Cambrian age. Part of the Umbria-Pipeta Formation can be correlated, in terms of lithology, with the Portuguese Ossa and Fatuquedo formations in the Barrancos–Estremoz sector (Perdigão et al., 1982; Oliveira et al., 1991; Piçarra et al., 1992a, 1992b; Carvalhosa and Zbyzewski, 1994; Robardet et al., 1998; Piçarra, 2000; Araújo et al., 2006).

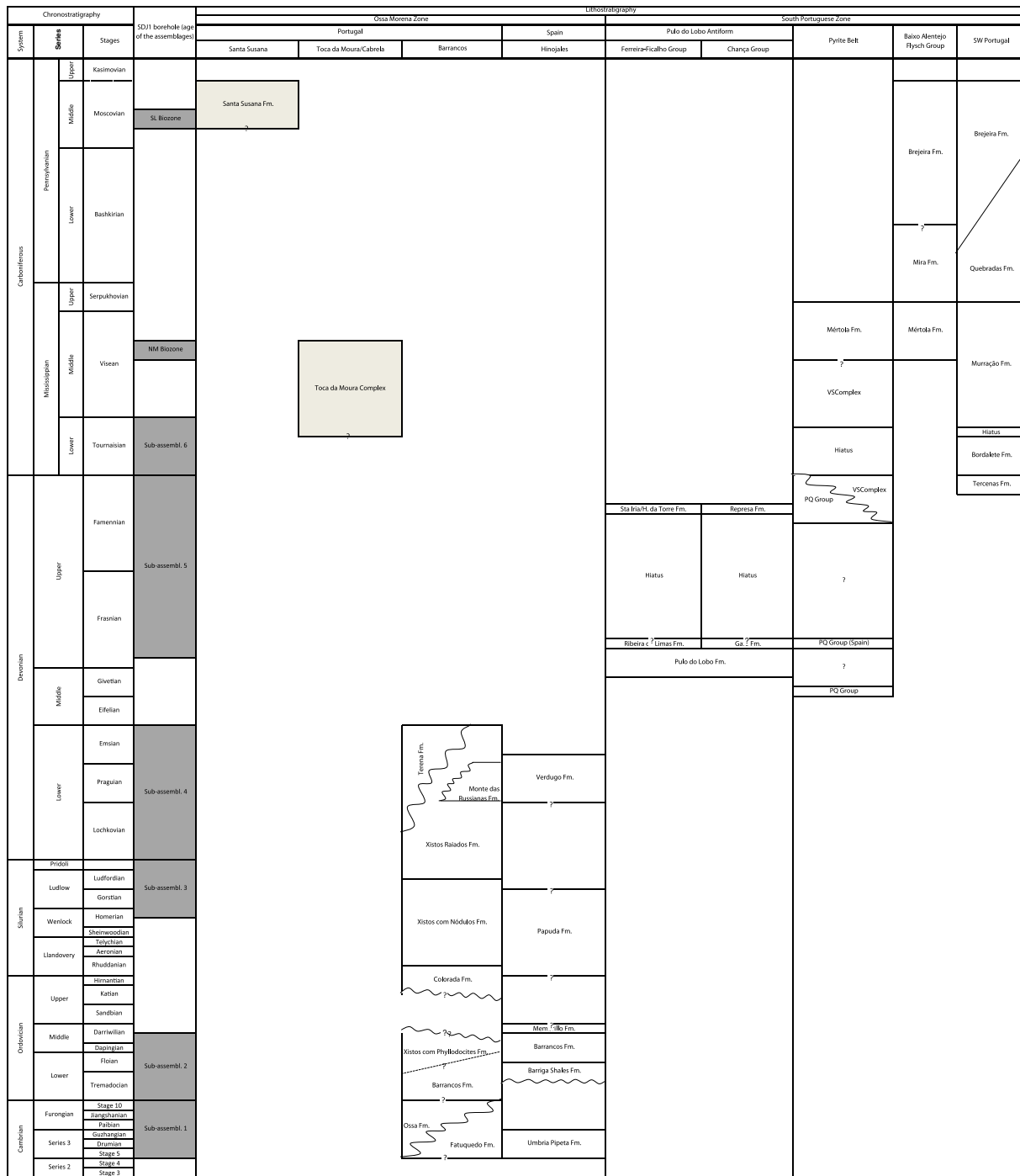


Fig. 5. Stratigraphic distribution of the studied Santa Susana Formation and Toca da Moura Complex and the age of the suggested provenance units (from ZOM and SPZ) for the reworked assemblages attained (Mette, 1989; Oliveira et al., 1991; Robardet et al., 1998; Araújo et al., 2006; Pereira et al., 2006; Pereira et al., 2008a).

The taxa recovered from sub-assemblage 1 – *Acanthodiacrodium* cf. *Acanthodiacrodium estonicum*, *Cristallinium* cf. *Cristallinium cambriense*, *Cymatiosphaera* cf. *Cymatiosphaera ovillense*, *Eliasum* sp., *Impluviculus* cf. *Impluviculus multiangularis*, *Retisphaeridium* cf. *Retisphaeridium dichamerum*, *R.* cf. *Retisphaeridium howellii*, *Timofeevia* cf. *Timofeevia phosphoritica*, and *Vulcanisphaera* cf. *Vulcanisphaera turbata* – are all genera and species that have their first appearance datum (FAD) in the middle Cambrian, but their stratigraphic range can extend into the upper Cambrian. The diagnostic species of the upper Cambrian, *T. phosphoritica* and *V. turbata*, also range into the Tremadoc (Mette, 1989; Palacios, 1997; Albani et al., 2006). Regarding this assemblage, the existence

of upper Cambrian acritarchs is inconclusive. As stated in previous papers (Mette, 1989; Albani et al., 2006), the existence of upper Cambrian palynomorphs in the OMZ is still controversial and uncertain.

The middle Cambrian assemblage reported from the Umbria-Pipeta Formation in Spain, came from very rare and thin beds (Mette, 1989). Similar beds could have existed in the Ossa and Fatuquedo formations in Portugal, and could have been eroded. Thus, the reworked sub-assemblage 1, could either come from the Spanish part of the OMZ, or from its correlative Ossa and Fatuquedo formations, in Portugal.

A high percentage (ca. 20%) of the reworked material recovered from Toca da Moura Complex shales, indicates an Early to Middle Ordovician

age. The acritarch assemblage indicates a Tremadocian to Darriwillian age. Acritarchs whose stratigraphic range extends into the Tremadoc, such as *Cymatiogalea cristata* and *Vulcanisphaera simplex* (Molyneux et al., 2007) are also present as cf. species in sub-assemblage 2. However, according to Molyneux et al. (2007), *C. cristata* does not extend above the Tremadocian. Moreover, the presence of *Coryphidium* spp., *Stelliferidium* spp., *S. cf. Stelliferidium trifidum*, *Veryhachium cf. Veryhachium lardii*, and *Veryhachium trispinosum* “complex”, demonstrates similarities to sub-assemblage 4 (*messauoudensis–trifidum* assemblage) of Molyneux et al. (2007), which may also indicate a Late Tremadocian age. The presence of *Acanthodiacrodium cf. Acanthodiacrodium tadlense*, *Arbusculidium cf. Arbusculidium filamentosum* and *Striatotheca* sp. in the reworked assemblage may also suggest a slightly younger age correlated with the basal part of sub-assemblage 5 (*messauoudensis–trifidum* assemblage) indicating the lower base of the Floian stage (Molyneux et al., 2007).

The reworked Ordovician palynomorphs (sub-assemblage 2) in borehole SDJ1 have a regional correlation with the acritarch microflora described from the *Xistos com Phylodocites* Formation, from the Barrancos region (OMZ) in Portugal (Cunha and Vanguetaine, 1988; Borges et al., 2008; Piçarra et al., 2011; Lopes et al., 2012), and from the Barriga Shale Formation in the Cañaverl de León region, in Spain (OMZ) (Mette, 1989; Robardet et al., 1998; Servais and Mette, 2000).

Other taxa found in this sub-assemblage, such as *Acanthodiacrodium ? costatum*, *Actinotodissus cf. Actinotodissus longitaleosus*, *Dicrodiacrodium* sp. and *Schizodiacrodium cf. Schizodiacrodium firmum*, have stratigraphic ranges that extend to the Dapingian and early Darriwillian. This data suggests possible erosion from the middle part of the Ordovician succession from the OMZ. This agrees with the graptolite fauna recovered from the *Xistos com Phylodocites* Formation, in the Barrancos region (OMZ) in Portugal, which yielded an early Darriwillian age (Piçarra et al., 2011), as well as with the acritarch assemblage identified from the Barrancos Formation in the Cañaverl de León region, in Spain (OMZ), that provided a late Arenig–early Llanvirn age (Mette, 1989; Robardet et al., 1998).

The middle to upper Silurian (sub-assemblage 3) and Lower Devonian (sub-assemblage 4) reworked miopore assemblages recovered can easily be correlated with those assemblages present in the *Xistos com Nódulos*, *Xistos Raiados*, and *Terena* formations, that are dated as late Wenlock (Homerian) to Emsian based in macro- and microfossils, from the Barrancos region (Portugal), OMZ, respectively (Rigby et al., 1997; Piçarra et al., 1998; Pereira et al., 1999; Piçarra et al., 1999; Piçarra, 2000; Lopes et al., 2009).

Mid Devonian sediments in the OMZ are restricted to the scarce reefal limestones and marls of the Odivelas Formation and Late Devonian age sediments are unknown in the OMZ. This means that one of the cycles of erosion marked by the Late Devonian and early Carboniferous reworked assemblages could have their sources in the South Portuguese Zone, where late Famennian and Tournaisian palynomorph assemblages are very well documented from the Pulo do Lobo Antiform, Iberian Pyrite Belt and the southwest Portugal sector (Pereira et al., 2006, 2007, 2008a, 2008b).

In the Pulo do Lobo Antiform, the flychoid units of the Ferreira–Ficalho (north limb) and Chança (south limb) groups yielded spores and acritarchs that range in age from the Givetian to the late Famennian (Pereira et al., 2006).

In the Pyrite Belt, the Phyllite Quartzite Formation, dated early Givetian to late Famennian, and based on acritarchs and miopores, and the Volcano Sedimentary Complex, dated as late Famennian and mid upper Visean, based on miopores (Oliveira et al., 2004; Pereira et al., 2010), could be the source of Famennian age reworked material.

Reworked Tournaisian miopore assemblages are also known in the Volcanic Sedimentary Complex (Oliveira et al., 2004) and these could also be a source for the Toca da Moura Complex.

The added Visean assemblages in the Santa Susana Formation reworked material may have been derived from the proper Toca da

Moura Complex and also from the Mértola Formation turbidites of the Baixo Alentejo Group, in the SPZ.

In the southwest Portugal Sector, the Bordaete Formation, dated as Tournaisian in age based on miopores (Pereira, 1999), could possibly have contributed to the reworked Tournaisian assemblages. The presence of the same species is a common signature in the studied assemblages (Pereira et al., 2006, 2007, 2008a, 2008b).

6. Conclusions

From the study of borehole SDJ1 drilled in the Santa Susana region the following conclusions can be made:

1. The borehole crossed 397.7 m of acidic and basic volcanics and intercalated shales of the Toca da Moura Complex. The shales yielded the miopore *Raistrickia nigra*, a diagnostic species of the NM Biozone of mid late Visean age. The bottom seven meters, composed of tectonically disturbed shales, and ascribed to the Santa Susana Formation (SSF), have an age of mid Moscovian as evidenced by the presence of various miopore index species of Biozone SL.
2. The Toca da Moura Complex appears to have been thrust over the Santa Susana Formation, as suggested by the tectonized shales at the unit's boundary, together with the reassessment of boreholes Cj and Dj (Andrade et al., 1955), and also geophysics (seismic) data (Fig. 2). This structural interpretation is different from the one proposed by Machado et al. (2012). The presence of Toca da Moura Complex rocks thrust over the Santa Susana Formation in borehole SDJ1, indicates that the graben structure of the SSB, as suggested by Machado et al. (2012), was not preserved in the Jongeis outcrop. This interpretation implies that compressive Variscan tectonism took place in post Santa Susana Formation depositional time, i.e., later than the late Moscovian.
3. One of the most impressive features of the palynological assemblages in borehole SDJ1 is the high percentage of reworked palynomorphs in the studied Toca da Moura Complex and Santa Susana Formation samples:
 - The percentages of the reworked palynomorphs in the Toca da Moura Complex samples do not vary significantly throughout the borehole section. Additionally, the reworked assemblages do not show an inverted stratigraphy.
 - Six reworked palynomorph sub-assemblages of different ages were discriminated: i. middle to (?) upper Cambrian; ii. Lower to Middle Ordovician; iii. middle to upper Silurian; iv. Lower Devonian; v. Upper Devonian; vi. lower Carboniferous.
 - The ages of the reworked assemblages indicate that terrains with exposed sedimentary rocks from mid Cambrian to Tournaisian were being eroded during early Visean times in the provenance regions. In the OMZ sedimentary succession, there are several sections, both in Portugal and Spain, which could have acted as the source (Barrancos sections, in particular the Ossa, Fatuquedo, Barrancos, *Xistos com Phylodocites*, *Xistos com Nódulos*, *Xistos Raiados*, Monte das Russianas, and *Terena* formations) and Hinojales (Venta del Ciervo) sections (in particular the Umbría–Pipeta, Barriga, Membrillo, and Papudo formations), for the reworked palynomorphs in the Toca da Moura Complex.
 - Although, comprising minor percentages, the reworked Late Devonian–Tournaisian palynomorphs are important in the interpretation of the development of the Toca da Moura Complex. This reworked assemblage is very close to the age of the Toca da Moura Complex sedimentation, implying a short-term erosion cycle which can be correlated to the Toca da Moura Complex basin processes development. These erosional processes can be related to extensional tectonics affecting areas that are adjacent to the depocentre of the basin. The best candidates for the source areas are the SPZ (Ferreira–Ficalho and Chança groups, Phyllite Quartzite Formation, Volcano Sedimentary Complex,

Mértola and Bordaleta formations). This provides further evidence supporting the proximity and connection of the OMZ and SPZ during Late Tournaisian–Viséan times.

Acknowledgments

This work is part of the study undertaken by Gilda M.R. Lopes in her PhD scholarship provided by the Portuguese Foundation for Science and Technology (SFRH/BD/48534/2008). This study was possible due to project PTDC/CTE-GEX/72694/2006 financed by the Portuguese Foundation for Science and Technology (Fundação para a Ciência e a Tecnologia – FCT).

The authors express their gratitude to the two anonymous reviewers, whose comments improved the final manuscript.

G. L. and Z.P. gratefully acknowledge J.M. Piçarra and José Feliciano for all of their important observations and comments that contributed to the improvement of this paper.

The authors also thank Prof. Miguel Ramalho and Jorge Sequeira from the Geological Museum – LNEG in Lisbon for facilitating access to the museum collections and data for sample STS15.

References

- Albani, R., Bagnoli, G., Bernárdez, E., Gutiérrez-Marco, J.C., Ribecai, C., 2006. Late Cambrian acritarchs from the “Túnel Ordovícico del Fabar”, Cantabrian Zone, N Spain. *Rev. Palaeobot. Palynol.* 139, 41–52.
- Almeida, P., Dias da Silva, I., Oliveira, H., Silva, J.B., 2006. Caracterização Tectono-Estratigráfica da Zona de Cisalhamento de Santa Susana (ZCSS) no Bordo SW da Zona de Ossa Morena (ZOM), (Portugal). Resumos VII Congresso Nacional de Geologia, Estremoz, Portugal, pp. 49–53.
- Andrade, C., Guerreiro, A., Santos, R., 1955. Estudo por sondagens da região carbonífera do Moinho da Ordem. *Commun. Serv. Geol. Portugal XXXVI*, 199–255.
- Andrade, A.S., Santos, J.F., Oliveira, J.T., Cunha, T., Munhá, J., Gonçalves, F., 1991. Excursão ao Complexo de Beja–S. Cristóvão. Magmatismo orogénico na transversal Odivelas–Santa Susana. Guia de Excursion XI Reunião sobre a Geologia do Oeste Peninsular, Huelva, pp. 47–54.
- Araújo, A., Piçarra, J.M., Borrego, J., Pedro, J., Oliveira, J.T., 2006. As regiões central e sul da Zona de Ossa-Morena. In: Dias, R., Araújo, A., Terrinha, P., Kullberg, J.C. (Eds.), *Geologia de Portugal no contexto da Ibéria*. Universidade de Évora, Évora, pp. 151–172.
- Borges, M., Pereira, Z., Sá, A., Piçarra, J.M., Ramalho, M., 2008. New records in old material: preliminary data on Floian Acritarchs – a surprising new world in the Nery Delgado Collection at the Geological Museum, Portugal. Abstracts 12th International Palynological Congress (IPC-XII 2008), 8th International Organization of Palaeobotany Conference (IOPC-VIII 2008) Joint Congress, Bonn, 2008, pp. 33–34.
- Breuer, P., Al-Ghazi, B., Al-Ruwaili, M., Higgs, K., Steemans, P., Wellman, C., 2007. Early to middle Devonian miospores from northern Saudi Arabia. *Rev. Micropaleontol.* 50, 27–57.
- Burgess, N.D., Richardson, J.B., 1995. Late Wenlock to Early Pridoli cryptospores and miospores from south and south-west Wales – Great Britain. *Palaeontogr. Abt. B* 236, 1–44.
- Carvalhosa, A., Zbyzewski, G., 1994. Notícia Explicativa da folha 35-D (Montemor-o-Novo) a escala 1:50 000. Serviços Geológicos de Portugal, Lisboa, 1-86.
- Clayton, G., 1996. Mississippian miospores. In: Jansonius, J., McGregor, D.C. (Eds.), *Palynology: Principles and applications*. American Association of Stratigraphic Palynologists Foundation, 2, pp. 589–596.
- Clayton, G., Coquel, R., Doubinger, J., Guein, K.J., Loboziak, S., Owens, B., Streef, M., 1977. Carboniferous miospores of Western Europe: illustration and zonation. *Med. Rijks Geol. Dienst.* 29, 1–71.
- Clayton, G., McClean, D., Owens, B., 2003. Carboniferous palynostratigraphy: recent developments in Europe. Abstract 15th International Congress on Carboniferous and Permian Stratigraphy, Utrecht, p. 103.
- Cunha, T., Vanguetaine, M., 1988. Acritarchs of the “Xistos com Phyllocotites” Formation, Barrancos region, SE of Portugal. *Commun. Serv. Geol. Portugal* 74, 66–77.
- Domingos, L.C.G., Freire, J.L.S., Silva, F.G., Gonçalves, F., Pereira, E., Ribeiro, A., 1983. The structure of the intramontane Upper Carboniferous Basins in Portugal. *The Carboniferous of Portugal. Memórias – Nova Série*, 29, pp. 187–194.
- Downie, C., 1984. Acritarchs in British stratigraphy. *Geological Society of London, Special Report*, 17, pp. 1–26.
- Fensome, R., Williams, G., Barrs, M., Freeman, J., Hill, J., 1990. Acritarchs and fossil prasinophytes: an index to genera, species and infraspecific taxa. *Am. Assoc. Stratigr. Palynol. Found. Contrib. Ser.* 25, 1–771.
- Fernandes, J.P., 1998. Resultados preliminares del estudio palinológico de la Cuenca de Santa Susana (Alcácer do Sal, Portugal). Estudios palinológicos. *Actas XI Simposio de Palinología A.P.L.E., Alcalá de Henares*, p. 3.
- Fernandes, J.P., 2001. Nuevos resultados del estudio palinológico de la Cuenca de Santa Susana (Alcácer do Sal, Portugal). In: Fombella Blanco, M.A., Fernández González, D., Valença Barrera, R.M. (Eds.), *Palinología: Diversidad y Aplicaciones. Trabajos del XII Simposio de Palinología (A.P.L.E.)*. Universidad de León, León, pp. 95–99.
- Gonçalves, F., 1985. Contribuição para o conhecimento geológico do Complexo Vulcano-sedimentar da Toca da Moura. *Memórias Academia de Ciências de Lisboa*, 26, pp. 263–267.
- Gonçalves, F., Carvalho, A., 1984. Vol. D' Hommage au géologue. In: Zbyzewski, G. (Ed.), *Subsídios para o conhecimento geológico do Carbónico de Santa Susana. Recherche de Civilisations*, Paris, pp. 109–130.
- Higgs, K., Clayton, G., Keegan, B.J., 1988. Stratigraphic and systematic palynology of the Tournaisian rocks of Ireland. *Geol. Surv. Ireland Spec. Pap.* 7, 1–93.
- Le Hérisse, A., Servais, T., Wicander, R., 2000. Devonian acritarchs and related forms. *Cour. Forsch.-Inst. Senckenberg* 220, 195–205.
- Lopes, G., Pereira, Z., Fernandes, P., Piçarra, J.M., Oliveira, J.T., 2009. Silurian to Lower Devonian palynomorphs from the Barrancos region, Ossa Morena Zone, Portugal – preliminary results. In: Fernandes, P., Pereira, Z., Oliveira, J.T., Clayton, C., Wicander, R. (Eds.), *Abstracts CIMPLisbon'09. 2nd Joint Meeting of Spores/Pollen and Acritarch Subcommissions*. Algarve University, Faro, pp. 63–68.
- Lopes, G., Pereira, Z., Fernandes, P., Matos, J.X., Rosa, D., Oliveira, J.T., 2012. Provenance of the reworked Ordovician Palynomorphs in SDJ1 Borehole – Santa Susana Basin, Ossa Morena Zone, Portugal. In: Eble, C., O'Keefe, J. (Eds.), *Abstracts Book. 45th Annual Meeting of AASP and Meeting of CIMP Subcommissions*. University of Kentucky/Kentucky Geological Survey, Lexington, pp. 28–29.
- Machado, G., Dias da Silva, I., Almeida, P., 2012. Palynology, Stratigraphy and Geometry of the Pennsylvanian continental Santa Susana Basin (SW Portugal). *J. Iber. Geol.* 38 (2), 429–448.
- Martin, F., 1993. Acritarchs: a review. *Biol. Rev.* 68 (4), 475–538.
- Martin, F., Dean, W.T., 1988. Middle and Upper Cambrian acritarch and trilobite zonation at Manuels River and Random Island, eastern Newfoundland. *Geol. Surv. Can. Bull.* 381, 1–91.
- McClean, D., Chisholm, J., 1996. Reworked palynomorphs as provenance indicators in the Yeadon of the Pennine Basin. *Proc. Yorks. Geol. Soc.* 51 (2), 141–151.
- Mette, W., 1989. Acritarchs from the Lower Paleozoic rocks of the western Sierra Morena, SW-Spain, and biostratigraphic results. *Geol. Palaeontol.* 23, 1–19.
- Molyneux, S.G., Le Hérisse, A., Wicander, R., 1996. Paleozoic phytoplankton. In: Jansonius, J., McGregor, D.C. (Eds.), *Palynology: Principles and Applications – Chapter 16*. American Association of Stratigraphic Palynologists Foundation, 2, pp. 493–529.
- Molyneux, S.G., Raevskaya, E., Servais, T., 2007. The *messoudensis-trifidum* acritarch assemblage and correlation of the base of Ordovician Stage 2 (Floian). *Geol. Mag.* 144 (1), 143–156.
- Oliveira, V., Matos, J.X., 1991. Prospecção e reconhecimento de carvão. Sector de Sta. Susana – Mina de Jongeis, Projecto de Sondagem nº SDJ.1. Serviço de Fomento Mineiro e Indústria Extractiva (Internal Report). Direcção-Geral de Geologia e Minas, pp. 1–8.
- Oliveira, J.T., Oliveira, V., Piçarra, J.M., 1991. Traços gerais da evolução tectono-estratigráfica da Zona de Ossa Morena, em Portugal: síntese crítica do estado actual dos conhecimentos. *Commun. Serv. Geol. Portugal* 77, 3–26.
- Oliveira, J.T., Pereira, Z., Carvalho, P., Pacheco, N., Korn, D., 2004. Stratigraphy of the tectonically imbricated lithological succession of the Neves-Corvo Mine region, Iberian Pyrite Belt. Implications for the regional basin dynamics. *Miner. Deposita* 34, 422–436.
- Oliveira, J.T., Relvas, J., Pereira, Z., Munhá, J.M., Matos, J.X., Barriga, F., Rosa, C., 2006. O complexo vulcano-sedimentar de Toca da Moura-Cabrela (Zona de Ossa Morena): Evolução tectono-estratigráfica e mineralizações associadas. In: Dias, R., Araújo, A., Terrinha, P., Kullberg, J.C. (Eds.), *Geologia de Portugal no contexto da Ibéria*. Universidade de Évora, Évora, pp. 181–206.
- Oliveira, H., Silva, I.D.D., Almeida, P., 2007. Tectonic and stratigraphic description and mapping of the Santa Susana Shear Zone (SSSZ), the SW border of Ossa Morena Zone (OMZ), Barrancão – Ribeira de S. Cristóvão sector (Portugal): theoretical implications. *Geogaceta* 41 (3–6), 151–156.
- Oliveira, J.T., Relvas, J., Pereira, Z., Munhá, J., Matos, J., Barriga, F., Rosa, C., 2013. O complexo vulcano-sedimentar de Toca da Moura – Cabrela (Zona de Ossa-Morena): evolução tectono-estratigráfica e mineralizações associadas. In: Dias, R., Araújo, A., Terrinha, P., Kullberg, J.C. (Eds.), *Geologia de Portugal*, vol. 1. Escolar Editora, Lisboa, pp. 621–645.
- Palacios, T., 1997. Acritarcos del Cámbrico superior e Borobia, Soria: implicaciones bioestratigráficas. In: Grandal d'Anglade, A., Gutiérrez-Marco, J.C., Santos Fidalgo, L. (Eds.), *Libro de Resúmenes y Excursiones. XIII Jornadas de Paleontología y V Reunión Internacional Proyecto, PICG, A Coruña*, 351, pp. 90–91.
- Perdigão, J.C., Oliveira, J.T., Ribeiro, A., 1982. Notícia explicativa da folha 44-B (Barrancos) a escala 1:50 000. Serviços Geológicos de Portugal, Lisboa, 1-52.
- Pereira, Z., 1999. Palinostrografia do Sector Sudoeste da Zona Sul Portuguesa. *Commun. Inst. Geol. Miner.* 86, 25–57.
- Pereira, Z., Piçarra, J.M., Oliveira, J.T., 1999. Lower Devonian palynomorphs from the Barrancos region, Ossa Morena Zone, Portugal. *Boll. Soc. Paleontol. Ital.* 38 (2–3), 239–245.
- Pereira, Z., Oliveira, V., Oliveira, J.T., 2006. Palynostratigraphy of the Toca da Moura and Cabrela Complexes, Ossa Morena Zone, Portugal. Geodynamic implications. *Rev. Palaeobot. Palynol.* 139, 227–240.
- Pereira, Z., Matos, J.X., Fernandes, P., Oliveira, J.T., 2007. Devonian and Carboniferous palynostratigraphy of the South Portuguese Zone, Portugal – an overview. In: Pereira, Z., Oliveira, J.T., Wicander, R. (Eds.), *Abstracts CIMPLisbon'07. 1st Joint Meeting of Spores/Pollen and Acritarch Subcommissions*. LNEG, Lisbon, pp. 111–114.
- Pereira, Z., Matos, J.X., Fernandes, P., Oliveira, J.T., 2008a. Devonian and Carboniferous palynostratigraphy of the South Portuguese Zone, Portugal. *Commun. Geol.* 94, 53–79.
- Pereira, Z., Matos, J.X., Fernandes, P., Oliveira, J.T., 2008b. Palynostratigraphy and systematic palynology of the Devonian and Carboniferous Successions of the South Portuguese Zone, Portugal. *Mem. Geol.* 34, 1–181.
- Pereira, Z., Matos, J.X., Fernandes, P., Jorge, R., Oliveira, J.T., 2010. Qual a idade mais antiga da Faixa Pirítica? Nova idade Givetiano inferior para o Grupo Filito-Quartzítico

- (Anticlinal de S. Francisco da Serra, Faixa Piritosa). VIII Congresso Nacional de Geologia, Revista Electrónica de Ciências da Terra, 17 (13), pp. 1–4.
- Piçarra, J.M., 2000. Estudo estratigráfico do sector de Estremoz-Barrancos, Zona de Ossa Morena, Portugal. (PhD Thesis) Litoestratigrafia e Bioestratigrafia do intervalo Câmbrio Médio?- Devónico Inferior. Universidade de Évora, Évora 1–268.
- Piçarra, J.M., Gutiérrez-Marco, J.C., Oliveira, J.T., Robardet, M., Jaeger, H., 1992a. Bioestratigrafia do Silúrico da Zona de Ossa Morena (Portugal-Espanha). In: Gutiérrez-Marco, J.C., Saavedra, J., Rábano, I. (Eds.), Revisão crítica dos dados existentes. Paleozoico Inferior de Ibero-América, 1. Universidad de Extremadura, Badajoz, pp. 118–119.
- Piçarra, J.M., Oliveira, V., Oliveira, J.T., 1992b. Paleozóico, Estratigrafia, Zona de Ossa Morena. In: Oliveira, J.T. (Coord.), Carta Geológica de Portugal à escala 1:200 000, Notícia explicativa da folha 8. Serviços Geológicos de Portugal, Lisboa, 17–25.
- Piçarra, J.M., Gutiérrez-Marco, J.C., Lenz, A.C., Robardet, M., 1998. Pridoli graptolites from the Iberian Peninsula: a review of previous data and new records. *Can. J. Earth Sci.* 35, 65–75.
- 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). Instituto Tecnológico GeoMinero, Temas Geológico-Mineros, 26, pp. 628–631.
- Piçarra, J.M., Pereira, Z., Gutiérrez-Marco, J.C., 2011. Ordovician graptolites and acritarchs from the Barrancos region (Ossa-Morena Zone, South Portugal). In: Gutiérrez-Marco, Rábano, I., García-Bellido, D. (Eds.), *Ordovician of the World. Cuadernos del Museo Geominero*, 14, pp. 429–439.
- Playford, G., 2003. Acritarchs and prasinophyte phycomata; a short course. *Am. Assoc. Stratigr. Palynol. Contrib. Ser.* 41, 1–39.
- Richardson, J.B., McGregor, D.C., 1986. Silurian and Devonian spores zones of the Old Red Sandstone Continent and adjacent regions. *Geol. Surv. Can. Bull.* 364, 1–79.
- Richardson, J.B., Rodríguez, R.M., Sutherland, S.J.E., 2001. Palynological zonation of Mid-Palaeozoic sequences from the Cantabrian Mountains, NW Spain: implications for inter-regional and interfacies correlation of the Ludford/Pridoli and Silurian/Devonian boundaries, and plant dispersal patterns. *Bull. Nat. Hist. Mus.* 57, 115–162.
- Rigby, J.K., Gutiérrez-Marco, J.C., Robardet, M., Piçarra, J.M., 1997. First articulated Silurian sponges from the Iberian Peninsula (Spain and Portugal). *J. Paleontol.* 71 (4), 554–563.
- Robardet, M., Piçarra, J.M., Storch, P., Gutiérrez-Marco, J.C., Sarmiento, G., 1998. Ordovician and Silurian stratigraphy and faunas (graptolites and conodonts) in the Ossa Morena Zone of the SW Iberian Peninsula (Portugal and Spain). In: Gutiérrez-Marco, J.C., Rábano, I. (Eds.), *Proceedings 6th International Graptolite Conference and Field Meeting*, IUGS Subcommittee on Silurian Stratigraphy. Instituto Tecnológico GeoMinero, Temas Geológicos-Mineros, 23, pp. 289–318.
- Rubinstein, C., Vaccari, N., 2004. Cryptospore assemblages from the Ordovician/Silurian boundary in the Puna Region, North-West Argentina. *Palaeontology* 47 (4), 1037–1061.
- Santos, J.F., Mata, J., Gonçalves, F., Munhá, J.M., 1987. Contribuição para o conhecimento geológico-petroológico da região de Santa Susana: o complexo vulcano-sedimentar da Toca da Moura. *Commun. Serv. Geol. Portugal* 73 (1/2), 29–48.
- Servais, T., Mette, W., 2000. The messauodensis-trifidum acritarch assemblage (Ordovician: late Tremadoc-early Arenig) of the Barriga Shale Formation, Sierra Morena (SW-Spain). *Rev. Palaeobot. Palynol.* 113, 145–163.
- Smith, A.H.V., Buterworth, M.A., 1967. Miospores in the coal seams of the Carboniferous of Great Britain. *Spec. Pap. Palaeontol.* 1, 1–324.
- Sousa, J.L., Wagner, R.H., 1983. General description of the Terrestrial Carboniferous Basins in Portugal and History of investigations. In: Sousa, J.L., Oliveira, J.T. (Eds.), *The Carboniferous of Portugal. Memórias Serviços Geológicos Portugal*, 29, pp. 117–126.
- Stemans, P., Le Hérisse, A., Bozdogan, N., 1996. Ordovician and Silurian cryptospores and miospores from southeastern Turkey. *Rev. Palaeobot. Palynol.* 93, 35–76.
- Streel, M., Higgs, K., Loboziak, S., Riegel, W., Steemans, P., 1987. Spore stratigraphy and correlation with faunas and floras in the type marine Devonian of the Ardenne-Rhenish regions. *Rev. Palaeobot. Palynol.* 50, 211–229.
- Streel, M., Loboziak, S., Steemans, P., Bultynck, P., 2000. Devonian miospore stratigraphy and correlation with the global stratotype sections and points. In: Bultynck, P. (Ed.), *Subcommission on Devonian Stratigraphy. Fossil groups important for boundary definition. Courier Forschungsinstitut Senckenberg*, 220, pp. 9–23.
- Vecoli, M., Delabroye, A., Spina, A., Hints, O., 2011. Cryptospore assemblages from Upper Ordovician (Katian-Hirnantian) strata of Anticosti Island, Québec, Canada, and Estonia: palaeophytogeographic and palaeoclimatic implications. *Rev. Palaeobot. Palynol.* 166, 76–93.
- Wagner, R., Sousa, M.J.L., 1983. The Carboniferous megaflores of Portugal. A revision of identifications and discussion of stratigraphic ages. In: Sousa, M.J.L., Oliveira, J.T. (Eds.), *The Carboniferous of Portugal. Memórias Serviços Geológicos Portugal*, 29, pp. 127–152.
- Wood, G.D., Gabriel, A.M., Lawson, J.C., 1996. Palynological techniques—processing and microscopy. In: Jansonius, J., McGregor, D.C. (Eds.), *Palynology: Principles and Applications. American Association of Stratigraphic Palynologists Foundation*, 1, pp. 29–50.

Anexo 7

Tabela 4.14

Em anexo apresenta-se a tabela 4.14, indicativa da distribuição da Formação Santa Susana e do Complexo Vulcano-Sedimentar de Toca da Moura, assim como, das subassociações de remobilizados, correlacionando estas últimas, com as fontes de proveniência referidas ao longo do capítulo 4 (Mette, 1989; Oliveira *et al.*, 1991; Robardet *et al.*, 1998; Pereira *et al.*, 2006; Pereira *et al.*, 2008a; Araújo *et al.*, 2006).

Cronostratigrafia			Sondagem SDJ1 (idade das associações)	Litostratigrafia										
Sistema	Série	Andar		Zona de Ossa-Morena			Terreno (Zona) Sul Português							
				Portugal		Espanha	Antiforma Pulo do Lobo		Faixa Piritosa	Grupo de Fyisch do Baixo	SW Portugal			
				Santa Susana	Toca da Moura/Cabrela	Barrancos	Hinojales	Grupo Ferreira-Ficalho				Grupo Chança		
Carbónico	Pennsylvânico	Superior	Kasimoviano											
		Médio	Moscoviano	Biozona SL	Fm. Santa Susana							Fm. Brejeira	Fm. Brejeira	
		Inferior	Bashkiriano									Fm. Mira	Fm. Quebradas	
		Mississippico	Sup.	Serpukhoviano										
			Médio	Viseano	Biozona NM		Complexo de Toca da Moura					Fm. Mértola	Fm. Mértola	Fm. Murração
			Inferior	Tourmaisiano	Subassociação 6									Hiato
	Devónico	Superior	Famenniano	Subassociação 5										
			Frasniano											
		Médio	Givetiano											
			Eifeliano											
		Inferior	Emsiano	Subassociação 4										
			Pragian											
		Lochkoviano												
Silúrico	Pridoli													
	Ludlow	Ludfordiano	Subassociação 3											
		Gorstiano												
	Wenlock	Homeriano												
		Sheinwoodiano												
Llandovery	Telychiano													
	Aeroniano													
	Rhuddaniano													
Ordovícico	Superior	Himantiano												
		Katiano												
		Sandbiano												
	Médio	Darriwiliano												
		Dapingiano	Subassociação 2											
Inferior	Floiano													
		Tremadociano												
Câmbrico	Furongiano	Andar 10	Subassociação 1											
		Jiangshaniano												
		Paibiano												
	Série 3	Guzhangiano												
		Drumiano												
	Série 2	Andar 5												
		Andar 4												
		Andar 3												

