



Paulo Messias Oliveira Guerreiro

TUFOS CALCÁRIOS NO ALGARVE CENTRAL — GEOMORFOLOGIA, SEDIMENTOLOGIA E PALEOAMBIENTES —

Tese de Doutoramento em Letras, área de Geografia, especialidade de Geografia, orientada pelo Professor Doutor Lúcio Cunha e co-orientada pelo Professor Doutor Carlos Ribeiro, apresentada ao Departamento de Geografia da Faculdade de Letras da Universidade de Coimbra

2015



UNIVERSIDADE DE COIMBRA

TUFOS CALCÁRIOS NO ALGARVE CENTRAL

Ficha Técnica:

Tipo de trabalho	Tese de Doutoramento pré-Bolonha
Título	Tufos Calcários no Algarve Central
	Geomorfologia, sedimentologia e paleoambientes
Autor	Paulo Messias Oliveira Guerreiro
Orientador	Doutor Lúcio José Sobral da Cunha
Coorientador	Doutor Carlos Alexandre da Silva Ribeiro
Júri	Presidente: Doutor Luciano Fernandes Lourenço
	Vogais:
	1. Doutora Maria Estevão Rodrigues
	2. Doutor António Alberto Teixeira Gomes
	3. Doutor Pedro António Gancedo Terrinha
	4. Doutor António Campar de Almeida
Identificação do Curso	Doutoramento em Letras
Área científica	Geografia
Especialidade/Ramo	Geografia
Data da defesa	4-5-2015
Classificação	Aprovado com distinção e louvor por unanimidade



Este trabalho foi diretamente financiado pelo Fundo Europeu de Desenvolvimento Regional (FEDER) através do Programa Operacional Temático Fatores de Competitividade (COMPETE) e fundos nacionais através da Fundação para a Ciência e Tecnologia Portuguesa (FCT) com a Bolsa de Doutoramento (SFRH/BD/62323/2009) e o projeto CAVE – As grutas cársticas de Portugal Central como arquivos paleoambientais. Espeleogénese e Dinâmicas atuais (PTDC/CTE-GIX/117608/2010, FCOMP-01-0124-FEDER-022634). Este trabalho também foi financiado por Fundos Nacionais através da FCT – Fundação para a Ciência e a Tecnologia no âmbito do projeto PEst-OE/SADG/UI4084/2014.



Prefácio

A Geografia Física é uma das grandes linhas de investigação da Geografia, que compreende uma grande diversidade de temas que aborda pela sua dinâmica no espaço e no tempo. Ao cultivar o interesse recíproco pela geomorfologia em geral, e da evolução do relevo calcário em particular, foi-nos proposto este trabalho em 2009 pelo Professor Doutor Lúcio Cunha.

Desde a demarcação de uma proposta de trabalho e da pesquisa de campo e gabinete com vista à sua consolidação, que nos temos ocupado com o objetivo de encontrar respostas e cumprir os objetivos que designamos responder. A escolha de um tema e um território onde o conhecimento científico estão ainda pouco consolidados, levou-nos a travar largas discussões e a algumas hesitações que, com inúmeros apoios de outras áreas do conhecimento científico e da Geografia, nos permitiram resolver estas questões e, assim redigir o tema a que nos propusemos.

Antes de mais, urge agradecer o apoio dado pelo Professor Doutor Lúcio Cunha a este trabalho, que acompanhou com grande preocupação durante o seu decorrer e, nas discussões que permitiram ultrapassar as várias barreiras que nos foram colocadas. Com a sua leitura cuidada do texto provisório e versões posteriores, sempre com questões pertinentes e novas pistas para palmilhar o caminho no sentido do texto final. O seu contributo ultrapassou largamente o âmbito académico ao revelar-se, antes de mais, num ótimo conselheiro com as palavras de incentivo que conduziram ao término deste trabalho.

De igual modo importante foi o contributo prestado pelo Professor Doutor Carlos Ribeiro que, a seu tempo, soube conduzir e indicar o trilho através de métodos de trabalho características de outras áreas do conhecimento científico. Sempre com a boa disposição que o caracteriza, a par da sua persistência, seriedade, e do seu incansável contributo na revisão dos textos enviados com todo o rigor necessário, foi capaz de levar a bom porto este projeto que nos foi confiado.

Este trabalho foi diretamente financiado pelo Fundo Europeu de Desenvolvimento Regional (FEDER) através do Programa Operacional Temático Fatores de Competitividade (COMPETE) e fundos nacionais através da Fundação para a Ciência e Tecnologia Portuguesa (FCT) com a Bolsa de Doutoramento (SFRH/BD/62323/2009) e o projeto CAVE – As grutas cársicas de Portugal Central como arquivos paleoambientais. Espeleogénese e Dinâmicas atuais (PTDC/CTE-GIX/117608/2010, FCOMP-01-0124-FEDER-022634).

Complementarmente, este trabalho foi enriquecido através das discussões e saídas de campo no âmbito dos projetos Registo climático holocénico em tufos calcários e sedimentos lacustres associados (HOLOCLIMA) (PTDC/CTE-GEX/71298/2006) e Geomorfologia, sedimentologia e petrologia dos travertinos quaternários continentais (Regiões de Tetouan-Marrocos e Tavira-Loulé – Portugal): implicações no conhecimento das mudanças climáticas do Holocénico em ambos os lados do Estreito de Gibraltar, financiado pelas mesmas instituições (Processo 441.00 CNRST-MARROCOS). O segundo projeto, trata-se de um projeto bilateral com a Universidade Abdelmalek Essaadi, também financiado pelo Centre National pour la Recherche Scientifique et Technique de Marrocos.

Agradece-se também ao Instituto de Geografia e Ordenamento do Território (IGOT/Universidade de Lisboa) e à Direção-Geral do Território (DGT) e respetivos funcionários pela amabilidade e simpatia ao disponibilizar, sem custos, o importante acervo documental de fotografia aérea, equipamento estereoscópico e instalações das respetivas mapotecas.

A execução de análises Raman e utilização das infraestruturas do Laboratório Hércules devem-se em grande parte à disponibilidade e amabilidade dos técnicos e investigadores deste e responsável por este laboratório, com especial atenção ao Prof. Dr. José Mirão, ao Prof. Dr. António Candeias e ao Dr. Luís Dias. Da mesma forma, é importante referir novamente o Prof. Dr. António Candeias pela realização das análises de difração raios-X realizadas no Centro de Química de Évora.

O Departamento de Ciências da Terra da Faculdade de Ciências e Tecnologia da Universidade de Coimbra foi igualmente importante pela cedência do microscópio petrográfico com câmara digital acoplada sempre que solicitado e pela celeridade no reencaminhamento do pedido efetuado ao Doutor Pedro Cunha para utilização deste equipamento, fundamental para a análise e descrição petrográfica das lâminas delgadas em Coimbra. A cedência do equipamento e o apoio foi prestado pela Doutora Elsa Gomes, que gentilmente na apresentou as instalações e os equipamentos do Laboratório/Sala de Petrografia, e agradece-se também o apoio que prestou na calibração do equipamento e na resolução de todas as questões levantadas.

Agradece-se também à Câmara Municipal de Loulé pela cedência, sem custos, de altimetria de alta resolução (escala 1:2000, equidistância entre curvas de nível de 2 m).

Um agradecimento especial ao Professor Doutor Pedro Terrinha, pelas importantes discussões e questões colocadas no campo, em observação dos afloramentos em estudo. Da

mesma forma, agradecem-se a resposta às questões colocadas por e-mail e no âmbito dos projetos relacionados com tufos calcários nos quais se encontra envolvido.

Da mesma forma, é com satisfação de recorde a disponibilidade da investigadora e amiga Doutora Sila Pla Pueyo na visita guiada à área de estudo do seu Doutoramento na bacia sedimentar de Guadix e alojamento em Granada. Da mesma forma, agradeço ao Doutor Pedro Huerta Hurtado pela rapidez de resposta a questões sobre os carbonatos continentais na bacia sedimentar do Douro, e a disponibilização de recursos e informação que possibilitou o reconhecimento destas formações no campo.

O importante contributo dado pelo Dr. João Noiva sobre aspetos de neotectónica que ajudaram na interpretação do relevo estrutural na área de estudo, assim como das orientações gerais que facilitaram neste processo. Da mesma forma, a informação cedida com grande rapidez pelo Professor Doutor Henk Kooi sobre o trabalho decorrido sobre a hidrogeologia do Algarve por investigadores da Vrij Universiteit Amsterdam.

Aos investigadores sobre tufos calcários e travertinos Doutora María Concepción Arenas Abad, Doutor Enrico Capezzuolli, Doutor Emiliano de Oliveira, Doutora Julie Dabkowski e Dr.^a Gabriella Fontaneta, também importantes em momentos de discussão em encontros científicos e respetivas saídas de campo.

Um agradecimento aos professores do Departamento de Geografia da Faculdade de Letras da Universidade de Coimbra pelo apoio prestado não só a nível científico, académico e motivacional, especialmente ao Professor Doutor António Campar de Almeida, e à Professora Doutora Fernanda Delgado Cravidão e ao Professor Doutor José Gomes dos Santos. Da mesma forma, agradeço aos professores e investigadores, pela confraternidade, apoio e sugestões dadas para o bom decorrer deste trabalho, nomeadamente o Professor Doutor Albano Figueiredo, a Professora Doutora Claudete Moreira, a Professora Doutora Fátima Velez, a Doutora Anabela Ramos, Doutora Margarida e o Dr. Luca Dimuccio.

Deve-se também apresentar os mais sinceros agradecimentos pelo bom trabalho prestado e pelo reconforto, sempre presente na Sala de Leitura de Geografia e Jornalismo da Faculdade de Letras da Universidade de Coimbra, nomeadamente pela D. Isabel Coelho, já aposentada, e pela D. Amélia. Os laboratórios do Departamento de Geologia da Universidade de Évora primam pela mesma característica, onde sempre fui acolhido de forma enérgica pelos assistentes técnicos Sandra Velez e Jorge Velez. Ao Óscar, sugerido pela Sandra, e que me acompanhou durante os largos dias passados no laboratório.

O apoio institucional foi complementado através de ajudas técnicas e financeiras diretamente atribuídas pelo Centro de Estudos de Geografia e Ordenamento do Território

(CEGOT/Universidades de Coimbra, Porto e Minho) e pelo Centro de Geofísica de Évora (CGE/Universidade de Évora) e respetivas instituições de ensino superior.

É importante referir o apoio institucional necessários para a execução deste trabalho, nomeadamente o Professor Doutor Carlos Ascenso André e o Professor Doutor José Pedro Paiva, na qualidade de diretores da Faculdade de Letras da Universidade de Coimbra. Da mesma forma, o apoio prestado pela Professora Doutora Fernanda Delgado Cravidão, pelo Professor Doutor José Alberto Vieira Rio Fernandes e pelo Professor Doutor Lúcio José Sobral da Cunha, na qualidade de diretores do Centro de Estudos de Geografia e Ordenamento do Território, bem como a Professora Doutora Ana Maria Almeida e Silva, na qualidade de diretora do Centro de Geofísica de Évora.

Da mesma forma, é importante referir o apoio administrativo prestado pela Engenheira Paula Faria enquanto diretora do Departamento de Geociências pela autorização de utilização dos respetivos laboratórios durante o período noturno e fins-de-semana.

Ao Miguel, incansável amigo que me acompanhou no trabalho de campo por várias vezes, acompanhado da sua máquina fotográfica, com interessantes questões sobre o meu trabalho e as minhas motivações, que sempre me deram uma motivação extra.

À Andreia, à Simone, à Cátia, ao Ricardo e ao André, que foram determinantes pelo seu apoio incondicional em todos os momentos, por vezes com muita paciência, e um importante contributo através de importantes opiniões e revisões efetuadas ao texto e cartografia, com todo o tempo e dedicação necessários para a boa execução deste trabalho. Da mesma forma, a todos aqueles que, ao ceder gentilmente as suas casas em Coimbra e Lisboa permitiram que apesar de cansativas, as jornadas de trabalho nestas localidades se tornassem mais agradáveis e acolhedoras.

Desde o primeiro momento, os meus pais e irmãs demonstraram grande entusiasmo e satisfação pelas decisões tomadas no decorrer desta empresa. Este enorme apoio foi determinante, e sem eles não teria sido possível chegar até à versão final deste trabalho.

Aos meus amigos e familiares, agradeço a todos os que desde o primeiro momento me apoiaram com importantes palavras e gestos sinceros que, frequentemente e com grande entusiasmo, me deram força e alento! Falamos aqui daqueles a que nos referimos anteriormente, e assim como dos demais e incontáveis amigos que, apesar de não citados, não nos passaram despercebidos!

Um bem-haja a todos!

Resumo

Os tufos calcários são um importante repositório de informação paleoambiental, registrando as condições no momento da deposição, com grande relevância para a interpretação ecológica da paisagem onde se inserem. Estes depósitos são assim uma ferramenta útil para a análise dos terrenos cársicos do Algarve Central, que por sua vez carecem de um estudo aprofundado sobre a sua distribuição e evolução.

Este trabalho teve como principais objetivos a compreensão da evolução geomorfológica e paleoambiental desta área, para a qual foi necessário proceder a uma caracterização do modelado atual (com maior ênfase sobre o modelado cársico) e a sedimentologia e geomorfologia dos tufos calcários. Procurou-se assim compreender a geomorfologia e funcionamento hidrogeológico da área, para desta forma definir os principais focos de investigação para a interpretação paleoambiental.

Com o fim de compreender a distribuição dos processos morfogenéticos, optou-se pela síntese com recurso a cartografia geomorfológica (quando se justificasse de pormenor e temática) dos principais aspetos da morfologia cársica, fluvial e estrutural e da morfometria do terreno, testemunhos da evolução da paisagem. A informação representada foi recolhida com trabalho de campo e em gabinete/laboratório.

O levantamento geomorfológico e sedimentológico dos afloramentos de tufos calcários foi complementado com a execução de lâminas delgadas, de análises RAMAN e de difração r-x, a elaboração de estratigrafia de pormenor e a quantificação da sedimentação em ambiente natural.

Nesta área do Algarve Central, os tufos calcários apresentam-se preferencialmente distribuídos nas áreas de descarga das subbacias hidrogeológicas da área de São Lourenço-Goldra, Loulé-Amendoeira-Almargens e São Romão-Alface. Para além da importância das características hidroquímicas dos aquíferos, foi possível observar que a turbulência elevada e as condições climáticas quentes e secas são favoráveis à formação de tufos calcários. A estação primaveril, mais favorável, contrasta com a acumulação de tufos lenta sob condições frias e húmidas e com a interrupção/dissolução no período de estiagem e início da estação húmida.

Os depósitos de tufos calcários refletem o tipo de ambiente de formação, pela sua geomorfologia e associações de fácies. Optou-se pela divisão das fácies de tufo calcário em dois grandes grupos: as fácies de acumulação e as fácies granulares.

No primeiro grupo, as texturas resultam da precipitação direta dos carbonatos sobre vários tipos de superfície (v. g. briófitas, caules e folhas), cujo cimento apresenta geralmente texturas bandadas que representam as variações nas condições de formação dos tufos. A velocidade de precipitação do carbonato de cálcio é relevante na granulometria e hábito da calcite precipitada, pelo que se considera pertinente considerar o conjunto de tufos calcários micríticos. São característicos de ambientes de precipitação lenta e podem adquirir a morfologia das restantes fácies de acumulação.

Os depósitos caraterísticos do grupo de fácies granulares caracterizam-se pela remobilização dos materiais do seu ponto de nucleação/precipitação original, acumulando-se em áreas onde as características hidrodinâmicas o permitam. Podem resultar da quebra de ramos incrustados, do desmantelamento do tufo, da nucleação em materiais em suspensão ou da acumulação na carga de fundo. Frequentemente são consolidados por cimentos diagenéticos na sua nova posição.

Consideraram-se assim associações de fácies características dos vários tipos de ambiente do Algarve Central, na origem de vários morfótípos comuns em tufos calcários. Estes são assim caracterizados por ambientes de barreira fitoconstruída, de planície aluvial, palustres e lacustres, que podem formar morfologias compostas como os tufos fluviais de barreira (com e sem barragem) e os tufos calcários de curso de água suspenso.

Na análise do conjunto de morfologias tipicamente associadas aos tufos calcários, é possível relacionar a sua distribuição num diagrama triangular em função do equilíbrio de três domínios: exurgência, curso de água e declive. A utilização deste modelo contínuo permite assim a integração dos vários afloramentos no mesmo diagrama, em função da sua avaliação empírica são enquadrados, tornando a sua comparação e compreensão fluída.

O carso do Algarve Central é descontínuo e pouco desenvolvido, onde as formações cuja evolução cársica é mais importante correspondem a materiais calcários oxfordianos-kimeridgianos, kimeridgianos e kimeridgianos-titonianos. É nestas que se localizam as mais importantes formas cársicas: campos de lapiás (incluindo relevo ruiforme), dolinas, grutas, o polje de Fojo e a superfície cársica de Campina de Galegos-Almargens.

Esta informação permitiu assim estabelecer a relação entre algumas morfologias importantes no Algarve Central e a sua génese. O vale da rib.^a das Mercês terá assim representado uma importante área de recarga da subbacia hidrogeológica de Loulé-Amendoeira, através de perdas no leito da rib.^a ou da drenagem criptorreica de um polje de bordadura cársica, posteriormente capturado pela rib.^a de Algibre.

Uma das áreas de descarga deste aquífero seria, à semelhança da atualidade, na área de Loulé, onde se acumulou de uma grande espessura de materiais carbonatados eluviais (na atual S200-220_{Loulé}), assim como nas superfícies mais elevadas dos terraços do rio Seco. Ambas as superfícies são caracterizadas por tufos calcários de planície aluvial, juntamente com outros depósitos aluviais e períodos favoráveis à pedogénese.

A incisão fluvial e posterior degradação destas superfícies deu origem à formação de outros níveis aplanados onde se desenvolveram formas cársticas. Atualmente podem-se encontrar vários afloramentos tufos calcários fluviais de barreira e de planície aluvial e de curso de água suspenso.

Abstract

The carbonate tufa are a significant palaeoenvironmental archive, registering the information during the deposition, and important to understand the landscape ecology of the area. These deposits are an important tool on the Central Algarve karst terrains analysis.

The main objectives of this work is to understand the geomorphological and palaeoenvironmental evolution of the study area, through the modern relief characterization (particularly the karst morphology) and the geomorphology and sedimentology of the carbonate tufas. To achieve that goal it was mandatory to analyse de local geomorphology and hydrogeology, as a way of defining the main research focus to the palaeoenvironmental analysis.

The main karst, fluvial, morphometrical and structural aspects were syntethized with geomorphological mapping (detailed and thematic when needed), providing accurate information about the contributing morphogenetic processes. The information was collected using base maps and fieldwork, later completed by laboratory/office methods.

The tufa outcrops geomorphology and sedimentology was observed during fieldwork, and later complemented with thin sections petrographical analysis, RAMAN spectroscopy and x-ray diffraction, detailed stratigraphy and the quantification of the sedimentation rates in the natural environment.

In this Central Algarve area, the carbonate tufa are mainly distributed along the discharge areas of the hydrogeological basis of São Lourenço-Goldra, Loulé-Amendoeira-Almargens and São Romão-Alface. Along with the aquifer hydrochemistry, it was noted that high water turbulence and warm and dry climatic conditions determined the carbonates deposition rate.

The deposition environment is very important on carbonate tufa deposition, determining its morphology and lithofacies association. In this work, there were considered two main groups of facies: the accumulation facies and the granular facies.

For the first group, the textures are the result of direct precipitation of carbonates (calcite) on organic surfaces (e. g. bryophytes, stems and leaves), which the cement generally presenting a layered texture that represents the fluctuations on the tufa accumulation conditions. It was relevant to consider a micritic carbonate tufa facies, since the precipitation speed of the calcium carbonate determines the grain size and the habit of the calcite. This facies is characteristic of environments with low precipitation rates, and sometimes the precipitates can acquire the framework of other facies.

The granular tufa facies is characterized by the tufa erosion and transport from its original nucleation/precipitation point, accumulating in areas of low hydrodynamic energy. The carbonates can be clasts from broken incrustated phytophytes or tufa disassembling, the nucleation on suspended materials or the accumulation on the bedload. Diagenetic cementation of these materials on their new position is frequent.

Different facies associations characteristic of different environments on the Central Algarve, form the common carbonate tufas morphotypes. Those characteristic environments are the tufa barrier, the alluvial plain tufa, the paludal tufa and the lacustrine tufa, and the composite models: the fluvial barrier tufas (with and without lacustrine deposits) and the perched springline tufas.

The tufa models are mainly related with the combined influence of the spring, the fluvial and the slope domains, which can be represented in a triangular diagram. This scheme allowed the comparison of the different outcrops upon an empirical evaluation scheme, using an integrated and continuous perspective.

The Central Algarve karst is discontinuous with some areas of interesting formations, specially developed on oxfordian-kimmeridgian, kimmeridgian and kimmeridgian-titonian limestone terrains. The most expressive and common karst morphology are karren fields (including ruiniform terrain), dolines (and doline fields), caves, the Fojo polje and the Campina de Galegos-Almargens corrosion surface.

The study of the Central Algarve karst, together with the characterization of the fluvial features allowed the deciphering of their relations and their influence on the landscape evolution and genesis. The Mercês stream valley is an important recharge area of the Loulé-Amendoeira hydrogeological basin, feeding ponors located at the stream bottom and/or the underground drainage of a karst border polje, later captured by the Algibre stream.

Like in the modern days, this aquifer discharge area was located at the Loulé area, where thick alluvial deposits exist (the modern S200-220_{Loulé}), similar to the existing ones at the Seco river terraces. Both surfaces are characterized by alluvial plain carbonate tufa, along with other alluvial deposits and periods dominated by pedogenesis.

Later fluvial incision and surfaces degradation formed different plain levels, some deformed by karst processes. Modern day tufa are located at incised and hanged valleys with fluvial barrier tufas and perched springline tufa models) and in wider valleys (alluvial plain tufas).

Índices

Índice geral

Índices	11
<i>Índice geral</i>	11
<i>Índice de quadros</i>	15
<i>Índice de mapas</i>	16
<i>Índice de gráficos</i>	17
<i>Índice de figuras</i>	18
<i>Índice de fotografias</i>	19
1. I. Introdução	1
1.1. <i>Justificação do trabalho proposto</i>	2
1.1.1. Importância dos tufo calcários.....	2
1.1.2. Área de estudo.....	3
1.2. <i>Objetivos</i>	4
1.2.1. Enquadramento geomorfológico.....	5
1.2.2. Morfologia dos tufo calcários.....	5
1.2.3. Sedimentogénese.....	5
1.2.4. Reconstituição paleogeográfica.....	6
1.3. <i>Metodologia</i>	6
1.3.1. Definição das áreas-amostra.....	6
1.3.2. Recolha de informação.....	8
1.3.3. Procedimento laboratorial e de produção cartográfica.....	10
1.3.4. Cartografia geomorfológica.....	11
2. II. Estado da Arte	17
2.1. <i>Evolução ambiental</i>	18

2.1.1.	Mudanças climáticas e proxies ambientais do Quaternário	18
2.1.2.	Estratigrafia e clima do Quaternário	21
2.1.2.1.	Definição de Quaternário e Holocénico	21
2.1.2.2.	Cronoestratigrafia do Quaternário Médio e Superior e Holocénico	21
2.1.3.	Condições bioclimáticas regionais	23
2.1.3.1.	Bacia do Atlântico Norte	24
2.1.3.2.	Ciclos glaciares na Península Ibérica	27
2.1.3.3.	Caraterização do último ciclo glacial e Holocénico	29
2.1.4.	Interação climática com a aptidão para a formação de tufos calcários.....	36
2.2.	<i>Geomorfologia e hidrologia das áreas cársicas</i>	37
2.2.1.	Sistema cársico.....	37
2.2.2.	Funcionamento hidrológico	40
2.2.3.	Morfologia cársica.....	41
2.2.4.	Tufos calcários.....	46
2.2.4.1.	Modelos de morfológicos de tufo calcário.....	51
2.2.4.2.	Tipos de fácies	59
2.2.4.3.	Texturas e a origem genética	67
2.2.5.	Calcretos	69
3.	III. A área de estudo	73
4.1.	<i>O Algarve</i>	74
4.2.	<i>Geomorfologia e geologia</i>	75
4.2.1.	Processos geológicos e litologias associadas	75
4.2.2.	Tectónica e geomorfologia estrutural.....	83
4.2.3.	Níveis de aplanamento e formações superficiais.....	87
4.3.	<i>Geomorfologia cársica</i>	88
4.4.	<i>Geomorfologia fluvial e hidrogeologia</i>	90
4.4.1.	Morfometria da rede de drenagem	90
4.4.2.	Modelo do funcionamento hidrológico	91
4.4.3.	Aquíferos da zona central	94
4.4.4.	Aquíferos litorais	98
4.5.	<i>Condições climáticas</i>	99
4.5.1.	Individualização do clima algarvio	99
4.5.2.	Fenómenos climáticos extremos e suas implicações.....	102
4.6.	<i>Fitogeografia</i>	104
4.7.	<i>Fisiografia geral</i>	106

4. IV. O relevo do Algarve Central	111
4.1. <i>Resultados</i>	112
4.1.1. Aplanamentos dominantes no Algarve Central	112
4.1.1.1. Análise numérica do terreno	112
4.1.1.2. Fotointerpretação em estereoscopia	118
4.1.2. Outras superfícies de origem fluvial	123
4.1.2.1. Ribeira de Algibre (Aldeia da Tôr).....	123
4.1.2.2. Rio Seco (Estoi-Alface).....	124
4.1.2.3. Ribeira de Alportel (Arimbo)	125
4.1.3. Escoamento superficial e morfometria fluvial	125
4.1.4. Elementos da morfologia cársica	130
4.2. <i>Formas erosivas e estruturais</i>	139
4.2.1. Plataformas subhorizontais e fragmentação tectónica	139
4.2.2. Depressão marginal – a Beira-serra	142
4.3. <i>Modelado cársico</i>	143
4.3.1. Formas cársicas de superfície e imunidade cársica.....	143
4.3.1.1. Lapiás.....	143
4.3.1.2. Dolinas e outras formas deprimidas	144
4.3.2. Formas de bordadura cársica e aplanamentos cársicos	149
4.3.2.1. Superfície cársica de Campina de Galegos-Almargens.....	149
4.3.2.2. A Superfície Intermédia e a S240 _{Mercês}	152
4.3.3. Funcionamento hidrogeológico	153
4.3.3.1. Subbacias hidrogeológicas Loulé-Almargens	154
4.3.3.2. Aquífero de Querença-Silves.....	157
4.3.3.3. Sistema hidrogeológico do Algarve Central	158
4.3.4. Aptidão incrustante dos aquíferos.....	159
<i>Síntese</i>	160
5. V. Sedimentologia e petrologia dos tufos calcários	163
<i>Introdução</i>	164
5.1. <i>Resultados</i>	164
5.1.1. Composição química e mineralógica.....	164
5.1.1.1. Espectroscopia Raman	164
5.1.1.2. Difração Raios-X	166
5.1.1.3. Carbono orgânico.....	166
5.1.2. Estruturas sedimentares	167

5.1.2.1.	Morfologia cristalina	167
5.1.2.2.	Porosidade.....	169
5.1.2.3.	Estrutura bandada.....	173
5.1.2.4.	Corpos filamentosos.....	187
5.1.2.5.	Incrustação sobre macrófitas	190
5.1.2.6.	Depósitos de natureza clástica.....	191
5.1.2.7.	Crustas.....	197
5.2.	<i>Litofácies associadas a tufos calcários</i>	198
5.2.1.	Diversidade das microestruturas	201
5.2.1.1.	Micrite	201
5.2.1.2.	Esparite.....	204
5.2.1.3.	Diagénese	211
5.2.1.4.	Corpos filamentosos.....	215
5.2.2.	Litofácies com origem na acumulação de carbonatos	217
5.2.2.1.	Tufos calcários bandados	217
5.2.2.2.	Tufos calcários fitoconstruídos vacuolares	225
5.2.2.3.	Fácies dominadas por elementos inorgânicos	229
5.2.3.	Estruturas sedimentares com origem na erosão e modelação hidrodinâmica.....	229
5.2.3.1.	Tufos calcários granulares	230
5.2.3.2.	Conglomerados de cimento carbonatado.....	234
5.2.4.	Processos pedológicos	235
5.2.4.1.	Paleosolos.....	235
5.3.	<i>Associações de litofácies</i>	236
5.3.1.	Morfotipos de base	236
5.3.1.1.	Barreira fitoconstruída	236
5.3.1.2.	Planície aluvial com canais entrançados e cuvetas de acumulação.....	238
5.3.1.3.	Ambiente palustre.....	239
5.3.1.4.	Ambiente lacustre	240
5.3.2.	Morfotipos compostos.....	240
5.3.2.1.	Dominados por exsurgências	240
5.3.2.2.	Ambientes fluviais em escadaria. Sequências de barreira-plataforma aluvial.....	242
	<i>Síntese</i>	243
6.	VI. Os tufos calcários e as mudanças na paisagem.....	249
6.1.	<i>Resultados</i>	250
6.1.1.	Morfologia, sedimentologia e estratigrafia dos tufos calcários.....	250
6.1.1.1.	Campina de Galegos.....	250

6.1.1.2.	Ribeira das Mercês	253
6.1.1.3.	Loulé	259
6.1.1.4.	Rio Seco	262
6.1.1.5.	Ribeira de São Lourenço	268
6.1.2.	Sedimentação atual de tufos calcários	270
6.2.	<i>Processos de acumulação fluvio-cársica</i>	274
6.2.1.	Plataformas de tufos calcários não conformes com a geomorfologia atual	274
6.2.1.1.	Plataforma de Loulé	274
6.2.1.2.	Plataformas do Rio Seco	279
6.2.2.	Tufos calcários conformes com a geomorfologia e deposição atuais	283
6.2.2.1.	Ribeira das Mercês	283
6.2.2.2.	Loulé	288
6.2.2.3.	São Lourenço	291
6.2.2.4.	Rio Seco	293
6.2.3.	Fatores de precipitação de calcite e formação atual de tufos calcários	296
6.2.3.1.	Influência climática e da perda de CO ₂ na formação dos tufos calcários	296
6.2.3.2.	Contato com rochas evaporíticas e troca do ião comum	298
6.2.4.	Carsificação dos tufos calcários	300
6.2.5.	Proposta de evolução dos tufos calcários durante o glacial final e Holocénico	301
6.3.	<i>Classificação morfoambiental dos tufos calcários</i>	304
	<i>Síntese</i>	309
7.	Síntese e conclusões	315
	<i>Geomorfologia do Algarve Central</i>	315
	<i>Geomorfologia e sedimentologia dos tufos calcários</i>	320
	<i>Perspetivas de investigação</i>	324
8.	Referências	327
	<i>Bibliografia</i>	327
	<i>Bases de dados on-line</i>	359
	<i>Cartografia, fotografia aérea e imagens de satélite</i> ²⁷	360

Índice de quadros

<i>Quadro 1.1 – Elementos temáticos utilizados no mapa geomorfológico</i>	12
<i>Quadro 2.1 – Classificação de fácies de tufo calcário segundo Pedley (1990)</i>	59

Quadro 2.2 – Esquema de fácies sedimentares segundo Arenas-Abad et al. (2010)	60
Quadro 3.1 - Algumas estações meteorológicas representativas da classificação climática segundo Thornthwaite aplicado por ARH Algarve (2012a) para o período 1957-2007.	101
Quadro 4.1 – Caraterísticas numéricas das bacias de drenagem.....	128
Quadro 4.2 – Caraterísticas numéricas das bacias de drenagem (2)	128
Quadro 4.3 – Síntese da morfologia cársica no Algarve Central relevante ao estudo dos tufos calcários e funcionamento hidrogeológico da área.....	134
Quadro 5.1 – Posição das bandas mais significativas e intensidades relativas em amostra de óxidos/hidróxidos de ferro	165
Quadro 5.2 – Concentrações de carbono orgânico e inorgânico e de carbonato de cálcio (% do total).....	167
Quadro 5.3 – Tipos de litofácies de tufo calcário quanto à sua origem, natureza e associações vegetais associadas.	200
Quadro 5.4 – Estruturas micríticas.	202
Quadro 5.5 – Hábitos cristalinos da esparite presentes em tufos calcários.	207
Quadro 5.6 – Morfologias compostas da esparite e tipos de cimento.	207
Quadro 6.1 – Diferença de peso dos parafusos em cada uma das estações em diferentes períodos e normalizado ao dia	272
Quadro 7.1 – Proposta para a evolução do relevo do Algarve Central estudado neste trabalho.	318

Índice de mapas

Mapa 1.1 – Afloramentos de tufo calcário e canais incrustantes na área de estudo	9
Mapa 2.1 – Áreas geográficas e localização da informação paleoambiental referidos no texto. Legenda: Costa meridional portuguesa e Golfo de Cádiz (1 e 2).....	25
Mapa 2.2 – Mapa do Atlântico Norte com as correntes da superfície oceânica atuais, posição aproximado limite do giro subpolar-subtropical atualmente e no último máximo glacial (adaptado de Pailler e Bard (2002)) e anomalias térmicas zonais da temperatura atmosférica à superfície	26
Mapa 2.3 – Reconstituição das associações vegetais predominantes na Europa no último máximo glacial.....	28
Mapa 3.1 – Divisão aproximada das regiões naturais do Algarve	74
Mapa 3.2 – Mapa geológico do Algarve Central e tabela cronoestratigráfica com informação hidrogeológica .	76
Mapa 3.3 – Hidrogeomorfologia e hidrogeologia do Algarve Central na área de Loulé.....	96
Mapa 4.1 – Mapa hipsométrico de parte do sotavento Algarvio, com enfoque sobre a área de estudo para a análise morfométrica do relevo.	113
Mapa 4.2 – Superfícies de aplanamento identificadas no Algarve Central e principais estruturas de natureza tectónica	119
Mapa 4.3 – Superfícies fluviais do vale do rio Seco.	125
Mapa 4.4 – Densidade de drenagem no Algarve Central.....	127
Mapa 4.5 – Enquadramento geomorfológico do vale cego de Fojo.....	147
Mapa 4.6 – Enquadramento geomorfológico das dolinas abertas de Santa Bárbara de Nexe.	148

<i>Mapa 4.7 – Proposta de funcionamento hidrogeológico do Algarve Central</i>	154
<i>Mapa 6.1– Localização e secções estratigráficas 1:100 com tufos calcários no Algarve Central.</i>	251
<i>Mapa 6.2 – Distribuição de fácies de tufo calcário no Olho de Paris.</i>	254
<i>Mapa 6.3 – Tentativa de reconstituição das fases evolutivas da rede de drenagem na área da rib.^a das Mercês e Loulé</i>	278
<i>Mapa 6.4 – Proposta de estádios de evolução da plataforma de tufos calcários do Olho de Paris.</i>	287

Índice de gráficos

<i>Gráfico 3.1 – Curvas de frequência cumulativa dos valores de densidade de drenagem do Algarve. Legenda: a) calcários e dolomitos</i>	90
<i>Gráfico 3.2 – Gráfico termopluiométrico da estação sinótica de Faro</i>	101
<i>Gráfico 3.3 – Gráficos pluviométricos das estações meteorológicas de Barranco do Velho, São Brás de Alportel e Loulé com precipitações médias anuais de 983 mm, 859 mm e 700 mm respetivamente</i>	101
<i>Gráfico 3.4 – Precipitação dos anos hidrológicos 1970/1971 a 2000/2001 nas estações de Barranco do Velho, São Brás de Alportel e Loulé</i>	102
<i>Gráfico 4.1 – Histograma de classes hipsométricas (10 m) na área de estudo (a) e no Barrocal e na Serra do Sotavento algarvio (b) com as respetivas box plot</i>	114
<i>Gráfico 4.2 – Histograma de frequências relativas de altitude de perfis topográficos meridianos no sotavento algarvio</i>	116
<i>Gráfico 4.3 – Histograma de frequências relativas de altitude de perfis topográficos meridianos no sotavento algarvio com marcação das classes cujos máximos se apresentam relacionados ou não entre si</i>	116
<i>Gráfico 4.4 – Perfis topográficos representativos do Algarve Central nos meridianos 8°03,5', 7°58,1' e 7°52,7'</i>	117
<i>Gráfico 4.5 – Pormenor de perfis topográficos representativos do Algarve Central nos meridianos 8°03,5' e 7°52,7' representados no Gráfico 4.4</i>	118
<i>Gráfico 4.6 – Síntese dos níveis aplanados identificados em trabalhos anteriores relacionados com o sotavento algarvio e os níveis identificados neste trabalho</i>	119
<i>Gráfico 5.1 – Espectro Raman a 785 nm aplicado sobre calcite com baseline correction aplicado sobre cristal esparítico de amostra associada a briófitas do afloramento antigo de Porto Nobre</i>	165
<i>Gráfico 5.2 – Diagrama de extremos e quartis de frequências absolutas da porosidade tubular em tufos de filamentos de bactérias ou algas filamentosas inferior a 100 µm</i>	170
<i>Gráfico 5.3 – Diagrama de extremos e quartis de frequências absolutas da porosidade tubular inferior a 500 µm existente em tufos calcários laminados associados a briófitas nas amostras SL-1(1)-II (A6H), Ben-1(1)-V (B6Ht1), PN-1(1)-II (A8V) e PN-2-(1)-II (A9Vt2)</i>	171
<i>Gráfico 5.4 – Distribuição das frequências absolutas da porosidade tubular móldica inferior a 500 µm em tufos associados a briófitas na amostra SL-1(1)-II</i>	171

Gráfico 5.5 – Diagrama de extremos e quartis de frequências absolutas da porosidade subcircular medida com recurso à lente de 10x existente em tufos calcários laminados associados a algas e/ou bactérias nas amostras	172
Gráfico 5.6 - Diagrama de extremos e quartis de frequências absolutas da largura dos dendritos de corpos filamentosos radiais e do tipo escandulítico em briófitas das amostras dos depósitos moderno e antigo de Porto Nobre (PN-2-(1)-II e PN-1(1)-II respetivamente.....	188
Gráfico 6.1 – Temperatura média diária e precipitação diária durante os períodos analisados, na estação meteorológica de São Brás de Alportel.....	272

Índice de figuras

Figura 1.1 – Critérios de análise sedimentar e geomorfológica dos tufos calcários.....	7
Figura 1.2 – Estrutura do Mapa Geomorfológico do Algarve Central.	13
Figura 2.1 – Tabela cronoestratigráfica do Plistocénico Médio e Superior e Holocénico com representação dos estádios isotópicos marinhos e dos períodos climáticos quaternários na Europa no Plistocénico Médio, Superior e Holocénico	22
Figura 2.2 – Relação entre as temperaturas da superfície marinha, Heinrich events e ciclos D-O nos MIS 1 a 4 (D-O 1 a 21).....	23
Figura 2.3 – Relação entre as temperaturas da superfície marinha e ciclos D-O no MIS 5.....	23
Figura 2.4 – Volume de gelo do manto de gelo laurentida durante o último ciclo glacial.....	31
Figura 2.5 – Distribuição da expansão das comunidades vegetais na Europa ocidental no MIS 5e-d, variações na temperatura da superfície marinha (TSM) e a extensão dos mantos de gelo escandinavos.....	31
Figura 2.6 – Comparação de períodos áridos curtos do Holocénico no sul da Península Ibérica e Norte de África com os registos paleoclimáticos dos períodos frios do Atlântico Norte e temperaturas atmosféricas da Gronelândia	34
Figura 2.7 – Sistema cársico	38
Figura 2.8 – Formas comuns nos megalapiás do carso algarvio	43
Figura 2.9 – Classificação genética de dolinas	43
Figura 2.10 – Tipologia morfológica de dolinas	44
Figura 2.11 – Morfologia de vale cársico com bacia drenagem alóctone e respetiva resposta ao escoamento superficial.....	46
Figura 2.12 – Modelo de fácies sedimentares de planície aluvial, com ambientes de declive reduzido e sem ruturas de declive, com condições favoráveis para a formação de oncólitos e fácies laminadas associadas a algas e/ou bactérias (estromatólitos) e argilitos.....	52
Figura 2.13 – Modelo morfológico fluvial de barreira com e sem represa e respetivas associações fácies sedimentares.....	53
Figura 2.14 – Dependência do desenvolvimento de um sistema de barreira com e depósitos lacustres associados em relação ao declive do rio	54
Figura 2.15 – Perfil esquemático de um sistema de curso de água suspenso	55

<i>Figura 2.16 – Esquema de cortina de briófitas baseado na barreira da Laguna del Rey nas Lagunas de Ruidera</i>	56
<i>Figura 2.17 – Perfil esquemático de um sistema de curso de água suspenso inativo, cuja parte aplanada foi colonizada por vegetação que promoveu a formação de um solo rico em matéria orgânica. Existem várias cavidades primárias na parte frontal do sistema</i>	57
<i>Figura 2.18 – Perfis esquemáticos da Laguna Lengua, Ruidera (sistema fluvial de barragem)</i>	58
<i>Figura 2.19 – Relação possível entre a morfologia dos cristais de calcite e o fator de desequilíbrio</i>	67
<i>Figura 2.20 – Textura esquemática em tufos laminados recentes e fósseis e as suas características mais importantes</i>	68
<i>Figura 2.21 – Calcite colunar de textura radiaxial fibrosa, fascicular-ótica e radial fibrosa</i>	68
<i>Figura 3.1 – Correlações entre as unidades litoestratigráficas do Triásico e Jurássico</i>	79
<i>Figura 3.2 – Corte geológico da estrutura de Guilhim. Note-se que as camadas do Jurássico Superior se sobrepõem aos sedimentos do Jurássico Médio previamente erodidos, e ambos sofreram distensão e inversão tectónica pós-Jurássica</i>	86
<i>Figura 3.3 – Representação esquemática em secção transversal das secções hidrológicas e fluxos profundos a oriente de Loulé</i>	91
<i>Figura 3.4 – Posição e velocidade (km/h) médias da corrente de jato subtropical no Verão e no Inverno</i>	99
<i>Figura 4.1 – Corte geológico de pormenor da parte sul do vale cego de Fojo</i>	148
<i>Figura 4.2 – Corte geológico da dolina aberta de Alago</i>	149
<i>Figura 5.1 – Esparite fibrosa em leque, com e sem inclusões transversais</i>	212
<i>Figura 5.2 – Esparite em dendrítica subcristalina</i>	222
<i>Figura 5.3 – Esparite em pluma ramificada. Note-se que por vezes uma das faces apresenta menor espessura, devido à competição de crescimento</i>	222
<i>Figura 6.1 – Secções estratigráficas no ribeiro do Cerro de Legra (a leste do Olho de Paris)</i>	253
<i>Figura 6.2 – Corte geológico e distribuição faciológica no afloramento de tufo calcário do Olho de Paris</i>	254
<i>Figura 6.3 – Aspeto geral do afloramento de tufo calcário associado à exurgência do Olho de Paris</i>	255
<i>Figura 6.4 – Aspeto geral dos membros intermédio e superior da formação de Alface</i>	266
<i>Figura 6.5 – Canal fluvial encaixado no membro intermédio da formação de Alface</i>	266
<i>Figura 6.6 – Representação da margem oeste da rib.^a de São Lourenço numa fase intermédia do afloramento</i>	270
<i>Figura 6.7 – Representação da margem leste da rib.^a de São Lourenço numa fase intermédia do afloramento (secção estratigráfica h) do Mapa 6.1, pág. 250)</i>	270
<i>Figura 6.8 – Tentativa de reconstituição das fases evolutivas da rede de drenagem na área da rib.^a das Mercês e Loulé</i>	277
<i>Figura 6.9 – Classificação morfoambiental dos modelos de deposição de tufo calcário determinada pelo domínio relativo entre a exurgência, o rio e o declive</i>	304

Índice de fotografias

<i>Fotografia 2.1 – Moldes de folhas em tufo fitoclástico (Olho de Paris)</i>	62
---	----

<i>Fotografia 2.2 – Moldes de caules em tufo fitoclástico (Olho de Paris).</i>	62
<i>Fotografia 2.3 – Formação de microbarragem de tufo fitoclástico com bolhas revestidas (Olho de Paris).</i>	62
<i>Fotografia 2.4 – Inclusão de frutos em tufo fitoclástico (Olho de Paris).</i>	62
<i>Fotografia 2.5 - Tufo fitoconstruído com paliçada de caules (rio Piedra, Espanha).</i>	62
<i>Fotografia 2.6 – Cortina de caules pendurados (rio Piedra, Espanha).</i>	62
<i>Fotografia 2.7 – Tufos fitoconstruído de briófitas (Olho de Paris).</i>	64
<i>Fotografia 2.8 – Pormenor de tufos fitoconstruídos de briófitas atuais (Olho de Paris).</i>	64
<i>Fotografia 2.9 – Tufo fitoconstruído laminado de algas e/ou cianobactérias (ribeira do Cadoiço).</i>	64
<i>Fotografia 2.10 – Formas mamelonadas sob terraço fitoconstruído por algas e cianobactérias</i>	64
<i>Fotografia 4.1 – As superfícies do Caldeirão (~500 m de altitude) e o bloco abatido a sul da falha de Alportel</i>	120
<i>Fotografia 4.2 – Megalapiás do Castelão, no campo de megalapiás de Varejota.</i>	132
<i>Fotografia 4.3 – Torres do Castelão no campo de megalapiás de Varejota (fotografia de Miguel de Sousa).</i>	132
<i>Fotografia 4.4 – Torre (“Rocha Amarela”) no campo de megalapiás de Varejota.</i>	132
<i>Fotografia 4.5 – Carsificação em calcários com nódulos de sílex kimeridgianos (pedreira de Peral).</i>	134
<i>Fotografia 4.6 – Aspeto do fundo da dolina aberta de Alagoas, com dolina (antrópica?) e lapiás semi-enterrados (fig. antropomórfica de 1,80 m de altura).</i>	134
<i>Fotografia 4.7 – Lapiás em caneluras, por vezes organizados em sulcos da rocha exumada (calcários de transição kimeridgianos-titonianos na dolina aberta de Alagoas).</i>	134
<i>Fotografia 4.8 – Pia de dissolução alongada em lapiás exumado (calcários de transição kimeridgianos-titonianos na dolina aberta de Alagoas).</i>	134
<i>Fotografia 4.9 – Cavidade antrópica com aproximadamente 1 m de profundidade na dolina aberta de Alagoas.</i>	134
<i>Fotografia 4.10 – Sumidouro a sudoeste da fábrica de cimento de Loulé (Cimpor).</i>	134
<i>Fotografia 5.1 – Fácies de filamentos de bactérias ou algas filamentosas, com porosidade intersticial entre os túbulos (amostra Ben-1(1)-V, com ~4,6 cm de comprimento).</i>	174
<i>Fotografia 5.2 – Moldes de folhas sobre as quais se acumulou tufo calcário bandado associado a algas e/ou bactérias (posição vertical invertida, amostra Alf-1(2)-II, com ~4,6 cm de comprimento).</i>	174
<i>Fotografia 5.3 – Microbarragem fitoconstruída.</i>	174
<i>Fotografia 5.4 – Microbarragem fitoconstruída, com bolhas de desgaseificação na água represada.</i>	174
<i>Fotografia 5.5 – Barragem fitoclástica decimétrica iniciada pela acumulação de fitoclastos em ramo.</i>	174
<i>Fotografia 5.6 – Caules incrustados em posição de vida.</i>	174
<i>Fotografia 5.7 – Queda de água do Pego do Centeio (rib.ª do Cadoiço) em Outubro de 2009. Na base estão acumulados blocos desmantelados por ação da gravidade (figura antropomórfica com 1,80 m de altura).</i>	175
<i>Fotografia 5.8 - Queda de água do Pego do Centeio (rib.ª do Cadoiço) em Agosto de 2012. Até ao momento de elaboração desta dissertação, já teve início a formação de um novo conjunto de macrófitas em cortina no topo da queda-de-água.</i>	175

<i>Fotografia 5.9 – Molde de folha sobreposto por fina camada de microesparite e esparite em paliçada que lhe dão forma. Na parte inferior, do lado esquerda é possível reconhecer áreas de porosidade abrigo entre o molde de folha e o molde subcircular (de caule ou bolha?) (amostra Alf-1(1)-II).....</i>	<i>175</i>
<i>Fotografia 5.10 – Tufo fitoconstruído de algas não laminadas (Olho de Paris).</i>	<i>175</i>
<i>Fotografia 5.11 – Tufo fitoconstruído de algas não laminadas (Olho de Paris).</i>	<i>175</i>
<i>Fotografia 5.12 – Bolhas fixadas no substrato e revestidas por patine carbonatada (Olho de Paris).</i>	<i>176</i>
<i>Fotografia 5.13 – Tufo calcário de bolhas revestidas, de origem inorgânica (Olho de Paris).</i>	<i>176</i>
<i>Fotografia 5.14 – Bolhas aprisionadas por plaquetas carbonatadas no Olho de Paris.....</i>	<i>176</i>
<i>Fotografia 5.15 – Retenção de bolhas de dióxido de carbono por rede de algas filamentosas em incrustação. 176</i>	
<i>Fotografia 5.16 – Cascata de briófitas contínua (figura antropomórfica com ~ 1,80 m de altura).</i>	<i>178</i>
<i>Fotografia 5.17 – Acumulação recente de carbonato de cálcio sobre briófitas que permanecem vivas.</i>	<i>178</i>
<i>Fotografia 5.18 – Secção transversal de briófitas recentemente incrustadas (amostra OP-1(1)-V).</i>	<i>178</i>
<i>Fotografia 5.19 – Secção perpendicular de briófitas em depósito antigo (amostra SL-1(1)-II).</i>	<i>178</i>
<i>Fotografia 5.20 – Acumulação recente de carbonato de cálcio sobre briófitas que permanecem vivas.</i>	<i>179</i>
<i>Fotografia 5.21 – Acumulação recente de longa duração sobre briófitas.</i>	<i>179</i>
<i>Fotografia 5.22 – Estrutura antiga de caulóides ramificados, representados por lineamentos de micrite de espessura variável. Envelope de esparite escandulítica, radial nas extremidades com corpos filamentosos negros (amostra PN-1(1)-II).</i>	<i>179</i>
<i>Fotografia 5.23 – Envelope de esparite escandulítica, radial nas extremidades, com corpos filamentosos negros preservados (amostra PN-1(1)-II).</i>	<i>179</i>
<i>Fotografia 5.24 – Aspeto geral de banda porosa de briófitas secção perpendicular. Apresenta porosidade móldica tubular (caulóides) e porosidade intersticial irregular (amostra SL-1(1)-II).</i>	<i>179</i>
<i>Fotografia 5.25 – Preenchimento da porosidade abrigo intersticial por esparite drusa (ds) e por franja romboédrica (rf) e escalenoédrica (sf) em paliçada (amostra SL-1(1)-II).....</i>	<i>179</i>
<i>Fotografia 5.26 – Estrutura ramificada dos caulóides de briófitas recentemente incrustadas, envolvidos em esparite e microesparite (amostra OP-1(1)-V).</i>	<i>180</i>
<i>Fotografia 5.27 – Estrutura radial fibrosa desenvolvida a partir de caulóide sem banda porosa de briófitas recentemente incrustadas, envolvidos em esparite, microesparite e micrite. A última compõe pequenos filamentos, por vezes em banda (amostra OP-1(1)-V).</i>	<i>180</i>
<i>Fotografia 5.28 – Porosidade relacionada com estrutura de crescimento (ip) entre palhetas de briófitas com molde essencialmente micrítico (mm). Note-se o preenchimento detrítico do poro de maiores dimensões (d) e da franja de calcite escalenoédrica (sf) (amostra SL-1(1)-II).....</i>	<i>180</i>
<i>Fotografia 5.29 – Cimentação da porosidade por esparite drusa (ds) e formação de menisco esparítico em fácies de briófitas (amostra PN-2-(1)-II).....</i>	<i>180</i>
<i>Fotografia 5.30 – Acumulação de fácies bandada associada a bactérias e/ou microalgas sobre fitoclastos e posterior regularização do perfil. Legenda: a – porosidade móldica (folha); b – porosidade de estrutura de crescimento; s – predominantemente esparítica; m – predominantemente micrítica. (amostra Alf-1(2)-II).181</i>	

<i>Fotografia 5.31 – Fácies bandada de algas e/ou bactérias sobre folha, com banda micrítica de grande espessura e descontínua (amost. Alf-1(1)-II).</i>	183
<i>Fotografia 5.32 – Fácies bandada de algas e/ou bactérias, com largura de bandas muito variável (amostra Alf-1(2)-II, luz polarizada).</i>	183
<i>Fotografia 5.33 – Laminação interna de banda predominantemente micrítica. O aspeto rubificado das bandas inferiores deverá corresponder a inclusões de óxidos/hidróxidos de ferro (amostra OP-1(2)-V).</i>	183
<i>Fotografia 5.34 – Esparite radial fibrosa em leque e de desenvolvimento colunar, intercetada por inclusões transversais. As inclusões radiais desenvolve-se a partir de poros subcirculares ($d < 30 \mu\text{m}$) e prolongam-se nos cristais adjacentes (a. Alf-1(2)-II).</i>	183
<i>Fotografia 5.35 – Esparite radial subcristalina (ss) e fibrosa, com inclusões perpendiculares ao desenvolvimento. O leque apresenta continuidade através de outros cristais, reconhecido pelas inclusões que lá se encontram (amostra Alf-1(2)-II).</i>	185
<i>Fotografia 5.36 – Esparite radial subcristalina, com inclusões perpendiculares ao desenvolvimento com $\sim 500 \mu\text{m}$ de comprimento (amostra Alf-1(2)-II).</i>	185
<i>Fotografia 5.37 – Calcite subédrica a euédrica (escalenoédrica) com passagem gradual para cristal pristino. Note-se as descontinuidades e inclusões transversais ao sentido de crescimento (seta) (amostra OP-1(2)-V).</i>	185
<i>Fotografia 5.38 – Aspeto microscópico de fácies bandada, provavelmente associada a algas e/ou bactérias. Bandas claras com esparite romboédrica pristina e bandas de tonalidade castanha, que podem atravessar os cristais (amostra OP-1(2)-V).</i>	185
<i>Fotografia 5.39 – Esparite colunar em paliçada sobre banda de cimento microesparítico (amostra Alf-1(2)-II).</i>	186
<i>Fotografia 5.40 – Fácies bandada de algas e/ou bactérias, com sequência de bandas microesparítica e/ou micrite e óxidos/hidróxidos de ferro e de esparite colunar em paliçada (amostra OP-1(2)-V).</i>	186
<i>Fotografia 5.41 – Esparite dendroradial de desenvolvimento fascicular. Fibras marcadas por inclusões que podem mimetizar tecidos orgânicos com $\sim 500 \mu\text{m}$ de comprimento (amostra Alf-1(2)-II).</i>	186
<i>Fotografia 5.42 – Estrutura recente semelhante à encontrada na Fotografia 5.41, mas composta por esparite e microesparite (amostra OP-1(2)-V).</i>	186
<i>Fotografia 5.43 – Cristal de esparite em pluma que atravessa várias camadas de deposição. Matriz essencialmente microesparítica a micrítica com alguns cristais radiais (amostra Alf-1(2)-II).</i>	186
<i>Fotografia 5.44 – Pormenor da Fotografia 5.43.</i>	186
<i>Fotografia 5.45 – Variações internas perpendiculares ao sentido de crescimento no interior de esparite em leque (amostra Alf-1(2)-II, pormenor da Fotografia 5.30).</i>	187
<i>Fotografia 5.46 – Corpos filamentosos dendríticos compostos por micrite, semelhantes a filamentos do tipo inclusão desenvolvidos sobre fitoclasto (amostra Alf-1(1)-II).</i>	187
<i>Fotografia 5.47 – Corpos filamentosos negros do tipo escandulítico a radial em estrutura associada a briófitas (amostra PN-1(1)-II).</i>	187
<i>Fotografia 5.48 – Densidade elevada de corpos filamentosos micríticos em volta de poro subcircular (amostra Alf-3(2)-II).</i>	189

<i>Fotografia 5.49 – Molde composto por micrite estruturada em corpos filamentosos com 20 a 50 µm muito densos, mais espaçados por e ondulados na parte superior direita (amostra Alf-3(2)-II).</i>	189
<i>Fotografia 5.50 – Nódulo de corpos filamentosos micríticos não organizados, envolvido por microesparite anédrica a subédrica em paliçada (amostra Alf-3(2)-II).</i>	190
<i>Fotografia 5.51 – Filamentos inferiores 30 µm, com estrutura em côncava (amostra SL-1(2)-II).</i>	190
<i>Fotografia 5.52 – Molde vegetal (ramo de oliveira) da amostra OP-1(2)-V (amostra com ~4,6 cm de comprimento).</i>	191
<i>Fotografia 5.53 – Primeiras camadas de acumulação de esparite euédrica a subédrica sobre o substrato, e romboedros de esparite isolados na “câmara de retração” (amostra OP-1(2)-V).</i>	191
<i>Fotografia 5.54 – Acumulação de micrite subcutânea em relação ao molde vegetal, de crescimento posterior à precipitação do substrato e retração do molde. Note-se o hábito em leque da esparite da parte mais elevada do ramo (amostra OP-1(2)-V).</i>	192
<i>Fotografia 5.55 – Pormenor de acumulação de micrite subcutânea em relação a molde vegetal. Pormenor da Fotografia 5.54 (amostra OP-1(2)-V, luz polarizada).</i>	192
<i>Fotografia 5.56 (à esquerda) – Calcite esparítica romboédrica nucleada no interior da matéria orgânica. Crescimento para o centro do substrato (amostra OP-1(2)-V, luz polarizada).</i>	192
<i>Fotografia 5.57 – Tufo calcário micrítico, com lentes de tufos calcário mais fortemente consolidado em Goncinha.</i>	194
<i>Fotografia 5.58 – Tufo calcário micrítico com moldes vegetais relativamente comuns, a sul de Loulé.</i>	194
<i>Fotografia 5.59 – Lente irregular de tufo calcário micrítico a microdetritico de limites mal definidos com porosidade móldica, intercalado em tufos pouco consolidados em Alface (membro intermédio).</i>	194
<i>Fotografia 5.60 – Molde vegetal, provavelmente de gramínea, formado em lente micrítica (pormenor da Fotografia 5.59).</i>	194
<i>Fotografia 5.61 – Duna hidráulica composta por microdetritos de tufo calcário e com cimento diagenético nas camadas superficiais (plataforma intercasada no Olho de Paris) (Escala: pilha AA).</i>	195
<i>Fotografia 5.62 – Tufo calcário microdetritico com lente de materiais siliciclásticos e intraclastos com crosta de óxidos/hidróxidos de ferro no topo.</i>	195
<i>Fotografia 5.63 – Esparite com bandas de óxidos/hidróxidos de ferro desenvolvidas a partir de poro oval (60 por 100 µm) preenchido por microesparite (amostra SL-1(2)-II).</i>	195
<i>Fotografia 5.64 – Molde formado por micrite e microesparite, rodeado por filamentos de micrite (amostra Alf-3(2)-II).</i>	195
<i>Fotografia 5.65 – Matriz de filamentos micríticos e molde de micrite ao centro com ~170 µm de largura (amostra Alf-3(2)-II).</i>	195
<i>Fotografia 5.66 – Preenchimento por esparite acicular (amostra Alf-3(2)-II).</i>	195
<i>Fotografia 5.67 – Estrutura micrítica grumosa hemisférica de limites nítidos (h) e irregular de limites contínuos (g) (amostra Alf-2(1)-II).</i>	196
<i>Fotografia 5.68 – Pormenor de grãos micríticos subcirculares com grãos detriticos no seu interior, envolvidos por patine micrítica (amostra Alf-2(1)-II).</i>	196

Fotografia 5.69 – Molde delineado por micrite (m) (amostra Alf-2(1)-II).	196
Fotografia 5.70 – Duplo molde formado por microesparite (amostra Alf-2(1)-II).	196
Fotografia 5.71 – Fragmento de concha incluído nas crustas de óxidos/hidróxidos de ferro formado no topo de lamias carbonatadas (amostra Alf-2(1)-II).	196
Fotografia 5.72 – Esparite anédrica e acicular desenvolvida nos bordos de poro alongado na crusta de óxidos/hidróxidos de ferro (amostra Alf-2(1)-II)	196
Fotografia 5.73 – Conglomerado de oncólitos (rio Seco, junto a Sambada).	198
Fotografia 5.74 – Aspeto geral de crusta de óxidos/hidróxidos de ferro desenvolvida em tufos calcários micríticos com alguns moldes vegetais em Alface.	198
Fotografia 5.75 – Aspeto macroscópico da crusta em Alface.	198
Fotografia 5.76 – Bolsa microesparítica em cimento de óxidos/hidróxidos de ferro (amostra Alf-2(1)-II).	198
Fotografia 6.1 – Bancada de tufos calcários superior, aproximadamente 15 m acima do talvegue atual.	250
Fotografia 6.2 – Pormenor da bancada de tufos calcários superior, predominantemente conglomerado.	250
Fotografia 6.3 – Cascata recoberta por marcroalgas no Olho de Paris.....	257
Fotografia 6.4 – Pequena cascata fitoconstruída de macrófitas e briófitas com cavidade na parte frontal.	257
Fotografia 6.5 – Sector de cascatas intercaladas por áreas de declive reduzido (barra com 2 m de altura).	257
Fotografia 6.6 – Pasta de carbonato de cálcio.	257
Fotografia 6.7 – Lapiás em fenda em bloco de tufo calcário laminado associado a algas e briófitas	258
Fotografia 6.8 – Lapiás cavernosos em bloco de tufo calcário laminado com moldes de macrófitas.....	258
Fotografia 6.9 – Parte frontal da cascata de Porto Nobre composta por camadas de briófitas.....	259
Fotografia 6.10 – Pormenor das camadas de briófitas com bioturbação na cascata de Porto Nobre.....	259
Fotografia 6.11 – Queda de água da rua do Cadoiço na década de 1940. . (fonte: http://www.louletania.com/?p=106).	261
Fotografia 6.12 – Queda de água da rua do Cadoiço atualmente.	261
Fotografia 6.13 – Tufos calcários microdetríticos com lentes mais fortemente cimentadas e nódulos carbonatados, possivelmente calcretos.....	265
Fotografia 6.14 – Tufos calcários microdetríticos, intercalados por lentes de crustas de óxidos/hidróxidos de ferro maciças ou com brecha de clastos até 1 cm.	265
Fotografia 6.15 – Brecha de clastos carbonatados, geralmente até 5 mm, com cimento de tufos calcários microdetríticos.	265
Fotografia 6.16 – Brecha de clastos carbonatados, geralmente até 5 mm, com cimento de cor ocre-avermelhada.	265
Fotografia 6.17 - Calcreto beta do tipo rizólito.	265
Fotografia 6.18 – Calcreto beta do tipo rizólito.....	265
Fotografia 6.19 – Horizonte enriquecido em calcretos nodulares coalescentes (do tipo alfa).....	267
Fotografia 6.20 – Cortina de macrófitas que crescem penduradas na parte frontal da cascata junto do canal moderno da rib.ª de Alface.	267

<i>Fotografia 6.21 – Bolsa de tufo microdetritico com intraclastos e malacofauna abundante intercalado por tufos fitoconstruídos laminares de algas e/ou bactérias junto do canal moderno da rib.ª de Alface</i>	<i>267</i>
<i>Fotografia 6.22 – Conglomerado de cimento carbonatado formado por oncólitos até 2 mm em Sambada.....</i>	<i>267</i>
<i>Fotografia 6.23 – Patine carbonatada em manchas na estação 5 (2011.12.27).</i>	<i>273</i>
<i>Fotografia 6.24 – Camada de carbonatos na estação 5 (2011.01.17).</i>	<i>273</i>
<i>Fotografia 6.25 – Aspeto da superfície de acumulação da estação 5 no invernal (ab) e primaveril (cd).....</i>	<i>274</i>
<i>Fotografia 6.26 – Impregnação carbonatada fissural (Goncinha)</i>	<i>291</i>
<i>Fotografia 6.27 – Pormenor de impregnação carbonatada fissural (Goncinha).....</i>	<i>291</i>

(esta página foi intencionalmente deixada em branco)

Os livros são, sem dúvida, ótimos guias – mas um estudo de Geografia faz-se no campo, nunca no remanso das bibliotecas.

Alfredo Fernandes MARTINS, 1949

I. Introdução

Justificação do trabalho proposto

Objetivos

Metodologia

1.1. Justificação do trabalho proposto

1.1.1. Importância dos tufos calcários

Os tufos calcários são depósitos carbonatados continentais formados a jusante da fase hipogea do processo cársico, estando associados à exurgência de água sobressaturada em carbonato de cálcio e respetiva acumulação à superfície. Enquanto depósitos que ocorrem à superfície, para além das condições microambientais refletem as condições geográficas locais e regionais do momento da sua formação através das suas características morfológicas e sedimentológicas. Estes depósitos são comuns junto dos maciços cársicos carbonatados, e com recurso ao conjunto dos afloramentos de áreas adjacentes é possível proceder a inferências regionais.

Para a sua formação podem ser apontados fatores químicos (v. g. variações de pCO₂, mineralização das águas), físicos (v. g. tipo de escoamento, condições hidrodinâmicas, temperatura ambiente e temperatura da água) e biológicos (v. g. algas, musgos, bioconstruções de insetos, plantas superiores) que se refletem nas características sedimentares dos depósitos (Pentecost, 1995). Podem ser datáveis com grande rigor, sendo por isso importantes ferramentas para estudos paleoambientais através da interpretação de elementos tais como as associações de fácies, malacofauna, moldes vegetais e informação geoquímica (Drysedale *et al.*, 2003a).

Existem várias classificações morfológicas de tufos calcários baseadas no tipo de ambiente dominante e nas relações microambientais. Neste trabalho seguiremos as classificações apresentadas por Hoffmann (2005), Arenas-Abad *et al.* (2010) Vázquez-Urbez *et al.* (2011b), que assentam sobre as classificações gerais propostas por Pedley (1990, 2009) e Pentecost (2005) e apresentam semelhanças aos casos conhecidos na área de estudo.

Com a exceção do Projeto HOLOCLIMA, sobre os tufos calcários da rib.^a da Asseca (Algarve Oriental), os raros trabalhos feitos sobre o tema em território português têm tido um caráter complementar a trabalhos de geomorfologia (v. g. Bonnet (1850), Cunha (1988) ou Santos (1996)) ou tratam-se de trabalhos descontinuados sobre os tufos de Santiago do Cacém e Condeixa (Choffat, 1895; Galopim de Carvalho e Romariz, 1973; Mendes, 1974; Gaida e Radtke, 1983; Soares *et al.*, 1997; Gomes, 2000). Por outro lado, no território peninsular espanhol o estudo dos tufos calcários encontra-se muito difundido, como por exemplo entre a Cordilheira Bética e os Montes de Toledo (v. g. Ordóñez e García del Cura (1983), Pedley *et al.* (1996), Ordóñez *et al.* (1997, 2005), Ortiz *et al.* (2009) e García-García *et al.* (2013)), na Cordilheira Ibérica (Arenas *et al.* (2000, 2004, 2014a, b), Valero-Garcés *et al.* (2008), Arenas-Abad *et al.* (2010), Vázquez-Urbez *et al.* (2010, 2011a, b, c)), na costa mediterrânea e área

adjacente (v. g. Cruz-Sanjulian (1981), Delannoy *et al.* (1993), Artigas *et al.* (1997) e Lozano *et al.* (2012)) e nas cordilheiras dos Pirenéus e dos Cantábricos (v. g. Amuchastegui e Cañadas (2013) e Pellicer *et al.* (2014)), facilitando a correlação regional em termos paleoambientais e do sistema de deposição.

O potencial de investigação nos afloramentos existentes no centro e sul de Portugal permanece por desenvolver e, através deste trabalho, propomo-nos criar condições para uma análise detalhada de alguns afloramentos localizados no Algarve Central, bem como a sua interpretação paleoambiental e facilitar a sua extrapolação das interpretações para o conjunto do território nacional.

Com este objetivo será necessário compreender como a dinâmica cársica regional influencia a distribuição, a morfologia e a sedimentologia dos tufos calcários, e com base nestes elementos compreender as mudanças na paisagem.

1.1.2. Área de estudo

O Algarve apresenta grandes unidades geomorfológicas que justificam a paisagem da região, ocorrendo a sua distinção ao nível geomorfológico e ocorrência de geossistemas, assim como na apropriação humana e cultural do espaço.

A unidade serrana corresponde às litologias paleozóicas estruturalmente mais elevadas, representadas pelo empolamento a sul da planície do Baixo Alentejo. Esta área corresponde à Serra do Caldeirão, onde predominam os xistos e grauvaques, fortemente dissecados, com os interflúvios culminantes aplanados a cerca de 500 m e a rede de drenagem a apresentar declives longitudinais muito elevados. A serra algarvia compreende também o maciço eruptivo da Serra de Monchique, que atinge os 902 m.

A Orla Meso-Cenozóica meridional portuguesa é representada pelas outras unidades geomorfológicas: o Barrocal e o Litoral. Os topos da Serra do Caldeirão têm continuidade em algumas superfícies ou topos talhados nos afloramentos mesozóicos, mas geralmente esta área é composta por blocos estruturalmente abatidos em relação à unidade serrana. O grande fator diferenciador da Serra para o Barrocal é litológico, e tem reflexos profundos na paisagem, onde um relevo muito marcado pelo escoamento fluvial dá lugar a um maciço onde predominam os processos cársicos e a uma formação vegetal degradada do tipo *maquis* que substitui o carvalhal ou o montado de sobre ou azinho.

As grandes superfícies quaternárias individualizam o Litoral, e são dissecadas pela rede de drenagem atual, que dá espaço às aluviões holocénicas. Estas superfícies mais elevadas

correspondem a depósitos marinhos e continentais distais bem conservados e pouco elevados que cobrem as unidades anteriores em discordância ou descontinuidade.

Historicamente, as áreas cársicas são repulsivas ao povoamento devido à pouca disponibilidade de água à superfície na parte elevada dos maciços e à sazonalidade a maior parte das exurgências, a que se associa a fraca aptidão agro-silvo-pastoril e fraca mobilidade das populações. Apesar da maior aptidão florestal, a serra tem igualmente pouca disponibilidade de água e a baixa qualidade das vias de comunicação são também um entrave à modernização. Desta forma, apenas o espaço litoral teve maior desenvolvimento e assim maior densidade de povoamento, onde o nível freático é elevado e as vias de comunicação marítimas e fluviais facilitavam as trocas comerciais. Desde a década de 1970 que a pressão demográfica e urbana tem aumentado significativamente, sobretudo na zona litoral e mais tarde nos eixos de articulação interior/litoral, diminuindo progressivamente para um “país sonolento” onde as migrações e envelhecimento têm vindo a acentuar o despovoamento (Ferrão, 2003; Carmo e Santos, 2011).

A escolha da área de estudo prendeu-se com a diversidade de morfologias de tufos calcários encontradas na bordadura das superfícies cársicas elevadas do Algarve Central, nomeadamente os afloramentos das áreas de Loulé, Estoi e da rib.^a de Algibre. Estas morfologias traduzem associações de fácies representativas de condições ambientais diferentes das que se encontram atualmente, ou pelo menos em diferentes posições.

Desta forma, foi necessário definir uma área de estudo relativamente rígida, mas ainda assim representativa da relação do maciço calcário em estudo com as áreas envolventes. Deste modo, foram escolhidas as superfícies elevadas a norte da superfície litoral a oeste do Cabeço da Câmara e a este do Cerro de São Miguel (Monte Figo), sendo o limite norte marcado pela depressão E-W, associada à rib.^a de Algibre e ao encaixe da rib.^a de Alportel.

1.2. Objetivos

Dada a problemática apresentada na justificação do tema e as condicionantes associadas, os objetivos gerais do trabalho são:

- Estudo da geomorfologia geral de enquadramento dos tufos calcários;
- Caracterização dos elementos sedimentológicos dos depósitos para interpretar os sistemas e dos regimes que condicionaram a sua deposição;
- Compreensão da evolução paleogeográfica e paleoambiental recorrendo à posição e aos ambientes existentes no momento da deposição dos tufos calcários.

1.2.1. Enquadramento geomorfológico

A interpretação do funcionamento do sistema cársico é fundamental para a compreensão do funcionamento hidrogeológico dos aquíferos inerentes à formação de tufos calcários, o que se encontra diretamente relacionado com a geomorfologia geral da área. Desta forma propõem-se as seguintes linhas de atuação:

- Elaboração de cartografia geomorfológica à escala 1: 25 000 da área estudada;
- Levantamento dos afloramentos de tufo calcário existentes e dos cursos de água atualmente incrustantes;
- Identificação da origem dos aquíferos relevantes na deposição dos tufos calcários;
- Relação dos afloramentos de tufo calcário identificados com outras formações superficiais;
- Enquadramento da formação dos tufos calcários nas grandes fases evolutivas da morfogénese regional.

1.2.2. Morfologia dos tufos calcários

Os tufos calcários em estudo apresentam diferentes tipos de morfologia mediante o tipo de substrato de deposição, numa paisagem onde o ambiente original evolui em função da formação de barreiras ou através da colmatagem dos vales e depressões. A abordagem para a compreensão dos sistemas terá as seguintes componentes:

- Relação dos sistemas de deposição com a morfologia do substrato;
- Elaboração da estratigrafia detalhada dos afloramentos de tufos calcários;
- Compreensão da associação vertical e lateral de fácies e a sua interpretação em função dos ambientes sedimentares coevos;
- Elaboração de perfis da morfologia esquemática dos diferentes afloramentos.

A ordem de trabalhos proposta com vista à caracterização das assinaturas isotópicas de $\delta^{18}\text{O}$ e $\delta^{13}\text{C}$ e a realização de datações ^{14}C e U/Th, foi comprometida por questões administrativas que inviabilizaram a entrega das análises em tempo útil¹.

1.2.3. Sedimentogénese

À semelhança de outros depósitos sedimentares, as fácies que caracterizam os sistemas de tufos calcários são reflexo das condições microambientais, com variações na sua composição, arquitetura sedimentar e textura. A abordagem para a caracterização das fácies e condições

¹ Foram realizadas 5 datações U/Th e enviadas 212 amostras para $\delta^{18}\text{O}$ e $\delta^{13}\text{C}$.

sedimentares na formação dos tufos calcários dependem assim de um conjunto de análises que definem a sua heterogeneidade, e para isso serão seguidos os seguintes objetivos:

- Análise dos litótipos presentes nos afloramentos;
- Realização de análises petrográficas dos diferentes litótipos identificados;
- Composição mineralógica e análises geoquímicas dos diferentes litótipos bem identificados na estratigrafia;
- Identificação dos ambientes de deposição associados a cada tipo de fácies e sua variabilidade;
- Caracterização dos processos diagenéticos identificados.

1.2.4. Reconstituição paleogeográfica

Com a ajuda da informação recolhida e dos resultados dos objetivos específicos anteriores, tentar-se-á reconstituir a paleogeografia local e regional através da:

- Identificação paleogeográfica das diferentes fases de formação dos tufos calcários;
- Enquadramento de formação dos tufos calcários nos períodos com condições ambientais favoráveis, inserindo-os nos modelos crono-estratigráficos quaternários regionais e globais;
- Enquadramento da formação dos tufos calcários nos ambientes morfogenéticos regionais.

1.3. Metodologia

1.3.1. Definição das áreas-amostra

Este estudo corresponde a uma temática que ainda não foi estudada a nível regional e integrada nos estudos sobre a Orla Meso-cenozóica meridional portuguesa, encontrando-se apenas associado ao Quaternário indiferenciado tanto ao nível cartográfico como bibliográfico. Desta forma, foi necessário fazer um trabalho de base para inventariação dos afloramentos de tufos calcários e, assim, fazer uma aproximação da dinâmica e contexto genéticos destas formações na área de estudo.

Para selecionar os afloramentos utilizados como referência para o estudo proposto, começou-se por fazer o levantamento de campo preferencialmente ao longo dos cursos de água existentes nesta área, envolvendo os que atravessam afloramentos jurássicos e, quando se justificasse, também afloramentos plio-pleistocénicos, cretácicos, triásicos e carboníferos. Devido às dimensões da área de estudo procedeu-se à recolha de informação sobre a aptidão

incrustante dos aquíferos e a existência tufos calcários antigos ao longo dos cursos de água de ordem² igual ou superior a 3 e inferior quando se tivesse conhecimento de áreas de descarga dos aquíferos. A cartografia geológica na escala de 1: 50 000 e os trabalhos de Crispim (1982) e Manuppella (2007) transmitiram igualmente informações sobre a existência dos afloramentos de Loulé e Estoi.

Foram definidos critérios diferenciadores para os afloramentos, por forma a hierarquizar a informação em função da leitura feita ao material encontrado seguindo a metodologia presente na Figura 1.1.

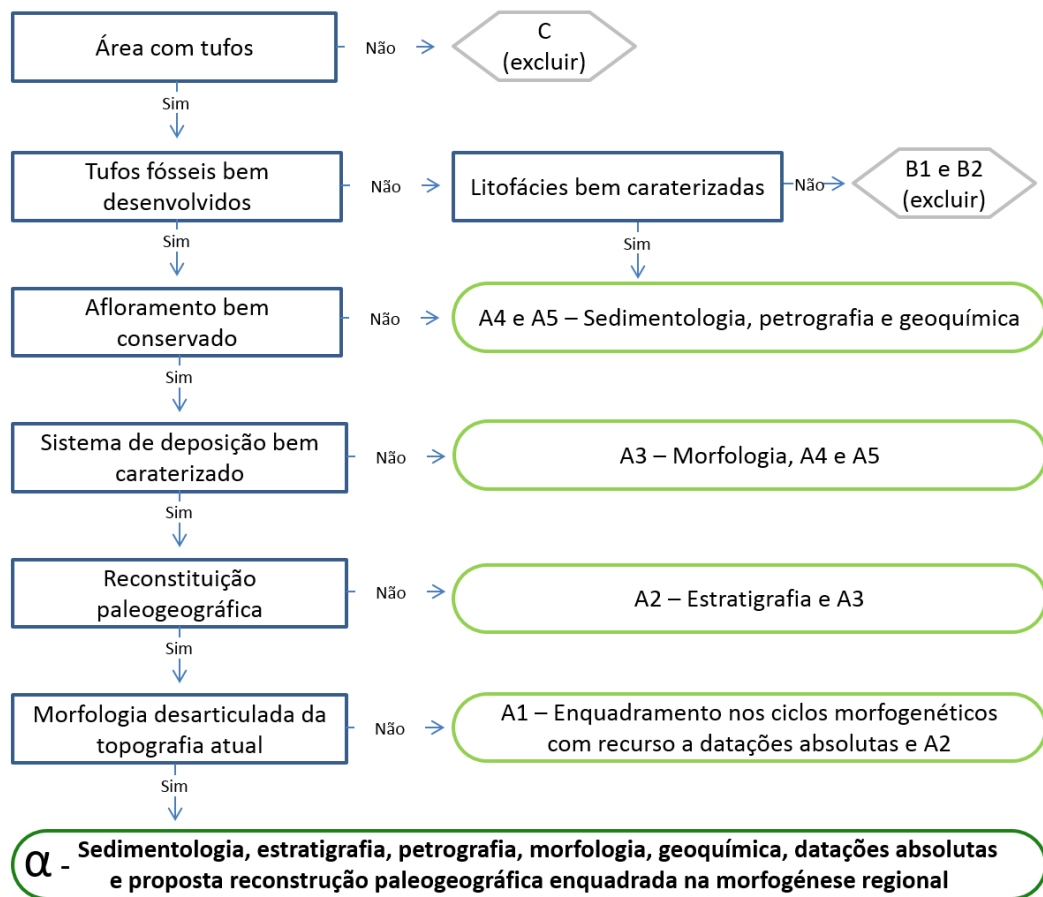


Figura 1.1 – Critérios de análise sedimentar e geomorfológica dos tufos calcários.

Apesar de não ter importância direta na abordagem sedimentológica e geomorfológica dos tufos calcários, considerou-se importante cartografar os fatores de exclusão divididos em dois níveis, por representarem a existência ou não de condições incrustantes do escoamento superficial proveniente dos maciços calcários em estudo. Foram considerados os cursos de água não incrustantes (C) e aqueles com deposição descontínua de tufo calcário no talvegue (B1) ou onde uma patine carbonatada revestisse completamente a carga de fundo (B2).

² Segundo a metodologia definida por Strahler (1952) aplicada às cartas militares 1:25 000 de 2006.

Os tufos calcários e cursos de água incrustantes foram hierarquizados, consoante reunissem condições para uma abordagem morfológica, sedimentar, estratigráfica, petrográfica, geoquímica e passível de datação. Assim, foram considerados os tufos modernos apenas para as incrustações no canal atual (A5) e afloramentos de dimensões reduzidas (A4) com litofácies bem caracterizadas, tendo por isso apenas significado sedimentar, petrográfica e geoquímica. Foram também consideradas as situações em que o sistema de deposição fosse facilmente inserido nos modelos morfológicos propostos anteriormente (A3), sendo feitos levantamentos estratigráficos e morfológicos de pormenor em alguns casos (A2).

Foram consideradas condições excecionais quando foi possível reconhecer os diferentes períodos morfogenéticos e de deposição, e assim as datações absolutas permitissem enquadrar esta deposição nos ciclos morfoclimáticos existentes (A1). Caso a morfologia do afloramento de tufos calcários em estudo não se encontre articulado com a morfologia atual, será proposto um esquema de reconstituição paleogeográfica enquadrado na morfogénese regional (α).

Após os levantamentos de campo e análise de elementos morfológicos, sedimentares e estratigráficos, consideraram-se os seguintes afloramentos (Mapa 1.1):

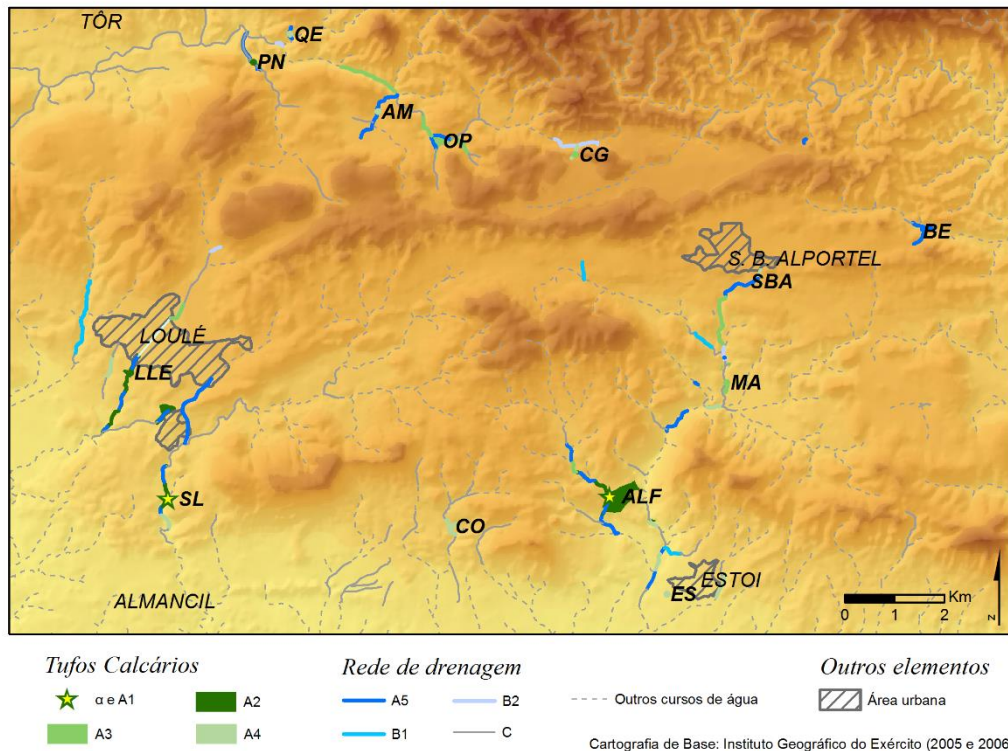
- α – Alface (ALF)
- A1 – Rib.^a de São Lourenço (SL)
- A2 – Rib.^a das Mercês (Porto Nobre (PN) e Olho de Paris (OP)); Loulé (LLE);
- A3 – Amendoeira (AM); Machados (MA);
- A4 – Querença (QE), Campina de Galegos (CG), Colmeal (CO), Estoi (ES), São Brás de Alportel (SBA);
- A5 – Bengado (BE), SL, PN, OP, LLE, ALF, QE.

1.3.2. *Recolha de informação*

A abordagem geomorfológica baseou-se fundamentalmente na informação cartográfica e bibliográfica disponível, juntamente com a interpretação estereoscópica da área, bem como pelas observações e recolha de materiais no campo necessários para cumprir os objetivos do trabalho.

Ao nível cartográfico foram utilizadas as Cartas Militares de Portugal à escala de 1: 25 000 do Instituto Geográfico do Exército (folhas 597 – Querença, 598 – São Brás de Alportel, 606 – Loulé e 607 – Moncarapacho), a Carta Geológica de Portugal à escala de 1:50 000 (folha Nº 53-A - Faro)) e a folha do Sotavento da Carta Geológica do Algarve à escala de 1:100 000 e respetivas notas explicativas.

Crítérios de análise sedimentar e morfológica



Mapa 1.1 – Afloramentos de tufo calcário e canais incrustantes na área de estudo. Chave dos afloramentos: ALF – Alfacedo; AM – Amendoeira; BE – Bengado; CG – Campina de Galegos; CO – Colmeal; ES – Estoi; LLE – Loulé; MA – Machados; OP – Olho de Paris; PN – Porto Nobre; QE – Querença; SL – São Lourenço, SBA – São Brás de Alportel.

Para a elaboração do Mapa Geomorfológico do Algarve Central, as superfícies de aplanamento e a morfologia fluvial foram cartografadas com recurso a fotografia aérea na escala aproximada de 1: 15 000 (fiadas 48, 49, 52, 53, 54 e 55, de 1985, e fiadas 50 e 51, de 1986). Para validação da informação foi ainda utilizada a fotografia aérea à escala aproximada de 1:26 000 do voo americano de 1958/60 das ESCE (USAF).

As características dos tufos calcários são reflexo do ambiente onde se inserem aquando da sua formação, sendo que para cada um dos afloramentos foram levantados elementos de ordem geomorfológica e a arquitetura da associação de fácies, através de observações macroscópicas no campo e representação estratigráfica, sendo feita amostragem para tratamento posterior de forma pontual ou sistemática dependendo das características e objetivos da recolha feita. Esta informação foi complementada com a observação de elementos geomorfológicos e topográficos da área envolvente e a relação com outros processos geomorfológicos, tais como fluviais, movimentos em vertentes e pedológicos.

Foram executados três tipos de amostragem:

- Amostragem pontual, para amostras cujo principal interesse fosse de tipo sedimentológico;

- Amostragem multipontos, onde foram recolhidas várias amostras do mesmo afloramento com o objetivo de caracterizar diferentes litótipos e fases de deposição;
- Amostragem de pormenor, onde foram recolhidas várias amostras de locais com estratigrafia sequencial.

A cada uma das amostras foi atribuído um código com informação relativa ao afloramento, local e posição estratigráfica no afloramento e a campanha de amostragem, ficando com a seguinte configuração³:

SL – 1 (2) – II
 Afloramento
 Local
 Posição
 Campanha

Em laboratório foram feitas lâminas delgadas e microscopia RAMAN sobre as mesmas, e quando necessário, a moagem das amostras difração-RX, isótopos estáveis de carbono e oxigénio e datações. A difração RX foi feita no Laboratório de Instrumentação do Departamento de Química da Universidade de Évora com o equipamento *Bruker AXS - D8 Advance*.

As lâminas delgadas foram analisadas e fotografadas em microscópio ótico, com a interpretação classificação dos seus elementos. Nesta análise pretendeu-se identificar a diversidade de texturas dos carbonatos e sua distribuição dentro do corpo sedimentar. A difração de RX complementou a caracterização mineralógica das amostras, sendo utilizado o recurso a microscopia RAMAN na identificação de alguns dos componentes presentes na litologia e identificáveis petrograficamente, mas com uma expressão volumétrica demasiado reduzida para ser reconhecida na difração RX.

Para a quantificação da taxa de sedimentação em ambiente natural foram colocados substratos artificiais com o objetivo de quantificar o peso, a espessura o tipo de material precipitado. Procurou-se compreender espacial e temporalmente a deposição de um sistema para depois alargar e/ou adaptar a metodologia. Contudo devido aos secos que se seguiram, o trabalho foi descontinuado.

1.3.3. Procedimento laboratorial e de produção cartográfica

A informação cartográfica foi elaborada com recurso ao *software ArcGIS 10* e respetivas extensões *ArcMap* e *3D Analyst* no Departamento de Geografia da Faculdade de Letras da Universidade de Coimbra.

³ A lista das amostras referidas no texto pode ser consultada no Quadro 1 do Anexo I

A interpretação de fotografia aérea foi feita com recurso a estereoscópios de espelhos do Departamento de Geografia da FLUC, da Direção-Geral do Território e do Instituto de Geografia e Ordenamento do Território da Universidade de Lisboa.

Os procedimentos de moagem e preparação das lâminas delgadas foram feitos no Departamento de Geociências da Universidade de Évora.

Para as análises geoquímicas, as amostras foram moídas depois de submersas em água oxigenada (H₂O₂) durante duas horas, a primeira a 10 vol. e a segunda a 40 vol.

A moagem e as lâminas delgadas foram preparados no Departamento de Geociências da Universidade de Évora. Na preparação das lâminas delgadas, depois de um período de 3 a 6 horas em vácuo a aproximadamente 100 hPa, as taliscas foram impregnadas a 500 hPa durante 12 horas utilizando o kit para embebimentos e impregnação de espécimens materialográficos da EpoFix⁴. A abrasão das lâminas foi feita até atingir os 25 a 30 µm utilizando pó abrasivo de 400, 800 e 1000 # com equipamento *Struers*.

A análise petrográfica foi feita com o microscópio ótico do Centro de Geofísica de Évora e do Departamento de Ciências da Terra da Faculdade de Ciências e Tecnologia da Universidade de Coimbra.

A microscopia RAMAN foi executada sobre as lâminas delgadas no Laboratório HERCULES da Universidade de Évora.

1.3.4. Cartografia geomorfológica

Os mapas geomorfológicos apresentam os elementos da paisagem em diferentes níveis de informação em função da sua relevância para os processos analisados, onde a hierarquia dos elementos geomorfológicos permite uma leitura bidimensional simplificada. O recurso à tecnologia SIG agilizou o processamento da informação, nomeadamente através do recurso a modelos digitais de terreno, facilitado pela dinâmica das estruturas baseadas em camadas, pela disponibilidade de informação da superfície terrestre e pela facilidade na sua reprodução (Griffiths *et al.*, 2011).

A cartografia geomorfológica não apresenta uma metodologia nem uma legenda habitualmente utilizadas (*op. cit.*), mas resulta da interpretação de fotografia aérea em estereoscopia, recolha de informação bibliográfica e no campo e cartas topográficas de base (Quadro 1.1). Para a simbologia adaptaram-se diversas fontes de informação (v. g. CNRS

⁴ Resina *EpoFixresin UN-no. 3082* e endurecedor *EpoFixhardener UN-no. 2259*

(1970), Joly (1997) e Gustavssen *et al.* (2006), de modo a chegar a um nível de equilíbrio entre os diferentes níveis de informação a representar.

Camadas temáticas	Simbologia			Cor	Fonte da informação				
	●	↗	■		A	B	C	D	E
Morfogénese									
Formas fluvio-cársicas	✓		✓	Laranja			✓		✓
Formas de acumulação			✓	Azul, verde			✓		✓
Agentes dinâmicos	✓	✓		Azul, verde	✓				✓
Morfometria e morfografia									
Morfometria	✓	✓		Castanho	✓				
Morfografia		✓	✓	Amarelo, castanho	✓		✓		✓
Estrutura									
Tectónica e litologia	✓		✓	Vermelho, cinzento		✓			
Formas estruturais		✓		Rosa	✓	✓	✓	✓	
Outras informações									
Toponímia e formas antrópicas	✓	✓	✓	Preto	✓		✓	✓	✓

Quadro 1.1 – Elementos temáticos utilizados no mapa geomorfológico. Legenda: Simbologia, ● – pontos; ↗ – linhas; ■ – polígonos; fonte da informação, A – Cartas topográficas 1/25 000; B – Cartas geológicas 1/50 000 e 1/100 000; C – fotografia aérea; D – imagens de satélite; E – observações de campo e GPS.

Os elementos temáticos no mapa geomorfológico foram sistematizados segundo a morfogénese fluvial e fluvio-cársica, segundo as suas formas de erosão, acumulação e os agentes dinâmicos modeladores da paisagem atual. Como informação complementar aos sistemas morfogenéticos em estudo, foi adicionada informação morfográfica e morfométrica (bege e castanho), litológica e hidrogeológica (branco e cinzento), tectónica e morfologia estrutural (vermelho e rosa). Por fim, a informação toponímica e formas antrópicas foram representadas a preto e cinzento-escuro.

O sistema de cores utilizado foi o sugerido por Gustavssen *et al.* (2006), com a adaptação dos terraços fluviais para azul de modo a evidenciar os tufos calcários (verde) e da hidrogeologia e geologia para branco e cinzento e a morfografia e morfometria a amarelo e castanho.

Na produção do *layout* deste mapa, foram utilizadas apenas ferramentas disponíveis em *ArcGIS 10*.

À semelhança de outros trabalhos (v. g. Otto e Dikau (2004)), o Mapa Geomorfológico do Algarve Central visa representar um inventário de elementos importantes da geomorfologia regional, mas também da geomorfologia cársica e fluvial local, articulando-os com o estudo dos tufos calcários. Assim, acrescentou-se também informação relevante para o seu

enquadramento à escala regional (hipsometria e geologia) e informação complementar da área de estudo (altimetria e declives) (Figura 1.2).

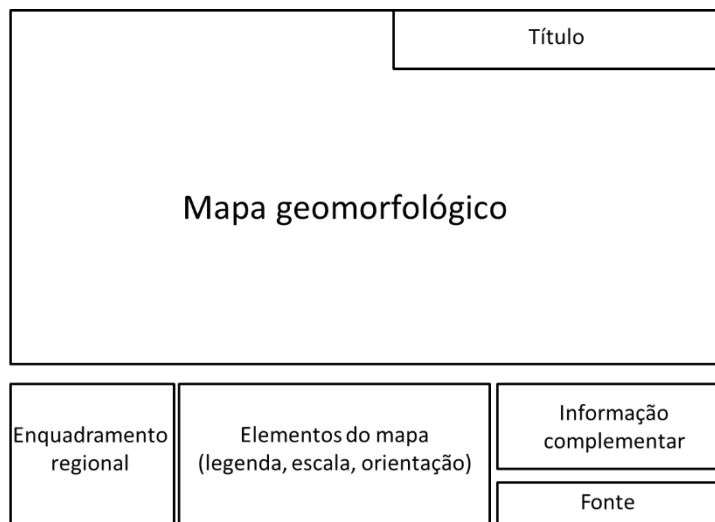


Figura 1.2 – Estrutura do Mapa Geomorfológico do Algarve Central.

(esta página foi intencionalmente deixada em branco)

(esta página foi intencionalmente deixada em branco)

L'analyse des archives naturelles du climat permet de caractériser l'ampleur et la vitesse de sa variabilité passée, à différentes échelles de temps.

//A análise dos arquivos naturais do clima permite caraterizar a amplitude e a velocidade da sua variabilidade passada, a diferentes escalas temporais.//

Valérie MASSON-DELMOTTE, 2012

II. Estado da Arte

Evolução ambiental

Geomorfologia e hidrologia das áreas cársticas

2.1. Evolução ambiental

2.1.1. *Mudanças climáticas e proxies ambientais do Quaternário*

As condições ambientais da superfície terrestre refletem, em primeiro lugar, as variações cíclicas determinadas pelos movimentos siderais da Terra identificadas por Milankovitch (1941) *cit.* Pla Pueyo (2009), que condicionam o regime de radiação por períodos de 90 000 a 100 000 anos na excentricidade da órbita, de ~41 000 anos na obliquidade do eixo, e de ~21 000 anos na precessão dos equinócios (Hays *et al.*, 1976; Kukla *et al.*, 2002; Cuadrat e Pita, 2006; Fletcher e Sánchez Goñi, 2008). As variações climáticas podem ainda estar associadas a outras mudanças episódicas multivariadas (Evans *et al.*, 2013), derivadas da geodinâmica interna, nomeadamente o vulcanismo (Hays *et al.*, 1976), e a rutura da composição atmosférica associada à atividade antrópica (Masson-Delmotte, 2012).

A evolução da paisagem é uma preocupação que une diversas linhas de investigação nas ciências naturais e humanas, que pretendem compreender a evolução paleoambiental e geográfica através de interpretações locais e sua relação com as regiões adjacentes. As fontes de informação para a interpretação paleoambiental são diversificadas, tendo por base o produto dos processos dominantes do regime geodinâmico. Os domínios frios apresentam uma grande capacidade de modelação geomorfológica, sendo que o estudo do modelado glacial continental alpino foi utilizado por Penck e Brückner (1909) *cit.* Gibbard (2009), para sistematizar os regimes climáticos europeus.

Esta informação foi complementada ou ajustada a outras regiões segundo outros aspetos morfológicos e sedimentológicos, que se fazem representar através de arquivos paleoambientais nos quais são feitas as observações (Evans *et al.*, 2013). Os arquivos ambientais encontram-se associados a vários tipos de depósitos, tais como depósitos lacustres (Carrión e van Geel, 1999; Currás *et al.*, 2012; Valero-Garcés *et al.*, 2013), depósitos de fundo de vale carbonatados ou não (Andrews, 2006; Andrews *et al.*, 2000, Vázquez-Urbez *et al.*, 2011a e 2012; Capezzuoli *et al.*, 2013) ou turfeiras (van der Knaap e van Leuven, 1997; Roland *et al.*, 2013), depósitos litorais lagunares ou estuarinos (Freitas *et al.*, 2002; Fletcher *et al.*, 2007; Boski *et al.*, 2008), depósitos hipogeios (Winograd *et al.*, 1992; Burns *et al.*, 2001; McDermott, 2004), calcretos (Wright e Tucker, 1991; Candy e Black, 2009; Alonso-Zarza e Wright, 2010b), depósitos eólicos (Danielsen *et al.*, 2012), depósitos periglaciares, entre outros, condicionados por fatores exógenos climáticos, eustáticos ou tectónicos (Soligo *et al.*, 2002; Brogi *et al.*, 2012; Pazzaglia *et al.*, 2013).

A adaptação dos ecossistemas continentais à dinâmica climática é igualmente utilizada e aplicada aos depósitos citados anteriormente, *v. g.* através de abordagens florísticas dos espetros polínicos (Guiot *et al.*, 1989; van der Knaap e van Leuven, 1997; Sánchez Goñi *et al.*, 1999; Carrión e van Geel, 1999; Fletcher *et al.*, 2007; Currás *et al.*, 2012), de restos e moldes vegetais (Ali *et al.*, 2003 e 2006; Roiron *et al.*, 2006; García-Amorena *et al.*, 2007) e dendrocronologia (Hughes, 2002; Haneca *et al.*, 2009), pedogenéticas (Danielsen *et al.*, 2012) e associações faunísticas como mamíferos (Antoine *et al.*, 2006; Carrión *et al.*, 2007; López-García *et al.*, 2011), gastrópodes (Gedda, 2001; Limondin-Lozouet *et al.*, 2006; Alexandrowicz, 2013; Yanes *et al.*, 2013), insetos (Gascoyne e Curren, 1981; Guiot *et al.*, 1993; Drysdale *et al.*, 2003a; Gadouin *et al.*, 2007), diatomáceas ou ostracodos (Currás *et al.*, 2012; Gliozzi e Mazzini (1998) *cit.* Soligo *et al.*, 2002) e marcas icnológicas (Rodríguez-Tovar e Dorador, 2014).

A ocupação humana do território é igualmente uma ferramenta útil à interpretação paleoambiental das regiões, sendo que à semelhança das outras espécies, a dieta das comunidades reflete a disponibilidade alimentar na área, cuja correlação estratigráfica poderá ser feita através de datações absolutas ou o nível tecnológico da comunidade estudada (Aubry *et al.*, 2011; Haws, 2012; Jiménez-Espejo *et al.*, 2013), ou do impacto da atividade humana sobre a erosão (Currás *et al.*, 2012). Já no período histórico, a interpretação de informação documental e cultural, bem como de registos instrumentais permite abordar períodos específicos, como por exemplo o “evento 4,2 ka” (Weiss (1993) *cit.* Roland *et al.* (2013)), a Pequena Idade do Gelo (Behringer, 2007) e períodos de seca (Taborda *et al.*, 2004; do Ó e Roxo, 2008).

Estes trabalhos podem ser sintetizados em cronozonas como as propostas por Mangerud *et al.* (1974) e revistas por Mangerud e Berglund (1978) para o Holocénico do norte europeu ou por Woillard (1978) para o Plistocénico Médio e Superior na Grand Pile (França). Contudo, as tabelas estratigráficas quaternárias regionais têm vindo a cair em desuso devido ao diacronismo entre as unidades bioestratigráficas de diferentes locais e à dificuldade de datação absoluta dos limites destas (Kukla *et al.*, 2002). Desta forma, a utilização da terminologia clássica, é recomendada apenas para a sua área de referência (*op. cit.*).

Com o desenvolvimento científico e tecnológico de novas abordagens com recurso a perfis contínuos em ambiente de mar aberto, onde as condições de pequena escala são menos relevantes, as cronozonas e a terminologia associada têm vindo a ser substituídas. A recolha de perfis contínuos e longos com resolução de alguns milhares de anos, obtidos a partir de carotes marinhas, permitem a compreensão climática em grande escala e a sua repercussão na interpretação paleoambiental local.

A partir do material recolhido das carotes, são usados diferentes indicadores que variam em função das condições ambientais oceanográficas e continentais da região (Anderson *et al.*, 2007). Nestas abordagens constam, por exemplo elementos geoquímicos como a variação $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ (Shackleton e Opdyke, 1973; Cacho *et al.*, 1999), a concentração de nutrientes em águas do fundo marinho e da razão $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ em foraminíferos bentónicos (Anderson *et al.*, 2007) e da análise de outros micro-organismos marinhos (Sánchez Goñi *et al.*, 2000; Paillet e Bard, 2002; Anderson *et al.*, 2007; Ferguson *et al.*, 2011) e variações de matéria mineral continental tais como depósitos transportados em icebergs⁵ (Lebreiro *et al.*, 1996; Thouveny *et al.*, 2000; Kukla *et al.*, 2002; Moreno *et al.*, 2002), poeiras eólicas e/ou materiais fluviais minerais (Thomson *et al.*, 1999; Moreno *et al.*, 2002) e matéria orgânica, como o pólen (Guiot *et al.*, 1989; Sánchez Goñi *et al.*, 1999; Roucoux *et al.*, 2001; Bertini *et al.*, 2014) e restos vegetais (Daniau *et al.*, 2007).

Os glaciares *inlandsis* de grande espessura existentes nas altas latitudes também permitem estabelecer séries temporais de alta resolução com diferentes *proxies* ambientais, representando períodos de vários milhares de anos com uma resolução anual a decenal nas camadas superiores que permitem identificar mudanças abruptas no clima (Dansgaard *et al.*, 1993; Anderson *et al.*, 2007; Barker *et al.*, 2011). Na carote de gelo de Vostok (Antártida) foi possível recolher dados dos últimos 420 000 anos (Petit *et al.*, 1999), enquanto no *European Greenland Ice-Core Project* (GRIP) e o *North Greenland Ice Core Project* (NGRIP) foi recolhida informação fiável até ao último período interglaciar (123 000 BP) com respetivos ciclos Dansgaard-Oeschger⁶ e eventos Heinrich⁷ (Dansgaard *et al.*, 1993; Alley *et al.*, 1997; Björk *et al.*, 1998; NGRIP *members*, 2004). Os principais trabalhos feitos sobre as carotes de gelo incidem sobre as características químicas e físicas do gelo e do ar nele aprisionado, como os isótopos estáveis $\delta^{18}\text{O}$, $\delta^1\text{H}$ e outros gases e poeiras naturais ou associadas à atividade antrópica (Anderson *et al.*, 2007).

⁵ Do inglês, *ice rafted debris*

⁶ Os ciclos de Dansgaard-Oeschger são compostos por períodos de aquecimento (interestádios) e arrefecimento (estádios) (Casalheira e Bicho, 2013)

⁷ Os eventos Heinrich (*Heinrich events*) são variações climáticas abruptas quase periódicas, caracterizadas por um período de arrefecimento longo seguido por uma mudança rápida para um clima mais quente (Goldstein e Hemming (2003) *cit.* Long e Stoy (2003)), frequentemente associados aos períodos estadiais dos ciclos de Dansgaard-Oeschger (Casalheira e Bicho, 2013)

2.1.2. Estratigrafia e clima do Quaternário

2.1.2.1. Definição de Quaternário e Holocénico

Neste trabalho será seguida a terminologia reconhecida pela *International Commission on Stratigraphy* (ICS) e pela *International Union of Geological Sciences* (IUGS), segundo a Tabela Cronoestratigráfica Internacional (v2014/2), e a terminologia aplicada em português segundo o *Quadro de Divisões Estratigráficas* apresentado em Pais e Rocha (2013).

A estratigrafia do Quaternário sofreu algumas alterações recentes, em consequência da revisão da base do Plistocénico e a primeira definição formal da base do Sistema Quaternário, pelas subcomissões do Quaternário e do Neogénico da *International Commission on Stratigraphy* (ICS) (Gibbard e Head, 2010).

A proposta “Quaternário”⁸ definiu o Quaternário como sistema (incluindo o andar Gelasiano), com a base do estratótipo e localização para o Gelasiano no Monte San Nicola na Sicília (Itália) atualmente datado em 2,58 Ma, que passou desta forma a integrar o sistema Quaternário (*op. cit.*). A proposta da ICS foi ratificada pelo Comité Executivo da *International Union of Geological Sciences* (IUGS) em 29 de Junho de 2009 (Finney, 2010).

A definição de Holocénico será também utilizada segundo o estratótipo ratificado pela IUGS, baseado na carote de gelo polar NGRIP, da Gronelândia. Neste estratótipo, o Holocénico tem início em 11 700 anos antes de 2000 AD, no final do Dryas Recente, e não no fim do último período frio em aproximadamente 14 500 BP (Walker *et al.*, 2009).

2.1.2.2. Cronoestratigrafia do Quaternário Médio e Superior e Holocénico

As mudanças climáticas quaternárias na Europa são marcadas pela sequência de períodos frios (glaciares e estádios) e outros relativamente mais quentes (interglaciares e interestádios), onde predominam processos morfoclimáticos distintos. Se por um lado condições climáticas frias estão associadas à acumulação de massas de gelo nas latitudes e altitudes elevadas e a níveis eustáticos baixos, os períodos quentes são marcados por regimes hidroclimáticos mais húmidos, bem como por transgressões marinhas.

Recorrendo à razão do $\delta^{18}\text{O}$ dos foraminíferos bentónicos das carotes marinhas, foram identificados os períodos de máxima e mínima concentração de ^{18}O , atribuindo-se a designação de *Terminação* ao ponto intermédio do aquecimento rápido após o máximo glacial⁹ (Kukla *et*

⁸ A proposta “Neogénico” remetia também o andar Gelasiano para o Quaternário, contudo, o Quaternário seria considerado como um subsistema neogénico (Gibbard e Head, 2010).

⁹ Corresponde aproximadamente ao período de redução mais rápida do gelo continental e subida do nível do mar mais rápida

al., 2002). A todo o intervalo entre duas Terminações atribui-se a designação de *Ciclo glacial*, que inclui o máximo interglaciar e a variabilidade climática até ao máximo glacial final (Anderson *et al.*, 2007). Por vezes a mudança de Estádio Isotópico Marinho (MIS, do inglês *Marine Isotopic Stage*) de par para ímpar não corresponde ao final de um ciclo glacial, uma vez que não apresenta uma amplitude muito elevada entre os dois, como acontece entre os MIS 4 e 3, por exemplo (Anderson *et al.*, 2007).

Como complemento aos ciclos glaciares, serão utilizados os MIS para referências mais específicas na cronoestratigrafia quaternária segundo Silva *et al.* (2009) e Cohen e Gibbard (2011), como sintetizado na Figura 2.1.

Para eventos de maior resolução temporal será adotada a terminologia aplicada por Danialu *et al.* (2007), utilizando Estádios e Interestádios Dansgaard-Oeschger (D-O) para os períodos frios e quentes, respetivamente. Como referência, serão utilizadas as curvas de isótopos apresentadas por Anderson *et al.* (2007) para os MIS 1 a 4 e pelos NGRIP members (2004) para o MIS 5 (Figuras 2.2 e 2.3 respetivamente).

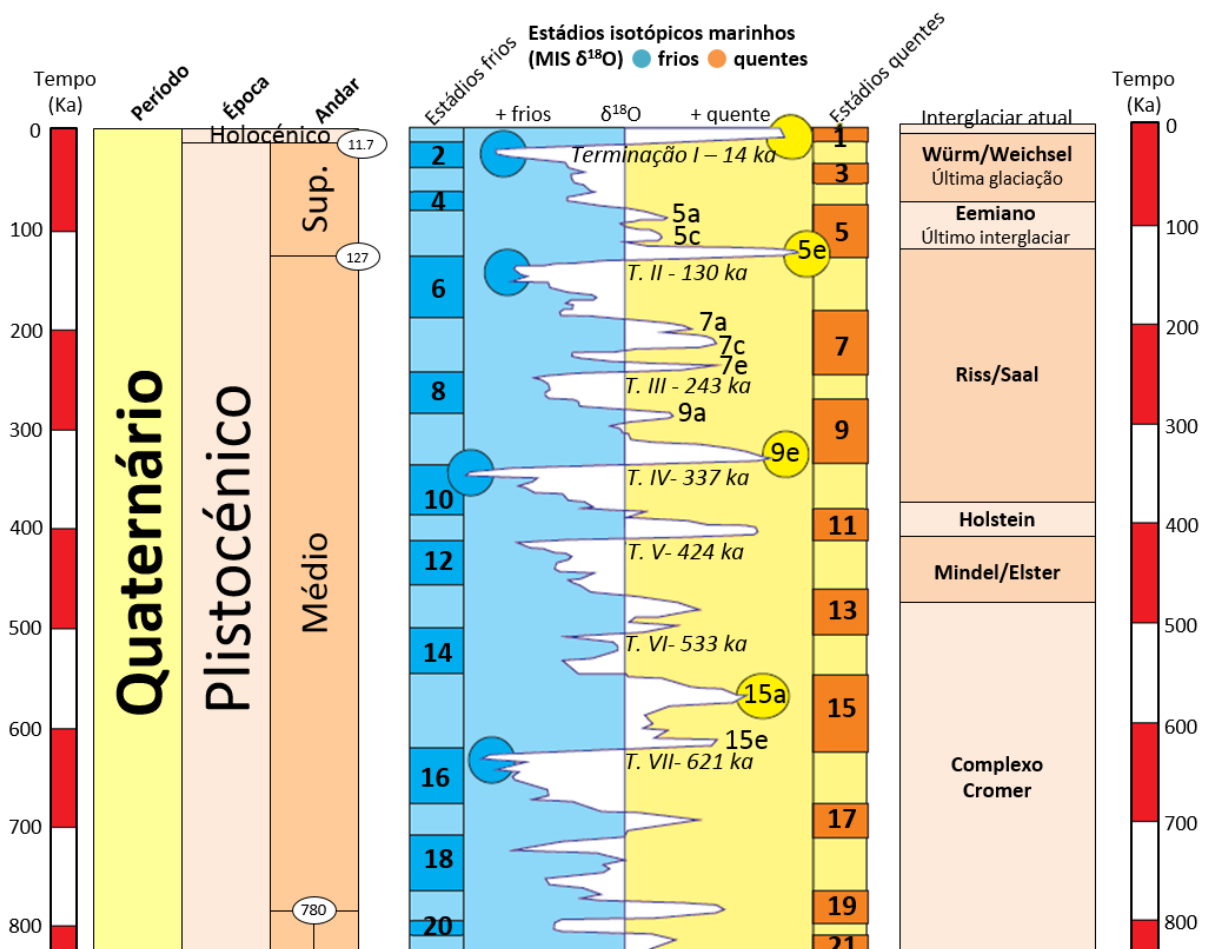


Figura 2.1 – Tabela cronoestratigráfica do Plistocénico Médio e Superior e Holocénico com representação dos estádios isotópicos marinhos e dos períodos climáticos quaternários na Europa no Plistocénico Médio, Superior e Holocénico (adaptado de Silva *et al.* (2009) e Cohen e Gibbard (2011)).

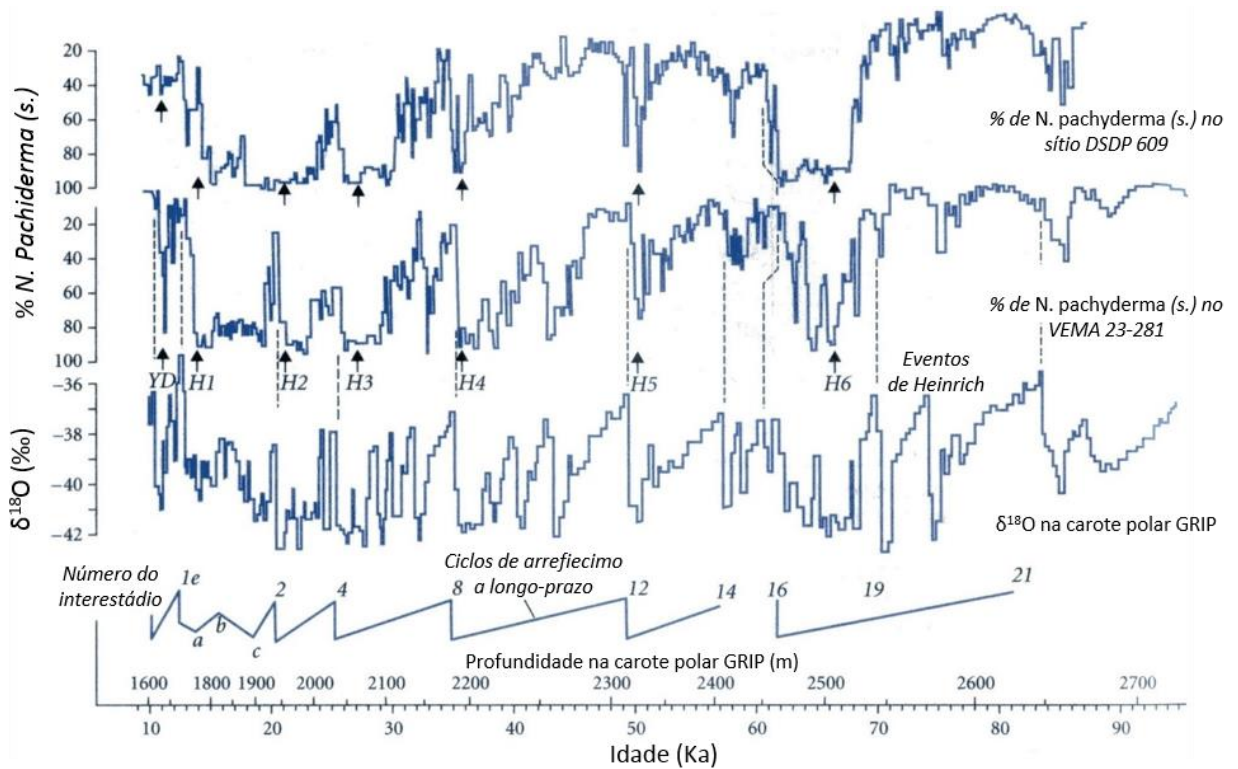


Figura 2.2 – Relação entre as temperaturas da superfície marinha, *Heinrich events* e ciclos D-O nos MIS 1 a 4 (D-O 1 a 21) (adaptado de Anderson (2007)).

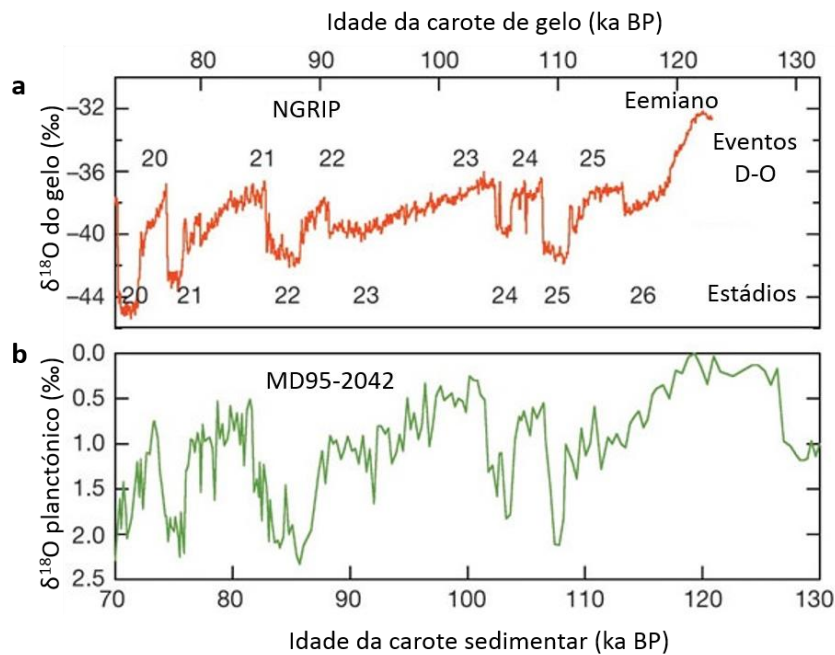


Figura 2.3 – Relação entre as temperaturas da superfície marinha e ciclos D-O no MIS 5 (D-O 20 ao Eemiano s.s.) (adaptado de NGRIP members (2004)).

2.1.3. Condições bioclimáticas regionais

Os regimes climáticos característicos dos diferentes períodos estadiais ou interestadiais apresentam uma duração e intensidade diferentes, reflexo das condições que estão na sua origem. Para além das tendências globais das mudanças climáticas, estas representam também

diferentes intensidades e tempos de resposta ao nível regional, que por sua vez são ajustados às condições locais.

Neste trabalho optou-se por fazer uma caracterização climática a diferentes escalas espaciais e temporais, caracterizando-se os grandes processos que afetam a fachada oriental da bacia do Atlântico Norte, que podem ter reflexos sobre as condições bioclimáticas no Barrocal algarvio. Desta caracterização genérica, partiu-se para a caracterização climática e fitossociológica nos ciclos glaciares e transição na fachada ocidental atlântica da Península Ibérica e mar de Alborán (Mediterrâneo Ocidental).

Por fim, considerou-se relevante a caracterização do último ciclo glacial e do Holocénico desta área, demonstrando a sensibilidade da vegetação e da sedimentologia à variabilidade climática de curta duração, como por exemplo durante o Dryas Recente.

2.1.3.1. Bacia do Atlântico Norte

Recorrendo aos estudos multidisciplinares sobre as carotes do fundo marinho e aos trabalhos efetuados nas áreas emersas é possível reconstruir os paleoambientes regionais na bacia do Atlântico Norte, que por sua vez permite compreender as mudanças climáticas na Península Ibérica (Mapa 2.1).

Os ambientes da Península Ibérica respondem às mudanças climáticas globais com mais ou menos intensidade, dependendo da influência da circulação geral da atmosfera e da circulação termohalina dos oceanos, bem como da posição na península e da sua topografia (Carrión *et al.*, 2010). Os registos polínicos das carotes marinhas da fachada atlântica ocidental da península têm uma resolução que permite fazer a correlação das principais unidades cronoestratigráficas do último complexo interglacial onde, apesar de representarem uma sucessão vegetal diferente, estas refletem tendências convergentes (Sánchez Goñi *et al.*, 2005).

A circulação termohalina em grande escala transporta águas tropicais quentes junto da superfície para as altas latitudes, antes de arrefecer e aumentar a sua densidade, o que a leva a mergulhar sobre águas menos densas e/ou inverter o seu rumo, proporcionando a transferência de calor sensível e latente para a atmosfera através da evaporação (Webb *et al.*, 1997; Cuadrat e Pita, 2006). Atualmente, o limite entre as correntes do Golfo e do Labrador dá origem a uma forte amplitude térmica latitudinal da temperatura da superfície marinha (SST, do inglês *Sea Surface Temperature*) junto da isotérmica 10 °C, marcando de grosso modo a posição atual do limite do giro subpolar-subtropical (Pailler e Bard, 2002) (Mapa 2.2). A posição destas correntes reflete-se numa anomalia térmica zonal positiva de aproximadamente 6 °C, atingindo os 25 °C junto da península escandinava (Cuadrat e Pita, 2006).

Áreas geográficas e localização da informação paleoambiental



Mapa 2.1 – Áreas geográficas e localização da informação paleoambiental referidos no texto. *Legenda:* Costa meridional portuguesa e Golfo de Cádiz (1 e 2) (v. g. Zazo *et al.*, 2005; Fletcher *et al.* (2007) Schneider *et al.* (2010), Morales-Molino *et al.* (2011); Queiroz e Mateus, 2011); Lagoas do sudoeste alentejano (3) (Santos e Sánchez Goñi, 2003), Serra da Estrela (4) (v. g. van der Knaap e van Leeuwen (1997) e Connor *et al.* (2012)); Gibraltar (5) (v. g. Jiménez-Espejo *et al.* (2013)); SE ibérico (6 a 8) (v. g. Pons e Reille (1988), Carrión *et al.* (1998), Carrión e van Geel (1999), García-Alix *et al.* (2014)); ao largo da costa ocidental portuguesa (9 a 12) (v. g. Pailler e Bard (2002), Sánchez Goñi *et al.* (2005), Moreno *et al.* (2005), Daniau *et al.* (2007)); do Mar de Alborán (13 e 14) (v. g. Cacho *et al.* (1999), Kageyama *et al.* (2005), Fletcher e Sánchez Goñi (2008)); e ao largo das Ilhas Baleares (15) (Girone *et al.*, 2013).

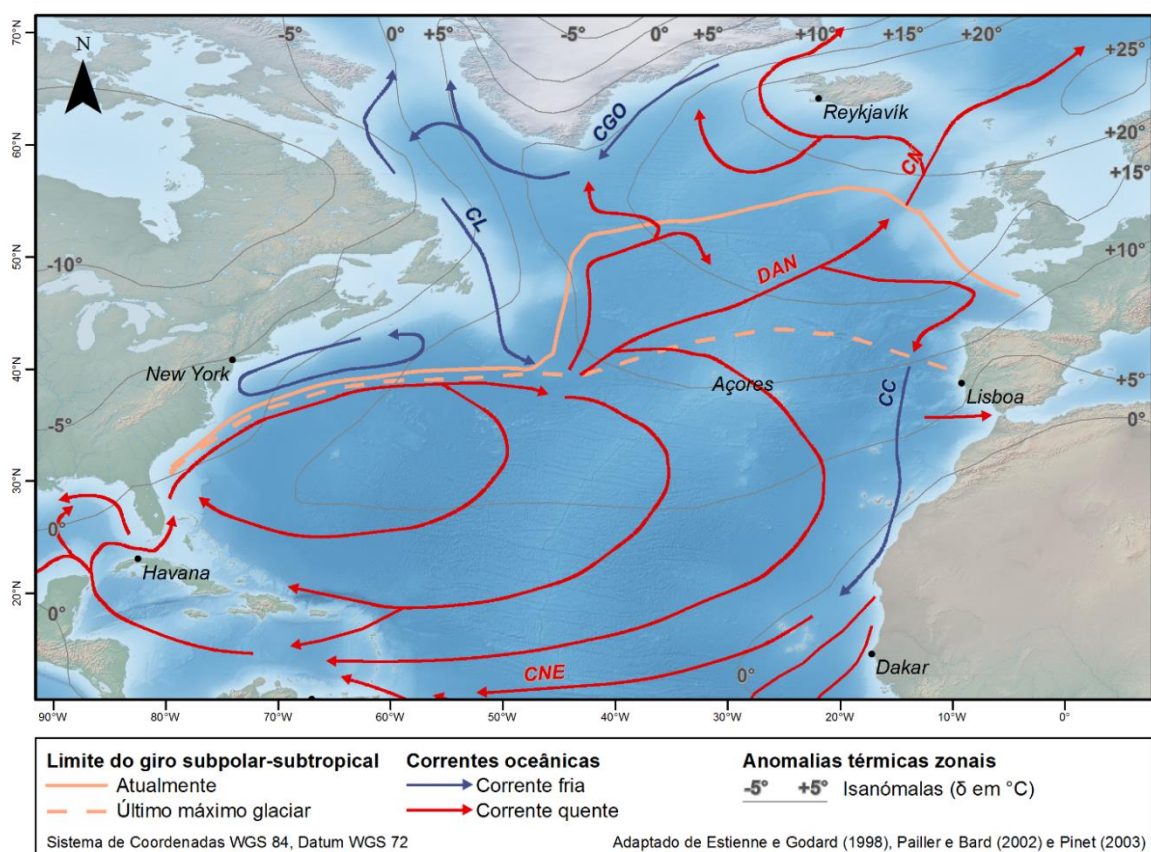
A migração do limite subpolar-subtropical para a latitude aproximada da Península Ibérica durante os períodos frios, resulta na compressão meridional do giro anticiclónico do Atlântico Norte e na intensificação a célula anticiclónica dos Açores (Sánchez Goñi *et al.*, 2000; Pailler e Bard, 2002; Anderson *et al.*, 2007). Este processo resulta no reforço da nortada e assim intensificação do *upwelling* na costa ocidental portuguesa, como terá ocorrido no início dos MIS 4 e 2 e final do MIS 6 (Pailler e Bard, 2002). Durante os MIS pares, a SST seria cerca de 4 °C mais baixa que no Holocénico, associada a um índice de produtividade biológica superficial relativamente mais elevado, como demonstrado por Pailler e Bard (2002) com recurso às carotes recolhidas ao largo da costa portuguesa.

Com o reforço destas condições climáticas no Atlântico Norte nos períodos e episódios frios, e a circulação atmosférica à superfície é predominada pelos ventos do oeste, menos favoráveis ao *upwelling* na costa ibérica (*op. cit.*). Estas condições subpolares correspondem ao MIS 6, sub-MIS 5b e 5c, final do MIS 4 e aos curtos períodos de transição do MIS 3 (*op. cit.*). Estes períodos estão associados aos estádios D-O quando a temperatura média de Verão seria

aproximadamente 10 °C inferior à atual e os valores de pólen arbóreo são mais reduzidos (Cayre *et al.*, 1999 *cit.* Sánchez Goñi, 2000; Roucoux *et al.*, 2001; Anderson *et al.*, 2007). Com a exceção do estágio D-O 9, todos estão refletidos no espectro polínico da carote marinha M95-2042 (Sánchez Goñi *et al.*, 2000). Estes períodos frios parecem estar também associados a uma sazonalidade elevada na região da Península Ibérica, contrastando a chegada de massas de ar frias durante o Inverno com a temperatura média superior a 12 °C durante o Verão (Sánchez Goñi *et al.*, 2000). Os eventos Heinrich estão associados a Estádios D-O, quando prevalecem condições frias e áridas com atividade dunar intensa em Gibraltar, o que reflete o caráter ventoso destes períodos (Jiménez-Espejo *et al.*, 2013; Jiménez-Moreno *et al.*, 2013).

Todos os intervalos com o perihélio durante o Inverno no hemisfério norte corresponderam à diminuição das florestas na área mediterrânea, que culminaram em cerca de 66 ka BP, 88,5 ka BP e 111 ka BP. Pelo contrário com o perihélio durante o Verão, a vegetação arbórea aumenta em 84 ka BP, 105,5 ka BP e 127,6 ka BP, o que é acompanhado por águas superficiais quentes e oligotróficas (Incarbona *et al.*, 2010).

Correntes e anomalias térmicas na bacia do Atlântico Norte



Mapa 2.2 – Mapa do Atlântico Norte com as correntes da superfície oceânica atuais (*adaptado de Pinet (2003)*), posição aproximado limite do giro subpolar-subtropical atualmente e no último máximo glacial (*adaptado de Pailler e Bard (2002)*) e anomalias térmicas zonais da temperatura atmosférica à superfície (*adaptado de Estienne e Godard (1998)*). *Legenda da designação das correntes: CC – Corrente das Canárias; CG – Corrente do Golfo; CGO – Corrente da Gronelândia Oriental; CL – Corrente de Labrador; CN – Corrente da Noruega; CNE – Corrente Norte Equatorial; DAN – Deriva do Atlântico Norte (Pinet, 2003)*).

2.1.3.2. Ciclos glaciares na Península Ibérica

Períodos frios (períodos glaciares e estádios D-O)

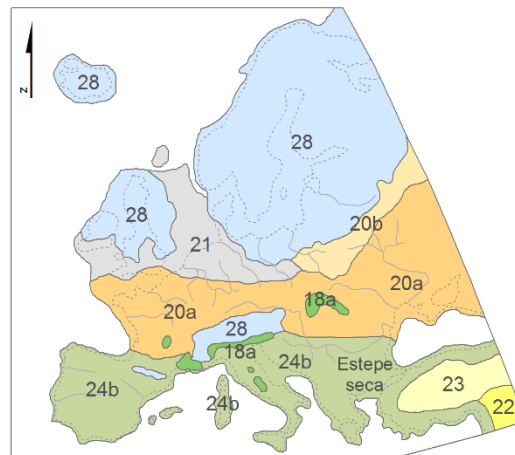
Durante o último máximo glacial, a tundra ter-se-á estendido até à margem norte da Península Ibérica, enquanto a ocidente dos Alpes o *permafrost* se prolongava até ao sul de França, permanecendo a sua extensão máxima ainda em discussão (Anderson *et al.*, 2007; Lenoble *et al.*, 2012).

Os estádios D-O, reforçados quando coincidentes com os eventos de Heinrich, são caracterizados por temperaturas baixas e de um clima árido e seco como consequência do predomínio de ventos anticiclónicos do SW europeu, que levam à contração das florestas e expansão da vegetação de estepe temperada na Península Ibérica (Moreno *et al.*, 2002; Sánchez Goñi *et al.*, 2005; Fletcher e Sánchez Goñi, 2008). Estes períodos são caracterizados pelos *taxa* herbáceos como *Ericaceae*, *Poaceae*, *Artemisia*, *Chenopodiaceae*, *Ephedra*, *Taraxacum* e *Caryophyllaceae* dos espetros polínicos recolhidos ao largo da costa portuguesa (Sánchez Goñi *et al.*, 1999; Kageyama *et al.*, 2005; Sánchez Goñi *et al.*, 2005; Anderson *et al.*, 2007; Morales-Molino *et al.*, 2011). No Golfo de Cádiz foram também identificadas algumas espécies arbóreas temperadas, tais como as caducifólias *Quercus*, *Castanea* e *Corylus*, denotando a importância das charnecas na paisagem (Morales-Molino *et al.*, 2011) (Mapa 2.3).

Os eventos Heinrich fazem-se sentir não só na fachada atlântica da Península Ibérica, mas também na região do Mediterrâneo Ocidental (Girone *et al.*, 2013), com um padrão climático tripartido (Sánchez Goñi *et al.*, 2000; Fletcher e Sánchez Goñi *et al.*, 2008), representado por períodos de recorrência que variam entre os 6290 e os 6490 anos e os 7890 e os 8230 anos durante o MIS 3 segundo as escalas temporais GISP2 e NGRIP respetivamente¹⁰ (Long e Stoy, 2003). No início dos eventos Heinrich, apesar de já existirem indicadores de uma SST baixa, persistem percentagens relativamente elevadas de espécies arbóreas eurosiberianas, que refletem ambientes amenos e húmidos, mas com indicadores de temperaturas baixas em altitude e/ou ventos oriundos do norte de África a afetar a área do mar de Alborán. A fase intermédia caracteriza-se pela descarga máxima de detritos transportados pelo gelo e por um *optimum* climático ajustado ao desenvolvimento de vegetação de estepe associada a um clima seco e frio. Por fim, a SST volta a subir e regista-se uma tendência mais quente e húmida em terra e a recuperação da vegetação arbórea.

¹⁰ Ambas as carotes recolhidas na Gronelândia

Associações vegetais predominantes no último máximo glacial



Associação vegetal predominante

<p>18a Floresta semiárida Coníferas e caducifólias</p> <p>20a Estepe-tundra, mais próximo de tundra Coberto vegetal disperso, plantas herbáceas rasteiras e alguns arbustos</p> <p>20b <i>Idem</i>, mais próximo de estepe</p> <p>21 Deserto polar/alpino Coberto vegetal disperso com plantas herbáceas de crescimento lento</p>	<p>22 Deserto temperado Coberto vegetal disperso</p> <p>23 Subdeserto temperado Gramíneas e arbustos dispersos</p> <p>24b Estepe temperada e de montanha Estepe de gramíneas pequenas e dispersas</p> <p>28 Manto de gelo</p>
---	---

Outros elementos

— Rede hidrográfica atual

— Linha de costa atual

Mapa 2.3 – Reconstituição das associações vegetais predominantes na Europa no último máximo glacial (*adaptado de Anderson (2007)*).

A Península Ibérica no contexto europeu

A posição meridional do território ibérico em relação a resto da Europa ocidental, juntamente o efeito amenizador da temperatura e fornecedor de humidade dos ventos de oeste Atlânticos, proporciona condições para a existência de refúgios de floresta caducifólia e mediterrânea durante o pleniglacial, a partir dos quais é possível a sua dispersão no final dos ciclos glaciares (Sánchez Goñi *et al.*, 1999; Roucoux *et al.*, 2001; Anderson *et al.*, 2007). Esta característica permite uma recuperação muito mais rápida da vegetação após o pleniglacial, sem perturbações significativas pelos processos migratórios (Pons e Reille, 1988; Sánchez Goñi *et al.*, 1999; Sánchez Goñi *et al.*, 2005). Apesar disso, no MIS 5e, a expansão das espécies foi cerca de 1000 anos mais tardia do noroeste ibérico que no Sul (Sánchez Goñi *et al.*, 2005).

A intensidade destes períodos em território português é também identificada a partir das glaciações da Serra da Estrela e do Gerês (Daveau, 1971; Daveau, 1980), mas também de processos crionivais a altitudes mais baixas como na Serra do Sicó (Cunha, 1988; Aubry *et al.*, 2011). Vieira e Cordeiro (1998) reúnem vários trabalhos para justificar a ação crionival em

território português, apontando o litoral sul do país como a única zona continental sem indicadores para estes processos ao longo do Quaternário.

Instalação de condições interestaduais

As Terminações II e I são acompanhadas pela recuperação rápida do *upwelling*, o que deverá corresponder a uma migração para norte do giro subtropical e ao restabelecimento da nortada estival, que enfraquece durante os máximos interglaciares com as mudanças na circulação atmosférica no Atlântico Norte (Pailler e Bard, 2002).

A diminuição do *upwelling* costeiro e a mistura moderada das águas superficiais resulta no seu aquecimento, que é acompanhado pela regressão das massas de gelo e substituição da vegetação de estepe pela vegetação mediterrânea e termófila (Pailler e Bard, 2002; Anderson *et al.*, 2007). Estes períodos estão associados ao aumento da temperatura e precipitação e, de forma geral, o clima, flora, fauna e formas de relevo dos períodos interglaciares parecem ser semelhantes às condições atuais (Woillard, 1972; Sánchez Goñi *et al.*, 1999; Rouxoux *et al.*, 2001; Anderson *et al.*, 2007).

Como reflexo da recuperação das condições interglaciares após o pleniglacial, as primeiras comunidades vegetais a desenvolver-se são alguns *taxa* arbóreos pioneiros (v. g. *Betula*, *Pinus*, *Cupressaceae*), seguidas das espécies caducifólias (v. g. *Quercus*, *Corylyus* e *Carpinus betulus*) e do reaparecimento dos elementos mediterrâneos como a *Olea* (Sánchez Goñi *et al.*, 1999). As espécies florestais mediterrâneas apresentam a sua distribuição máxima nos períodos interestaduais em bosque descontínuo (Sánchez Goñi *et al.*, 1999; Rouxoux *et al.*, 2001). O aumento de produção de material combustível durante os interestádios, leva também ao aumento de incêndios florestais (Daniau *et al.*, 2007).

2.1.3.3. Caraterização do último ciclo glacial e Holocénico

MIS 5 (Eemiano s.l.)

O valor máximo da curva de $\delta^{18}\text{O}$ apresentada pelos NGRIP *members* (2004) corresponde ao MIS 5a (Eemiano *s. s.*), que seria 3 ‰ mais elevado que os valores atuais, equivalente a uma temperatura calculada de aproximadamente mais 5 °C. Com recurso aos registos das carotes da costa ocidental da Península Ibérica, Pailler e Bard (2002) consideram que o MIS 5 poderá ter sido 0 a 2 °C mais quente que atualmente.

As temperaturas da superfície marinha atingiram o máximo entre aproximadamente 124 e 131 ka BP no Giro Subtropical do Atlântico Norte (Bahr *et al.*, 2013), com desenvolvimento de

floresta de *Quercus caducifólios* na Itália e NW da Ibéria¹¹, por sua vez contemporâneo ao aparecimento da floresta mediterrânea no sul da Ibéria (Incarbona *et al.*, 2010). Em cerca de 121,5 ka BP regista-se um arrefecimento de aproximadamente 2 °C, a par de um incremento da precipitação anual no NW da Península Ibérica (Incarbona *et al.*, 2010).

No sul da Península Ibérica, a vegetação tem ainda a especificidade de representar um Eemiano *s.s.* mais longo que nos Alpes e Pirenéus (Shackleton *et al.* (2003) *cit.* Sánchez Goñi *et al.* (2005)), onde a transferência de calor por águas quentes e salinas para a atmosfera as latitudes médias através da Corrente do Golfo e do Atlântico Norte deverá ter tido uma importância relevante (Bahr *et al.*, 2013).

Há cerca de 118-115 ka BP regista-se um arrefecimento muito forte da atmosfera e da temperatura da superfície das águas oceânicas, em virtude de uma possível deslocação das baixas pressões e das injeções de massa de ar polar para o sul, provocando a aridificação e arrefecimento que conduziu ao subestádio 5d (Sánchez Goñi *et al.*, 1999; Incarbona *et al.*, 2010). Por isso, à semelhança do subestádio 5b, o coberto florestal diminui na Península Ibérica, Itália e Grécia e há o aparecimento de vegetação de taiga na Alemanha (Sánchez Goñi *et al.*, 1999; Incarbona *et al.*, 2010).

Na Península Ibérica houve um atraso no final do MIS 5e, pelo que houve a acumulação substancial do volume de gelo da transição MIS 5e/5d (115-110 ka) enquanto a floresta caducifólia ainda permaneceu no sul da península por mais 5000 anos (Turner (2002); Tzedakis (2003) *cit.* Sánchez Goñi *et al.* (2005)). A forte acumulação de gelo durante este período ocorreu noutras áreas do globo a latitudes médias e elevadas, massa de gelo que se manteve durante todo o MIS 5 (Stokes *et al.* (2012) *cit.* Hughes e Gibbard (2014)) (Figura 2.4).

A partir de 115 ka BP os ecossistemas de tundra marcam o fim do Eemiano no norte da Alemanha enquanto as florestas de vegetação mista persistem na Ibéria, Itália e Grécia, sendo apenas severamente reduzidas no Melisey I, há cerca de 110-108 ka BP (Incarbona *et al.*, 2010) (Figura 2.5). Na Grand Pile verificou-se uma deterioração climática com a substituição da floresta por estepe *Gramineae-Artemisia* com espécies subárticas/subalpinas (Woillard, 1978).

A segunda metade do interestádio 5 é marcada pela descida das temperaturas, que precede máximos de humidade, onde uma sucessão botânica de períodos mais favoráveis (relativamente mais quentes e mais húmidos (5a e 5c)), é interrompida por episódios frios e secos (Guiot *et al.*, 1989; McManus *et al.*, 1994). Apesar das condições quentes e húmidas serem dominantes, o interestádio 5a já apresenta uma tendência para temperaturas baixas e uma precipitação elevada

¹¹ Cerca de 127 e 126 ka BP (Incarbona *et al.*, 2010)

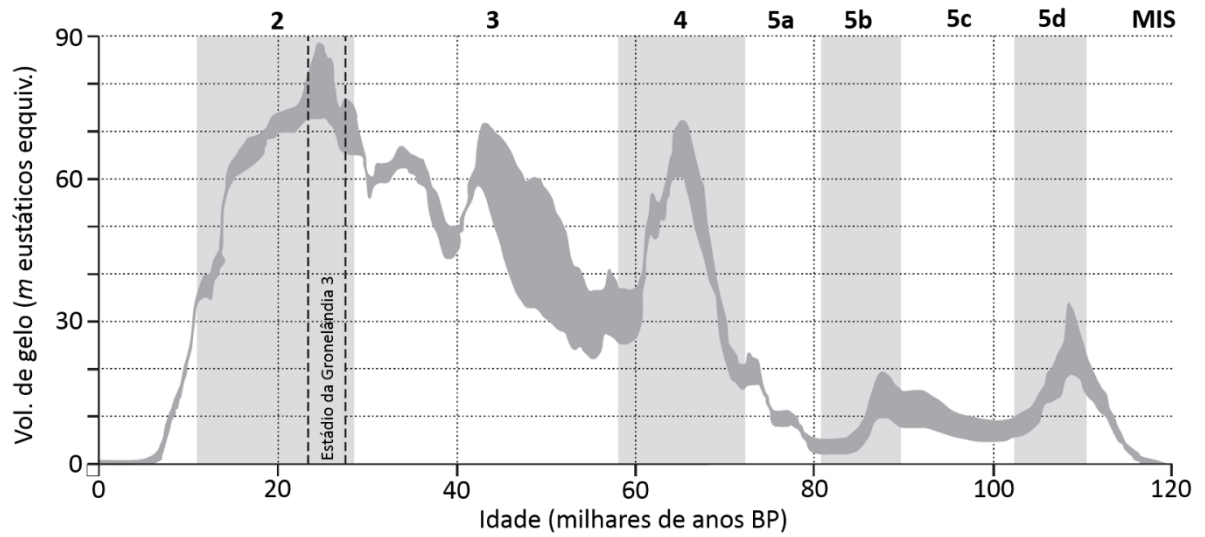


Figura 2.4 – Volume de gelo do manto de gelo laurentida durante o último ciclo glacial. A área sombreada da curva representa as margens de erro na modelação de Stokes *et al.* (2012) *cit.* Hughes e Gibbard (2014) (*adaptado de Hughes e Gibbard (2014)*).

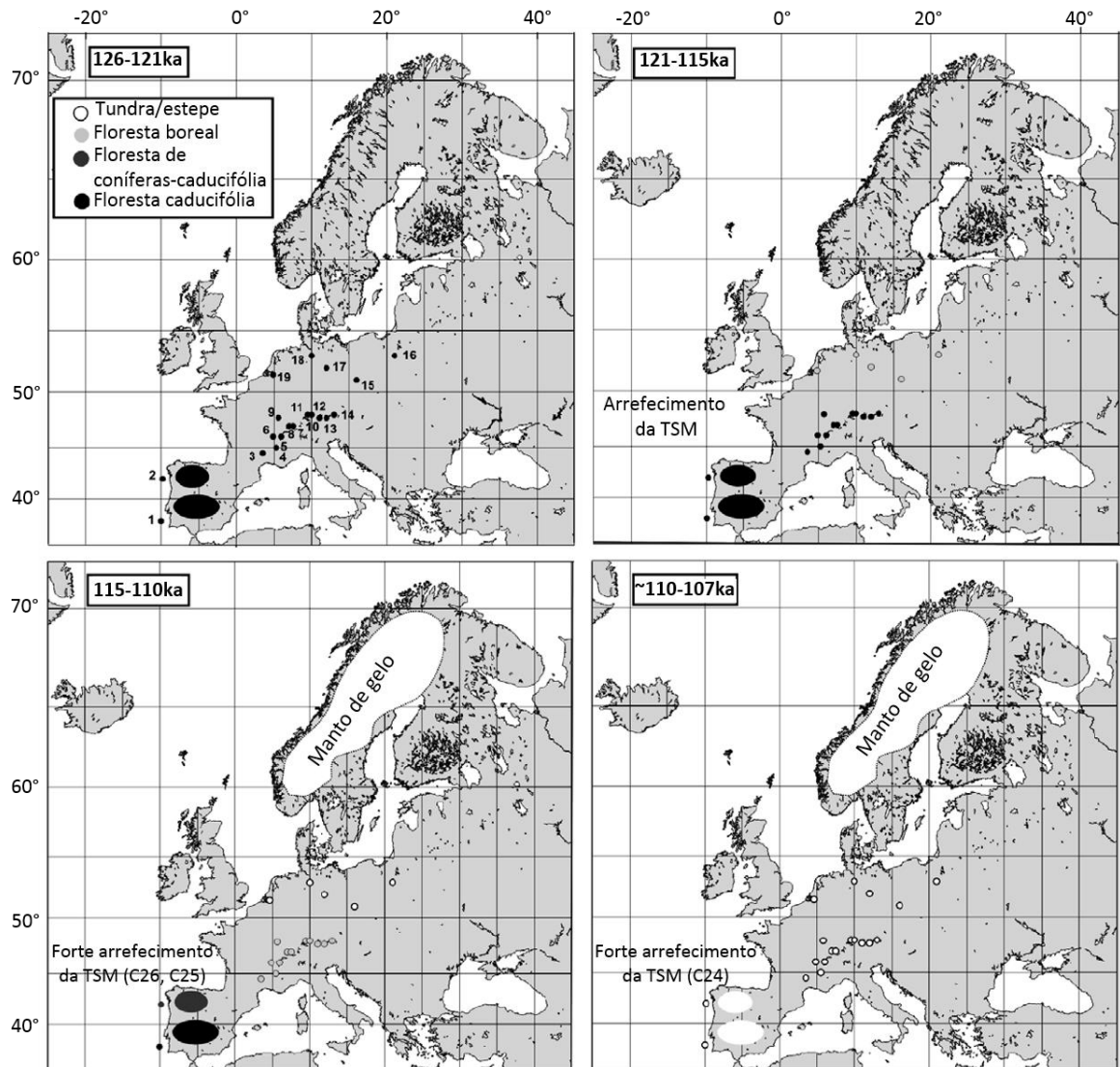


Figura 2.5 – Distribuição da expansão das comunidades vegetais na Europa ocidental no MIS 5e-d, variações na temperatura da superfície marinha (TSM) e a extensão dos mantos de gelo escandinavos (*adaptado de Sánchez Goñi et al. (2005)*).

no final do período com uma vegetação de estepe-charneca que se prolonga até ao MIS 4 (Guiot *et al.*, 1989; Sánchez Goñi *et al.*, 1999). Na costa ocidental portuguesa, as carotes marinhas indicam diferentes condições, onde vegetação semidesértica coexiste com floresta mediterrânea no sul, enquanto no NW há uma vegetação aberta mais húmida e outros elementos de estepe juntamente com floresta de carvalhos caducifólios e bétulas (Sánchez Goñi *et al.*, 2005).

As características de tufos calcários na Grécia atribuídos ao MIS 5a e 5c, apontam para um clima vincadamente sazonal com Verões secos e invernos frios, provavelmente semelhante ao atual (Brasier *et al.*, 2010).

A fauna em Portugal no interestádio 5 integrava ainda mamíferos como *Hippopotamus incognitus* e *Elephas antiquus* que, no caso do primeiro que se prolongou até ao MIS 4 (Cardoso, 1996). O primeiro já havia sido identificado por Choffat (1895) nos tufos calcários de Condeixa, contudo este trabalho carece de datações absolutas e a sua posição exata no afloramento permanecem desconhecidos.

MIS 4 a 2 (Würm)

Inicialmente, o estágio 4 foi húmido e frio com tendência a ficar mais frio e muito seco, sendo seguido de dois períodos temperados curtos com um intermédio mais frio (MIS 3), ao qual se seguiu o máximo glacial por volta dos 19 000 BP, após um arrefecimento gradual de 21 000 anos (Pons e Reille, 1988; Guiot *et al.*, 1989; Ferguson *et al.*, 2011). Este foi o período glacial com maior extensão de gelo na Europa, e o único com modelado glacial atualmente interpretado em Portugal (Daveau, 1971, 1980).

O MIS 3 é considerado como uma “interfase”¹², período em que as variações de baixa amplitude tornam a definição de estádios e interestádios pouco significativa, devido às diferenças climáticas entre regiões (Welten, 1982 *cit.* Pons e Reille, 1988). Pons e Reille (1988) justificam assim que uma interfase parecerá um período de clima subglacial severo no norte, altitudes elevadas e situações continentais, enquanto no sul, planícies ou situações oceânicas será um clima mais temperado. Entre o MIS 4 e início do MIS 2 o vento predominante era N/NW, passando de condições relativamente áridas no MIS 4 para relativamente mais húmidas no MIS 3 (Zazo *et al.*, 2005), apesar de durante este período, Rodríguez-Vidal *et al.* (2013) referir a escassez de água e não a temperatura como o principal fator limitativo para os ecossistemas em Gibraltar.

¹² Welten (1982) *cit.* Pons e Reille (1988) definiu o episódio de baixa amplitude, mas relativamente longo e perceptível durante o último glacial como uma interfase, frequentemente chamado de Interestádio Würmiano

O último máximo glacial não está formalmente definido, uma vez que os depósitos apresentam ligeiras nuances. Com base nas carotes de gelo da Gronelândia (NGRIP), Hughes e Gibbard (2014) atribuíram o último máximo glacial ao Estádio Isotópico da Gronelândia 3 (27 540-23 340 ka), o que está de acordo com vários marcadores-chave globais, tais como o nível médio do mar mais baixo, o fluxo de poeiras nas carotes de gelo da Gronelândia e Antártida e a extensão máxima provável dos glaciares da América do Norte e ilhas britânicas e Irlanda (Figura 2.4).

Através da análise de macrorestos vegetais, García-Amorena *et al.* (2007) indicam que a temperatura média anual durante a última era glacial seria 2 a 11,3 °C inferior à atual (4,9 °C em Janeiro), e a precipitação seria até 45 % mais baixa. Contudo, citando outros autores, García-Amorena *et al.* (2007) indicam que as reconstituições climáticas disponíveis para a última era glacial na área apontam para que as temperaturas de Verão e Inverno fossem 1,5 a 2 °C abaixo dos seus valores atuais e a precipitação média anual até 60% inferior. Durante o segundo evento Heinrich (H2), as SST muito baixas criaram condições para ventos intensos do Sahara e um incremento dos depósitos eólicos no sul da Península Ibérica (Costas *et al.* (2012) *cit.* Jiménez-Espejo *et al.* (2013)).

A população arbórea deverá ter atingido o seu mínimo no MIS 2, o que é concomitante com a maior extensão de gelo sugerida por McManus *et al.* (1999) *cit.* Roucoux *et al.* (2001) e o domínio de comunidades xeromórficas em Navarrés (Carrión e van Geel, 1999). Durante o H1 houve uma diminuição de 5 a 15 °C no mês mais frio, e de pelo menos 200 mm (~50%) da precipitação face ao último máximo glacial, tal como aconteceu nos H3 a 5 (Kageyama *et al.*, 2005).

Ciclo glacial atual (Terminação I-Holocénico)

A caracterização do clima após a primeira Terminação encontra-se descrita com algum detalhe em alguns trabalhos desenvolvidos em áreas próximas ao Barrocal algarvio, a partir dos quais é possível reconhecer a sensibilidade da vegetação e sedimentação às oscilações episódicas do clima durante este período. Esta variabilidade pode ser reconhecida na síntese apresentada por Fletcher *et al.* (2007) na Figura 2.6.

Segundo Fletcher *et al.* (2007) o D-O 1¹³ (14 700-11 500 *cal.* BP (Carrión *et al.*, 2010)) seria húmido e temperado desde a base do registo¹⁴, mas a ausência de *taxa* esclerófilos

¹³ Correspondente ao Interestádio tardiglacial (Fletcher *et al.*, 2007; Carrión *et al.*, 2010) ou Interestádio Bølling-Allerød (Connor *et al.*, 2012).

¹⁴ Aproximadamente 13 090-12 900 *cal.* BP, segundo Fletcher *et al.* (2007).

termomediterrâneas indica uma sazonalidade continental com Invernos relativamente frios. A presença de *Quercus* no estuário do Guadiana (Fletcher *et al.*, 2007) e no Padul (Pons e Reille, 1988) contrasta com a floresta de *Pinus* junto da lagoa de Santo André (Queiroz (1999) *cit.* Fletcher *et al.* (2007) e Santos e Sánchez Goñi (2003)). Durante este período, pelo menos na estação de crescimento da vegetação houve um aumento das espécies de estepe¹⁵ e de condições húmidas e quentes que permitiram a instalação de espécies florestais e favoráveis à formação e manutenção de um lago, a par de uma maior instabilidade das vertentes no sul da Ibéria (Pons e Reille, 1988; García-Alix *et al.* (2014)), enquanto van der Knaap e van Leeuwen (1997) identificaram um período¹⁶ de aquecimento onde aumenta a vegetação herbácea e arbustiva com bosque aberto na Serra da Estrela.

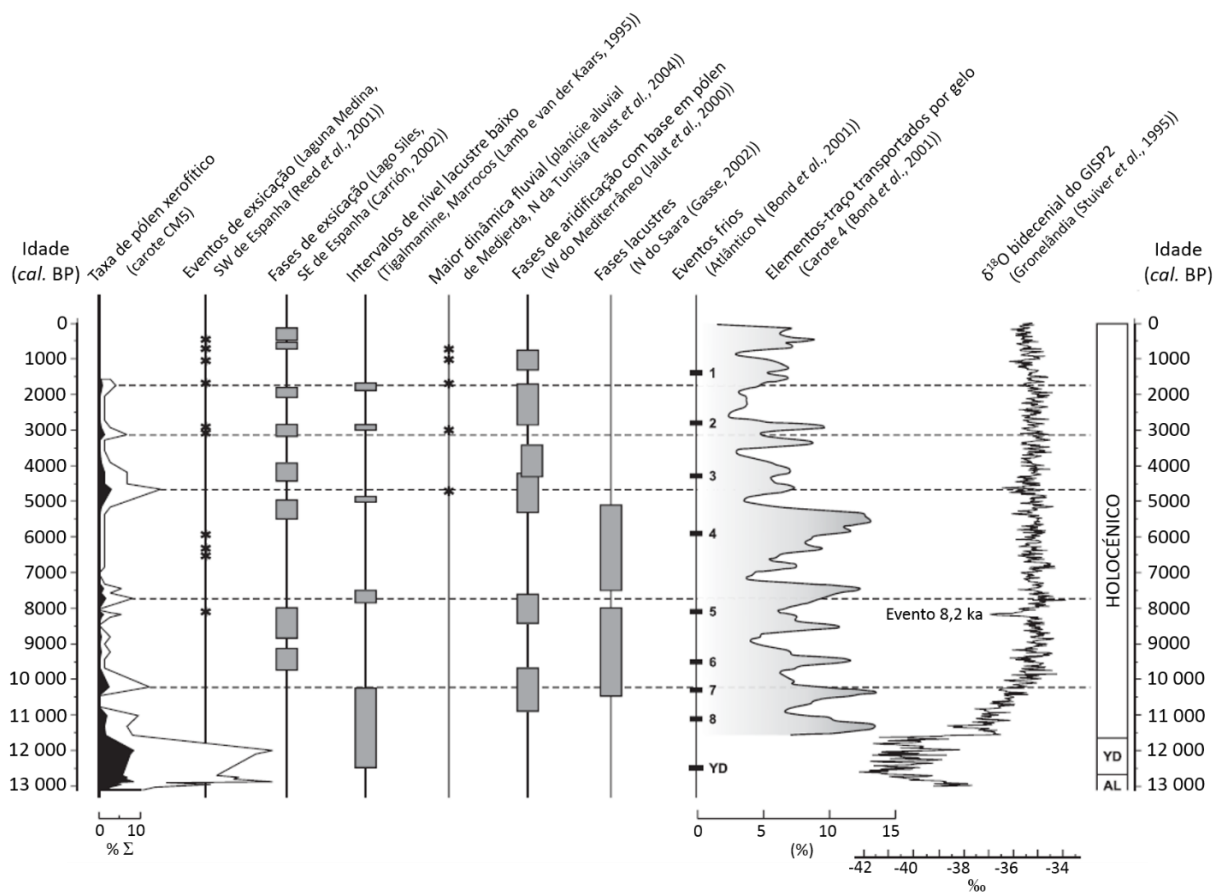


Figura 2.6 – Comparação de períodos áridos curtos do Holocénico no sul da Península Ibérica e Norte de África com os registos paleoclimáticos dos períodos frios do Atlântico Norte e temperaturas atmosféricas da Gronelândia. Frequências das xerófitas da carote CM5 na curva a preto e com um exagero de 5x (só contorno) e as linhas tracejadas marcam os picos de frequências holocénicas para efeitos de referência (*adaptado de Fletcher et al., 2007*).

¹⁵ A partir de cerca de 15 000 BP.

¹⁶ Entre 14 800 cal BP e 14 060 cal BP, segundo van der Knaap e van Leeuwen (1997).

A redução ou migração para sul do ponto de submersão da circulação termohalina tropical levou a um arrefecimento centrado no Atlântico Norte, que deu origem ao Dryas Recente (ca. 12 650 a 11 500 BP)¹⁷ (Alley, 2000; Carrión *et al.*, 2010). Este período foi mais seco, marcado pela expansão de xerófitas, e esteve associado ao decréscimo de 8 °C num período de aproximadamente 400 anos *cit.* Wansard (1996) (Carrión e van Geel, 1999; Carrión *et al.*, 2010), que no litoral se refletiu num “deserto litoral” pelo menos até à latitude de Sintra, testemunhado por depósitos de vertente e pela formação de dunas (Daveau, 1980). Na vegetação do estuário do Guadiana refletiu-se um ambiente árido, frio e continental com geadas fortes¹⁸, servindo a área centro e sul da península como refúgio climático para os *Quercus* (Santos e Sánchez Goñi, 2003; Fletcher *et al.*, 2007) e os valores mais elevados $\delta^{13}\text{C}$ da malacofauna em Jaén (Andaluzia) seria reflexo de vegetação sujeita a maior stress hídrico (Yanez *et al.*, 2013). Neste período houve uma recuperação de *taxa* adaptados a ambientes periglaciares frios e secos e vegetação pioneira, a par da regressão para bosque muito aberto e vegetação arbustiva sem árvores na Serra da Estrela¹⁹ (van der Knaap e van Leeuwen, 1997).

O início do Holocénico (11 500 *cal.* BP) é marcado pelo aquecimento e instalação de condições mais húmidas, o que permitiu a expansão da vegetação angiospérmica e um máximo de floresta mesófila no primeiro milénio (Carrión *et al.*, 2010). Segue-se um período de aquecimento que inicialmente é seco e continental, passando gradualmente a oceânico com Invernos amenos mas ainda secos²⁰, ficando depois mais húmido, altura em que a vegetação passa de xerotérmica a mesotérmica²¹ (Santos e Sánchez Goñi, 2003; Fletcher *et al.*, 2007). Na Serra da Estrela houve um novo aumento do coberto vegetal, que fica cada vez mais denso²² (van der Knaap e van Leeuwen, 1997).

Entre ~9950 *cal.* BP e ~4920 *cal.* BP²³ segue-se um período de temperaturas elevadas e com tendência para aumentar (Santos e Sánchez Goñi, 2003; Fletcher *et al.*, 2007), cujas temperaturas máximas, calculadas pelo modelo de Marcott *et al.* (2013), seriam acima da média 2000-2009 (*op. cit.*). Durante este período, regista-se a tendência para um clima oceânico de Invernos amenos e secos, que passa a mais húmido a partir de ~9130 *cal.* BP, indicado pela passagem de vegetação xerotérmica para mesotérmica (Santos e Sánchez Goñi, 2003; Fletcher *et al.*, 2007). A instalação do *Quercus suber* marca o início do pós-glaciar mais quente e do

¹⁷ Entre aproximadamente 12 900 e 11 500 *cal.* BP (Walker *et al.*, 2009)

¹⁸ Entre ~12 900 e 11 790 *cal.* BP, segundo Fletcher *et al.* (2007)

¹⁹ Com um pico em 12 435 *cal.* BP, segundo van der Knaap e van Leeuwen (1997).

²⁰ Entre ~9950 e ~9130 *cal.* BP, segundo Fletcher *et al.* (2007).

²¹ Entre ~9130 e ~4920 *cal.* BP, segundo Fletcher *et al.* (2007).

²² Após 11 630 *cal.* BP, segundo van der Knaap e van Leeuwen (1997).

²³ Período de 9500 a 5500 BP segundo a modelação de Marcott *et al.* (2013).

optimum húmido no interior leste da Andaluzia há 8000 anos (Pons e Reille, 1988), existindo condições ambientais para a instalação de formações esclerófilas meso e termomediterrâneas e matagais dominados por *Quercus coccifera* na ribeira da Asseca²⁴ (Queiroz, 2011) e no estuário da ribeira de Quarteira²⁵ (Schneider *et al.*, 2010).

Após ~5000 *cal. BP* há uma mudança para um regime climático geralmente mais seco, com vários episódios de aridez elevada²⁶, que podem ter estado associados aos ciclos de Bond com a NAO positiva (Santos e Sánchez Goñi, 2003; Fletcher *et al.*, 2007; Jiménez-Moreno *et al.*, 2013), e há tendência para arrefecimento entre 5500 e aproximadamente 100 anos BP (Marcott *et al.*, 2013). O período mais húmido terá ocorrido entre ~2500 e ~1850 *cal. BP*, após um período de recuperação após um episódio de aridez.

Neste período surgem também os primeiros indicadores de pressão humana nos ecossistemas, com a expansão de vegetação arbustiva adaptada ao fogo, mas que também pode estar associada a condições mais secas, e de gramíneas nas superfícies mais elevadas (Fletcher *et al.*, 2007; Schneider *et al.*, 2010).

Os períodos secos de curta duração na região podem refletir a variação do sistema climático resultante da interação oceano-atmosfera do Atlântico Norte, como identificado por Bond *et al.* (1997) *cit.* Fletcher *et al.* (2007), cuja periodicidade se assemelha à ciclicidade de Bond de ~1470 ±500 anos e uma correlação razoável com episódios específicos de arrefecimento do Atlântico Norte e de detritos transportados por icebergs, nomeadamente os eventos Bond 1, 2, 3 e 5 (Figura 2.6). Jalut *et al.* (2000) *cit.* Carrión *et al.* (2010) apontam várias fases de aridificação a partir dos espetros polínicos da Ibéria Mediterrânea, sendo estas *c.* 8400-7600, 5300-4200, 4300-3400²⁷, 2850-1730 e 1300-750 *cal. BP*.

2.1.4. Interação climática com a aptidão para a formação de tufos calcários

Apesar de atualmente se desenvolverem numa grande diversidade de climas, os tufos calcários desenvolveram-se preferencialmente durante períodos estabelecidos nos estádios isotópicos marinhos ímpares, o que os associa a condições climáticas quentes (Vázquez-Urbez *et al.*, 2011a). As condições bioclimáticas mais quentes e húmidas registadas nos interglaciares são considerados como favoráveis à acumulação de tufos calcários, porque permitem o

²⁴ No Holocénico médio.

²⁵ Entre ~6700 e ~1000 *cal. BP*, segundo Schneider *et al.* (2010).

²⁶ Fletcher *et al.* (2007) identificaram três episódios em 4800, 3100 e 1700 *cal. BP*, Santos e Sánchez Goñi (2003) identificaram quatro episódios em ~5200, ~4000, ~1620 e ~300 BP e Jiménez-Moreno *et al.* (2013) identificaram dois ~3800-3100 *cal. BP* e ~1850-650 *cal. BP*.

²⁷ A sobreposição destes dois períodos poderá, desta forma, corresponder ao evento 4,2 ka referido em Roland *et al.* (2013), resultado de um conjunto de interações complexas no sistema de circulação geral da atmosfera a nível global

desenvolvimento de vegetação e de solos. O incremento de CO₂ orgânico nas águas superficiais percolantes aumenta a dissolução do epicarso, o que associado a uma diferença maior na pCO₂ da água e da atmosfera conduz a uma acumulação de tufos calcários mais intensa (Farabollini *et al.*, 2005; Domínguez-Villar *et al.*, 2011). Por outro lado, um maior coberto vegetal favorece o escoamento por períodos mais longos, regularização hidrológica esta que permite que os tufos calcários se formem durante períodos do ano mais longos e a sua proteção da atividade abrasiva de episódios de chuva torrencial (*op. cit.*).

Desta forma, a circulação termohalina do Atlântico Norte desempenha um papel importante na formação dos tufos calcários, através da transferência de calor e humidade para a atmosfera. A instalação de condições quentes e húmidas durante os interestádios favorece a o desenvolvimento do coberto vegetal e contribui para o desenvolvimento de solos enriquecidos em matéria orgânica que acidifica a água e favorece as condições para a formação de tufos calcários.

Pelo contrário, a migração para sul do giro subtropical durante os períodos frios (tanto dos MIS pares, como dos estádios D-O e eventos Heinrich), para além da descida da temperatura média, está na origem de períodos áridos e do predomínio da nortada.

A temperatura parece não ser determinante na formação de tufos calcários, sendo que apesar das condições mais frescas associadas ao MIS 6, a disponibilidade de água viabilizou a continuidade da sua formação, por exemplo na bacia do Ebro (Vázquez-Urbez *et al.*, 2011a).

A desflorestação em larga escala, induzida pela atividade antrópica, através dos incêndios florestais para a atividade agro-pastoril, diminuiu a produção de CO₂ no solo e consequentemente o CaCO₃ na água percolante. A formação de tufos calcários foi assim comprometida por uma pCO₂ mais reduzida, pela diminuição do caudal dos cursos de água para fins agro-pastoris e industriais e pelo incremento do escoamento superficial devido à degradação dos solos (Soligo *et al.*, 2002; Carthew e Drysdale, 2003; Nicod, 2010).

2.2. Geomorfologia e hidrologia das áreas cársicas

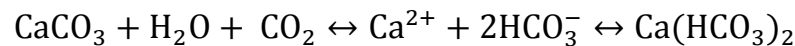
2.2.1. Sistema cársico

O carso é um tipo de paisagem associada a áreas compostas por litologias de solubilidade elevada, em que a porosidade secundária se encontra bem desenvolvida. Estas áreas são marcadas pela falta de escoamento superficial da água, que circula preferencialmente em profundidade e reaparece à superfície através de exurgências, moldando o território físico (*v. g.* morfologia, vegetação e solos) e cultural (*v. g.* estrutura do povoamento e crenças).

Em Ford e Williams (2007) é sugerida uma divisão grosseira do sistema cársico, numa zona de deposição e outra de erosão (Figura 2.7). Na zona de erosão predominam processos erosivos por dissolução ou como esta atua como mecanismo desencadeador de outros processos (v. g. abatimentos ou sufusão), apesar de também ter formas de transição de redeposição dos carbonatos (v. g. tufos calcários e espeleotemas). O autor considera também uma área de deposição predominante, onde se inclui a reprecipitação dos carbonatos em algumas áreas costeiras ou de nível freático elevado. Contudo este regime de precipitação nas zonas baixas é característico de climas áridos quentes, onde a evaporação é intensa ou a precipitação é especialmente induzida pela troca do ião comum na mistura com águas ricas em sais.

O processo de um sistema cársico tem início com a dissolução dos carbonatos pelos ácidos que se formam pela interação das águas em circulação e os gases atmosféricos com os do solo, passando a existir uma solução de bicarbonato de cálcio. As trocas são retratadas na Equação 2.1.

Equação 2.1 – Trocas envolvidas no processo de dissolução da calcite.



O processo predominante reflete o índice de saturação que classifica a solução como subsaturada (ou agressiva), saturada (ou em equilíbrio) e supersaturada (Ford e Williams, 2007). Após os processos de dissolução em que a água fica enriquecida em bicarbonato de cálcio, pode haver formação de carbonatos secundários, ocorrendo a formação de depósitos hipogeos, de fundo de vale ou pedológicos em ambiente continental.

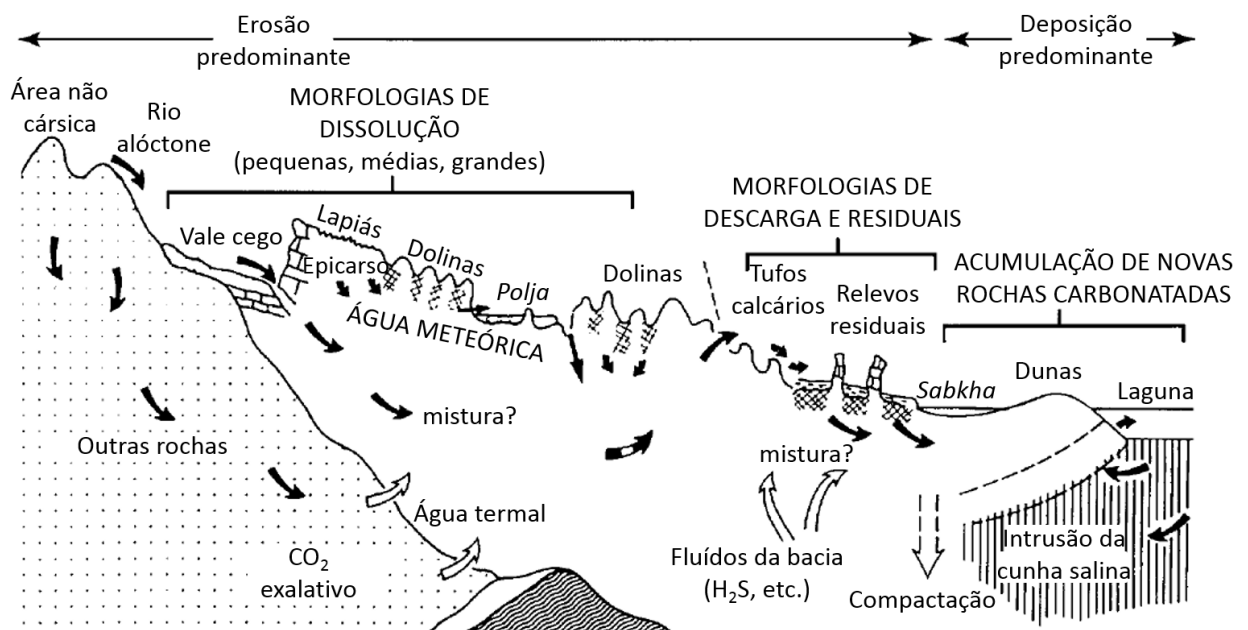


Figura 2.7 – Sistema cársico (adaptado de Ford e Williams (2007)).

Desde a colonização da superfície terrestre por plantas vasculares no Devónico Inferior que os processos de meteorização do substrato têm sido acelerados, quer mecanicamente, quer através da produção de ácidos orgânicos provenientes dos perfis de solo (Brasier, 2011). Os processos orgânicos aceleram a dissolução que caracteriza um sistema cársico carbonatado, de forma a que climas mais húmidos, marcados pelo aumento do coberto vegetal, incrementam a dissolução e assim a quantidade de carbonatos dissolvidos e os processos associados à deposição dos carbonatos secundários (Henning *et al.*, 1983).

Os processos de dissolução ocorrem sobretudo na zona epicársica (ou carso subcutâneo) devido à proximidade com a fonte de CO₂ do solo, zona esta que ocupa a parte superior dos maciços calcários, geralmente com 3 a 10 m de espessura (Ford e Williams, 2007). A sua permeabilidade poder ser lenta (percolação intersticial) ou muito rápida (através de cavidades e fissuras alargadas), e a condutividade hidráulica tende a diminuir com a profundidade, levando à acumulação de bolsas de água na base do epicarso (Ford e Williams, 2007; Jones, 2013).

A dissolução dos carbonatos e a evacuação dos materiais detríticos não solúveis, leva ao aumento da permeabilidade em grande dos maciços calcários, aumentando a capacidade de retenção e escoamento da água que chega a estes terrenos através de condutas e galerias no seu interior, o que está na origem das morfologias cársicas (Ford e Williams, 2007). Da mesma forma, a maior condutividade hidráulica e o aprofundamento das galerias subterrâneas, leva à descida do nível do aquífero e está na origem da formação da zona vadosa (*op. cit.*).

A espessura da zona vadosa varia em função da velocidade de erosão na zona epicársica e na velocidade de aprofundamento do nível máximo do aquífero cársico (zonas freática e epifreática) (*op. cit.*). Ao atingir as grutas da zona vadosa, as finas películas de água enriquecida em bicarbonato de cálcio perdem lentamente CO₂ para a atmosfera da gruta, levando à saturação em CaCO₃ que precipita formando depósitos carbonatados, como espeleotemas ou o cimento de materiais detríticos na base das cavidades. A velocidade de crescimento dos espeleotemas está diretamente associada às condições ambientais, que são reflexo das características litológicas, morfológicas e climáticas.

A precipitação pode ocorrer também após a exsurgência da água dos aquíferos cársicos, onde está associada à formação de tufos calcários e travertinos, cuja velocidade de precipitação é, em regra, mais rápida que nas grutas. Depois de atingir um ponto de equilíbrio da pCO₂ nas galerias hipogéias, esta água com origem na percolação e enriquecimento em CO₂ através do solo, a chegada à superfície expõe a água a uma atmosfera com uma pCO₂ consideravelmente mais

baixa e mais facilmente renovável, que gera processos de reequilíbrio e precipitação de CaCO_3 rápidos (Pedley e Rogerson, 2010).

2.2.2. Funcionamento hidrológico

Os aquíferos são formados por uma rocha permeável que permite o armazenamento de água (aquífero), sendo esta água represada por camadas relativamente menos permeáveis (aquitardo) (Ford e Williams, 2007). As formações capazes de absorver grandes quantidades de água, mas se tornam impermeáveis ao atingir a saturação designam-se por *aquiclude* (*op. cit.*).

O termo aquífero cársico está associado aos aquíferos desenvolvidos em terrenos calcários, caracterizados pelas grandes quantidades de água que este tipo de aquíferos são capazes de armazenar e transportar, estando o conceito associado a uma massa de água subterrânea cuja exploração é economicamente viável.

A geomorfologia que condiciona a relação das litologias aquíferas com os restantes terrenos condiciona o potencial hidráulico dos aquíferos que, associado aos parâmetros climáticos e biológicos determina as áreas preferenciais de recarga, circulação e descarga dos aquíferos (*op. cit.*). Sob estas condições, a geometria do aquífero resulta em três tipos de aquíferos cársicos: não confinados (a drenagem do aquífero processa-se por ação da gravidade, relacionando-se com o nível de base), aquíferos alcandorados (o nível piezométrico elevado está associado às barreiras formadas por formações *aquiclude* ou aquitardo) e aquíferos confinados (quando este se desenvolve entre duas camadas impermeáveis) (*op. cit.*).

O potencial hidráulico é heterogêneo no interior das bacias aquíferas, resultando em gradientes hidráulicos, que estabelecem a direção e origem do fluxo entre as áreas de recarga e de descarga das mesmas (*op. cit.*). As formas cársicas de superfície que ocorrem no interior dos maciços calcários acima da zona saturada (*v. g.* dolinas e lapiás), promovem a recarga autogénica pela precipitação direta nas áreas de infiltração preferencial (*op. cit.*).

Quando é possível a formação de escoamento superficial concentrado à superfície, este é frequentemente drenado através de pontos de recarga concentrada (os sumidouros ou perdias) ou difusa. Estes podem variar na sua dimensão, e a drenagem é processada através de grutas, pequenas cavidades ou através de infiltração difusa no leito dos canais (White, 1988).

No fundo de algumas dolinas ou em vales secos pode haver concentração do escoamento superficial, onde existem pontos de recarga concentrada. Contudo, devido aos estrangimentos de escoamento superficial e à dimensão reduzida das bacias, o seu contributo será relativamente reduzido (Ford e Williams, 2007).

As áreas periféricas dos maciços cársicos ou alguns sectores mais impermeáveis destes podem igualmente contribuir com drenagem alóctone, sendo este escoamento drenado por sumidouros localizados em *polja* de bordadura cársica, vales cegos ou canhões fluvio-cársicos que atravessam os maciços cársicos (White, 1988; Ford e Williams, 2007). Quando o escoamento da bacia a montante supera a capacidade da passagem (controlo hidráulico) pode ocorrer retenção suficiente para a inundação de vales cegos ou *polja* ou para o transbordo para os canais superficiais (Palmer (1984, 1991) *cit.* Ford e Williams (2007)). Neste trabalho será atribuído um número de ordem aos sumidouros mediante o número de ordem da linha de água drenada.

Estes sistemas hidrológicos têm pontos de descarga associados aos sistemas de rios subterrâneos, chamando-se exurgências ou ressurgências, sendo o segundo termo reservado a rios cuja continuidade entre o sumidouro e a exurgência é conhecida (Ford e Williams, 2007).

Existem três grandes tipos de controlo hidrológico sobre os pontos de descarga: com drenagem livre, represadas e confinadas (ou vaclusianas) (*op. cit.*). O primeiro tipo resulta da drenagem gravitacional cataclinal na direção do fundo do vale; o segundo da existência de uma barreira subterrânea com origem nas diferenças litológicas, na agradação dos vales ou na intrusão de uma cunha salina; e a terceira resulta da descarga de aquíferos confinados através de condutas que atravessam a camada impermeável sobrejacente.

Os *ponor* (Martins, 1949; Cunha, 1988; Rodrigues *et al.*, 2007) ou *estavelle* (Ford e Williams, 2007) são a designação dada aos canais de comunicação que podem funcionar em ambos os sentidos, ora absorventes, ora emissivos, variável em função do nível das águas no aquífero cársico.

2.2.3. Morfologia cársica

A dissolução sucessiva do maciço cársico e a conseqüente descida do nível do aquífero, proporcionam a evolução do epicarso e a regressão da superfície dos terrenos calcários. Os materiais dissolvidos são transportados na solução, restando uma cobertura ou a ocupação dos interstícios por *terra rossa*²⁸.

A dissolução preferencial de algumas áreas da rocha calcária, ou a evolução contínua pode dar origem a morfologias de diferentes dimensões e expressão na paisagem, variando de

²⁸ A *terra rossa* é a designação italiana, amplamente difundida nos estudos do carso, que corresponde às argilas de descalcificação compostas pelos materiais não solúveis dos calcários. Em ambiente mediterrâneo, devido aos processos de oxidação, estes depósitos adquirem uma tonalidade avermelhada.

pequenas cavidades micrométricas a quilométricas, tanto à superfície como em profundidade ou em planuras nos seus limites (*polja* de bordadura cársica).

A natureza das formas varia em função da sua posição física no sistema cársico, tanto no interior dos maciços (epicarso e zonas vadosa e freática) como enquanto formas de deposição após a exurgência das águas.

Lapiás

Apesar da sua dimensão reduzida, os lapiás têm um importante papel na evolução do relevo devido ao seu contributo para a imunidade cársica, comprometendo o escoamento superficial organizado, ao promover a maior exposição da rocha aos fatores de meteorização e ao contribuir para a saturação da água no epicarso (Cunha, 1988; Rodrigues *et al.*, 2007; Rodrigues, 2012).

Relativamente à sua cobertura, os lapiás podem ser considerados como lapiás enterrados quando as cristas se encontram cobertas (Crispim, 1987; Cunha, 1988; Rodrigues, 2012), lapiás em exumação (Cunha, 1988) ou semi-enterrados (CNRS, 1970; Crispim, 1987; Rodrigues, 2012) e lapiás nus (CNRS, 1970; Cunha, 1988; Rodrigues, 2012) ou de arestas vivas (Crispim, 1987).

A existência de lapiás enterrados não implica a sua fossilização (Martins, 1949 *cit.* Cunha 1988), podendo os lapiás continuar a sua evolução sob o manto de argilas de descalcificação ou outros materiais, o que pode dar origem a formas cavernosas nas áreas mais facilmente dissolvidas, em função da ação do solo enquanto penso húmido corrosivo (Fabre e Nicod (1982) *cit.* Cunha (1988).

Durante a sua evolução sob o manto de cobertura detrítica, a evolução de pormenor resulta na suavização dando origem a lapiás arredondados (Cunha, 1988; Salomon, 2000), chamados, por vezes, dentes de dragão quando correspondem a grandes pináculos com formas suaves em virtude da exumação recente (Ford e Williams, 2007).

A drenagem dos materiais de cobertura leva à exumação parcial (carso semienterrado) ou quase total (carso nu, com cobertura pontual nas cavas dos lapiás), que favorece a lapiezação subaérea atual e leva ao desenvolvimento de formas de pormenor com arestas salientes de origem química (dissolução) e mecânica (CNRS, 1970; Cunha, 1988).

A exumação de lapiás profundos leva à formação de pináculos, que podem atingir vários metros de altura e apresentar formas aguçadas em áreas tropicais, chamados de *shilin* (floresta de pedra) em Yunnan (China), e de *tsingy* em Bemaraha (Madagáscar). Sob a ação de climas temperados, apesar de apresentar formas com vários metros de altura e corredores largos, os pináculos mantêm-se arredondados, recebendo o nome de relevo ruiforme (Perna e Sauro

(1978) *cit.* Ford e Williams (2007); Cunha, 1988) ou megalapiás (Crispim, 1982 e 1987; Tomé, 1996) (Figura 2.8).

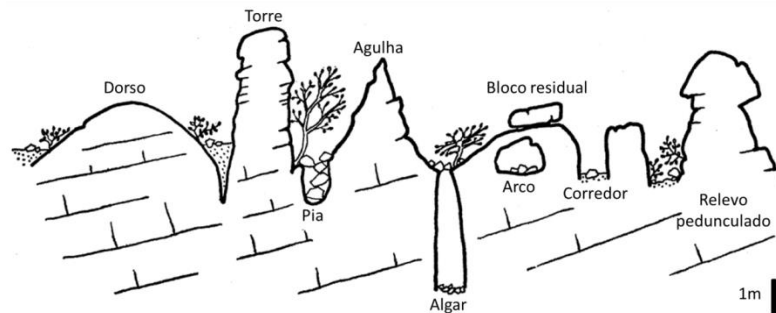


Figura 2.8 – Formas comuns nos megalapiás do carso algarvio (*adaptado de Crispim (1987)*).

Dolinas

As dolinas são formas essencialmente associadas à dissolução e desenvolvem-se em sistemas autogénicos, representando as desigualdades na condutividade hidráulica do substrato, que resulta em canais ou zonas de percolação preferencial (Ford e Williams, 2007). As condições genéticas, estruturais e topográficas são os principais elementos inferentes na morfologia das dolinas, podendo estas ser classificadas segundo a sua génese e morfologia.

Segundo Ford e Williams (2007), a génese das dolinas pode estar relacionada com a dissolução superficial, em abatimento (com evolução criptocársica em carso nu ou em solo coeso), enterrada, em *caprock* e de sufusão. De forma a simplificar, mediante os objetivos deste trabalho, será considerada a origem genética de dissolução superficial, de abatimento ou de evolução sob cobertura (Figura 2.9).

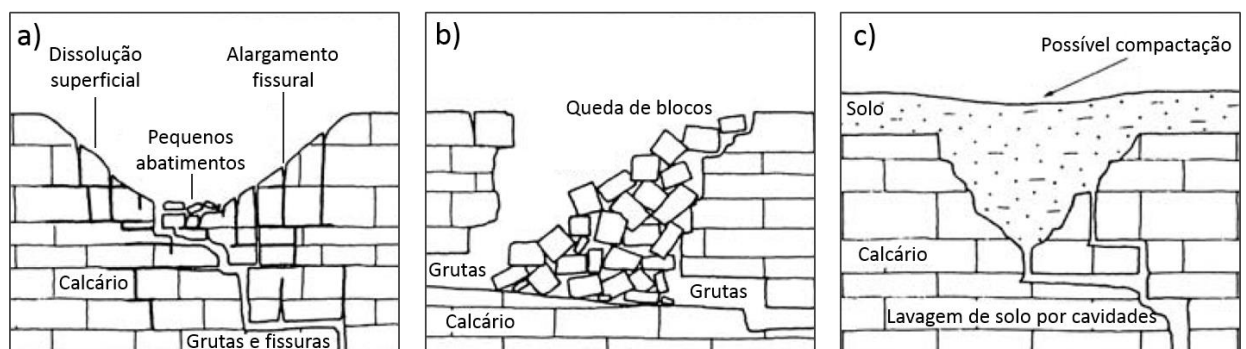


Figura 2.9 – Classificação genética de dolinas (*versão simplificada, figuras adaptadas de Ford e Williams (2007)*) *Legenda:* a) dolina de dissolução; b) dolina de abatimento; c) dolina de evolução sob cobertura.

Dada a sua complexidade e difícil caracterização, não foi utilizada a classificação genética das dolinas, e optou-se por seguir a classificação morfológica sugerida por Cunha (1988).

Neste caso, a caracterização é feita com base no declive das vertentes da dolina, considerando-se as dolinas em concha, em selha e em funil, podendo ser assimétricas (Figura 2.10). Devido à sua forma característica de paredes verticalizadas, as dolinas de abatimento (ou em caldeirão

(Solomon, 2000)) serão também consideradas morfologicamente. Com evolução posterior poderá haver uma segunda fase de dolinização embutida ou à sua coalescência, que dá origem às uvalas.

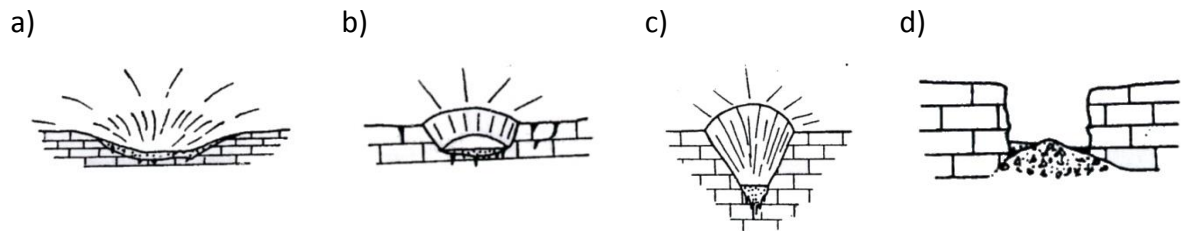


Figura 2.10 – Tipologia morfológica de dolinas. a) dolina em concha; b) dolina em selha; c) dolina em funil; d) dolina de abatimento (adaptado de Cunha (1988))

Superfícies cársicas e polja

A evolução por dissolução da água percolante processa-se até ao nível epifreático de base ou regional, ponto a partir do qual a janela freática se expande lateralmente, exigindo um período de estabilidade, longo e de condições húmidas, e da manutenção do nível do aquífero cársico (Ford e Williams, 2007). Estas superfícies cársicas desenvolvem-se pela dissolução vertical, dissolução e abrasão lateral da base das vertentes e por formas evoluídas das *reculées*, nivelando a superfície e eliminando os hum (relevos residuais) (*op. cit.*). Ao representar o ponto baixo de concentração do escoamento, estão frequentemente atapetados de depósitos aluviais e/ou coluviais (*op. cit.*).

Os *polja* (*pl.* de *polje*) são grandes depressões cársicas fechadas, cuja particularidade está associada à formação de superfícies cársicas em terraços, que por vezes se prolongam noutras litologias, têm drenagem cársica, e podem ter uma componente estrutural (White, 1988; Ford e Williams, 2007). Desenvolvem-se associados a níveis freáticos de gradiente baixo, formando planícies de fundo rochoso ou atapetado por sedimentos detríticos de origem coluvial ou aluvial, que contrastam com vertentes abruptas e de declive elevado (Ford e Williams, 2007).

Em Ford e Williams (2007) os *polja* foram classificados segundo a sua relação estrutural com o sistema cársico em três tipologias: *polja* de bordadura cársica, que se desenvolvem no limite dos terrenos cársicos e se prolongam nos terrenos adjacentes pouco solúveis, e o escoamento superficial alóctone pode ser importante; *polja* estruturais, quando condicionados pela estrutura geológica do substrato e frequentemente associados a graben ou demi-graben ou da erosão de rochas impermeáveis ou relativamente mais impermeáveis embutidas em rochas carsificáveis; e *polja* de nível de base, cuja dissolução atingiu a zona epifreática regional e posterior alargamento da base.

Vales cárscicos

Para além dos *polja* de bordadura cárscica, os cursos de água alóctones podem perder todo o seu caudal sem que haja a formação de uma superfície cárscica a montante (Ford e Williams, 2007). Contudo, a evolução lateral dos vales cegos poderá levar à formação de uma depressão maior e por vezes a coalescência com outros vales, formando um *polje* de bordadura cárscica (*op. cit.*).

Quando o escoamento alogénico é superior à capacidade de absorção do carso, o curso de água poderá atravessar todo o maciço cárscico através de um vale escavado e encaixado no carso (Cunha, 1988; Ford e Williams, 2007) cujo fluxo, em função da capacidade hidráulica do aquífero poderá estar limitado a episódios de chuva intensa (White, 1988) (Figura 2.11 Q₁). Os cursos de água apresentam setores efluentes, que estão abaixo e regulam o nível de base local, área onde recebem descarga do carso adjacente. Pelo contrário, alguns setores estão acima do nível freático e funcionam como áreas de perda dos cursos de água, e perdem o seu fluxo gradualmente ou de forma mais ou menos concentrada (*op. cit.*; Ford e Williams, 2007).

Estes canhões fluvio-cárscicos têm uma origem poligénica, onde a incisão fluvial é paralela a processos cárscicos, tal como a manutenção da verticalidade por processos de imunidade cárscica comprometem a evolução das vertentes (Cunha, 1988; Ford e Williams, 2007).

O aprofundamento dos vales pode levar ao abandono dos vales a jusante das perdas, que juntamente com a maior capacidade de drenagem subterrânea está na origem da formação de um vale seco a “jusante” e alcandorado sobre um vale cego (Ford e Williams, 2007) (Figura 2.11 Q₃₋₄). Após o abandono do vale passam a predominar os processos cárscicos, havendo lapiezação e dolinização que desorganizam o seu fundo e vertentes, cujo escoamento superficial é limitado à precipitação direta antes de se infiltrar, sem que a sua ação tenha um importante significado geomorfológico (Martins, 1949; Cunha, 1988) (Figura 2.11 Q₃₋₄). Apesar de se tratarem de formas de natureza e origem nitidamente fluvial, podem ser encontrados em contexto autogénico, sendo neste caso considerados como formas fósseis consequentes da mudança das condições climáticas e estruturais (*op. cit.*).

Grutas e algares

Uma das principais características dos terrenos cárscicos está relacionada com a drenagem preferencialmente subterrânea, viabilizada pela “porosidade em grande” existente no interior dos maciços.

Para que se considere uma gruta, pela sua origem genética, é necessário que a cavidade com origem na dissolução, tenha um diâmetro grande o suficiente para que o fluído exerça energia

cinética sobre as suas paredes moldando-as (5 a 15 mm de diâmetro) (Ford e Williams, 2007). De forma a realizar a caracterização geral e pela escala de trabalho, será seguida a terminologia aplicada pela *International Union of Speleology*, onde para que se considere enquanto gruta, esta deverá ter dimensões suficientes para a entrada do ser humano (Ford e Williams, 2007).

Dada a sua complexidade, as grutas serão consideradas apenas quanto ao seu tipo de desenvolvimento, seja este predominantemente horizontal ou vertical, considerando-se respetivamente lapas e algares.

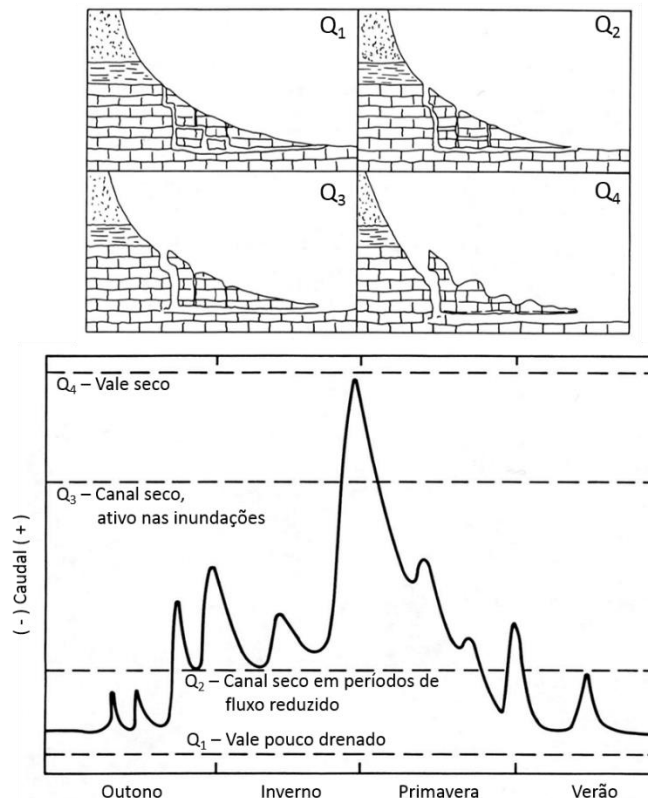


Figura 2.11 – Morfologia de vale cársico com bacia drenagem alóctone e respetiva resposta ao escoamento superficial. *Morfologia*: Q₁) vale seco durante a estação seca com um sumidouro bem definido; Q₂) encaixe do vale fluvial a montante do sumidouro; Q₃) formação de um vale cego sazonal, onde já ocorrem processos cársicos superficiais (dolinização e lapieização) e o canal só permanece ativo durante as inundações; Q₄) vale cego com perda total da drenagem superficial indireta e processos cársicos superficiais importantes; *Hidrograma*: hidrograma anual esquemático do escoamento superficial e inundações do vale cársico, as linhas tracejadas indicam a capacidade máxima da drenagem subterrânea (adaptado de White (1988)).

2.2.4. Tufos calcários

Os depósitos carbonatados de fundo de vale correspondem a depósitos de descarga do ponto de vista hidrológico, resultando da precipitação de carbonatos nas áreas de descarga dos aquíferos e podem ter origem meteoro ou termogénica, que se refletem na sua morfologia e nas suas características sedimentares (Ford e Williams, 2007; Pentecost, 2005).

Estes podem ser considerados em dois grandes grupos, cuja diferenciação geoquímica está associada à origem do CO₂ que atua na dissolução dos maciços (Pentecost, 2005). No caso dos

travertinos (Pedley, 2009) ou travertinos termogénicos (Pentecost, 2005), o CO₂ tem a sua origem nos gases libertados pela atividade vulcânica no interior dos maciços e desta forma, tendencialmente trata-se de depósitos associados a águas termais. Quando o CO₂ tem origem predominante na atmosfera terrestre e do solo e, regra geral, a deposição ocorre em águas com temperatura próxima da ambiental dá-se a designação de tufos calcários (Pedley, 2009) ou travertinos meteogénicos (Pentecost, 2005).

Em ambos os casos a raiz da palavra é latina, sendo que *Lapis tiburtinus* (pedra de Tiber) está associado à rocha resistente e compacta desta região e *tophus* refere-se a uma rocha esbranquiçada e pulverulenta (Pedley, 2009; García del Cura *et al.*, 2012). Alguns investigadores, em especial da literatura francófona, associam travertino ao litótipo segundo as suas características físicas, apresentam estruturas laminadas e a sua dureza é variável e depende especialmente dos processos após a deposição, enquanto os tufos são mais brandos e porosos (v. g. Soares *et al.* (1997) e García del Cura *et al.* (2012)).

Neste trabalho seguir-se-á a classificação proposta por Pedley (2009), diferenciando-se tufo calcário de travertino.

Os tufos calcários são um tipo de formação superficial que se forma na sequência da acumulação de carbonatos presentes em águas sobressaturadas, sendo dependentes de um conjunto de fatores internos (v. g. propriedades químicas e físicas da água, redução física e biológica da pressão de CO₂, presença de vegetação) e externos (v. g. clima, tectónica, configuração do substrato) (Arenas-Abad *et al.*, 2010; Auqué *et al.*, 2014). Estes depósitos são essencialmente compostos por calcite e outros materiais detríticos residuais, e apresentam uma porosidade elevada que resulta da decomposição da matéria orgânica, da qual se mantêm os moldes (v. g. Janssen *et al.*, 1999; Arenas *et al.*, 2007).

O tufo calcário clássico pode ser definido como uma rocha porosa com fragmentos e moldes orgânicos na mesma, cujo principal componente mineralógico é a calcite. A rocha resultante da precipitação dos carbonatos reflete as condições de precipitação, adquirindo várias fácies que apresentam variações em termos sedimentológicos.

A libertação de CO₂ da água tem início ainda antes da exurgência da água (Keppel *et al.*, 2012), contudo é no contato com a atmosfera que as diferenças da pCO₂ levam a um processo de reequilíbrio mais rápido, o principal mecanismo associado à formação dos tufos calcários. O processo de libertação do dióxido de carbono para a atmosfera diminui o pH para jusante, torna a solução saturada em CaCO₃ e induz a precipitação dos carbonatos, num processo idêntico ao que ocorre no interior das grutas na formação de espeleotemas (Chafetz e Folk, 1984). Apesar de a calcite ser o mineral mais comum, conhecem-se também referências sobre

a presença de outros minerais, como por exemplo aragonite (v. g. Sanders *et al.* (2011) e Rodríguez-Berriguete (2012)) e barite (v. g. Bonny e Jones (2008)).

Quando este processo ocorre à superfície, a perda mecânica do CO₂ é mais intensa, proporcionada por a uma renovação mais eficiente da massa de ar evitando que esta fique saturada em dióxido carbono, a par de uma maior superfície de contato com a atmosfera em áreas pouco profundas e pode estar na origem da deposição puramente físico-química (Ordóñez e García del Cura, 1983; Zhang *et al.*, 2001; Viles e Pentecost, 2007; Arenas-Abad *et al.*, 2010; Jones e Renaut, 2010; Arenas *et al.*, 2014a). As ruturas de declive no perfil longitudinal do curso de água são muito importantes neste processo, que podem ser amplificados pelo desenvolvimento dos tufos calcários e ao crescimento vertical preferencial das barreiras fitoconstruídas (Vázquez-Urbez *et al.*, 2011a, 2012).

Barnes (1965) *cit.* Chaftez & Folk (1984) sugeriu a existência de uma zona de transição e outra de equilíbrio. A primeira corresponde à fase em que ainda há uma heterogeneidade vincada entre a pCO_{2(ar)} e a pCO_{2(água)}, resultando no processo de sobressaturação e sedimentação carbonatada. Quando a água da exurgência fica relativamente equilibrada com a água superficial, cuja pCO₂ é imposta pelos agentes biológicos e condições ambientais cessa a precipitação, sendo esta a zona de equilíbrio.

Apesar de não ser o principal fator de acumulação de tufos calcários, os processos orgânicos como a fotossíntese têm vindo a ser referidos, uma vez que implicam a retenção de CO₂ e aceleram o processo de deposição (Hoffmann, 2005; Viles e Pentecost, 2007; Arenas-Abad *et al.*, 2010). Este processo é especialmente importante nas massas de água calmas (Arenas-Abad *et al.*, 2010). Contudo, a deposição não é exclusiva da sobressaturação dos carbonatos, desempenhando os processos metabólicos e as substâncias polímeras extracelulares (EPS) produzidas um papel importante como núcleos de precipitação (Emeis *et al.*, 1987; Pedley *et al.*, 2009; Arp *et al.*, 2010; Jones e Renaut, 2010; Pedley, 2014). As primeiras nanoesferas precipitam em algumas áreas preferenciais do EPS cuja agregação dá origem a cristais microesparíticos (Pedley, 2014), e após a instalação dos primeiros cristais ou comunidades algues ou bacterianas numa superfície, a taxa de acumulação dos carbonatos fica mais intensa (Emeis *et al.*, 1987; Gradziński, 2010). Nicod (2010) refere-se ao processo de equilíbrio pelos organismos como biostasia.

Os processos biológicos também podem contribuir para a sedimentação dos carbonatos através da sua absorção e respetiva fixação na sua estrutura (Hoffmann, 2005), adsorção e/ou incorporação na biopelícula extracelular de substâncias polímeras das comunidades microbiológicas que servem de meio de ligação ou de substrato (Pedley, 2009; Pedley *et al.*,

2009; Arenas-Abad *et al.*, 2010), ou de aprisionamento e estabilização de microclastos carbonatados e outros materiais em suspensão (Ordóñez e Garcia del Cura, 1983; Zhang *et al.*, 2001). Arp *et al.* (2010) demonstraram que a calcificação da película polímera extracelular é controlada pela atividade fotossintética dos micro-organismos, e não pela sobresaturação da água.

Hoffmann (2005) referiu a absorção e fixação dos carbonatos no tecido das plantas, contudo a impregnação dos tecidos vegetais com carbonato de cálcio é considerada rara por outros autores (v. g. Janssen *et al.*, 1999; Jones e Renaut, 2010; Gradziński, 2010).

Chaftez e Folk (1984) diferenciaram os principais agentes de deposição consoante a quantidade de CO₂ retirado da solução, com o predomínio dos processos inorgânicos em exurgências onde a água desgaseifica depressa e os processos orgânicos passam a ter uma maior importância para jusante. Contudo, outras abordagens como Primc-Habdija *et al.* (2001), Gradziński (2010) e Arenas-Abad *et al.* (2010) defendem que o principal fator de diferenciação da taxa de acumulação num mesmo sistema é a velocidade de fluxo, e consideram as cascatas como a topomorfologia ótima de formação. Com o fim de analisar as diferenças de peso e as principais comunidades biológicas existentes, Primc-Habdija *et al.* (2001) utilizaram substratos artificiais²⁹ por períodos bimensais, e demonstraram que tanto a componente biológica como a temperatura são muito importantes agentes de deposição. A existência das maiores comunidades periféricas foi associada aos ambientes de fluxo mais rápido e com maior taxa de deposição, tal como a sua menor taxa de sobrecrecimento está associado à quebra registada após a estação seca.

A aridez e a temperatura são outros fatores importantes na precipitação, não só pela solubilidade do carbonato de cálcio mas também da evaporação da água (Arenas-Abad *et al.*, 2010). Por outro lado, as temperaturas elevadas afetam indiretamente o desenvolvimento mais acelerado das comunidades biológicas, tal como acontece com a luminosidade, o que pode dar origem a variações sazonais (Arenas-Abad *et al.*, 2010; Gradziński, 2010).

Em ambientes mediterrâneos, os tufos calcários apresentam ainda a especificidade associada à variabilidade climática típica deste clima. As anomalias sinóticas comuns em clima mediterrâneo oceânico (segundo Martonne), podem estar na origem de períodos de seca que afetam a estação húmida e condicionam a formação dos tufos, sendo necessários períodos de recarga suficientemente longos para assegurar o funcionamento das exurgências (Carthew e Drysdale, 2003; Domínguez-Villar *et al.*, 2011). Por outro lado, episódios de precipitação

²⁹ Lâminas de vidro em molduras de PVC

intensa num intervalo de tempo curto aumentam o escoamento superficial, que pode ser torrencial, e provoca a destruição dos depósitos de tufo calcário.

O ambiente de formação dos tufos calcários são os cursos de água, pelo que estes depósitos podem estar interestratificados com as formações aluviais, tanto pela incisão como pela agradacia associada aos mesmos, dependendo do equilíbrio sedimentar do ciclo morfogenético associado (Campy e Macaire, 1989; Carthew e Drysdale, 2003).

O *Manual de Interpretação dos Habitats da União Europeia* inclui as formações de tufo calcário como habitat da rede Natura 2000 (Comissão Europeia, 2013). Desta forma, os tufos calcários encontram-se protegidos enquanto “Nascentes petrificantes com formação de travertinos (*Cratoneurion*) (7220)”³⁰ no anexo I da Diretiva Habitats (anexo B-I do Decreto-Lei n.º 140/99, de 24 de Abril), referenciado na 2.ª *Fase da Lista Nacional de Sítios de Conservação dos Habitats Naturais e da Flora e Fauna Selvagens* dedicado ao Barrocal (PTCON0049, Anexo III) (BDJUR, em 7 de Novembro de 2013).

Em Portugal tem sido feita uma abordagem incipiente sobre a temática, com a descrição de alguns afloramentos, dos quais se dará conta em seguida.

As primeiras referências aos tufos calcários da Orla Meso-cenozóica Meridional foram feitas por Bonnet (1850), que começa por referir a capacidade incrustante da Fonte Grande (Alte, no norte do Algarve Central) e faz uma descrição fisiográfica da cascata da Queda do Vigário no capítulo dedicado à hidrografia e topografia da região. No capítulo dedicado às formações quaternárias recentes, o autor faz a descrição do afloramento, onde identifica três ciclos de formação. Um primeiro ciclo intercalado por basaltos, seguido de outros com caules incrustados, e por fim a sedimentação mais recente.

Na orla meso-cenozóica ocidental conhecem-se, por exemplo, os afloramentos de Condeixa (Choffat, 1895; Mendes, 1974; Soares *et al.*, 1997), Ançã, Paleão (Soure), Olho Marinho (Caldas da Rainha), Torres Novas e Pernes (Alcanena).

Nas restantes áreas do território nacional, conhecem-se os afloramentos de Santiago do Cacém (Galopim de Carvalho e Romariz, 1973; Gaida e Radtke, 1983) e na bordadura do anticlinal de Estremoz (Carvalhosa *et al.*, 1987).

Mais recentemente os tufos calcários fluviais de barreira na rib.^a da Asseca (Tavira) começaram a ser estudados no âmbito do projeto HOLOCLIMA, consistindo num projeto que integra a componente morfológica, sedimentar, geoquímica e polínica (Queiroz e Mateus, 2011; Ribeiro *et al.*, 2013, 2014).

³⁰ 7 Turfeiras altas, turfeiras baixas e pântanos; 72 Pântanos calcários

Os restantes trabalhos correspondem apenas a breves referências aos tufos de Loulé, Estoi e da rib.^a de Alface (Crispim, 1982; Manuppella, 1992a; Manuppella *et al.*, 2007; Guerreiro *et al.*, 2010, 2011a, b e c, 2013a e b).

2.2.4.1. Modelos de morfológicos de tufo calcário

Como formação superficial, os tufos calcários são representados por associações de fácies que refletem um determinado tipo de ambiente e são a expressão litológica da diferenciação do relevo no momento da acumulação (Campy e Macaire, 1989). Apesar de um tipo de fácies poder predominar num determinado ambiente estas não são exclusivas de um sistema de deposição, e só depois de analisar de todo o espectro de fácies e geometrias associadas é possível identificar o mesmo, o que por vezes exige detalhes petrográficos (Pedley *et al.*, 2003). Foram apresentados vários tipos de associação de litofácies³¹, sendo que no presente trabalho se optou por seguir o sistema proposto por Ford e Pedley (1996), desenvolvido por Pentecost (2005), Pedley (2009) e Arenas-Abad *et al.* (2010) e Vázquez-Urbez *et al.* (2011b e 2012), como apresentado na secção 2.2.4.2 (pág. 59).

Um grupo de sistemas apontado é o sistema fluvial (ou de fundo de vale (Ordóñez *et al.*, 2005)), em que podem ser considerados os tufos de planície aluvial (Vázquez-Urbez *et al.*, 2012) (entrançado, segundo Ford e Pedley (1996) e Pentecost (2005)) e os tufos de barreira, com e sem depósitos lacustres (Ford e Pedley, 1996; Pentecost, 2005; Vázquez-Urbez *et al.*, 2012).

O primeiro consiste em formas canaliformes (ou lenticulares) entrançados que se desenvolvem em interdependência com os depósitos aluviais detríticos, que os compactam e nos quais eles se interestratificam (Campy e Macaire, 1989; Pedley, 1990; Arenas-Abad *et al.*, 2010; Vázquez-Urbez *et al.* 2011c) (Figura 2.12). Nestes canais ocorre a formação de oncólitos subsféricos achatados e tufos fitoconstruídos e fitoclásticos, paliçadas e grupos de caules, que barram o canal e favorecem a divergência do mesmo (Pedley, 1990; Arenas-Abad *et al.*, 2010; Vázquez-Urbez *et al.*, 2012). Estes canais podem ter partes mais profundas que, durante a estação seca atuam como cuvetes de decantação e dão origem camadas de exsiccção ou de microcarsificação, formando formas típicas dos carbonatos palustres como fendas de retração e bioturbação (Alonso-Zarza, 2003; Alonso-Zarza e Wright, 2010a).

³¹ Litofácies será o tipo de fácies mais recorrente neste trabalho, passando neste caso a ser designado apenas por fácies ou quando a designação se considere pertinente

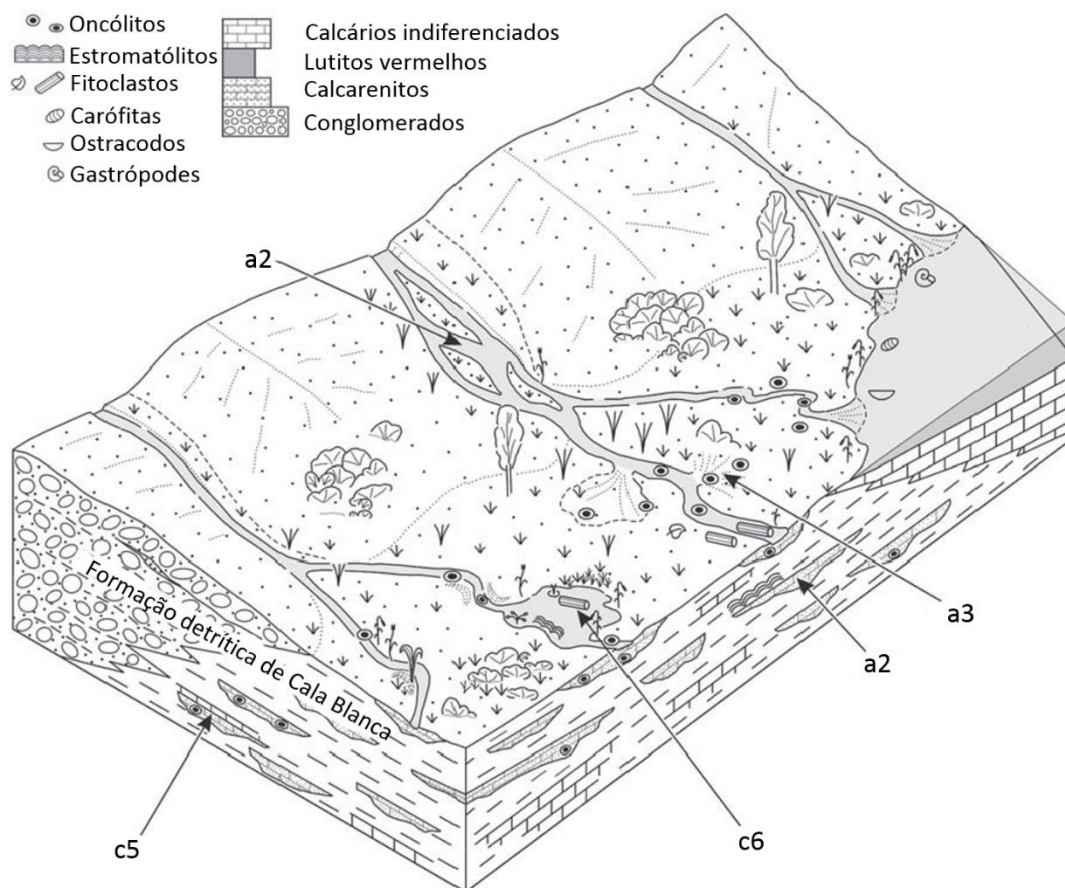


Figura 2.12 – Modelo de fácies sedimentares de planície aluvial, com ambientes de declive reduzido e sem ruturas de declive, com condições favoráveis para a formação de oncólitos e fácies laminadas associadas a algas e/ou bactérias (estromatólitos) e argilitos (*adaptado de Arenas-Abad et al. (2010)*). *Legenda das associações de fácies: a – fluvial s. s., com canais incrustantes intercalados por argilitos (a2) ou de argilitos intercalados por camadas detríticas (a3); c – fluvio-lacustre, de camadas detríticas com passagem para argilito (c5) ou de argilito com passagem para condições lacustres carbonatadas com marcas de exsiccção (c6).*

Um sistema fluvial de barreira com depósito lacustre (de barragem segundo Pedley (2009) e cascata segundo Chaftez e Folk (1984)) é frequentemente desenvolvido numa área de garganta, em ruturas de declive, devido a acumulações rochosas ou afloramentos rugosos, onde há represamento da água por uma ou mais barreiras calcárias fitoconstruídas arqueadas para jusante e transversais ao fluxo (Chaftez e Folk, 1984; Ford e Pedley, 1996; Drysdale *et al.*, 2003a). Os depósitos são frequentemente fragmentados, uma vez que são facilmente erodidos pela incisão fluvial devido ao ajustamento vertical do curso de água às variações do regime de descarga, orogénicos e/ou eustáticos (*op. cit.*) (Figura 2.13). Por outro lado, a progradação vertical das barreiras vem ainda a acentuar o processo de incrustação ao aumentar a turbulência e a velocidade do fluxo e, assim, uma incrustação mais rápida (Golubic, 1969 *cit.* Chaftez e Folk, 1984; Vázquez-Urbez *et al.*, 2010).

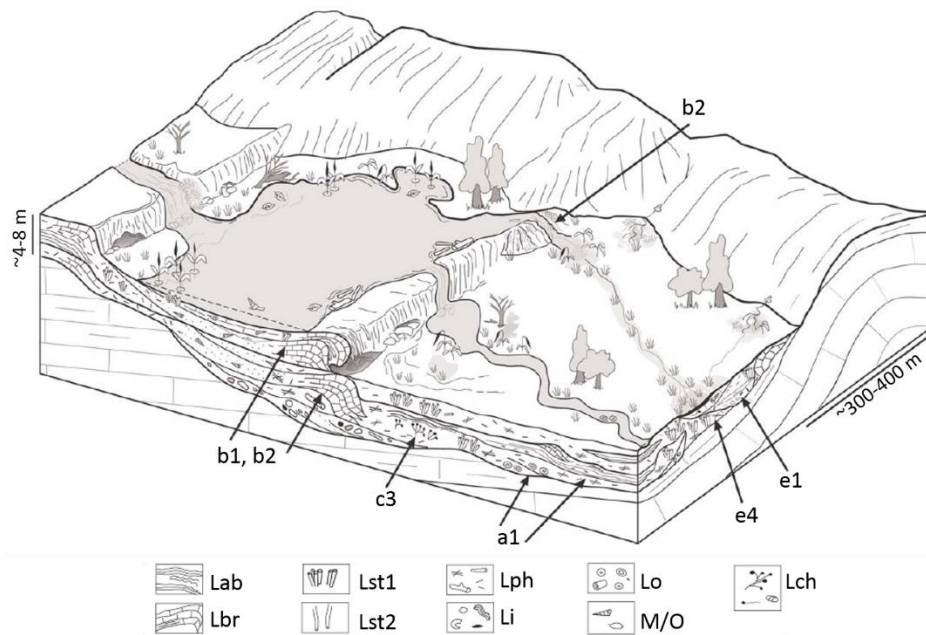


Figura 2.13 – Modelo morfológico fluvial de barreira com e sem represa e respectivas associações fácies sedimentares (adaptado de Arenas-Abad et al. (2010)). Legenda das associações de fácies: a1 – fluvial s. s., com canais de deposição mais rápida; b – fluvial de cascata-barragem, verticalizada (b1) ou de declive reduzido com transição para depósitos clásticos (b2); c3 – fluvio-lacustre com carófitas; e – fluvio-palustre e palustre, com episódios carbonatados intercalados (e1) ou predominantemente palustre (e4); Legenda de fácies: Lab – laminadas associadas a algas e/ou cianobactérias; Lbr – laminadas associadas a briófitas; Lst1 – grupos de caules em posição de vida; Lst2 – grupos de caules pendurados; Lph – tufos calcários fitoclásticos; Li – tufos calcários intraclásticos; Lo – oncólitos; M/O – malacofauna e ostracodos; Lch – carófitas incrustadas.

As barragens e depósitos a montante apresentam características diferentes consoante o tipo de clima onde ocorrem. Enquanto em áreas mais frias os lagos costumam ter apenas alguns metros de profundidade, porque recebem e preservam grandes quantidades de matéria orgânica e lamas carbonatadas, nos afloramentos de clima mediterrâneo podem atingir vários metros de profundidade (Pedley, 2009). Em sistemas de barragem evoluídos podem ser consideradas as barragens principais, as secundárias e ainda as barragens parcialmente cortadas pelo ravinamento e submersão devido à subida da água nos lagos a jusante (Ordóñez *et al.*, 2005; Florsheim *et al.*, 2013). A sua morfologia composta pode ser condicionada pela morfologia local, que está na origem do desenvolvimento de degraus formados pelas barragens secundárias e detritos vegetais ou mesmo de grandes blocos da própria barragem ou áreas adjacentes e também de pequenas ilhas entre os canais de drenagem da crista (Florsheim *et al.*, 2013).

As barragens são bons indicadores paleogeográficos, uma vez que a crista tende a ser subperpendicular ao fluxo do rio, e podem constituir uma ótima aproximação da direção média do fluxo (Drysdale *et al.*, 2003a)

A montante da barragem também se podem desenvolver tufos fitoconstruídos nos sectores marginais, enquanto no lago se acumulam lamas siltosas, que atua também como açude e tem

um efeito atenuante nos episódios de cheia e reduz a abrasão (Ford e Pedley (1996) e Pedley (1990)).

Alguns autores como Pedley (1990) e Vázquez-Urbez *et al.* (2012) diferem os sistemas de cascata, como caracterizados pela ausência de depósitos lacustres a montante, apesar de Pedley (2009) o integrar nos principais modelos do *continuum*. Neste sistema, Vázquez-Urbez *et al.* (2012) consideram como fatores determinantes para o seu desenvolvimento a geomorfologia, onde o declive e a largura do vale são fatores determinantes. Desta forma, em situações de declive reduzido as barreiras tendem a ser mais robustas e espaçadas com uma área submersa maior, com as barreiras mais estreitas e altas a predominar em áreas de declives mais elevados (Figura 2.14).

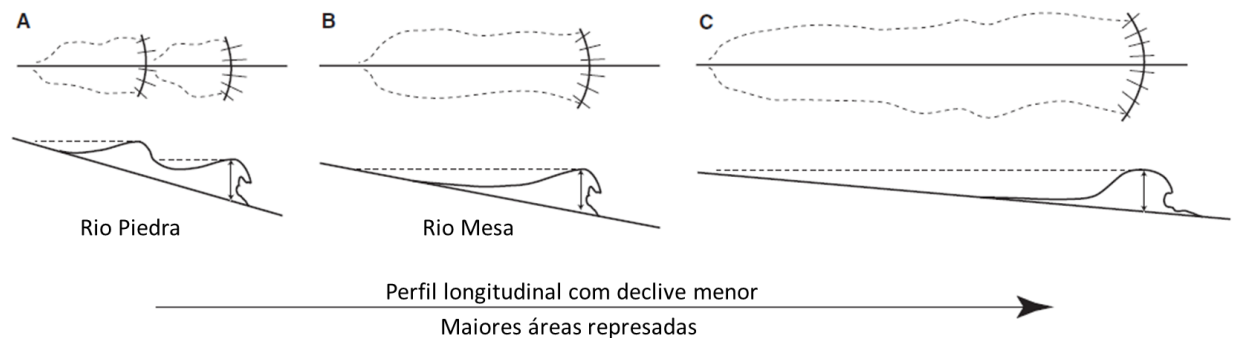


Figura 2.14 – Dependência do desenvolvimento de um sistema de barreira com e depósitos lacustres associados em relação ao declive do rio (*adaptado de Vázquez-Urbez et al. (2012)*).

Os sistemas de curso de água suspenso segundo Pedley (1990 e 2009) e Ford e Pedley (1996) (também designados tufos de nascente e cascata por Ordóñez e García del Cura (1983) ou de nascente segundo Hoffmann (2005)) estão associados a exsurgências que se localizam a meio de vertentes ou em cursos de água pouco importantes de declive elevado na sua fase terminal (Pedley, 1990) (Figura 2.15).

Na fase inicial dá-se a incrustação dos canais do curso de água preenchidos com litoclastos e intraclastos, seguido de um nivelamento do fundo do vale em cunha com perfil lobado para jusante de pseudoestratificação geral conforme com o declive original (Campy e Macaire, 1989; Pedley, 1990 e 2009; Pedley *et al.*, 2003). Segundo Pedley (1990), este modelo dá origem a dois tipos de depósitos: o proximal e o distal.

O setor proximal dá origem a um terraço ligeiramente convexo, apesar de os afloramentos mais evoluídos tenderem a ser muito aplanados, o que permite a formação de pequenos charcos onde se acumulam depósitos idênticos aos palustres consequentes de um fluxo lento e divergente, orientados a partir de um ponto de exsurgência (Pedley, 1990 e 2009). Pode haver a formação de canais confinados por margens que evitam a fuga da água, e que por vezes

evoluem para canais suspensos (Pedley, 2009). O conjunto de fácies deste sector de cascata, onde há formação de uma barreira fitoconstruída, são predominadas por tufos calcários laminados associados a briófitas, mas também tufos laminados associados a algas e/ou bactérias e moldes de macrófitas (tanto em posição de vida como penduradas e fitoclastos). A estrutura interna dos afloramentos acaba por não ser homogénea devido a fatores extrínsecos, nomeadamente os de carácter mais longo ou permanente (por exemplo eventos climáticos longos ou que afetem a bacia hidrogeológica), mas também intrínsecos, devido à migração dos canais no próprio terraço, que resulta na erosão local evidenciada por finas camadas detríticas intraclásticas ou mesmo a formação de paleosolos (Pedley *et al.*, 2003; Pedley, 2009).

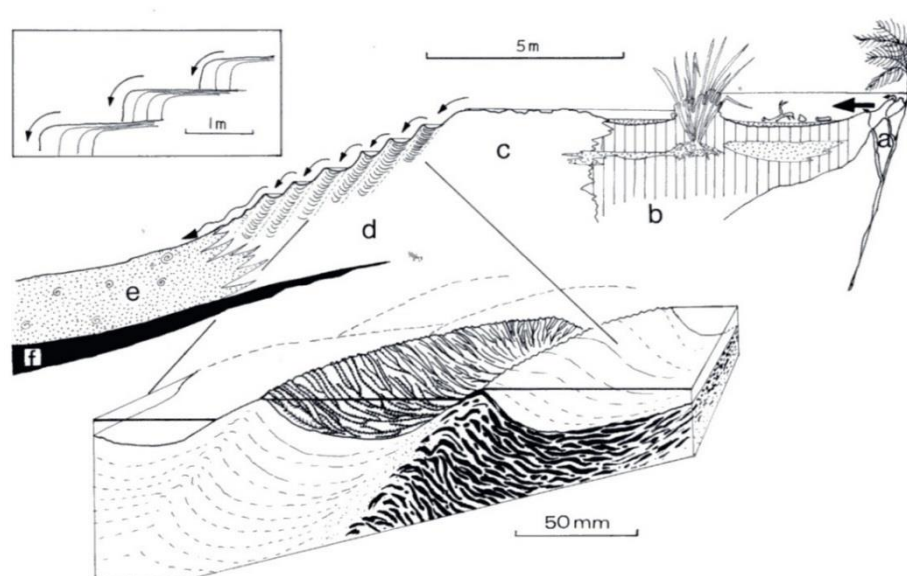


Figura 2.15 – Perfil esquemático de um sistema de curso de água suspenso. *Legenda:* a) exurgência; b) depósito proximal de fluxo lento ou palustre; c) barreira de tufo calcário fitoconstruído; d) pormenor de microbarragens associadas a briófitas e outros tufos calcários fitoconstruídos; e) depósitos distais compostos por tufos intraclásticos ou localmente fitoconstruídos (fonte: Pedley (1990)).

A estrutura acaba por ficar numa posição elevada, o que favorece a carsificação interna devido à percolação de água da chuva, que posteriormente pode favorecer mesmo a formação de espeleotemas, eventualmente compostos por tufo residual não dissolvido (Ordóñez e García del Cura, 1983; Pedley, 1990).

O autor diferencia as áreas periféricas da parte aplanada (onde os lobos são declivosos, em escadaria, verticais ou localmente com cascatas, onde a turbulência aumenta consideravelmente (Pedley *et al.*, 2003 e 2009). As fácies predominantes são os tufos fitoclásticos e os laminados, especialmente os últimos através da cimentação de cortinas de musgo (Ordóñez e García del Cura, 1983). As cortinas de musgo estão associadas a cascatas e mimetizam o trilho vertical pelo qual a água cai ou borrija, onde o musgo é rapidamente incrustado, o que faculta um substrato sólido para o crescimento de mais musgo (Pedley *et al.*, 2003). Entre as cascatas,

podem-se formar pequenos planos de água onde se acumulam tufos laminares associados a algas e/ou bactérias multilobados e nas partes mais profundas acumulam-se, por vezes tufos microdetriticos (*op. cit.*) (Figura 2.16).

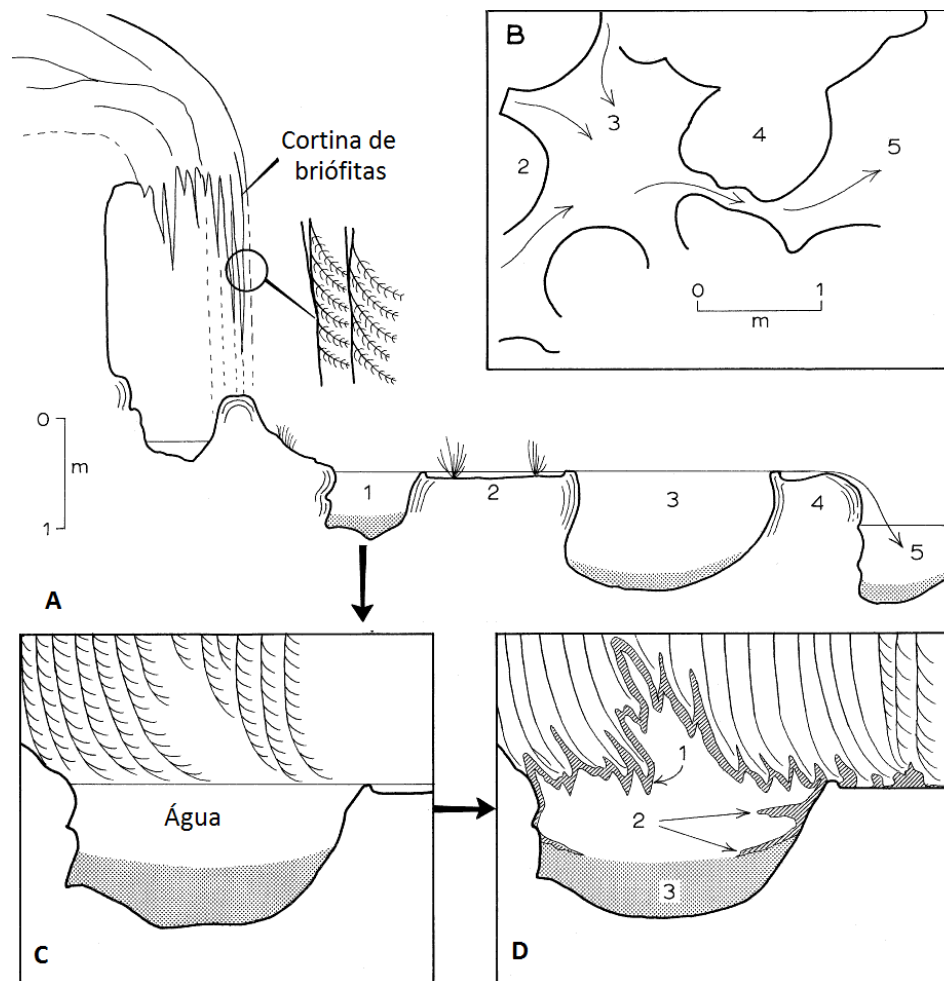


Figura 2.16 – Esquema de cortina de briófitas baseado na barreira da Laguna del Rey nas Lagunas de Ruidera. (A) Corte esquemático das relações entre uma cortina de briófitas ativa e estromatólitos (2 e 4) nas áreas de borriño e fluxo proximais à cascata. (B) Vista em plano das represas (3 e 5 em A), relacionando os estromatólitos de topo aplanado e o escoamento da água, especialmente através dos canais fundos entre os estromatólitos, nas áreas de declive reduzido na base da queda-de-água. (C) Corte representativo da cobertura do reservatório pela cortina de briófitas mantendo o reservatório como cavidade primária na estrutura do tufo. (D) Se a cavidade for drenada posteriormente, as superfícies de tufo são frequentemente revestidas de espeleotemas no teto (1) e calcite a marcar o nível da água na cavidade (2), pode se podem acumular siltes e lamas carbonatadas detriticas (3) (*adaptado de Pedley (2003)*).

Este modelo prevê ainda a formação do depósito distal, especialmente composto por tufo intraclástico proveniente da erosão na área proximal, mas também fitoconstruído e com oncólitos formados nos canais ativos, por vezes ser cortados por canais e com paleossolos intercalados (Pedley, 1990 e 2009). Estes depósitos estão muito dependentes das variações do nível de base que controlam o seu desenvolvimento e são mais suscetíveis à incisão fluvial, e mesmo ao alargamento dos vales (Pedley, 2009).

A formação dos depósitos de curso de água suspenso pode ser condicionada devido a uma pressão hidrostática insuficiente, associada à variabilidade climática ou à subida do próprio

afloramento (Chaftez e Folk, 1984). No segundo caso, a pressão pode ficar tão elevada na base que há a formação de uma nova exsurgência e posteriormente de um outro terraço (Harrington (1948) *cit.* Chaftez e Folk (1984)) (Figura 2.17).

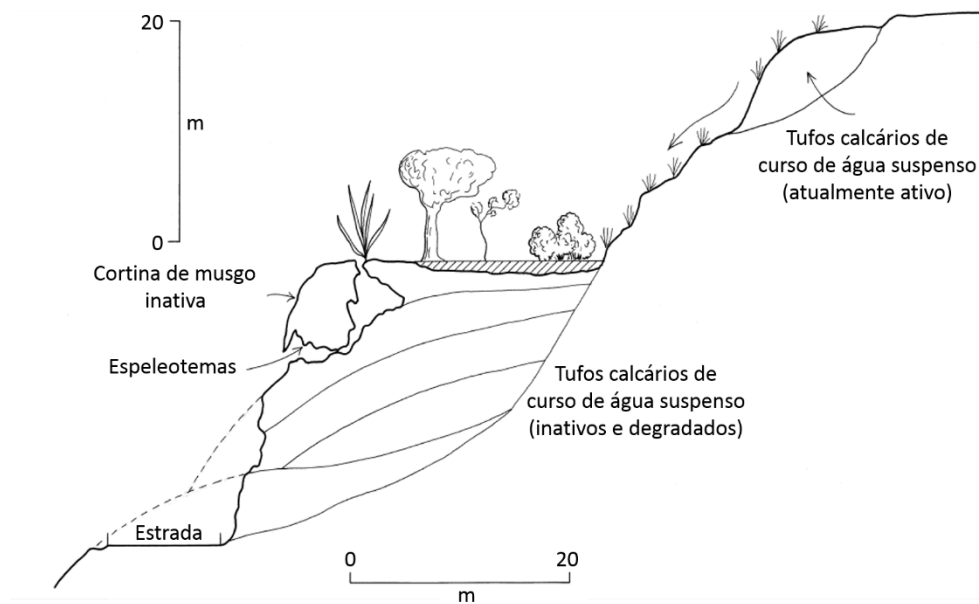


Figura 2.17 – Perfil esquemático de um sistema de curso de água suspenso inativo, cuja parte aplanada foi colonizada por vegetação que promoveu a formação de um solo rico em matéria orgânica. Existem várias cavidades primárias na parte frontal do sistema (*adaptado de Pedley et al. (2003)*).

Outro modelo proposto é o palustre, que ocorre em áreas de declive reduzido que permitam a formação de zonas húmidas controladas por um fluxo de água lento mas contínuo, o que viabiliza o fornecimento de água rica em carbonatos (Pedley *et al.*, 2003). Morfologicamente, os depósitos podem estar organizados por séries de lobos finos desenvolvidos para jusante. No caso de Gárvoles de Abajo, mais fino para montante e para as antigas margens do vale (*op. cit.*). Estes depósitos costumam ser intercalados de depósitos litoclásticos de períodos mais húmidos e paleosolos ricos em húmus, juntamente com pequenos montículos fitoconstruídos de caules incrustados até ao nível de imersão, que são revestidos por camadas de tufo laminado (Pedley, 1990; Pedley *et al.*, 2003).

Estes depósitos podem ser confundidos com o nível aplanado formado na retaguarda das barreiras fluviais fitoconstruídas nos últimos períodos de colmatação ou quando não existem depósitos lacustres associados (Pedley *et al.*, 2003). As principais diferenças estão presentes nas diferenças das associações de fácies, em que a influência fluvial e/ou lacustre predomina no caso dos sistemas de tufo calcário fluvial.

As massas de água retidas pelas barragens de tufo calcário ou noutras partes mais profundas dos rios exigem uma mudança do principal processo de perda de CO₂, pois deixa de haver agitação da água. Nestes ambientes, o principal mecanismo de saturação em calcite é a

diminuição da $p\text{CO}_2$ através de processos metabólicos (Primc-Habdija *et al.*, 2001; Pentecost, 2005) e saturação devido à evaporação da água, em especial em ambientes mais quentes (Carthew *et al.*, 2003; Taylor *et al.*, 2004). A formação de tufos calcários ocorre preferencialmente nas áreas marginais e menos profundas dos lagos que são mais aquecidas durante o Verão e são atingidos níveis de saturação mais elevados (Pedley *et al.*, 1996; Pedley, 2009). Nestas áreas acumulam-se oncólitos e algumas comunidades vegetais como as carófitas e macrófitas higrófitas que são incrustadas (Pedley *et al.*, 1996; Pedley, 2009). Estas acumulações são intercaladas por camadas onde há evidências de exsicação ou carsificação associadas a períodos secos, que levam à descida do nível da água, ou de camadas detríticas alóctones associadas a inundações, ou de camadas intraclásticas devido à fragmentação motivada pela energia elevada que caracteriza estes episódios (Ordóñez *et al.*, 2005). A acumulação de comunidades cianobacterianas na zona fótica, pode levar à formação de terraços mamelonados junto da superfície (Pedley *et al.*, 1996). Nas partes mais profundas dos lagos pode haver acumulação de margas lacustres (Pedley *et al.*, 1996; Pentecost, 2005) (Figura 2.18 e Fotografia 2.9).

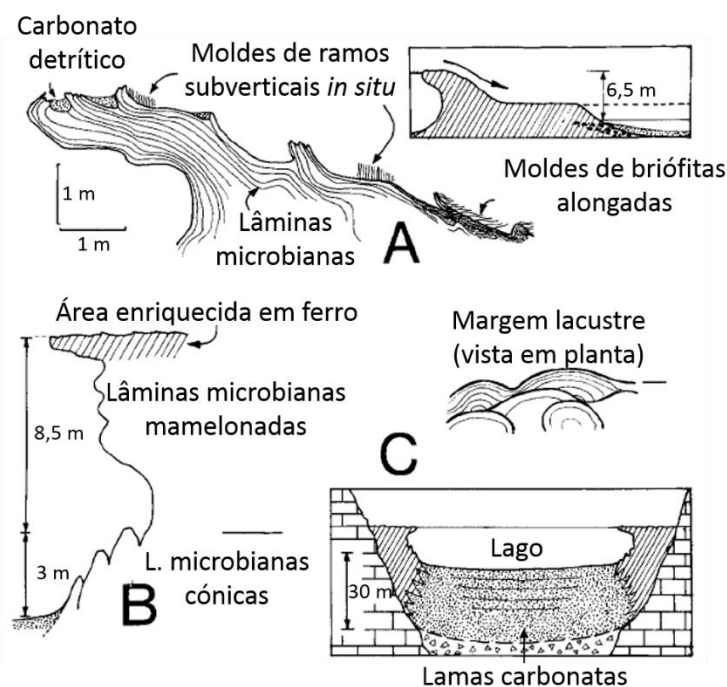


Figura 2.18 – Perfis esquemáticos da Laguna Lengua, Ruidera (sistema fluvial de barragem). A – pormenor longitudinal da barragem. O setor aplanado intermédio parece corresponder a um nível antigo do lago a jusante. B – Perfil detalhado das construções estromatolíticas mamelonadas marginais, com uma camada superior enriquecida em ferro. C – Perfil transversal do reservatório da barragem com lamas calcárias e continuidade com os estromatólitos marginais (*adaptado de Pedley et al. (1996)*).

2.2.4.2. Tipos de fácies

Os tufos calcários podem apresentar diversos tipos de fácies que, por sua vez, refletem o ambiente associado à sua formação e são classificadas segundo vários critérios. A sua diversidade está intimamente relacionada com a morfologia, que condiciona a existência e abundância de planos de água ou superfícies muito declivosas, que favoreçam a deposição orgânica ou inorgânica (Chafetz & Folk, 1984). Estes depósitos distinguem-se pela sua densidade, cuja natureza é controlada pelos mecanismos de precipitação orgânicos (condicionados por micro-organismos ou plantas) e/ou inorgânicos (taxa de deposição, mineralogia, extensão da diagénese) (Pentecost e Viles, 1994).

Os tipos e associações de fácies utilizados em trabalhos sobre tufos calcários dos últimos 20 anos têm vindo a basear-se nos tipos de fácies descritos por Pedley (1990) e Ford e Pedley (1996), cuja classificação tem por base o tipo de ambiente e as associações de fácies sedimentares características destes (Quadro 2.1). O paralelismo com os carbonatos marinhos através das designações *phytoherm framestone* e *phytoherm boundstone* foi fortemente divulgada a partir deste trabalho, e estão desde aí generalizados nas classificações de fácies de tufo calcário.

Quadro 2.1 – Classificação de fácies de tufo calcário segundo Pedley (1990) (*adaptado*).

<i>Depósitos autóctones</i>	<i>Framestone</i> fitohérmico	
	<i>Boundstone</i> fitohérmico	
<i>Depósitos clásticos</i>	Tufo calcário fitoclástico	
	Tufo cianólito “oncóide”	
	Tufo calcário intraclástico	
	Tufo calcário microdetritico	micrítico
		pelóide
	Paleosolos	

Arenas-Abad *et al.* (2010) vieram a reforçar a terminologia marinha aplicada aos tufos calcários, através de um exaustivo sistema para a classificação de fácies e que enfatiza a importância das características sedimentares e da geometria dos depósitos na sua interpretação paleoambiental (Quadro 2.2). Os autores reforçaram a classificação de fácies em diversas associações de fácies organizadas mediante a sua natureza fluvial, fluvial de barragem-cascata, fluvio-lacustre, fluvio-palustre e palustre.

Esta classificação de fácies tem vindo a ser utilizada e adaptada a outros trabalhos como os de Vázquez-Urbez (2011a, b e c), Martini e Capezzuoli (2013), Arenas *et al.* (2014b) e García-García *et al.* (2014).

Quadro 2.2 – Esquema de fácies sedimentares segundo Arenas-Abad *et al.* (2010) (*adaptado*).

	intraclásticos		Li	
	fitoclásticos		Lph	
	microbioclásticos e areias		LmbSb	
	oncolíticos		Lo	
	estromatolíticos		Ls1 e Ls2	
Calcários	bioclásticos de moluscos, ostracodos ou carófitas		Lbg, Lbo, Lbch	
		de carófitas	Lch	
	fitohérmicos	de ramos	(paliçada de ramos)	Lst1
			(cortina de ramos pendurados)	Lst2
		de briófitas	Lbr	
	em espeleotema		Lsp	
Brechas carbonatadas			B	
Margas maciças ou laminadas			MmMI	
Lamas de carvão e ricas em matéria orgânica			C	
Conglomerados e arenitos			G e S	
Argilitos			FmFI	

A classificação utilizada neste trabalho resulta de uma adaptação desta classificação de fácies, especialmente ao nível das designações, que também foi adaptada de outros trabalhos, tanto mais recentes como antigos como será discutido e apresentado no subcapítulo 5.2 (pág. 203). Os trabalhos complementares contribuíram com uma abordagem complementar aos tipos de fácies visados, e também para reflexão quanto aos subambientes implicados no seu desenvolvimento (*v. g.* Ordóñez e García del Cura (1983), Chaftez e Folk (1983), Carthew e Drysdale (2003), Carthew *et al.* (2003), Pentecost (2005) e García-García *et al.* (2014)).

Os tufos fitoconstruídos³² (*Lp*) (depósito autóctone (Pedley, 1990), tufo de acumulação (Soares *et al.*, 1997) ou fitoherma calcário (Arenas-Abad *et al.*, 2010)) conservam as estruturas da matéria orgânica sobre a qual os carbonatos precipitam, como uma franja de cimento microcristalino, cuja génese tem vindo a ser relacionada com a presença de micro-organismos (Pedley, 2009; García del Cura *et al.*, 2012). Este conjunto de fácies apresenta porosidade de abrigo e móldica elevada, a primeira proporcionada pela disposição dos macrorestos e a segunda originada pela decomposição da matéria orgânica, que está na origem de muitos

³² Foram feitas algumas modificações à terminologia original apresentada pelos autores de referência, tema abordado na discussão sobre o tema (Subcapítulo 5.2, página 203)

espaços vazios e moldes (Chaftez e Folk, 1984; Pedley, 1990; Lucia, 1995; Forbes *et al.*, 2010). O interior dos moldes pode estar vazio ou preenchido por calcite esparítica ou micrítica, enquanto o exterior é geralmente composto por várias camadas alternadas de micrite e esparite a microesparite, que varia de menos de 1 mm a vários centímetros (Arenas *et al.*, 2007). Frequentemente a oxidação da matéria orgânica dá origem a superfícies de óxidos de ferro na base das camadas (Domínguez-Villar *et al.*, 2011), que correspondem frequentemente a superfícies erosivas. Para a classificação deste tipo de depósito, optou-se pela analogia aos tipos de planta predominantes nas rochas como sugerido por Emeis *et al.* (1987), associando-se a designação da componente orgânica que caracteriza macroscopicamente a estrutura do depósito para sua diferenciação.

Desta forma, foi considerado o tufo fitoconstruído fitoclástico (*Lpc*) para situações em que a precipitação ocorre sobre macrodetrítos orgânicos como caules, folhas ou frutos dispostos de forma irregular, que frequentemente não têm precipitação anterior à sua deposição no leito (Arenas *et al.*, 2007; Guerreiro *et al.*, 2010) (Fotografias 2.1 a 2.4). A rocha resultante tem uma porosidade aparente elevada e sem estrutura definida, resultante da decomposição da matéria orgânica (Guerreiro *et al.*, 2010). Em alguns casos, a rocha precipitada contém os restos microbianos presentes nos revestimentos apresentam uma forma em arbusto ou em alguns casos filamentos de micrite radial, que parecem corresponder a cianobactérias ou algas (Arenas *et al.*, 2007).

Devido ao seu significado ambiental, Ordóñez *et al.* (2005) e Arenas-Abad *et al.* (2010) diferenciaram os tufos fitoconstruídos de plantas incrustadas *in situ*. Numa primeira situação, diferenciaram as paliçadas e grupos de caules (*Lpst1*) que tendem a orientar-se perpendicularmente ao substrato mas podem estar ligeiramente inclinados, e que se formam nas margens das massas de água (Chaftez e Folk, 1984; Arenas-Abad *et al.*, 2010) (Fotografia 2.5). As formas em cortina (*Lpst2*) são estruturas semelhantes, contudo a sua génese está associada às plantas que crescem para baixo no avanço frontal superior da cascata (*overhang*), podendo originar uma cavidade ou gruta na sua retaguarda (Ordóñez *et al.*, 2005; Arenas-Abad *et al.*, 2010; Jones e Renaut, 2010) (Fotografia 2.6).

Por outro lado, foi considerado o tufo fitoconstruído laminado (ou tufo em cortina (Soares *et al.*, 1997)), para situações em que o tufo apresente uma estrutura interna em camadas, que pode estar associada ao crescimento de briófitas (*Lpbr*) ou de algas e/ou bactérias (*Lpab*) (Fotografias 2.7 a 2.10). As fases de crescimento discretas das briófitas são conservadas por uma camada densa de tufo que marca o término de uma fase de crescimento (Viles *et al.*, 2007).



Fotografia 2.1 – Moldes de folhas em tufo fitoclástico (Olho de Paris).



Fotografia 2.2 – Moldes de caules em tufo fitoclástico (Olho de Paris).



Fotografia 2.3 – Formação de microbarragem de tufo fitoclástico com bolhas revestidas (Olho de Paris).



Fotografia 2.4 – Inclusão de frutos em tufo fitoclástico (Olho de Paris).



Fotografia 2.5 - Tufo fitoconstruído com paliçada de caules (rio Piedra, Espanha).



Fotografia 2.6 – Cortina de caules pendurados (rio Piedra, Espanha).

Através da análise petrográfica, Arenas *et al.* (2007) identificaram duas componentes principais nos tufos fitoconstruídos de briófitas. Numa têm a forma dos caulóides, com o seu interior ocupado por microesparite, esparite ou vazios, enquanto o córtex dá forma a lâminas de calcite microesparítica ou esparítica concêntricas e lentes que podem corresponder às folhas do musgo (*op. cit.*). A segunda pode corresponder às hepáticas, com formas em V aberto preenchidas por esparite ou microesparite que se assemelham a folhas. Geralmente as formas

em V têm uma única camada de micrite, mas podem ter paliçadas de massas micrítica em arbusto correspondentes a cianobactérias (*op. cit.*).

Os tufos fitoconstruídos laminados associados a algas e/ou bactérias (estromatólito (Arenas-Abad *et al.*, 2010) ou travertino cristalino (Jones e Renaut, 2010)) representam os seus ritmos de desenvolvimento tanto diários como sazonais, que se refletem em sequências de bandas claras e escuras (Kano *et al.*, 2003; Brasier *et al.*, 2010). As camadas mimetizam a topografia da superfície de acumulação, acabando por a regularizar e tornar mais suave (Jones e Renaut, 2010). Em lagos mais profundos podem dar origem a terraços marginais, cuja altura depende do nível do lago e têm superfícies verticais ou suspensas das margens em formações mamelonadas (Ordóñez *et al.*, 2005; Jones e Renaut, 2010) (Fotografia 2.10 e Figura 2.18).

Brasier *et al.* (2010) descrevem as lâminas α (mais claras) como predominantemente compostas de cianobactérias em arbusto orientadas subverticalmente, intercaladas por lâminas β (escuras) micríticas, que representam filamentos orgânicos densamente compactados. Os mesmos autores identificaram também hiatos na formação destas bandas, para os quais propõem duas hipóteses possíveis. Por um lado os hiatos de deposição durante a estação seca podem ter um carácter estival, período em que pode haver ausência de escoamento ou ausência total de escoamento no canal em análise, uma vez que se trata de um clima mediterrâneo. Durante o Inverno estes hiatos podem estar associados à inibição das películas microbianas devido ao frio, sendo que os fatores biológicos poderão ser determinantes neste processo.

Por vezes estas lâminas β podem apresentar icnomorfologias hemisféricas ocas ou preenchidas por micrite, paralelas às lâminas ou horizontalmente meandrantes, cuja génese está frequentemente associada a larvas que se desenvolvem durante a Primavera (Janssen *et al.*, 1999; Brasier *et al.*, 2010).

Excepcionalmente foram identificadas marcas de erosão ao longo dos contactos das lâminas, representados por desconformidades angulares entre as lâminas e pela preservação de fragmentos em pequenas depressões (Brasier *et al.*, 2010).

Em qualquer classificação do grupo de tufos apresentado podem ocorrer tufos ou incrustações imbricadas na sua estrutura que já sofreram transporte.

As sequências detríticas líticas que se acumulam nas áreas de menor energia atrás de barragens ou áreas de fluxo lento, são também comuns neste tipo de formação. Neste trabalho são considerados os oncóides (grãos revestidos), os tufos intraclásticos (restos de macrófitas incrustadas) e os tufos microclásticos (partículas carbonatadas finas).



Fotografia 2.7 – Tufos fitoconstruído de briófitas (Olho de Paris).



Fotografia 2.8 – Pormenor de tufos fitoconstruídos de briófitas atuais (Olho de Paris).



Fotografia 2.9 – Tufo fitoconstruído laminado de algas e/ou cianobactérias (ribeira do Cadoiço).



Fotografia 2.10 – Formas mamelonadas sob terraço fitoconstruído por algas e cianobactérias (Laguna Lengua, Lagunas de Ruidera, Espanha).

Os intraclastos ou outros detritos existentes nos cursos de água podem ser revestidos por películas carbonatadas concêntricas, formando grãos soltos chamados oncólitos³³ (*Lo*), que podem ser encontrados nas represas das barreiras ou outros objetos que impedem o fluxo, em pequenos canais ou nos bancos dos cursos de água (Schöttle e Müller, 1968; Pedley, 1990; Arenas *et al.*, 2007; Domínguez-Villar *et al.*, 2011). As microalgas e as cianobactérias são um importante produtor de sedimentos porque levam à precipitação do CaCO_3 por assimilação, e porque a gelatina³⁴ e os tecidos de textura fina apanham ou capturam materiais detríticos suspensos (Schöttle e Müller, 1968). A sua forma está intimamente ligada ao núcleo (ramos, clastos, gastrópodes ou mesmo elementos micríticos indiferenciados), mas ainda assim é muito influenciada pela energia ambiente de regimes de fluxo lento (formas esferoides muito achatadas), rios (formas quase esféricas/cilíndricas), condições estáticas (formas mamelonadas

³³ Esta terminologia apresenta diferentes designações aplicadas relativamente ao seu tamanho, origem orgânica ou inorgânica ou tamanho, *v. g.* grãos revestidos, oóides, oncólitos, pisóides, pisólitos (Jones e Renaut, 2010)

³⁴ Referido por Schöttle e Müller (1968) como gelatina, provavelmente corresponde à biopelícula extracelular de substâncias polímeras descritas em Dupraz *et al.* (2009), Pedley *et al.* (2009) e Arenas-Abad *et al.* (2010).

a ramificações irregulares) ou à sua coalescência (Schöttle e Müller, 1968; Pedley, 1990; Glover e Robertson, 2003; García-García *et al.*, 2014).

Os tufos calcários intraclásticos (*Li*) são compostos por fitoclastos e outros clastos de tufos calcários fitoconstruídos mobilizados a montante por processos erosivos, que se acumulam em áreas de energia mais reduzida (Arenas *et al.*, 2007; Arenas-Abad *et al.*, 2010; García-García *et al.*, 2014). Estes depósitos podem ter como cimento materiais, compostos de micrite maciça idênticos aos depósitos microdetriticos, que se apresentam sem estrutura ou com lentes fortemente consolidadas (Glover e Robertson, 2003; Arenas *et al.*, 2003).

Os tufos microdetriticos (*Ld*) (*idem* segundo Pedley (1990), tufos micríticos (Jones e Renaut, 2010) ou e areias e siltes carbonatados, segundo Arenas *et al.* (2014b)), compostos por materiais clásticos destacados de áreas onde ocorre a precipitação direta dos carbonados. Estes materiais podem formar espessas camadas ou pequenas lentes canaliformes nas planícies aluviais ou a montante das barreiras fitoconstruídas, que por vezes preenchem depressões. Estes depósitos podem conter gastrópodes e ostracodos, e são por vezes intercalados por camadas de fitoclastos e de outros detritos fluviais (Arenas-Abad *et al.*, 2010; Jones e Renaut, 2010).

Em ambiente lacustre ou mesmo em charcos, os materiais autóctones podem dar origem a espessas camadas de lamias carbonatadas, maciços ou laminados horizontalmente (Pedley *et al.*, 1996; Pentecost, 2005; Arenas-Abad *et al.*, 2010), que caracterizam estes ambientes de energia reduzida, por vezes com episódios de energia elevada ou com marcas de exsicação ou microcarsificação (Arenas-Abad *et al.*, 2010). Estes depósitos finos assemelham-se aos depósitos carbonatados friáveis que se acumulam no fundo de poços existentes em áreas cársicas, popularmente conhecidos por “tufos de calcário” no Algarve.

Estes materiais podem ser de tufo calcário, bioinduzidos por micro-organismos presentes nas massas de água que favorecem a nucleação dos carbonatos e posterior sedimentação ou sobre partículas em suspensão (Primc-Habdija *et al.*, 2001; Jones e Renaut, 2010).

Enquanto depósitos associados a ambientes fluviais, junto dos afluentes e em setores com maior energia fluvial e também junto de vertentes onde há materiais gravitacionais pode haver cimentação destas formações clasto-suportadas, aqui designados por conglomerados alóctones (*Cg*), cujo cimento calcário pode ter um aspeto maciço ou lamelar. Pentecost e Viles (1994) designam os materiais grosseiros cimentados à superfície por desgaseificação como “ruditos”, que geralmente consistem em depósitos de vertente, aluviões, brechas, cascalho entre outros materiais com diferentes origens consolidados. Estes materiais estão também na origem de bancadas pronunciadas, expostas por erosão diferencial, uma vez que os materiais alóctones lhes conferem maior resistência (Pentecost e Viles, 1994).

Em tufos calcários, os conglomerados podem representar uma superfície de erosão, onde uma aluvião é cimentada ou mudanças na dinâmica levam à destruição do tufo recentemente formado, mais frágil, ou mesmo por meteorização gravitacional no caso das barragens que levam à remobilização (Chaftez e Folk, 1984).

Para além destes tipos de fácies geralmente associadas aos tufos calcários, foi necessário incluir também dois tipos de fácies geralmente descritos em travertinos, que ocorrem pontualmente em tufos calcários. Estas fácies são as plaquetas carbonatadas e os tufos calcários de bolhas revestidas.

Por vezes, em ambientes muito calmos ou de água parada (*e. g.* lagos e pegos), as trocas gasosas da mesma parcela de água com a atmosfera por períodos prolongados pode conduzir à formação de películas carbonatadas à superfície, que se mantêm à tona devido à tensão hidrostática (Taylor *et al.*, 2004; Carthew *et al.*, 2006). A estas estruturas dá-se o nome de flutuadores carbonatados (Pentecost, 2005) ou de *calcite rafts* (Taylor *et al.*, 2004; Jones e Renaut, 2010), optando-se neste trabalho por uma tradução não literal: flutuadores carbonatados.

Estas películas têm uma forma ligeiramente côncava em relação à superfície, uma vez que com o aumento de peso (como consequência do aumento de espessura e tamanho), a parte central vai afundando e a precipitação vai ocorrendo nos bordos à medida que a parte superior é inundada (Taylor *et al.*, 2004).

Outro tipo de acumulação, bem caracterizada em travertino, são os tufos de bolhas revestidas³⁵, associados à acumulação de carbonatos sobre bolhas de gás (Fotografia 2.3). Em tufos calcários, esta morfologia foi referida por Schreiber *et al.* (1981), onde foi aplicada a designação de oólitos vacuolares. Esta formação apresenta-se como um tipo de porosidade móldica, em que os carbonatos precipitam em volta das bolhas formadas pela libertação de CO₂ pela atividade metabólica orgânica, adquirindo a forma destas (Choquette e Pray (1970) *cit.* Pentecost (2005), Pentecost (2005) e Rodríguez-Berriguete (2012)). Estas são formas muito frágeis, que só são preservadas caso sejam aprisionadas e de qualquer forma protegidas (Jones e Renaut, 2010). Chaftez e Folk (1984) e Capezzuoli *et al.* (2011) referem ainda um processo na formação de travertinos, em que a parte lateral da bolha é calcificada enquanto esta sobe gradualmente, ficando o espaço alongado deixado para trás pela bolha livre ou ocupado por grãos carbonatados micríticos que podem atingir 10-15 cm de comprimento.

³⁵ Em inglês, *foamrock* (Chaftez e Folk, 1984; Pentecost, 2005; Jones e Renaut, 2010)

O topo e base de cada sequência podem ser marcados por uma superfície de erosão com pequenos horizontes de solo, que representam períodos em que mudanças ambientais contribuem para uma interrupção na formação de tufo calcário, e têm lugar processos pedogenéticos.

2.2.4.3. Texturas e a origem genética

Segundo Pentecost (2005) as texturas mais comuns nos tufos e travertinos são calcite micrítica, três formas simples de esparite e dendrites complexas. Os processos diagênicos podem transformar a composição textural inicial dos tufos, transformando a micrite e alguns grãos de esparite primária em esparite secundária gigante radial em paliçada, semelhante às recristalizações em espeleotemas ou em carbonatos marinhos (Forbes *et al.*, 2010).

A descrição petrográfica das fácies analisadas será feita de acordo com os grupos de texturas propostas por Pentecost (2005), onde as texturas são relacionadas com o metabolismo, com a morfologia e as propriedades da matriz da biopelícula extracelular de substâncias polímeras dos micro-organismos envolvidos (Janssen *et al.*, 1989; J. Wright *et al.*, 2003; Dupraz *et al.*, 2009; Pedley, 2009; Arenas-Abad *et al.*, 2010) e com os processos diagenéticos (Janssen *et al.*, 1999). Jones e Renaut (2010) indicam que a arquitetura básica dos cristais dendríticos parece variar de local para local, não se repetindo, a sua forma está associada aos fatores de desequilíbrio que dependem de vários parâmetros, como por exemplo o nível de saturação em CaCO_3 (Figura 2.19).

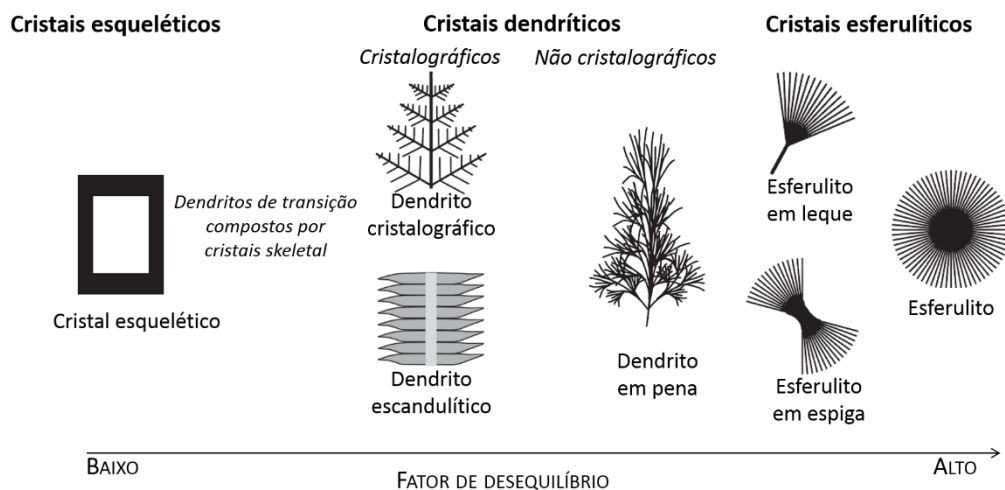


Figura 2.19 – Relação possível entre a morfologia dos cristais de calcite e o fator de desequilíbrio (*adaptado de Jones e Renaut (2010)*).

A identificação dos processos biológicos nos depósitos mais antigos pode ser dificultada, uma vez que geralmente estes contêm uma componente diagenética importante que pode começar imediatamente após a precipitação, como por exemplo qualquer permuta com a

solução, recristalização, cimentação, oxidação da matéria orgânica, alteração microbiana ou precipitação de minerais autogénicos (Pentecost, 2005; Jones e Renaut, 2010). Estes efeitos podem ter uma variação espacial e temporal com a impermeabilização de alguns setores (por cimentação ou compactação) e criação de novas passagens da água (por dissolução ou fracturação) (Jones e Renaut, 2010).

Geralmente os tufos mais antigos apresentam texturas compostas, como por exemplo em Janssen *et al.* (1999), onde é descrita a cimentação dos “arbustos” cianobacterianos, que se transformam em crostas esparíticas com formação de novos cristais nos poros (Figura 2.20).

Os cristais de calcite esparítica podem ter hábitos distintos, e por vezes a sua origem diagenética é reconhecível pelas inclusões no interior dos cristais esparíticos. O hábito do cristal pode também ser reflexo das diferenças de crescimento dos cristais originais, como sugerido por Kendal (1985) *cit.* Tucker e Wright (1990) (Figura 2.21).

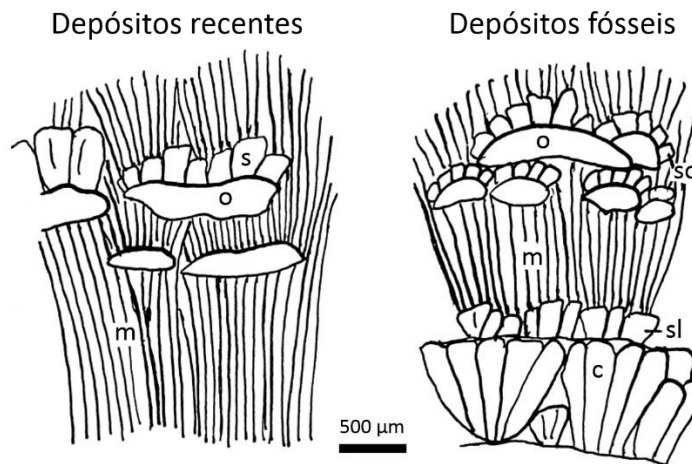


Figura 2.20 – Textura esquemática em tufos laminados recentes e fósseis e as suas características mais importantes. Os depósitos fósseis têm mais esparite, que ocorre sobre icnomorfologias de larvas (so) e sob a forma de camadas mais ou menos contínuas (s). Legenda: m – arbustos cianobacterianos micríticos; o – arbustos com icnomorfologias larvares; s – leques esparíticos; c – camadas de esparite contínuas (fonte: Janssen *et al.*, 1999).



Figura 2.21 – Calcite colunar de textura radiaxial fibrosa, fascicular-ótica e radial fibrosa. As setas demonstram as direções de *fast vibration* em cada caso, e as linhas tracejadas representam os limites dos subcristais (adaptado de Tucker e Wright (1990) segundo Kendall (1985)).

Nas referências aos agregados cristalinos formados por diagênese, Jones *et al.* (2005) referem o recurso às designações cristais agregados, cristais compostos e cristais policristalinos. À semelhança dos mesmos autores, neste trabalho são usadas as designações cristal composto (formados por vários subcristais) e subcristal (para os cristais integrados num cristal maior, reconhecíveis pela existência de inclusões intracristalinas).

Arenas *et al.* (2007) apresentaram três tipos de laminação associadas às texturas laminadas microbianas³⁶, que parecem ser dependentes do tipo de micro-organismos responsáveis pela sua construção. Estas laminações correspondem a grupos de filamentos em leque ou filamentosos, isolados ou grupos de filamentos afastados, provavelmente relacionados com diferentes micro-organismos e condições de desenvolvimento.

Quanto à porosidade, Lucia (1995) *cit.* García-del-Cura *et al.* (2012) fazem referência à porosidade petrográfica como intergranular e intercristalina, sendo a porosidade localizada entre grãos e cristais respetivamente. Por outro lado, refere-se também aos poros vazios³⁷ que podem estar embutidos ou apenas ligados pela porosidade interpartículas, onde os macroporos (> 100 µm) podem ser fenestrais, vazios, bolhas revestidas e moldes de plantas.

2.2.5. Calcretos

Em áreas com disponibilidade de carbonato de cálcio onde há défice hídrico, é viabilizada a acumulação dos carbonatos no solo na estação seca e a sua manutenção em estações em que a precipitação excede a evaporação, o que permite a formação de calcretos (Alonso-Zarza e Wright, 2010b). Estes depósitos, popularmente conhecidos por caliços no Sul de Portugal, podem resultar da acumulação de carbonatos ao longo de vários séculos ou mesmo milénios, e em alguns casos são compostos por vários ciclos climáticos (Alonso-Zarza e Wright, 2010b).

Segundo Wright e Tucker (1991), os calcretos podem ser freáticos ou pedológicos, e podem ser caracterizados pelas suas características micromorfológicas, como β (biogénico) ou α (não biogénico). São importantes repositórios de informação dos regimes sedimentares que resultam especialmente da introdução por mobilização e/ou substituição dos carbonatos no solo, rocha ou sedimentos de um perfil de solo (Watts (1980) *cit.* Goudie (1973); Alonso-Zarza e Wright, (2010b)).

³⁶ Na referência original foi utilizado o termo microbialito

³⁷ Do inglês, *vuggy porosity*

Os calcretos freáticos formam-se na franja capilar no nível freático ou abaixo desta, devido ao movimento lateral da água, onde as freatófitas³⁸ podem desempenhar um papel importante na redistribuição dos carbonatos (Alonso-Zarza e Wright, 2010b). Por vezes ocorre a cimentação do leito de ravinas, que está na origem de sucessivas camadas laminares de calcretos (Alonso-Zarza e Wright, 2010b).

Da mesma forma que o desenvolvimento das plantas vasculares acelerou a meteorização, permitiu também o desenvolvimento de acumulações carbonatadas no solo, os calcretos pedogenéticos (Brasier, 2011). Estes distinguem-se pelos processos de migração vertical no perfil de solo pela água e organismos, que formam horizontes de acumulação carbonatada bem diferenciados à micro e macroescala num substrato de composição, textura ou grau de compactação variáveis, cuja permeabilidade e teor em carbonato de cálcio podem afetar a evolução do calcreto (Alonso-Zarza, 2003). Por outro lado, há um incremento da evapotranspiração e balanço de cargas pelas raízes, o que leva à sobressaturação em volta destas aumentando a precipitação localizada (Brasier, 2011).

Segundo Alonso-Zarza (2003), estes perfis de solo endurecido apresentam uma sequência de fácies que permitem compreender a sua origem e grau de desenvolvimento, como se demonstra de seguida.

Numa primeira fase, dá-se a formação de um horizonte carbonatado pulverulento (*chalky*) ou nodular, sendo que no primeiro predomina uma textura e estrutura homogêneas e podem apresentar nódulos relacionados com raízes. Em ambos os casos começam por ser pulverulentos, endurecendo depois numa matriz mais ou menos rica em carbonatos, em que geralmente a calcificação afeta os elementos biológicos do solo (formado rizólitos, filamentos calcificados ou nódulos). Nesta fase, há predomínio de formas verticais porque devido à infiltração intensa e à fraca retenção, as plantas têm de desenvolver as raízes verticalmente contribuindo para a desintegração do substrato e para a formação do horizonte de transição.

Com o seu desenvolvimento há coalescência dos nódulos, o que dificulta a penetração dos sistemas radiculares e a água já fica retida acima do horizonte nodular, o que dá origem a redes radiculares subhorizontais. Assim, forma-se um horizonte laminar de aparência ondulada a finamente estratificada, com porosidade de fraturas planares, texturas alveolares, rizólitos ou calcite fibrosa.

O aspeto final pode variar consoante os processos de formação, erosão, sedimentares e diagénicos.

³⁸ Vegetação adaptada a áreas áridas, cuja sobrevivência está relacionada com absorção de água freática. Geralmente apresentam um sistema radicular longo e bem desenvolvido.

Sobre este tema, o trabalho mais relevante para a área de estudo foi o de Galopim de Carvalho e Prates (1985), que descreve e faz a comparação de três depósitos de calcretos do Algarve Central, um dos quais próximo da área de estudo deste trabalho. Neste trabalho, os autores referem uma estratigrafia típica com um topo de crosta compacta, brecha autóctone junto do substrato e calcreto friável na zona intermédia. A crosta compacta é referida como mais compacta e coesa, acastanhada, não ultrapassando os 10 a 15 cm. O calcreto friável é um horizonte fragmentável esbranquiçado, poroso, de aspeto nodular e brechiforme em profundidade. Quanto à brecha autóctone, trata-se de um substrato friável cujas fendas se encontram preenchidas por material friável do calcreto.

(esta página foi intencionalmente deixada em branco)

Algarve. Division naturelle. (...) Système établi d'après les accidens généraux du terrain, est naturel, rationel, et devient même scientifique (...). Il se divise en trois parties.
//Algarve. Divisão natural. (...) Sistema estabelecido segundo os acidentes gerais do terreno, é natural, racional, e mesmo científico (...). Divide-se em três partes.//

Charles BONNET (1850)

III. A área de estudo

O Algarve

Geologia e geomorfologia

Geomorfologia cársica

Geomorfologia fluvial e hidrogeologia

Condições climáticas

Fitogeografia

Fisiografia Geral

3.1. O Algarve

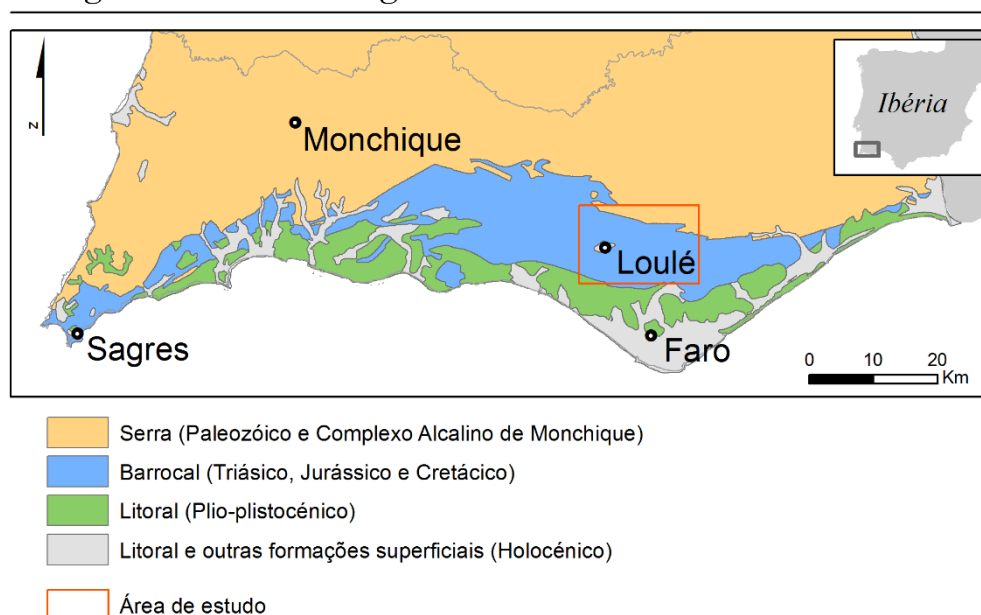
O Algarve é uma das regiões portuguesas mais bem delimitadas e apreendidas, não só pela população local, como do restante território nacional. Esta região corresponde à fachada do território português a sul das serras de Monchique e do Caldeirão, que a individualizam não só ao nível natural, como foram determinantes na evolução história do território.

Apesar da afinidade litológica, a parte norte do território é diferenciada do Alentejo pelo relevo. Contudo, o que une as duas regiões é um fator diferenciador no interior do território algarvio. O grande contraste litológico e do relevo entre a Serra, o Barrocal e o Litoral dá origem a fortes contrastes na paisagem e na identidade da população, que se traduz por exemplo, na expressão “ir ao Algarve”. Apesar de hoje em dia ser pouco comum, a expressão ainda é utilizada pelas gentes serranas, e já havia sido referida por Bonnet em 1850.

Os principais aspetos geomorfológicos do Algarve têm vindo a ser estudados por vários autores, sendo unânime a divisão tripartida do território, que reflete as suas características geomorfológicas e tem repercussões ao nível etnográfico.

Neste trabalho serão utilizadas as designações Litoral (Beira-mar (Bonnet, 1850; Crispim, 1982; Silva, 1984) ou Baixo Algarve (Medeiros-Gouvêa, 1938)), Barrocal (Algarve calcário (Medeiros-Gouvêa, 1938)) e Serra (Alto Algarve (Medeiros-Gouvêa, 1938; Crispim, 1982)), cujas principais características geomorfológicas e hidroclimáticas que individualizam a região serão apresentadas neste capítulo (Mapa 3.1).

Regiões naturais do Algarve



Mapa 3.1 – Divisão aproximada das regiões naturais do Algarve (*informação de base adaptada do Atlas do Ambiente*).

3.2. Geomorfologia e geologia

3.2.1. Processos geológicos e litologias associadas

O Algarve encontra-se dividido em duas grandes estruturas geológicas: o substrato aflorante na parte norte é composto Terreno Sul Português do Maciço Hespérico (Ribeiro, 2013), sobre o qual Bacia do Algarve assenta em discordância angular (Terrinha *et al.*, 2013) (Mapa 3.2).

A Bacia do Algarve corresponde, de fato, a duas bacias sedimentares separadas por uma descontinuidade marcadamente erosiva, geralmente uma discordância: a mesozóica, resultante de estiramento litosférico e subsidência (sedimentos do Triásico ao Cenomaniano), e a cenozóica flexural (bacia pós-rifting, paleogénica e quaternária) (Terrinha *et al.*, 2013).

O *Terreno Sul Português* do Maciço Hespérico faz-se representar pelo *grupo flysch do Baixo Alentejo* (Manuppella, 1992a; Ribeiro, 2013). O contato com a orla meso-cenozóica no Algarve Central corresponde à *formação de Mira*, onde os turbiditos são geralmente xistos argilosos e siltitos finamente estratificados, contudo, a sul podem ocorrer sucessões mais ricas em bancadas de grauvaque e raros conglomerados (Oliveira *et al.*, 2013). Estes materiais encontram-se deformados pelos movimentos tectónicos da Orogenia Varisca (Manuppella, 1992a), e as grandes fraturas associadas à deformação destes terrenos estão bem marcadas no modelado atual, das quais se destacam as falhas de Aljezur e Portimão (N-S), de São Marcos-Quarteira (NW-SE) e de Espiche e Algibre (E-W a ENE-WSW) (Terrinha *et al.*, 2013).

Durante o Pérmico teve lugar uma fase de arrasamento, à qual se segue uma fase de *rifting* que se prolonga do Triásico ao Cenomaniano, e está na origem da bacia sedimentar deste período (Terrinha *et al.*, 2013). É neste contexto que tem início a formação da Bacia do Algarve³⁹, correspondente aos terrenos mesozóicos, que assentam sobre os materiais do Carbonífero do Terreno Sul Português com um hiato de aproximadamente 70 milhões de anos (Ribeiro *et al.*, 2013; Terrinha *et al.*, 2013).

As fácies de transição dominantes são marcadas por litologias dolomíticas e depósitos evaporíticos associados a transgressões muito localizadas, que no seu conjunto são conhecidos por *arenitos de Silves (s. l.)* (Manuppella, 1992a; Terrinha *et al.*, 2013). A sequência termina no Jurássico Inferior com um episódio de vulcanismo correspondente à Província Magmática do Atlântico Central na bacia algarvia, representado pelo *complexo vulcano-sedimentar básico*

³⁹ De forma a simplificar, as referências às bacias meso-cenozóicas do Algarve, serão designadas no seu conjunto enquanto Bacia do Algarve

(CVS)⁴⁰ (Manuppella, 1992; Martins *et al.*, 2008; Terrinha *et al.*, 2013), que varia entre 30 e 50 m de espessura, e atinge maior espessura no Algarve Central (Martins *et al.*, 2008).

Os ciclos de tectónica distensiva associados ao afastamento diferencial entre as placas da África e Eurásia das americanas, reativam os sistemas de falhas associados à orogenia varisca e afetam os terrenos mesozóicos (Terrinha, 2013). Neste processo distensivo, as grandes fraturas tardi-variscas de orientação NE-SW e N-S tiveram um papel importante na diferenciação da bacia com reflexo na variação lateral das fácies e formações da bacia mesozóica (Manuppella, 1992b; Terrinha *et al.*, 2013) (Figura 3.1).

Com a abertura da bacia neoformada, no Jurássico Inferior há acumulação de rochas carbonatadas, atualmente dolomíticas, em toda a bacia sob influência tetesiana (Manuppella, 1992; Terrinha *et al.*, 2013). É também nesta fase que tem início a diferenciação das sub-bacias ocidental e oriental e o alto fundo de Budens-Lagoa (*op. cit.*). O sector oriental foi marcado pela subsidência, e é dominado pelos calcários dolomíticos e dolomitos de Boavista⁴¹ que provavelmente se estendem até ao Bajociano, por vezes intercalados por calcários calciclásticos, micríticos, com raras intercalações recifais e calcários oolíticos (Manuppella, 1992a; Terrinha *et al.*, 2013). No Algarve Central, afloram na área a norte da flexura de Algibre e no núcleo de estruturas anticlinais diapíricas, desde Guilhim até Santo Estevão e Tavira (Terrinha *et al.*, 2013), o que representa um núcleo aquífero neste alinhamento de relevos.

O Jurássico Médio apresenta vários episódios de instabilidade, que se refletem no incremento de litologias margosas e calcomargosas face às litologias calcárias na subbacia oriental, resultantes da emersão e carsificação subaérea, sedimentação terrígena e superfícies de erosão (Terrinha *et al.*, 2013). Possivelmente estes episódios de instabilidade estão relacionados com eventos compressivos precoces (*op. cit.*).

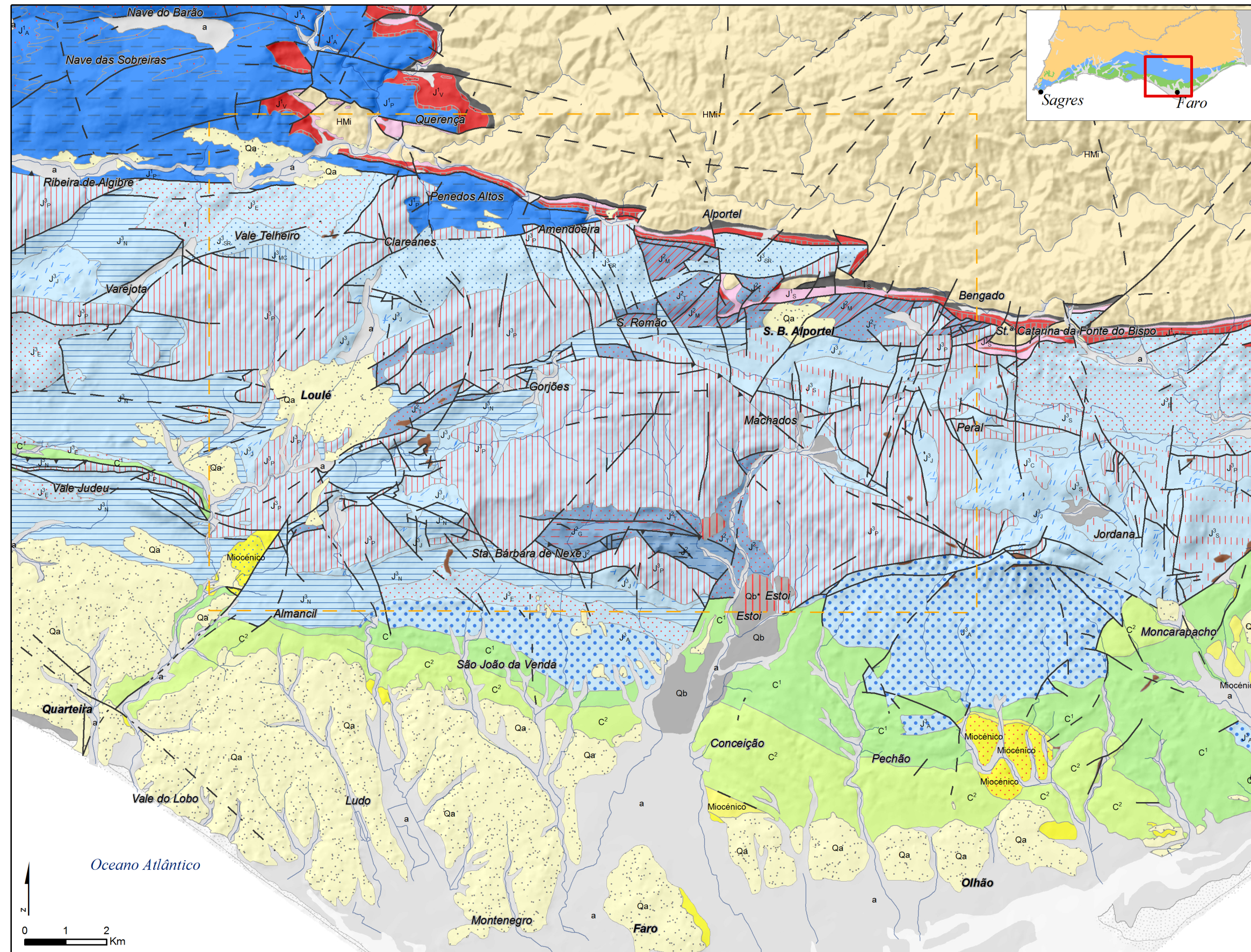
Na subbacia oriental, este período é representado pelos *calcários de Malhão* (sucessão de calcários oolíticos, calcários micríticos, calcários calciclásticos e conglomerados monogénicos com intercalações de calcários bioclásticos micríticos com filamentos e nódulos de sílex, visíveis no anticlinal de Guilhim), pelas *margas de Mealhas* (margas e calcários margosos), pelos *calcários e margas de Guilhim* (os calcários oolíticos e calciclásticos com intercalações

Mapa 3.2 – Mapa geológico do Algarve Central e tabela cronoestratigráfica com informação hidrogeológica (litologia adaptada de: Manuppella (1992b) e Terrinha *et al.* (2013); e informação hidrogeológica de: (1) Geirnaert *et al.* (1982), (2) Almeida (1985), (3) Rocha *et al.* (1989), (4) Almeida e Silva (1992), (5) de Vries e Schwan (2000) e (6) Manuppella *et al.* (2007)) (página 82).

⁴⁰ Compreende uma alternância de tufitos, cineritos piroclastos e escoadas intercaladas em sedimentos (argilas vermelhas e dolomitos) contemporâneos da distensão associada à abertura do Atlântico Central durante o Jurássico Inferior (Terrinha *et al.*, 2013)

⁴¹ Série carbonatada denominada como Formação de Picavessa a Norte da rib.^a de Algibre por Manuppella (1992a)

Mapa Geológico do Algarve Central



QUATERNÁRIO	SUP. HOLOC.		A/Ad	Areias de praia (A) e areias de dunas (Ad)	● 6
	INF. PLIS.		a	Aluviões e sapais	● 1, 3, 6
TERCIÁRIO SUPERIOR	MIOCÉNICO	MESSINIANO	Mc	Formação de Cacela	● 5
		TORTONIANO	Mf/Mf*	Conglomerados de Galvanas (*) Siltos glauconíticos da Campina de Faro	○ 3
		SERRAVALIANO	M _{Lp}	Arenitos calcários e calcários com seixos	○
		LANGHIANO			
CRETÁCICO SUPERIOR	INFERIOR	CENOMANIANO		Calcários cristalinos de Pão Branco Margas superiores Dolomitos de Chão de Cevada	● 3, 5, 6 ● 5, 6 ● 5
		ALBIANO	C ²	Calcários e dolomitos de Caliços	● 3, 6
		APTIANO		Margas e calcários de Porto de Mós Margas de Luz Calcários com <i>Palorbitolina</i>	● 6 ● 6 ● 3, 6
		BARREMIANO		Argilas, arenitos e conglomerados de fácies <i>wealdiana</i>	● 6
		HAUTERIANO	C ¹	Dolomitos de Costa Longa e calcários recifais de Bias Conglomerado de Vale Judeu e Estoi e margas com <i>Alectryonia</i>	S/D S/D
		BERRIASIANO		Calcários oolíticos com <i>Troncholina</i>	● 3, 6
SUPERIOR	TITONIANO	J ^{3A}	Calcários com <i>Anchispirocyclina lusitanica</i> de Fontainhas	● 1, 4, 6	
	KIMERIDGIANO	J ^{3E} /J ^{3S}	Calcários de Escarpão (J ^{3E}) Calcários de transição Calcários com <i>C. striata</i> e <i>C. jurassica</i> Calcários com <i>Alveosepta jaccardi</i>	● (J ^{3E}) 1, 2, 4, 6 S/D (J ^{3S})	
		J ^{3N} /J ^{3C}	Calcários dolomíticos de Santa Bárbara de Nexe (J ^{3N}) Calcários bioconstruídos de Cerrjo da Cabeça e "Brecha de Tavira" (J ^{3C})	○ (J ^{3N}) 1, 4, 6 ● (J ^{3C}) 5	
	J ^{3J} /J ^{3MC}	Calcários com nódulos de sílex de Jordana (J ^{3J})	Arenitos e conglomerados de Cotovio (J ^{3MC})	● (J ^{3J}) 1, 6	
OXFORDIANO	J ^{3P} /J ^{3SR}	Calcários argilosos e margas de Peral (J ^{3P}); Calcários de São Romão (J ^{3SR});	● (J ^{3P}) 1, 2, 4, 6 ● (J ^{3SR}) 1		
MÉDIO	CALOVIANO	J ^{2T}	Calcários margosos e margas de Telheiro	● 1, 6	
INFERIOR	BATONIANO	J ^{2G}	Calcários e margas de Guilhim	● 2, 5	
	BAJOCIANO	J ^{2M} /J ^{2A}	Margas de Mealhas (J ^{2M}) Calcários e conglomerados com nódulos de sílex Calcários oolíticos e conglomerados Dolomitos e calcários dolomíticos	● J ^{2M} 1, 5, 6	
	AALENIANO	J ^{1A} /J ^{1P}	Calcários dolomíticos e dolomitos de Boavista (J ^{1P})	● (J ^{1A}) 1, 2, 6 ○ (J ^{1P}) 1, 2, 5, 6	
	TOARCIANO				Calcários de Alte (J ^{1A})
DOMERIANO		Dolomitos e brecha dolomítica	Dolomitos		
CARIXIANO					
INFERIOR	SINEMURIANO	** J ^{1V}	Complexo vulcano-sedimentar básico e dolomitos intercalados (*); argilas vermelhas (**)	● 2, 5	
	HETANGIANO	J ^{1S}	Pelitos, calcários e evaporitos de Silves	● 2, 5	
TRIAS.	SUP.	RETIANO			
	INF.	NAMURIANO	HMi	Formação de Mira (turbiditos - xistos e grauvaques)	● 2, 5

ROCHAS FILONIANAS PÓS-HERCÍNICAS

Basaltos, tefritos, basanitóides, limburgitos, lamprófitos, etc.

Área do mapa geomorfológico

Curso de água

Aquífero

Aquitardo

Com camadas impermeáveis

Impermeável

TECTÓNICA

Falha

Falha provável

Falha oculta

Cavalcamento

Cavalcamento provável

Informação geológica e litestratigráfica adaptada de Manuppella (1992b), Manuppella et al. (2007) e Terrinha et al. (2010)
 Informação hidrogeológica adaptada de (1) Geirnaert et al. (1982), (2) Almeida (1985), (3) Rocha et al. (1989), (4) Almeida e Silva (1992), (5) de Vries e Schwan (2000) e (6) Manuppella et al. (2007)

(esta página foi intencionalmente deixada em branco)

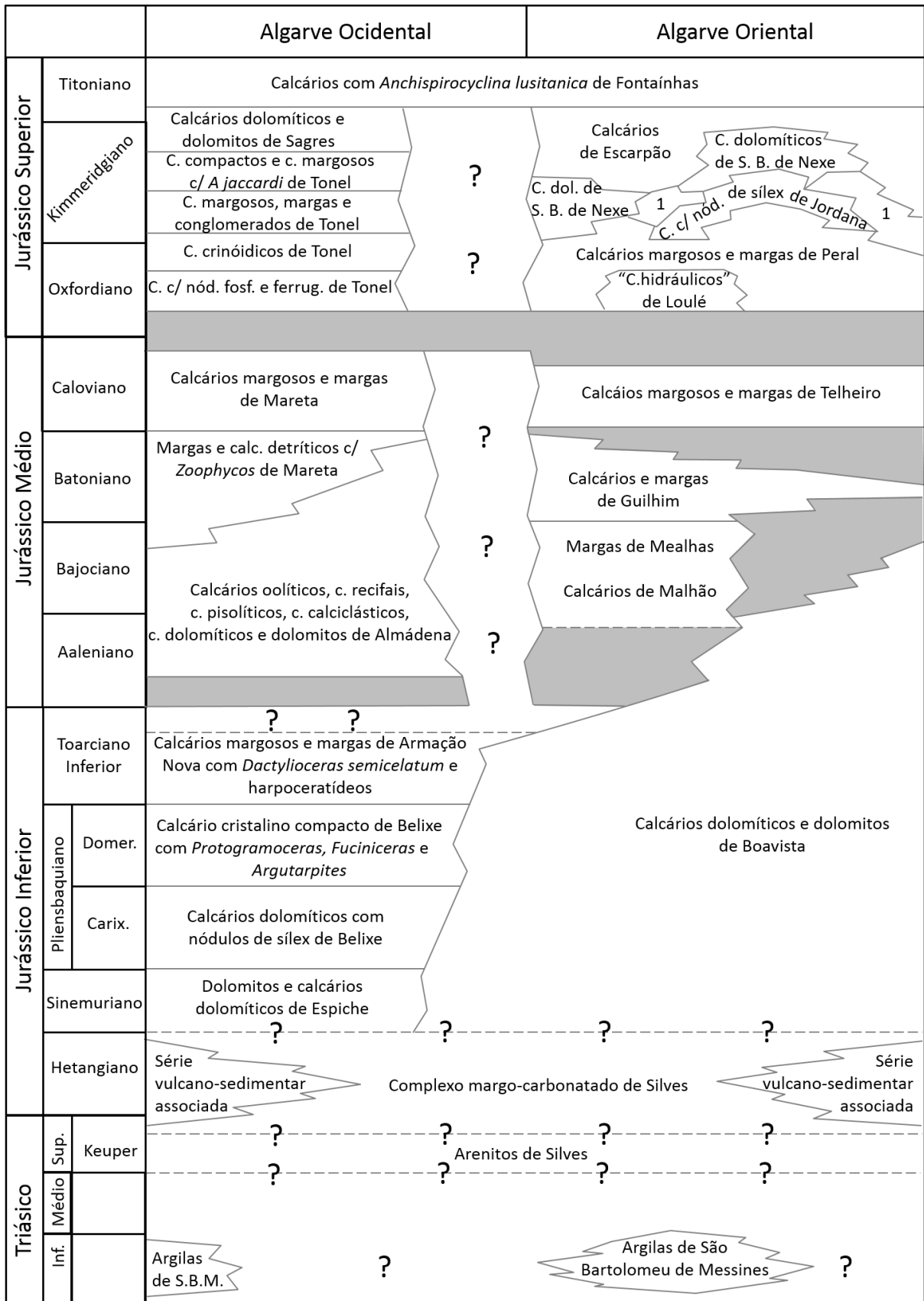


Figura 3.1 – Correlações entre as unidades litoestratigráficas do Triásico e Jurássico (adaptado de Rocha (1976), Marques (1983) e C. Lopes (2002) cit. Terrinha et al. (2013)).

conglomeráticas na base e margas no topo, visíveis no anticlinal de Guilhim) e pelos *calcários margosos e margas de Telheiro* (alternância de margas e calcários argilosos, mais margoso a norte de Faro) (Terrinha *et al.*, 2013).

Durante o Jurássico Superior as sub-bacias continuam diferenciadas, com o setor oriental apresentar uma subsidência maior, onde estas formações ultrapassam os 1600 m de espessura e apresentam importantes variações laterais de fácies (*op. cit.*).

A subsidência leva à instalação de um golfo centrado em Loulé no Oxfordiano Médio, que dá origem a um novo ciclo sedimentar, com fácies cada vez mais litorais na passagem para o Kimeridgiano (Manuppella *et al.*, 2007; Terrinha *et al.*, 2013). Neste contexto, os terrenos oxfordianos são caracterizados pelos “*calcários hidráulicos*” de Loulé (calcários de grão fino, mais ou menos argilosos, separados por pequenos níveis argilosos finos, que aumentam de espessura para o topo) e podem ser um equivalente lateral dos *calcários margosos e margas de Peral* (alternância de calcários margosos compactos e margas, assinalado por uma bioconstrução estromatolítica com espongiários siliciosos em Rocha) (Ramalho (1988) *cit.* Terrinha *et al.*, 2013) e pelos *calcários de São Romão* (base composta por calcários oolíticos seguidos por calcários micríticos compactos e com calcários de oncóides e nódulos algares abundantes no topo) (Terrinha *et al.*, 2013).

No Kimeridgiano Superior-Titoniano há uma influência continental nítida nos setores de Sagres e Tavira (Ramalho *in* Oliveira *et al.* (1984) *cit.* Terrinha *et al.* (2010), havendo uma diminuição progressiva da profundidade no Algarve Central (Manuppella *et al.*, 2007). No Algarve Central, este período faz-se representar pelos *calcários com nódulos de sílex de Jordana* (calcários microcristalinos e calcários margosos com nódulos de sílex ou de calcário), que passam lateralmente aos *arenitos e conglomerados de Cotovio* (arenitos finos ferruginosos, conglomerados grosseiros e margas quartzosas) (Terrinha *et al.*, 2013). O topo das formações anteriores são o equivalente provável dos *calcários bioconstruídos do Cerro da Cabeça* (calcários compactos de grão fino, micríticos, com bioconstruções de corialiários), cuja variedade faciológica inferior é composta pela *brecha de Tavira* (calcários compactos em bancos espessos, frequentemente intrabréchicos e muito fossilíferos) (*op. cit.*). A dolomitização secundária e precoce das formações anteriores está na origem dos *calcários dolomíticos de Santa Bárbara de Nexa* (*op. cit.*).

A transição para o Titoniano é representada pelos *calcários de Escarpão*, compostos, da base para o topo, pelos *calcários com Alveosepta jaccardi* (alternância de calcários margosos e de margas, biomicrites na subbacia oriental, por vezes intraclásticas ou com grãos de quartzo),

calcários com “Vaginella” striata e Clipeina jurassica (calcários compactos, ligeiramente margosos) e *calcários de transição* (calcários margosos compactos) (Terrinha *et al.*, 2013)

O fim do Titoniano é marcado por pequenos episódios transgressivos, marcados pontualmente por uma pequena “incursão” pelágica (Manuppella *et al.*, 2007; Terrinha *et al.*, 2013). Este período é caracterizado pela uniformização de toda a bacia com *Alveosepta jaccardi*, representado pelos *calcários com Anchispyrocyclus lusitanica de Fontainhas* (alternância de calcários compactos, frequentemente nodulares, intraclásticos e oolíticos, de calcários margosos e de pequenos níveis margosos) (Terrinha *et al.*, 2013).

O Cretácico assenta em discordância sobre o Jurássico Superior, já deformado por estruturas associadas a episódios compressivos que antecedem a principal fase de inversão da bacia, aos quais estão associados erosão e soerguimento (Terrinha *et al.*, 2002 e 2013). Apesar disso, só a progressão para norte da abertura do Atlântico e a rotação da Ibéria a partir do Aptiano interrompem o regime distensivo triásico, substituindo-o por movimentos compressivos intraplaca, reativando fraturas profundas na crosta e atribuindo uma evolução tectónica complexa à Ibéria (Terrinha *et al.*, 2013; Pais *et al.*, 2012). As litologias sedimentares cretácicas são compostas por uma grande diversidade de fácies, com calcários cristalinos esparíticos a micríticos, puros a margosos, areníticos ou dolomitizados, margas, e argilitos a conglomerados (Terrinha *et al.*, 2013).

Encontram-se dois grupos de magmatismo alcalino no Cretácico Superior associados ao regime compressivo que se segue ao Aptiano: o complexo alcalino de Monchique e as rochas vulcânicas do Algarve litoral (Terrinha *et al.*, 2013). O primeiro apresenta uma estrutura interna zonada e concêntrica com um núcleo de sienito nefelítico homogéneo, sendo a serra de Monchique formada por erosão diferencial (*op. cit.*). As rochas vulcânicas do Algarve litoral surgem associadas a diques, soleiras, chaminés e brechas vulcânicas extrusivas dispersas pela bacia, que correspondem na sua maioria aos tipos petrográficos basanita e lamprófiro (*op. cit.*).

A mudança da trajetória da África em relação à Eurásia de NW-SE para SW-NE no fim do Cenomaniano cessou a fase de *rifting* no sul da Ibéria, iniciando as fases de inversão tectónica à escala da Ibéria (Terrinha *et al.*, 2013). Desta forma, o Cretácico é marcado por ciclos transgressivos e regressivos que dão origem a depósitos siliciclásticos fluviais, depósitos carbonatados lagunares a marinhos e conglomerados marinhos (*op. cit.*).

Antes da deposição das formações paleogénicas, os terrenos da bacia mesozóica sofreram deformações compressivas intraplaca devido ao dobramento litosférico, com um encurtamento tectónico genericamente de N-S no Cretácico terminal-Paleogénico, que sofre uma rotação esquerda para NW-SE no Miocénico e para WNW-ESE no Plio-Quaternário (Terrinha (1998)

cit. Terrinha (2013)). Estas deformações compressivas prolongaram-se pelo menos até ao Miocénico, que ainda é afetado por cavalgamentos (*op. cit.*). O pico da compressão alpina, na Península Ibérica, ocorreu no Tortoniano, quando se formaram as principais cadeias montanhosas, tais como a Cordilheira Central e as Montanhas ocidentais (Pais *et al.*, 2012).

Os terrenos ante-cenozóicos foram talhados por episódios de compressão entre a Ibéria, Eurásia e África, o que deu origem a desconformidades nas bacias sedimentares (Pais *et al.*, 2012). As unidades do Neogénico assentam em discordância angular sobre as unidades anteriores (podendo ser paraconformes com o Cretácico) (Manuppella, 1992a; Terrinha *et al.*, 2013), onde as unidades do Tortoniano superior e o Messiniano inferior correspondem à colmatação ocidental da bacia do Guadalquivir (Pais *et al.*, 2012).

Neste contexto houve a formação de dois litótipos dominantes: um de matriz essencialmente carbonatada a siliciclástica mista e outro composto por arenitos siliciosos, geralmente pouco cimentados (Manuppella, 1992a; Terrinha *et al.*, 2013). A primeira sequência aflora fundamentalmente a este de Olhos de Água, que é apenas vestigial no setor oriental (Formação de Lagos-Portimão). A passagem para a sequência arenítica que predomina no setor oriental (Formações de Cacela e Ludo) na região da Oura é marcada por uma superfície de carsificação truncada por abrasão marinha (Terrinha *et al.*, 2013).

Na área de Quarteira, o Miocénico carbonatado encontra-se ligeiramente inclinado para S e SSE em discordância sobre materiais cretácicos e jurássicos (Almeida e Silva, 1992). A sua formação foi fortemente condicionada pelos movimentos verticais, atingindo os 180 m na área de Quarteira, enquanto para oeste da rib.^a de Quarteira ultrapassa os 80 m (*op. cit.*) (ver **Erro! A origem da referência não foi encontrada.**, pág. **Erro! Marcador não definido.**).

O Pliocénico no sul da Península Ibérica é marcado por uma forte transgressão marinha e uma estabilização do nível do mar no Pliocénico Médio, o que dá início à acumulação dos depósitos siliciclásticos da *formação de Ludo* (Pais *et al.*, 2012; Terrinha *et al.*, 2013). Neste período, a parte central do depósito deslocou-se para este da Falha de Quarteira, com um padrão em demi-graben que permitiu a acumulação sedimentar, tanto fluvial como marinha, que dá origem à formação de quatro membros que atingem uma espessura máxima de 70 metros na área de Ludo-Montenegro (Pais *et al.*, 2012; Terrinha *et al.*, 2013).

Durante o Pliocénico Superior acumulam-se as *areias da Falésia* e o *membro de Montenegro* em ambientes costeiros (Chester, 2012; Pais *et al.*, 2012; Terrinha *et al.*, 2013).

No Plistocénico a sedimentação ocorre na margem de uma margem continental pouco profunda, que nalgumas fases se prolongava até 10 km para o interior em relação à linha de costa atual (Pais *et al.*, 2012). Na fase inicial dominam fácies associadas a uma sedimentação

rápida a partir de suspensões densas nos canais (*membro de Ludo*), associadas taxas de sedimentação elevadas motivadas pelas variações glacio-eustáticas (Chester, 2012; Pais *et al.* 2012; Terrinha *et al.*, 2013).

A instalação de um clima árido no Plistocénico Médio e Superior dá origem a redes de drenagem efémeras com grande mobilidade lateral, responsáveis pela deposição de areias e cascalheiras (*formação de Gambelas*) (Terrinha *et al.*, 2013). Esta formação é composta por areias grosseiras com argila clasto-suportada e muito rica em óxidos de ferro (Pais *et al.*, 2012), cujo termo inferior corresponde desta forma a solos mediterrâneos formados durante ao MIS 5e, ao qual se seguiu uma fase de aridez (Terrinha *et al.*, 2013).

Durante o último período glacial, a degradação da vegetação e o nível do mar 120 a 130 m abaixo do atual favoreceram a erosão e aumentou a disponibilidade de carga detrítica no sistema fluvial (Pais *et al.*, 2012; Terrinha *et al.*, 2013).

Chester e James (1995) identificam os afloramentos lobados no sopé da primeira flexura a altitudes superiores a 100 m, associados à drenagem para sul dos principais cursos de água na zona de Loulé.

O período que se segue ao máximo glacial é marcado pela transgressão holocénica, que leva à inundação dos estuários e acumulação de sedimentos marinhos, que com o abrandamento da subida do nível médio da água do mar são progressivamente substituídos pela sedimentação fluvial em detrimento da marinha (Schneider *et al.*, 2010; Moura *et al.*, 2012; Terrinha *et al.*, 2013).

3.2.2. Tectónica e geomorfologia estrutural

Estruturas tectónicas e relevo associado

O Algarve localiza-se na região do Golfo de Cádiz, junto do limite entre as placas eurasiática e núbica (Terrinha *et al.*, 2013). Este enquadramento tectónico é responsável pelo enrugamento dos materiais, que corresponde a movimentos distensivos e compressivos, por vezes de curta duração, que afetam as bacias sedimentares do Algarve desde o Triásico e permaneceram ativos no Quaternário (Terrinha *et al.*, 2002 e 2013; Carvalho *et al.*, 2012a, b).

O setor da Serra no sotavento algarvio é dominado pela Serra do Caldeirão, que corresponde a um grande empolamento deste bloco, de forma grosseiramente elíptica e de eixo maior WNW-ESE (Feio, 1952 e 2004). A Serra apresenta topos até 577 m (Mú) e interflúvios nivelados a aproximadamente 500 m (v. g. Malhão (537 m), Alcaria do Cume (525 m), Barranco do Velho (508 m), Negros (474 m)), que se prolongam nos terrenos mesozóicos adjacentes (v. g. Rocha

dos Soidos (467 m) e Rocha da Pena (479 m)) (Feio, 1952 e 2004; Almeida, 1985), onde Feio (1952) identificou depósitos correlativos. Esta antiga superfície de aplanção encontra-se talhada por movimentos verticais e de basculamento, fragmentados e desnivelados por acidentes NW-SE e E-W (Feio, 1952; Almeida, 1985).

Se pelo norte a subida para os topos da Serra do Caldeirão é gradual, com um declive de 1,6% a sul de Almodôvar, o flanco sul é marcado por escarpas de falha (Feio, 2004). A oeste do Barranco Velho, a descida da serra é feita pela escarpa da falha de Eira de Agosto (NW-SE) com um desnível de 300 a 250 m em relação às superfícies 230-250 m a norte de Querença e 210-220 m na área de Salir⁴², e a este pela falha de Alportel (W-E) com cerca de 150 m de desnível, a sul da qual os pontos culminantes passam a localizar-se a cerca de 350 m de altitude e também se prolongam na orla (v. g. Bico Alto (366 m), Carvalhoso (326 m), Bengado (319) e Rocha (378)) (*op. cit.*).

As fraturas hercínicas têm uma direção predominante NW-SE e E-W, algumas menos importantes NE-SW, condicionam frequentemente a rede de drenagem (Feio, 1952; Almeida, 1985) e algumas delas terão sido reativadas durante o Meso-cenozóico (Terrinha *et al.*, 1990 e 2013).

Por exemplo, a falha de S. Marcos-Quarteira (NW-SE), corresponde a uma falha com origem na orogenia varisca com reativação nas fases tectónicas do Cenozóico, separando dois blocos que evoluíram de forma distinta, condicionando a evolução da paisagem regional desde o Neogénico (Terrinha *et al.*, 2013).

Nas bacias sedimentares meso-cenozóicas portuguesas predominam as formas estruturais, frequentemente com um estilo e intensidade de deformação tectónica relacionados com a estrutura do soco varisco, assim como com os movimentos compressivos miocénicos e a instalação das estruturas diapíricas (Manuppella, 1992a; A. Brum Ferreira, 2005).

No seu conjunto, as bacias correspondem a uma grande estrutura monoclinal inclinada para SSE para onde aumenta a espessura dos sedimentos, que é atravessada por acidentes E-W que originam alinhamentos de relevos salientes com esta direção (Silva, 1984; Almeida, 1985; A. Brum Ferreira, 2005).

O setor a norte da rib.^a de Algibre apresenta um conjunto de relevos estruturais com disposição monoclinal e virada a sul (Crispim, 1982), de que são exemplos a Rocha de Messines, a Rocha dos Soidos e a Rocha da Pena (Feio, 1952).

⁴² Segundo Feio (1952), esta falha apresenta um rejeito de 150-200 m

A sul da rib.^a de Algibre os terrenos da bacia sedimentar ultrapassam os 3000 m de espessura, apresentam-se afetados por estruturas dobradas e, por vezes, são moldados por intrusões evaporíticas (Almeida, 1985; Manuppella, 1992a; Manuppella *et al.*, 2007). Estas estruturas correspondem a alinhamentos de relevos tendencialmente E-W, sendo referidos por Manuppella (1992a) como flexuras de Algibre, de Santo Estevão-Monte Figo-Vale Judeu e de Bernardinheiro-Galvanas.

A fracturação na região a sul do paralelo de Loulé é dominada por falhas de orientação NW-SE, NE-SW e E-W (Manuppella *et al.*, 2007), o que faz correspondência aos corredores cárscicos com uma direção predominante N25-N30, frequentemente intersetados por diáclases N120 (Almeida, 1985). Manuppella (2007) refere, ainda, várias falhas e fraturas N-S a norte de Monte Figo.

O alinhamento Albufeira-Guilhim-Luz de Tavira⁴³ corresponde à primeira linha de relevos fortemente dobrados da área central da bacia algarvia, a sul da qual surge uma estrutura monoclinial que aumenta de espessura para sul e se encontra inclinada na mesma direção (de Vries e Schwan, 2000; Manuppella *et al.*, 2007).

Este alinhamento maior pode ser individualizado em várias estruturas anticlinais menores, como por exemplo Vale Judeu, Guilhim e Monte Figo. A estrutura de Vale Judeu é constituída por uma dobra em “joelho”, parcialmente extrusa, fraturada por falhas E-W e NE-SW e truncada a oeste pela falha de Quarteira (Manuppella *et al.*, 2007).

O núcleo da estrutura anticlinal de Guilhim consiste num anticlinal apertado com bancadas do Batoniano e Caloviano subverticais, encontrando-se recoberto por sedimentos do Jurássico Superior em discordância angular, marcada por um conglomerado de 10 m de espessura (Terrinha *et al.*, 2002 e 2013) (Figura 3.2). Esta estrutura é um *fault-bent-fold anticline* vergente para norte (Terrinha *et al.*, 2002) e encontra-se controlada lateralmente pelas falhas de Agostos e Faro (Manuppella *et al.*, 2007).

Por sua vez, Miocénico encontra-se afetado por duas flexuras, uma WSW-ENE entre Sagres e Algoz, que infletem depois para este até Vila Real de Santo António, e a outra entre Albufeira, Guilhim e Luz de Tavira (Ribeiro *et al.* (1979) *cit.* Almeida e Silva (1992).

Halocinese

Existem várias intrusões de evaporitos no Algarve Central, que podem atingir fase de extrusões diapíricas como os casos de Loulé, Faro e Albufeira, pequenas injeções ao longo de acidentes profundos como ao longo da falha de Machados (Manuppella *et al.*, 2007) e domos

⁴³ Designado de Santo Estevão-Monte Figo-Vale Judeu por Manuppella (1992a)

salíferos de núcleo dúctil com uma forma aproximadamente elipsoidal e com eixo maior orientado E-W (de Vries e Schwan, 2000; Manuppella *et al.*, 2007).

Em algumas situações, a extrusão foi apenas parcial, como é o caso das estruturas de Areeiro, Guilhim (?), Estoi e Moncarapacho (Manuppella *et al.*, 2007).

No caso do diapiro de Loulé, este está coberto por uma cobertura quaternária de 32 m composta por “calcários mais ou menos dolomitizados, por vezes cristalinos brancos que alternam com margas plásticas alaranjadas, raramente castanhas, com nódulos de calcário rosado pulverulento a branco” (*op. cit.*). Provavelmente, a deformação por halocinese que afeta a estrutura diapírica de Loulé teve início no Jurássico Médio (ou mesmo Inferior), enquanto o período de subida do sal mais rápido só terá ocorrido no Cretácico Superior ou Terciário Inferior, mantendo-se o diapiro ativo no Quaternário (Terrinha *et al.*, 1990). Manuppella *et al.* (2007) sugerem a existência de uma grande estrutura salífera que engloba as apófises extrusivas do Areeiro, Loulé, Goldra, Morgado e Santa Bárbara de Nexe, formando um anticlinal salífero Goldra-Gorjões.

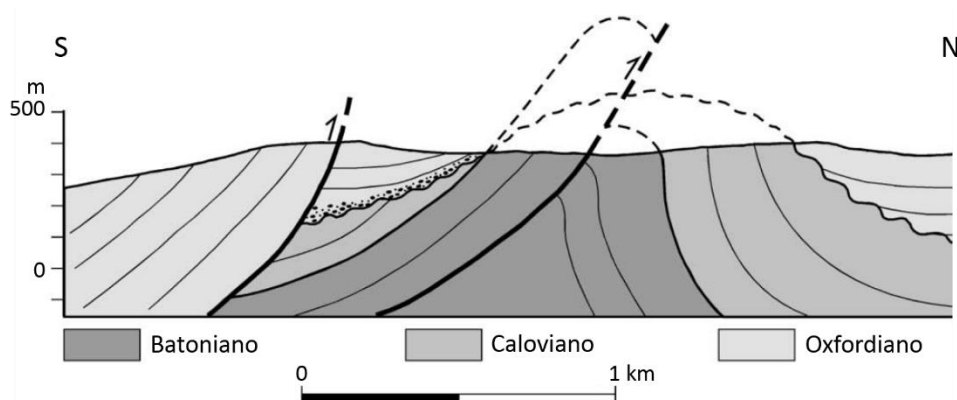


Figura 3.2 – Corte geológico da estrutura de Guilhim. Note-se que as camadas do Jurássico Superior se sobrepõem aos sedimentos do Jurássico Médio previamente erodidos, e ambos sofreram distensão e inversão tectónica pós-Jurássica (*adaptado de Terrinha et al. (2002)*).

Depressão periférica

À semelhança do que acontece na bacia lusitaniana, o contato entre a bacia Meso-cenozóica e o Maciço Hespérico é marcado pela depressão formada ao longo do complexo margo-carbonatado e dos *arenitos de Silves*, formações detríticas de fácil erosão quando comparados com as litologias adjacentes (Cunha, 1988). A depressão periférica (Ângelo *et al.*, 2011)⁴⁴ corresponde a uma depressão dissimétrica, com uma das vertentes talhada no Maciço

⁴⁴ Esta unidade morfo-estrutural é chamada de cintura de depressões (Crispim *et al.*, 1982), sendo a estrutura equivalente da orla meso-cenozóica ocidental chamada de *área deprimida marginal* da bordadura oriental por Cunha (1988).

Hespérico, e a outra, mais abrupta, por vezes constitui o anverso de uma costeira (Ângelo *et al.*, 2011).

O aprofundamento e alargamento dos vales condiciona a rede de drenagem e é aproveitado para fins agrícolas, chamado de Beira-serra pelas gentes do Algarve (Guerreiro *et al.*, 2011; ARH Algarve, 2012a).

3.2.3. Níveis de aplanamento e formações superficiais

Os relevos talhados em terrenos meso-cenozóicos apresentam-se esculpidos em níveis aplanados de diferentes altitudes, definidos por Feio (1952) como rechãs litorais e formas de maturidade.

Segundo Díaz del Olmo (1986) *cit.* Ângelo *et al.* (2001), o Maciço Hercínico encontra-se profundamente erodido e peneplanado em conexão com a Meseta Ibérica. Em redor do Guadiana, a superfície de aplanamento deformada inclina para sul (*op. cit.*), por oposição ao contato através de escarpas de falha no Algarve Central.

O nível litoral mais alto encontra-se a 160-170 m de altitude a oeste de Loulé e atinge os 200 m a este desta, superfície esta que se deve ligar-se às aplanações de S. Brás (240 m) e a norte de S. Miguel, a 180-210 m (*op. cit.*). A norte do Cerro de Nexse desenvolve-se um vale maduro que desce de 230-250 para os 170 m (*op. cit.*). O mesmo autor sugere a ligação entre as aplanações a 250 m na margem esquerda da rib.^a das Pontes (sul de Salir) e estas rechãs, podendo corresponder a uma fase de estabilidade independente ou à superfície de 350 m. Nas vertentes da linha de relevos Nexse-Guilhim-S. Miguel, encontram-se restos da plataforma marinha a aproximadamente 160 m (v. g. Poço do Mouro (160 m), sul do Azinheiro (152 e 153 m), S de Loulé (157 m) (*op. cit.*).

Abaixo deste nível, encontram-se rechãs e vales de aspeto maduro, que provavelmente correspondem ao nível de 120 m da planície litoral e aos níveis quaternários, mas cujo nível de base não foi possível identificar (*op. cit.*). Também nas vertentes da linha de relevos Nexse-Guilhim-S. Miguel, encontram-se níveis a cerca de 125 m, como Bitá (117 m), Lobo (120 m), encontrando-se ligação pela rib.^a da Asseca e seus afluentes a este nível.

A plataforma litoral é dominada por uma sucessão de níveis de aplanamento que se refletem em diferentes membros na Formação de Ludo e em formas erosivas na costa elevada a oeste da falha de Quarteira-São Marcos, que resultam do soerguimento tectónico e flutuações eustáticas Plio-pleistocénicas (de Vries e Schan, 2000; Pais *et al.*, 2012).

3.3. Geomorfologia cársica

Apesar da extensão dos afloramentos calcários e da ocorrência de diversas formas cársicas, tais como campos de lapiás, cavidades subterrâneas, dolinas e, mesmo, *polja*, as formas cársicas do Barrocal algarvio têm um caráter descontínuo. Frequentemente mal caracterizadas quando comparadas com outras áreas cársicas, como o maciço calcário estremenho, alguns elementos da área estão incluídos na rede nacional de geossítios, como por exemplo os lapiás do Cerro da Cabeça e o polje da Nave do Barão (Brilha *et al.*, 2005).

A região foi objeto de estudo em vários trabalhos que incidiram sobre a caracterização da geomorfologia cársica, dos quais se podem referir Feio (1952), Crispim (1982), Almeida (1985) e Tomé (1996). Almeida (1985) sistematizou as formas cársicas segundo as litologias dominantes, citando para isso Almeida (1979) e Crispim (1982).

Os materiais do Jurássico Inferior são referidos por Costa (1983) como zonas sem coberto vegetal, praticamente cobertas de campos de lapiás, que Crispim (1982) e Almeida (1985) referem como megalapiás, lapiás residuais, lapiás de arestas vivas e lapiás semienterrados.

Estas formas superficiais coexistem com formas de dissolução deprimidas, como dolinas e uvalas, muitas vezes de contornos mal definidos (Crispim, 1982; Almeida, 1985). Por vezes surgem associadas a cavidades subterrâneas como o Algarão da Figueira (serra da Picavessa) e o Poço dos Mouros (Rocha da Pena) (Crispim, 1982; Almeida, 1985). Almeida (1985) refere 16 cavidades importantes nestes terrenos, às quais juntamos a lapa Igreja dos Mouros, junto das Salustreiras.

A Nave do Barão, a Nave dos Cordeiros e a Nave do Pomar correspondem a grandes depressões de controlo estrutural da área, de orientação aproximada E-W e alinhadas entre si com a mesma direção aproximada. Apenas a Nave do Barão corresponde a um polje fechado, com cerca de 4 km de comprimento e uma largura de 500 m a 1000 m (Almeida, 1985), foi considerado como vale cego por Feio (1952). Sazonalmente forma-se uma lagoa temporária na parte mais profunda, resultante do escoamento superficial e da subida do nível piezométrico que leva à saturação do solo e das litologias subjacentes, não se conhecendo sumidouros permanentes (Almeida, 1985; ARH Algarve, 2012b).

Os terrenos de calcários puros e calcários dolomíticos do Jurássico Médio e do Jurássico Superior apresentam a morfologia holocársica⁴⁵ melhor caracterizada no Algarve Central

⁴⁵ Nos tipos de morfologia dos terrenos calcários de Cvicic (1925) *cit.* Martins (1949), a designação Holocársico, carso completo, refere-se aos terrenos francamente carsificáveis, onde a morfologia cársica domina a paisagem e o escoamento superficial concentrado é quase inexistente. Pelo contrário, os terrenos merocársicos, carso parcial, surgem por oposição aos holocársicos, aplicando-se a terrenos carbonatados (margas e calcários

(Almeida, 1985). Os grandes afloramentos desta formação caracterizam-se pela ocorrência de vastas extensões de megalapiás, em especial na área da Varejota-Barrocal de Vale Telheiro (nordeste de Loulé) onde são frequentes dorsos, torres, corredores de lapiás (bogaz), blocos residuais, pequenas depressões fechadas (pias) e algares (Almeida, 1985; Tomé, 1996). Em Vale Telheiro, os lapiás encontram-se espaçados acima da topografia de lapiás menos desenvolvidos e com clareiras de *terra rossa* (Crispim, 1987). Este tipo de lapiás ocorre também em Cabeça Gorda e Clareanes, Espargal, Cabeço de Câmara e Goldra-Nexe (Crispim, 1982).

Nos materiais com maior solubilidade, as dolinas são frequentes, sendo geralmente circulares, em forma de concha ou em selha (Crispim, 1982). Por vezes encontram-se agrupadas em campos de dolinas, como em Campina de Galegos (oeste de Alportel), Quinta do Escarpão (sul de Paderne) e Gorjões (sudoeste de S. B. de Alportel) (*op. cit.*). Crispim (1982) classifica as dolinas segundo o seu enquadramento genético: campos de dolinas não relacionados com aplanagens (Barrabés (sudeste de S. B. Alportel) e Cerro de Manuel Viegas (norte da Serra de Monte Figo) e Goldra de Cima (este de Loulé)), dolinas instaladas em superfícies herdadas de aplanagens (aplanação de Lagoa dos Cavalos-rib.^a das Pernadas (norte da Serra de Monte Figo), Quinta do Escarpão, depressões de Branco-Mourição-Benaciate (este de Boliqueime) e aplanação de Almancil-Nexe) e relacionadas com campos de lapiás (Varejota-Barrocal de Vale Telheiro e Cabeça Gorda-Clareanes).

Por vezes podem existir sumidouros associados às dolinas, como é o caso dos sumidouros de Fojo e de Campina dos Galegos (Crispim, 1982).

Não existem depressões fechadas que possam ser consideradas como *polja* no Jurássico Médio e no Jurássico Superior, contudo existem depressões abertas de fundo mais ou menos plano e cobertas de *terra rossa* e provavelmente de antigas formas fechadas (Crispim, 1982). Segundo o mesmo autor, o relacionamento destas depressões com as superfícies de aplanamento sugeridas por Feio (1952) testemunha o carácter misto das mesmas. Nestas condições, são indicadas as depressões de Campina de Galegos (296-300 m), Campina de Cima (205-207 m, Loulé), Quinta do Escarpão (120-125 m), Campina de Baixo (65-80 m, sudoeste de Loulé) (*op. cit.*).

A solubilidade dos *dolomitos e calcários dolomíticos de Santa Bárbara de Nexe* é apontado por Almeida (1985), exemplificando com a depressão aplanada entre Quatros Estradas e Vargem de Mão, relativamente aos depósitos detríticos Plio-quadernários.

margosos) que apesar de por vezes esboçarem alguns tipos de morfologia em pormenor, como um todo, estes terrenos não tem um comportamento cársico no sentido lato.

É nas formações do Jurássico Superior, em especial nos Calcários de Escarpão, que se encontram as mais importantes e a maior densidade de cavidades do Algarve, nomeadamente na área da Varejota-Barrocal de Vale Telheiro, no Cerro da Cabeça (Moncarapacho) (*op. cit.*) e na Quinta do Escarpão (Almeida e Crispim, 1987).

No geral, as áreas cársticas têm a particularidade de apresentar alguma imunidade à erosão mecânica fluvial, devido ao predomínio do escoamento subterrâneo, o que permite a manutenção de formas aplanadas (Crispim, 1982) e à formação de vales profundo e encaixados com vertentes retilíneas (Crispim, 1982; Gomes e Ferreira, 2006).

3.4. Geomorfologia fluvial e hidrogeologia

3.4.1. Morfometria da rede de drenagem

Na análise cumulativa que relaciona os valores da densidade de drenagem com a litologia dominante, Almeida e Romariz (1989) referem que as densidades mais baixas estão associados a litologias calcárias e dolomíticas, onde quase 20% das ocorrências correspondem a uma densidade de drenagem inferior a 2 km/km² (Gráfico 3.1). No seu conjunto, as litologias jurássicas apresentam um contributo reduzido, onde menos apenas cerca de 10% correspondem a 2,5 km/km². Pelo contrário, os xistos e grauvaques do Carbonífero apresentam valores até 16 km/km² (*op. cit.*).

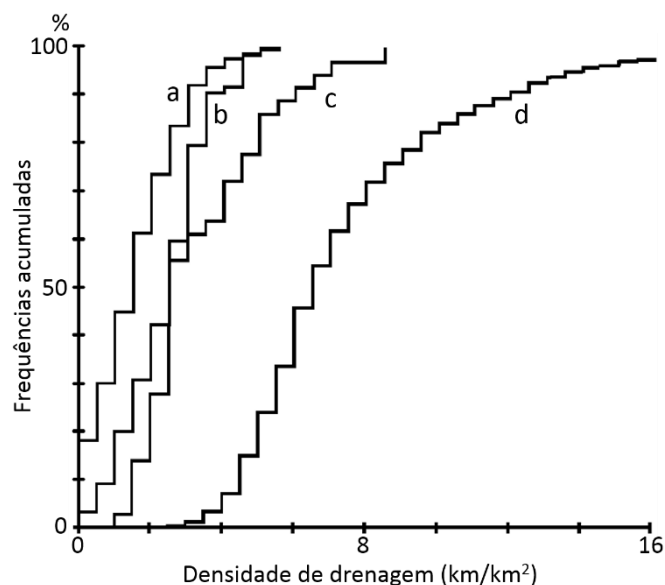


Gráfico 3.1 – Curvas de frequência cumulativa dos valores de densidade de drenagem do Algarve. *Legenda:* a) calcários e dolomitos (Liásico, Dogger e Malm); b) margas, calcários margosos e arenitos (Caloviano, Oxfordiano, Kimeridgiano inferior e Cretácico); c) arenitos, margas e complexo vulcano-sedimentar (Triásico e Liásico inferior); d) xistos e grauvaques (Carbonífero) (adaptado de Almeida e Romariz (1989)).

3.4.2. Modelo do funcionamento hidrológico

O sotavento algarvio pode ser grosseiramente dividido em quatro grandes domínios hidrogeológicos, cujo funcionamento é reflexo do geossistema, em especial da constituição litológica⁴⁶ e sistema hidrológico, o que lhe confere um carácter sublatitudinal com reflexo na hidrografia superficial (Engelen e van Beers, 1986). Estes domínios hidrogeológicos são: zona norte, zona central, zona sul e zona marinha costeira (Figura 3.3).

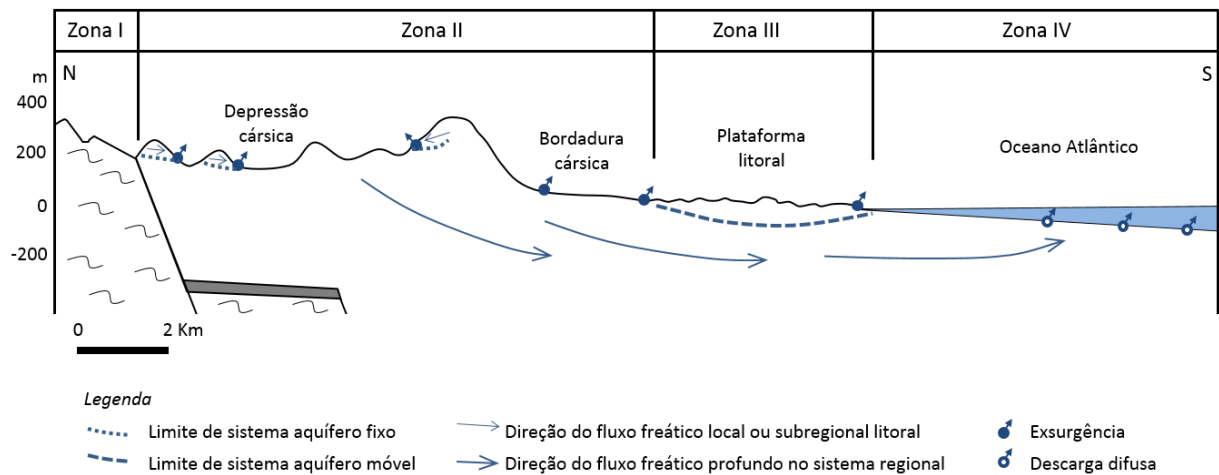


Figura 3.3 – Representação esquemática em secção transversal das secções hidrológicas e fluxos profundos a oriente de Loulé. *Legenda: Zona norte (I) - Escoamento superficial dominante, fluxo freático reduzido; Zona central (II) - bacias freáticas locais e recarga de sistemas aquíferos regionais e de água profunda; Zona sul (III) - transporte de água profunda abaixo de sistemas freáticos litorais locais; Zona marinha costeira (IV) - transporte submarino de água e descarga (difusa) dos sistemas de água profundos e litorais (adaptado de Engelen e van Beers (1986)).*

Zona norte

A zona norte corresponde à *formação de Mira*, onde predominam os xistos e grauvaques de permeabilidade reduzida que, associados a solos pouco desenvolvidos e a declives elevados, favorecem o escoamento superficial (Feio, 1952 e 2004; Almeida, 1985; Engelen e van Beers, 1986; ARH Algarve, 2012a). O escoamento superficial é um importante agente modelador desta área, que desmantelou as superfícies de aplanamento e, por vezes, os leitos das linhas de água aparecem profundamente encaixados em V, com o declive do perfil longitudinal elevado (Feio, 1952 e 2004; Engelen e van Beers, 1986; Ângelo *et al.*, 2011; ARH Algarve, 2012a). Frequentemente os interflúvios são reduzidos a pequenas superfícies aplanadas, ou a uma sucessão de colinas (Ângelo *et al.*, 2011).

Estas características refletem-se na área de densidade de drenagem mais elevada do Algarve Central, onde as densidades entre 4 e 7 km/km² são comuns.

⁴⁶ Consultar síntese da informação hidrogeológica no Mapa 3.2, página 80

No fim do ano hidrológico a maior parte dos cursos de água deste setor tem um caudal nulo no contato com a zona central, o que se deve à fraca capacidade de retenção destes terrenos (Costa, 1983).

Podem existir pequenas nascentes associadas a fissuras e alimentadas pelo escoamento hipodérmico das vertentes ou em áreas de falha ou fortemente fraturadas, como por exemplo a noroeste de Alportel e junto de Santa Catarina (Engelen e van Beers, 1980; de Vries e Schwan, 2000). Os vales mais importantes podem ter um preenchimento aluvial relativamente profundo, que viabiliza a formação de pequenos aquíferos nos setores aluviais mais espessos (Engelen e van Beers, 1986; de Vries e Schwan, 2000).

Os *Arenitos de Silves* e o *CVS* apresentam alguma heterogeneidade hidrológica nos diferentes membros, e desta forma podem apresentar pequenos aquíferos nos arenitos, conglomerados, dolomitos e no complexo vulcano-sedimentar, represados pelas camadas argilosas e margosas impermeáveis (Almeida, 1985; de Vries e Schwan, 2000). Esta formação pode formar uma barreira aquitarda nos aquíferos cársicos, o que está na origem da formação de aquíferos suspensos, como por exemplo na Rocha da Pena e a norte de Penedos Altos (Almeida, 1985; de Vries e Schwan, 2000). Ao longo das vertentes a sul da rib.^a das Mercês existem várias exurgências temporárias dos aquíferos da zona central, cuja posição elevada em relação ao talvegue é condicionada por esta formação (v. g. em Penedos Altos e a sudoeste de Amendoeira (Almeida, 1985; Guerreiro *et al.*, 2011).

Zona central

É nas formações carbonatadas que se localizam as unidades que constituem os principais aquíferos da região, intercalados por unidades margo-calcárias e/ou detríticas que individualizam o seu funcionamento hidrogeológico.

A zona central consiste em litologias mesozóicas calcárias, dolomíticas e margosas dobradas e fraturadas do Jurássico e Cretácico. Nos materiais de solubilidade mais elevada encontram-se os terrenos verdadeiramente holocársicos, onde a carsificação é mais intensa e a densidade de drenagem muito baixa.

Esta densidade de drenagem baixa é proporcionada pela elevada permeabilidade que caracteriza os maciços cársicos. Aqui, os terrenos calcários, dolomitos e calcários dolomíticos, inibem o escoamento superficial tanto autóctone como alóctone com a existência de campos de lapiás relativamente extensos e de outras formas cársicas como dolinas e sumidouros, juntamente com solos pouco desenvolvidos (Grillot e Almeida, 1982; Engelen e van Beers, 1986; de Vries e Schwan, 2000; Reis *et al.*, 2007; ARH Algarve, 2012b). Frequentemente os

canais só se encontram ativos em períodos de precipitação muito intensa, funcionando em regime torrencial e, em alguns setores o leito, é constituído por materiais grosseiros, blocos e cascalhos (Reis *et al.*, 2007; ARH Algarve, 2012b).

Associados às litologias de maior impermeabilidade (margosas ou margo-calcárias) desenvolvem-se terrenos merocársicos⁴⁷ de topografia ondulada e fenómenos de dissolução pouco desenvolvidos (de Vries e Schwan, 2000). A zona saturada corresponde à parte superior dos afloramentos, que pode alimentar os aquíferos através de escoamento superficial, através de perdas difusas ou concentradas no contato com terrenos com maior permeabilidade (Almeida, 1985; Manuppella *et al.*, 2007; Reis *et al.*, 2007; ARH Algarve, 2012b). O caráter mais impermeável destes reflete-se nos valores de densidade de drenagem, formando áreas onde a densidade de drenagem é frequentemente superior a 3,5 e, mesmo, a 5 km/km², a norte da Serra de Monte Figo e do Guilhim como já havia sido referido por Almeida e Romariz (1979) e Almeida (1985).

Segundo o modelo apresentado, neste setor existem dois tipos de circulação freática: um que corresponde à circulação local, e outro que está associado à circulação profunda. A circulação local está associada a aquíferos represados cuja circulação é feita em cascata, separados por barreiras impermeáveis margosas ou por planos de falha impermeáveis tendencialmente E-W, que levam à formação de aquíferos alongados com nesta direção (Engelen e van Beers, 1986; de Vries e Schwan, 2000). A descarga dos aquíferos represados poderá ter uma direção diferente do sentido geral, como acontece na área de Escarpão, onde a descarga é, pelo menos parcialmente, feita para norte (Almeida e Crispim, 1987).

Zonas sul e marinha costeira

Parte da recarga que ocorre na zona central pode também alimentar os aquíferos litorais, através de escoamento profundo confinado e/ou semi-confinado por estratos mais impermeáveis das formações jurássicas, cretácicas e miocénicas de maior produtividade (Engelen e van Beers, 1986; Almeida e Silva, 1987a; de Vries e Schwan, 2000; Manuppella *et al.*, 2007).

A circulação geral tem o sentido conforme com as camadas e a topografia (N-S), com influxo dos aquíferos mesozóicos diretamente para o Miocénico, facilitado pelo contato entre formações produtivas, através de planos de falha permeáveis e/ou de potenciais hidráulicos favoráveis a esta troca (Geirnaert *et al.*, 1982; Engelen e van Beers, 1986; Almeida e Silva, 1992; de Vries e Schwan, 2000; Manuppella *et al.*, 2007). Este influxo também é alimentado

⁴⁷ Ver nota de rodapé relativo a holocársico (nota de rodapé número 44, página 91)

por aquíferos suspensos de dimensões reduzidas, preferencialmente associados à circulação local e cujas exurgências temporárias só se encontram ativas nos períodos húmidos (de Vries e Schwan, 2000).

A recarga direta dos aquíferos da cintura litoral é reduzida devido à cobertura plio-quadernária detrítica e de certa forma impermeável, apesar de o contributo dos setores a norte, onde as formações jurássicas afloram, não ser negligenciável (Almeida, 1985; Engelen e van Beers, 1986; Almeida e Silva, 1992). As formações detríticas de cobertura podem atingir cerca de 80 m de espessura na região de Faro (ARH Algarve, 2012a), onde apesar dos declives reduzidos, apresentam frequentemente densidades de drenagem entre 3,5 e 6,5 km/km². Em áreas de porosidade e permeabilidade mais elevadas, podem-se formar aquíferos superficiais de dimensão reduzida com outros membros como aquífero, mas estes são descontínuos e de produtividade e espessura variáveis, geralmente reduzidas (Silva, 1985; Engelen e van Beers, 1986; Almeida e Silva, 1987a e 1992; ARH Algarve, 2012a).

A circulação regional profunda alimenta as exurgências localizadas na zona marinha costeira, abastecidas por canais de origem tectónica ou cársica (Engelen e van Beers, 1986; Manuppella *et al.*, 2007), formados em períodos glaciares, quando o nível médio das águas do mar se encontrava consideravelmente mais baixo (Engelen e van Beers, 1986).

Relativamente à produtividade e à qualidade da água, estas têm vindo a ser alteradas em todos os aquíferos devido à extração das águas (Speelman e Ryckborst, 1976; Grillot e Almeida, 1982), à inclusão de efluentes agrícolas e urbanos (Almeida e Silva, 1987b; Stigter *et al.*, 1998 e 2006), assim como aos níveis elevados de cloretos devido ao avanço da cunha salina no caso dos aquíferos neogénicos e quadernários (Speelman e Ryckborst, 1976; ARH Algarve, 2012b) ou da dissolução de rochas evaporíticas em profundidade, o que pode neste caso afetar qualquer um dos afloramentos (Carreira (1989) *cit.* L. Ribeiro *et al.* (1998); ARH Algarve, 2012b).

3.4.3. *Aquíferos da zona central*

No setor estudado por Engelen e van Beers (1986), a circulação freática regional ocorre preferencialmente no sentido N-S, contudo a norte da flexura de Algibre, a circulação preferencial dá-se no sentido E-W, o que corresponde ao aquífero de Querença-Silves (Almeida, 1985; ARH Algarve, 2012b). O aquífero é uma das mais importantes reservas para o abastecimento público do Algarve, e está desenvolvido nas formações Jurássicas a norte da flexura de Algibre, com expressão predominantemente E-W até ao rio Arade (Costa, 1983; ARH Algarve, 2012b). Este aquífero cársico é composto por formações que assentam sobre os turbiditos paleozóicos e os *arenitos de Silves (s.l.)*, que as delimita a norte, sendo livre a

confinado e dividido em subunidades de comportamento hidráulico próprio (Almeida, 1985; ARH Algarve, 2012b). A importância deste aquífero é denunciada pelo caudal permanente do rio Arade a partir da sua entrada na bacia sedimentar, que aumenta gradualmente até à Mexilhoeira da Carregação (Costa, 1983).

Nos pontos mais elevados a norte do primeiro alinhamento de relevos e a pouco a sul da rib.^a de Algibre e do Maciço Hespérico, os aquíferos cársicos são suspensos devido às condições estruturais ou livres a confinados, como por exemplo na área de São Brás de Alportel-Loulé.

A área de São Brás de Alportel-Loulé é dominada pelo aquífero de São Brás de Alportel⁴⁸, cuja base relativamente impermeável é constituída pelas Margas e calcários margosos do Peral, que afloram a sul e o limite norte é constituído pelos *arenitos de Silves (s.l.)*, onde também contata com os *dolomitos e calcários dolomíticos de Boavista* (Almeida, 1985). A análise piezométrica não aponta para uma tendência de descarga para cursos de água (conhecem-se apenas exurgências temporárias), indiciando assim que este contribui para os aquíferos adjacentes através de um escoamento predominante para sul (ARH Algarve, 2012b).

O escoamento cársico subterrâneo é igualmente condicionado por planos de falha impermeáveis com direção E-W ou NE-SW que deflectem o escoamento subterrâneo que, por sua vez, é quebrado por falhas ou fissuras N-S permeáveis (de Vries e Schwan, 2000) (Mapa 3.3).

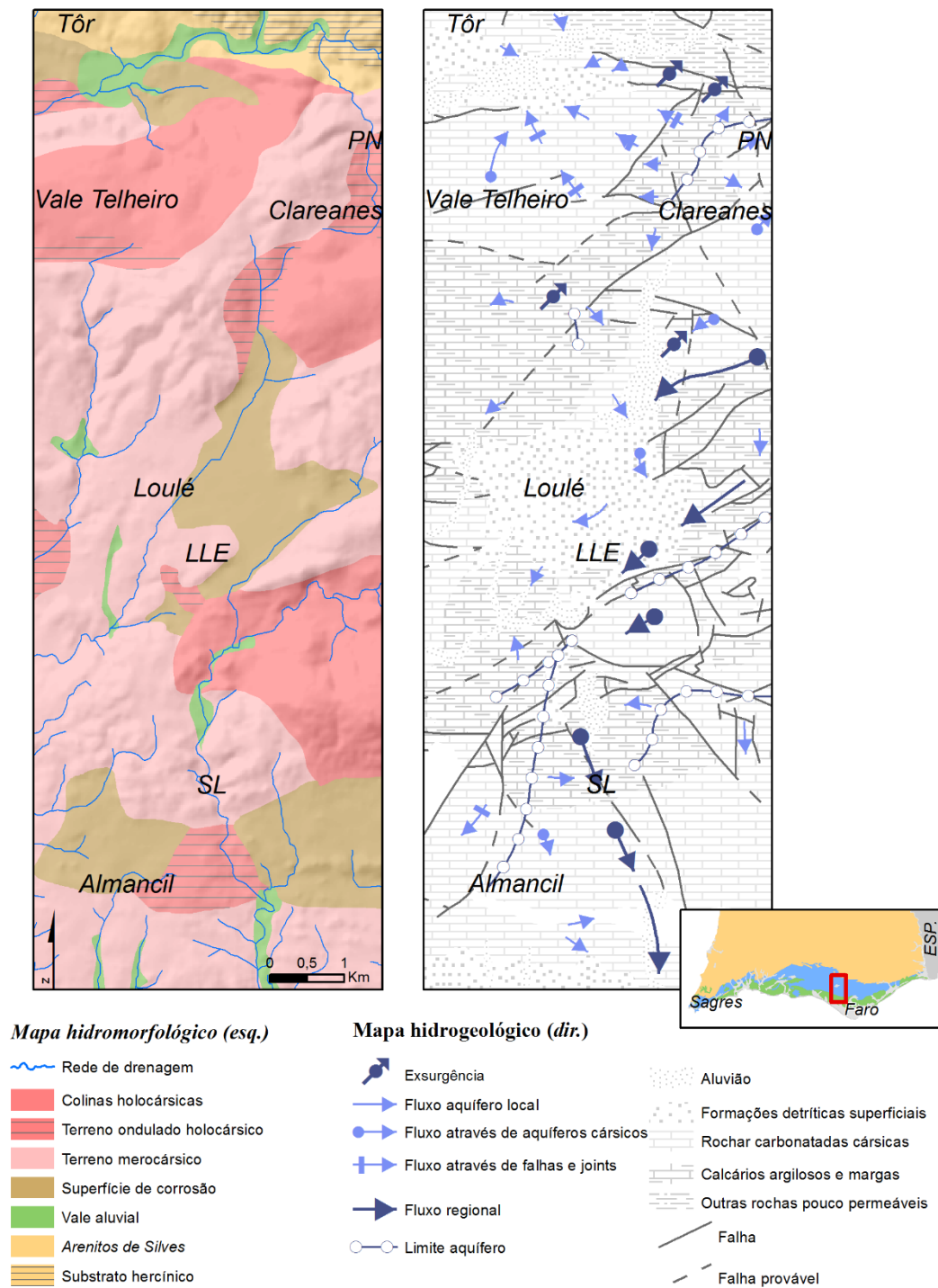
As exurgências temporárias da bacia a norte de São Brás de Alportel localizam-se a altitudes entre os 250 e 300 m, localizadas junto do contato com as formações impermeáveis do Maciço Hespérico e os *arenitos de Silves* (v. g. a sudoeste de Amendoeira, a norte de Almargens, a sul de Bengado) ou os *calcários argilosos e margas de Peral* (Olho de Paris (este de Amendoeira)), e a sul também ao galgamento sobre as litologias menos permeáveis, sensivelmente à mesma altitude (v. g. Fonte do Touro e Fonte de Apra) (Kloosterman, 1976). Esta área apresenta uma superfície aplanada que corresponde às depressões de Almargens e Campina dos Galegos, onde o nível piezométrico se encontra próximo da superfície (van Beers, 1980). Nesta bacia, van Beers (1980) identificou condutividade elevada das águas junto de São Romão e Mesquita (SW de Bengado), o que se deve a teores elevados em SO₄ do gesso dissolvido.

A principal área de recarga desta unidade deverá corresponder sensivelmente à parte oriental do campo de megalapiás de Varejota-Malhada Velha e à continuação desta linha de relevos de carso nu e subcutâneo (localmente megalapiás) de Cabeça Gorda de Clareanes-VG Concelho-

⁴⁸ O aquífero de São Brás de Alportel corresponde parcialmente a unidade Campina de Cima-Amendoeira segundo Almeida (1985); e subdividido nas bacias hidrogeológicas de Alportel Sul e Norte, e de Loulé-Betunes segundo Kloosterman (1976)

VG Rocha com algumas dolinas isoladas (Crispim, 1982; Almeida, 1985; Tomé, 1996; Guerreiro *et al.*, 2011), que correspondem de grosso modo aos terrenos holocársicos referidos por de Vries e Schwan (2000) (Mapa 3.3).

Hidrogeomorfologia e hidrogeologia da área de Loulé



Mapa 3.3 – Hidrogeomorfologia e hidrogeologia do Algarve Central na área de Loulé. *Legenda dos afloramentos:* PN – Porto Nobre; LLE – Loulé; SL – rib.ª de São Lourenço (adaptado de Vries e Schwan (1991) e Manuppella (1992)).

Na subbacia localizada perto de Machados (a sul de São Brás de Alportel), o nível freático também se encontra junto da superfície, nos depósitos detríticos grosseiros aluviais de Vale do Joio (Kloosterman, 1976; van Beers, 1980).

A rib.^a de São Lourenço encontra-se encaixada nos terrenos da bacia aquífera de Loulé-Betunes, onde uma exurgência a 105 m de altitude junto do contato com litologias aquíferas a oeste de Areeiro, drena a parte superior da bacia de Loulé-Betunes (Kloosterman, 1976).

Nos terrenos aquíferos do Jurássico Superior no flanco sul do alinhamento de Albufeira-Luz de Tavira, entre os *calcários argilosos e margas de Peral* e os materiais cretácicos, formam-se unidades aquíferas e subaquíferas cujas áreas de descarga diretas são pouco importantes, apesar de incluírem uma área de recarga direta e uma área de perda do caudal por infiltração nos cursos de água alóctones importante (Reis, 2007; ARH Algarve, 2012b). Nestas condições, podem-se considerar os exemplos dos sistemas Almancil-Medronhal e o subsistema Boliqueime-Campina de Baixo. O primeiro apresenta concentrações elevadas de cloretos que podem ter origem geológica, uma vez que se encontra próximo de diapiros ocultos e aflorantes (ARH Algarve, 2012b).

Apesar do seu caráter geralmente impermeável, os terrenos cretácicos apresentam uma série margo-calcária com permeabilidades locais distintas, que lhe confere condições aquíferas multicamada produtivas com um escoamento tendencial para sul (Geirnaert *et al.*, 1982; Almeida *et al.* (2000) *cit.* ARH Algarve, 2012b)). As camadas mais produtivas correspondem especialmente ao Cretácico Inferior, que tem apenas algumas intercalações margosas na área a norte de Olhão, onde a unidade atinge aproximadamente 1200 m de espessura (Manuppella, 1992; de Vries e Schwan, 2000). Associados a estas formações, no Algarve Central existem os aquíferos de Chão de Cevada-Quinta de João de Ourém e parcialmente o de São João da Venda-Quelfes, onde as transferências para a superfície são inibidas por potenciais hidráulicos consideravelmente abaixo da superfície topográfica no aquífero de Chão de Cevada-Quinta de João de Ourém (Manuppella *et al.*, 1992; Almeida *et al.*, 2000; ARH Algarve, 2012b).

Em jeito de síntese, os principais aquíferos dos terrenos cársicos das áreas elevadas do Algarve Central encontram-se organizados entre a bacia hidrogeológica do aquífero Querença-Silves (fluxo predominante E-W) e as várias bacias em cascata dos primeiros alinhamentos de relevos (fluxo predominante N-S).

Os limites meridionais da bacia hidrogeológica do aquífero Querença-Silves são compostos essencialmente pela drenagem cataclinal nas camadas do flanco norte da flexura de Algibre para norte, e pelo “transbordo” das bacias aquíferas da área que se estende desde o Cerro da Cabeça até Alportel para norte.

Apesar de, em algumas situações, a descarga destes aquíferos se dar para norte, geralmente a cotas mais elevadas, estes drenam preferencialmente para sul. A subbacia aquífera localizada a cotas mais elevadas estende-se do Cerro da Cabeça até Alportel (geralmente acima de 280 m de altitude), que drena a partir daqui através do transbordo para sul através das litologias com maior aptidão hidrogeológica suspensas (v. g. Cabeça Gorda-Loulé) ou confinadas (v.g. São Romão/Machados-Alface) ou através de redes tectono-cársicas (v. g. Campina dos Galegos-São Romão ou ao longo da rib.^a de São Lourenço).

3.4.4. *Aquíferos litorais*

O Miocénico do Algarve Central apresenta unidades hidrogeológicas relativamente independentes entre si e cuja espessura aumenta para sul, como por exemplo, as unidades de Albufeira-Ribeira de Quarteira, Quarteira e Campina de Faro (Almeida *et al.*, 2000). Os mais importantes na área de estudo são os aquíferos de Quarteira e da Campina de Faro (Almeida, 1985; ARH Algarve, 2012b), considerado como um único aquífero subdividido pelas bacias de Quarteira, de Ludo e da Campina de Faro por Geirnaert *et al.* (1982) e de Vries e Schwan (2000), divisão tripartida esta que é também reconhecida em ARH Algarve (2012b).

No caso do aquífero de Quarteira, a recarga direta ocorre especialmente no setor norte, o que promove um fluxo geral com direção sul, mas também para oeste, que implica a passagem através de uma barreira de permeabilidade baixa que o separa do aquífero Albufeira-Ribeira de Quarteira (Almeida e Silva, 1992; ARH Algarve, 2012b). Este aquífero apresenta duas subunidades, uma formada pela área de Boliqueime-Campina de Baixo (na zona central) (Almeida e Silva, 1992), e outra a sul das dobras anticlinais de direção WNW (Almeida e Silva, 1992; de Vries e Schwan, 2000).

A temperatura relativamente elevada da água da exurgência da Fonte Santa indica um contributo da circulação profunda (21 °C contra uma média regional de 18 °C) (Geirnaert *et al.*, 1982), o que pressupõe o influxo da água das formações a norte (de Vries e Schwan, 2000).

O afloramento Cretácico de Almancil-Fonte Santa constitui o extremo oriental do aquífero de Quarteira, a leste do qual se desenvolvem as sub-bacias aquíferas do Ludo e da Campina de Faro separadas por um setor onde a formação miocénica apresenta menor espessura (Geirnaert *et al.*, 1982; de Vries e Schwan, 2000) (**Erro! A origem da referência não foi encontrada.**). À semelhança da subunidade aquífera de Quarteira, estas bacias encontram-se quase totalmente cobertas por depósitos detríticos pouco permeáveis, cuja alimentação é assim feita a partir das formações jurássicas localizadas a norte (Silva e Almeida, 1989).

Estas bacias são alimentadas essencialmente por duas vias: o escoamento superficial associado aos cursos de água alóctones (v. g. rio Seco e rib.^a de São Lourenço) (Geirnaert *et al.*, 1982; de Vries e Scwhan, 2000) e pela passagem da água a partir dos terrenos jurássicos a norte (de Vries e Scwhan, 2000).

3.5. Condições climáticas

3.5.1. Individualização do clima algarvio

Em termos climáticos a Península Ibérica comporta-se como um pequeno continente que, localizado na fachada oriental do Atlântico Norte entre os 36 °N e os 44 °N, é afetado sazonalmente pelo ramo descendente da célula tropical de Hadley, onde os movimentos subsidentes associados aos anticiclones subtropicais são máximos e provocam a secura estival que caracteriza o clima mediterrâneo (D. de Brum Ferreira, 2005). Esta posição permite as características típicas do Clima Mediterrâneo Português, descrito por E. de Martonne (1953).

Durante o Inverno, a migração de todo o sistema para sul deixa o território continental português sob influência dos elementos da célula temperada da circulação meridiana e à instabilidade associada, o que favorece um clima relativamente temperado (Martonne, 1953; D. de Brum Ferreira, 2005) (Figura 3.4). Contudo, o território pode ser afetado por cristas que proporcionam abrigo anticiclónico e assim períodos, por vezes longos, de céu limpo durante o Inverno (D. de Brum Ferreira, 2005).

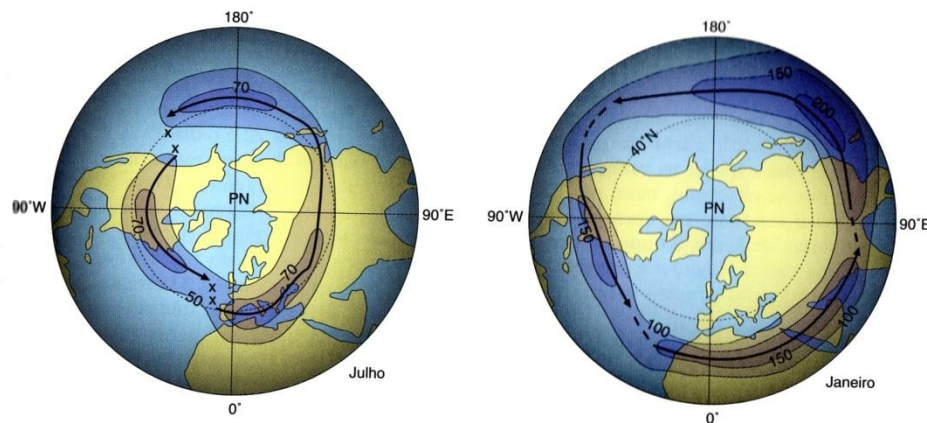


Figura 3.4 – Posição e velocidade (km/h) médias da corrente de jato subtropical no Verão e no Inverno (D. de Brum Ferreira (2005)).

Segundo a metodologia de Köppen aplicada por Angervo (1944) *cit.* Morais (1966), Portugal está inserido numa grande mancha onde o clima é temperado (mesotérmico) com Inverno chuvoso e Verão seco (*Cs*), considerado como quente no Algarve (*Csa*) em ARH Algarve (2012a) e IPMA *on-line*.

A individualização do clima do Algarve é proporcionada pela topografia e contrastes marítimos-continentais, em que o Barrocal e o Litoral se encontram protegidos das massas de ar atlânticas de noroeste pela serra algarvia (Morais, 1966; Loureiro, 1983; Malato-Beliz, 1986; Daveau, 2005). O regime de circulação atmosférica é condicionado pelo efeito de barreira orográfica que dá origem a níveis mais elevados de precipitação na área serrana, mas também pelo efeito de Föhn⁴⁹, que beneficia termicamente a zona a sotavento (D. de Brum Ferreira, 2005). Este efeito atinge o seu máximo na Serra de Monchique pela sua altitude e exposição atlântica, que é a única área pré-atlântica a sul do Tejo, e atinge o andar termomediterrâneo sub-húmido a húmido (Costa *et al.*, 1998; Fragoso, 2004; Alcoforado *et al.*, 2009).

No Algarve Central há um forte contraste entre as áreas litorais e do interior serrano no sentido meridiano. A variação da precipitação média 1971-2000 é de 509 mm, 859 mm e 983 mm, respetivamente em Faro, São Brás de Alportel e o Barranco do Velho (SNIRH *on-line* e IPMA *on-line*) (Gráficos 3.2 e 3.3; e Tabela 1 do Anexo II). A classificação climática de Thornthwaite, aplicado por ARH Algarve (2012b) reforça este carácter, considerando-se o clima algarvio como predominantemente subhúmido seco (C_1), apenas diferenciado nas altitudes mais elevadas: subhúmido (B_1) (v. g. São Brás de Alportel) e muito húmido (B_4) em Monchique (Quadro 3.1).

Com recurso ao índice xerotérmico de Gaussen (que estabelece o número de dias biologicamente secos) e aos andares bioclimáticos de Emberger (que transmite a continentalidade em função da precipitação e amplitude térmica), Alcoforado *et al.* (2009) diferenciaram no país vários domínios climáticos cuja influência mediterrânea aumenta para sul, onde o clima é tendencialmente mais seco e quente. Neste trabalho, o litoral algarvio a leste de Lagos e o vale do Guadiana são caracterizados como mediterrâneos, que se distingue dos climas da serra e da costa vicentina (pré-mediterrâneo litoral), respetivamente caracterizados por condições mais húmidas devido à altitude e exposição atlântica. A continentalidade é reforçada para o interior, onde a temperatura média mínima pode atingir valores entre 3 a 7 °C no interior do Algarve (com a exceção de Monchique) e superior a 7 °C nas áreas mais expostas à influência marítima.

⁴⁹ Efeito orográfico que resulta da ascensão de uma massa de ar saturada com o seu arrefecimento e libertação de calor latente pela condensação (adiabática saturada), seguido da sua descida depois de ultrapassar o obstáculo enquanto massa de ar seca e com um aquecimento com um gradiente mais elevado que na subida (adiabática seca) (Cuadrat e Pita, 2007).

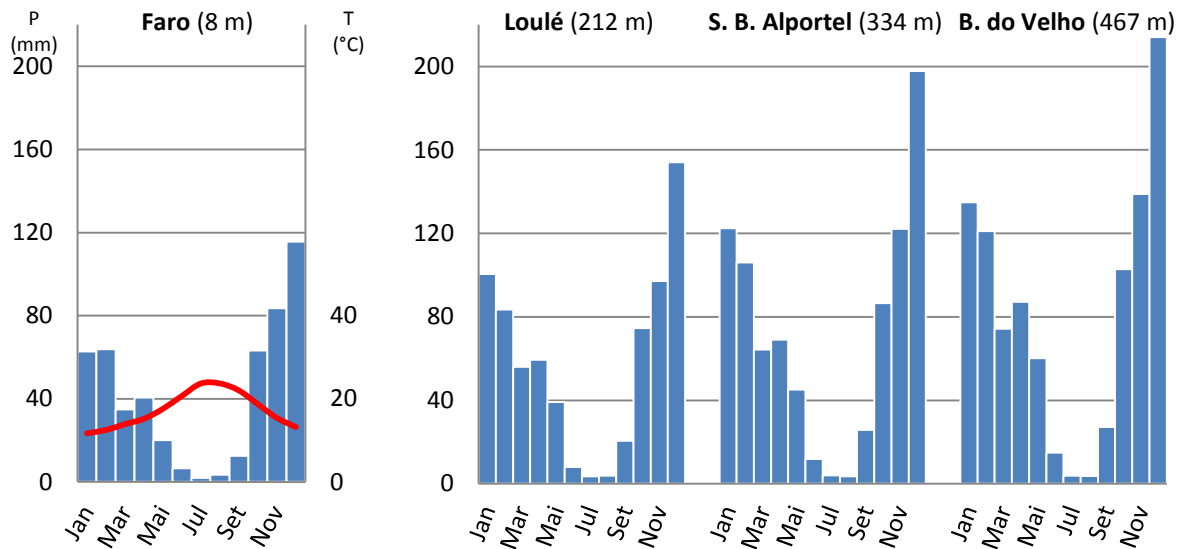


Gráfico 3.2 (esquerda) – Gráfico termopluviométrico da estação sinótica de Faro (adaptado de www.ipma.pt em 2013/01/11)

Gráfico 3.3 (direita) – Gráficos pluviométricos das estações meteorológicas de Barranco do Velho (30J/01UG; altitude: 467 m), São Brás de Alportel (31J/01C; 334 m) e Loulé (31J/01C; 212 m) com precipitações médias anuais de 983 mm, 859 mm e 700 mm respetivamente (adaptado de http://snirh.pt/ em 2013/01/11).

Quadro 3.1 - Algumas estações meteorológicas representativas da classificação climática segundo Thornthwaite aplicado por ARH Algarve (2012a) para o período 1957-2007.

Estação	ETP (mm)	Índice de aridez (%)	Índice de humidade	Índice hídrico	Concentração estival (%)	Classificação climática
Algoz	830,7	46,8	17,7	-10,5	45,9	$C_1 B'_2 s a'$
Lagos	795,5	48,4	20,3	-8,7	44,6	$C_1 B'_2 s_2 a'$
B. do Arade	841,7	47,1	19,9	-8,3	44,9	$C_1 B'_2 s a'$
Martim Longo	795,5	48,4	20,3	-8,7	44,6	$C_1 B'_2 s a'$
Monchique	740,0	31,8	104,6	85,5	43,6	$B_4 B'_2 s a'$
S. B. Alportel	807,0	43,7	53,0	26,7	46,2	$B_1 B'_2 s_2 a'$

O caráter sazonal de secura dos climas mediterrâneos foi quantificado na classificação climática de Thornthwaite, segundo o qual todas as estações apresentam uma assimetria de distribuição de água com tendência para o défice hídrico no Verão ou excesso no inverno (ARH Algarve, 2012a).

Quanto à evapotranspiração potencial do mesmo índice, as estações algarvias são classificadas com clima mesotérmico moderadamente baixo, com uma concentração estival homogeneamente nula ou pequena (*op. cit.*).

Recorrendo à análise direta da distribuição precipitação anual, o número anual de dias de chuva em Faro é cerca de 1/5 do número de dias do ano, com quase 50% destes em Novembro,

Fevereiro e Março (Figueiredo (1910) *cit.* Malato-Beliz (1986); Costa *et al.*, 1998) e cerca de 85 % entre Outubro e Março na estação de Paderne (Loureiro, 1983). Apenas 10% dos dias de chuva acontecem nos quatro meses mais quentes, de Junho a Setembro, em que escasseiam as chuvas ($P > 2T$) (Figueiredo, 1910, *cit.* Malato-Beliz, 1986).

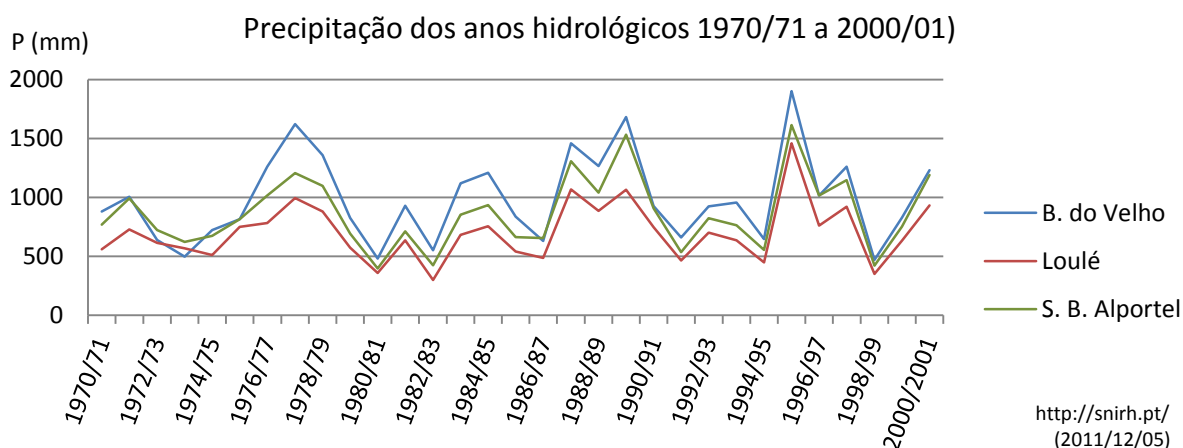
Segundo Morais (1966), há uma diminuição da precipitação em Janeiro, um fenómeno geral no ocidente da península devido à formação de um anticiclone ibérico que funciona como abrigo aerológico (Morais, 1966). Nas estações apresentadas, este fenómeno só é visível em Faro.

Ao definir as regiões climáticas do território continental, D. de Brum Ferreira (2005) considera o Algarve meridional e as suas serras como a região continental com o clima mais original. Este carácter é definido por limites setentrionais na área das Serras de Monchique e do Caldeirão, que abrigam a região das influências massas de ar atlânticas, mas ainda assim com clima marítimo exposto às influências tropicais de ar seco africano e húmido do sudoeste (*op. cit.*).

3.5.2. Fenómenos climáticos extremos e suas implicações

Uma importante característica do clima mediterrâneo é o seu carácter sazonal e suas oscilações intra e inter-anuais, onde períodos prolongados sem precipitação durante períodos normalmente húmidos contrastam com períodos de precipitação abundante ou episódios de precipitação concentrada (D. de Brum Ferreira, 2005) (Gráfico 3.4).

Gráfico 3.4 – Precipitação dos anos hidrológicos 1970/1971 a 2000/2001 nas estações de Barranco do Velho (30J/01UG; altitude: 467 m), São Brás de Alportel (31J/01C; 334 m) e Loulé (31J/01C; 212 m) (*adaptado de* <http://snirh.pt/> em 2011/12/05).



Em ARH Algarve (2012b) os anos hidrológicos foram considerados como médios, secos e húmidos, em que os anos são considerados como médios quando a precipitação acumulada média da região fica no intervalo entre 501,3 e 876,1 mm. Os mesmos autores definiram uma

média, mínimo e máximos anuais para a média da região de 689 mm/ano, 277,7 mm/ano e 1281,5 mm/ano respetivamente.

Um dos mecanismos associados à variabilidade da precipitação, em especial da precipitação invernal, está fortemente condicionado pela Oscilação do Atlântico Norte (NAO, do inglês *North Atlantic Oscillation*). Esta oscilação está relacionada com a intensidade do anticiclone dos Açores, que favorece a intensificação dos ventos zonais de oeste na fase positiva, e assim a atividade depressionária no Atlântico Oriental e os campos de temperatura e precipitação na Europa. Desta forma, em fases positivas da NAO, a Península Ibérica fica sob influência de circulação anticiclónica e apresenta valores de nebulosidade e precipitação reduzidos e temperaturas baixas (Trigo *et al.*, 2002). Por outro lado os invernos de NAO negativa há intensificação da atividade depressionária no Atlântico Oriental, e estes períodos tendem a ser pluviosos (Fragoso, 2004; Trigo *et al.*, 2002).

Os Dias de Precipitação Abundante⁵⁰ (DPA) apresentam um carácter sazonal (Fragoso, 2004), em que mediante o padrão atmosférico, 63 a 66 % ocorrem durante o Outono (Fragoso e Gomes, 2008). O Algarve apresenta uma média superior a dois DPA/ano, e ultrapassa os 6 dias nas estações da serra, onde a precipitação dos DPA chega a representar 36 % da precipitação anual (*op. cit.*).

Estas condições são importantes sobre a dinâmica de precipitação dos tufo calcários, na medida em que os episódios de precipitação torrencial podem contribuir para a destruição dos tufo calcários ou intercalação dos depósitos por materiais detríticos aluviais. Estes episódios erosivos são proporcionados pelo aumento significativo do caudal, e por consequência da energia do curso de água e de uma abrasão mais intensa.

Pelo contrário, o predomínio de situações sinóticas de apófise subtropical e a circulação mais setentrional do *polar jet* afastam os elementos de instabilidade da Península Ibérica durante o Inverno, o que resulta em períodos de chuva fraca ou nula que se podem prolongar por várias semanas (D. de Brum Ferreira e A. de Brum Ferreira, 1981; Cantos e Amorós, 1995).

As condições de abrigo aerológico podem ser de curta duração, ligados a condições pontuais, ou persistentes (seca), estes com mais impacto durante o Inverno devido à ausência prolongada de precipitação quando esta deveria ocorrer (Cantos e Amorós, 1995). A formação de uma crista saariana centrada ou uma dorsal subtropical marítima são as duas situações-tipo que afetam o sudoeste peninsular (*op. cit.*).

⁵⁰ Dias com precipitação superior a 40 mm em 24 horas

A ocorrência de condições sinóticas associadas a situação de seca podem ocorrer em anos seguidos, o que limita severamente as reservas hídricas e conduz a graves consequências socio-económicas (Feio e Henriques, 1986; Rebelo, 2003; D. de Brum Ferreira, 2005). D. de Brum Ferreira (2005) refere 4 secas plurianuais no período posterior a 1931-32.

Estes períodos de seca são significativos na evolução da deposição dos tufos calcários, uma vez que durante anos secos, as exurgências podem não chegar a estar ativas. Este período pode-se prolongar significativamente durante períodos de seca plurianual, em que o nível piezométrico dos aquíferos suspensos ficará consideravelmente abaixo do nível das exurgências.

3.6. Fitogeografia

As características físicas das biocenoses resultam da interação das características climáticas, pedológicas e geomorfológicas de cada região, a partir das quais é possível individualizar as unidades de distribuição fitogeográfica.

O continente europeu integra-se totalmente no reino holártico, dividido em duas grandes regiões: a Euro-Siberiana e a Mediterrânea (Moreira e Neto, 2005). Portugal continental insere-se em ambas, com a região euro-siberiana representada no Minho e Douro litoral, cujo clima é temperado mediterrâneo com feição atlântica, com um período seco estival curto (Moreira e Neto, 2005).

A área de estudo integra-se na superprovíncia Mediterrânea Ibero-Atlântica da região Mediterrânea, que por sua vez se divide nos superdistritos Serrano-Monchiquense e Algarvico. Nesta região predominam as florestas esclerófilas perenifólias, adaptadas a um estio prolongado durante a estação quente, com folhas pequenas, duras e muitas vezes de margem espinhosa (Daveau, 2005; Moreira e Neto, 2005). Esta floresta é muito vulnerável ao fogo porque a maioria apresenta óleos, queratinas e ceras na cobertura das folhas (Moreira e Neto, 2005).

A diferenciação da floresta dá-se pelas pequenas nuances do tipo de clima e dos contrastes do substrato, onde os substratos ácidos associados a materiais siliciosos e paleozóicos são dominados por florestas de sobreiros e de azinheiras (Moreira e Neto, 2005). Por outro lado, os substratos básicos são representados por florestas de azinheiras, zambujeiros e alfarrobeiras, o que corresponde ao superdistrito Serrano-Monchiquense do Sector Mariânico-Monchiquense (*op. cit.*). Na área de estudo, o superdistrito Serrano-Monchiquense encontra-se no andar termomediterrâneo sub-húmido a húmido e é dominado por sobreirais frequentemente convertidos em montado de sobreiro, que corresponde a uma floresta calcífuga restrita aos solos

acidófilos ou solos arenosos (Costa *et al.*, 1998; Moreira e Neto, 2005). Neste setor ocorrem diversos endemismos paleomediterrâneos e paleotropicais lianóides e lauróides de folhas coriáceas (Costa *et al.*, 1998).

O superdistrito Algárvico da província Gaditano-Onubo-Algarviense⁵¹ representa a unidade fitogeográfica termomediterrânea seca a subhúmida pluvi-estacional, que chega a xérica-oceânica entre Albufeira e Lagos e ocupa as áreas calcárias do Barrocal e as areias do sotavento algarvio (Costa *et al.*, 1998; Moreira e Neto, 2005).

No Barrocal algarvio predominam os azinhais calcícolas e os alfarrobais, associados aos solos mediterrâneos vermelhos dominados pelas argilas de descalcificação rubificadas (Moreira e Neto, 2005). Nesta área, apesar da proximidade oceânica, o solo argiloso calcário e a rocha-mãe impõem uma forte *secura edáfica estival* (Moreira e Neto, 2005).

Segundo Gomes e Ferreira (2006) não existe uma grande diversidade pedológica no Barrocal, apesar de os solos determinarem a distribuição das diferentes comunidades vegetais existentes de forma significativa. Recorrendo à tipologia adotada *pelo Centro Nacional de Reconhecimento e Ordenamento Agrícola*, os autores consideraram os solos mediterrâneos vermelhos ou amarelos de materiais calcários, normais⁵² (*Vcd*) como os mais representativos do Barrocal, associados a calcários duros compactos. Localizados sobre margas jurássicas, foram identificados solos calcários pardos dos climas de regime xérico, normais⁵³ (*Pcs*) e solos calcários vermelhos dos climas de regime xérico, normais⁵⁴ (*Vc*).

Os alfarrobais ocorrem sobre calcários compactos, dominados por alfarrobeiras e zambujeiros, predominando os matos abertos com um baixo grau de coberto vegetal, sendo por vezes bosques fechados pelo estrato arbóreo e eventualmente por arbustos e lianas (Malato-Beliz, 1986; Moreira e Neto, 2005).

Os azinhais calcícolas do Barrocal individualizam-se face aos azinhais silicícolas pela presença de elementos exclusivos de solos derivados de calcários, e dos azinhais estremenhos devido aos elementos termófilos (Moreira e Neto, 2005).

As vertentes expostas a norte, de ombroclima húmido a hiperhúmido, são também representadas por carvalhais marcescentes (Gomes e Ferreira, 2006).

Genericamente, a fitogeografia da área de Amendoeira é dominada por espécies mediterrâneas, com 60,5 % a norte da rib.^a das Mercês e 55 % a sul, mas também com espécies

⁵¹ “Unidade biogeográfica essencialmente litoral que se estende desde a Ria de Aveiro até aos areais da Costa del Sol e aos arenitos das serras gaditanas do Campo de Gibraltar” in Costa *et al.* (1998)

⁵² Segundo o autor parecem corresponder aos Luvissoles rodocrómicos da FAO-UNESCO

⁵³ *Idem Calcic cambisols* da FAO-UNESCO

⁵⁴ *Idem Calcic cambisols* da FAO-UNESCO

Ibero-mauritâneas (4,3 e 0,8 respetivamente) (Malato-Beliz, 1986).

Devido à sua sensibilidade, a vegetação ribeirinha na área encontra-se num grau de deterioração muito elevado, onde dominam as comunidades edafohigrófilas de freixiais e tamargais, normalmente associados a outras comunidades ribeirinhas (Gomes e Ferreira, 2006). Séculos de exploração agrícola intensa e um regime torrencial fizeram com que esta exista apenas em pequenos troços residuais, muito empobrecida na sua composição florística, penetrada por espécies das formações envolventes ou substituída por silvas e caniços (Malato-Beliz, 1986; ARH Algarve, 2012b). A comunidade dominante é de choupo-branco (*Populus albae* L.), sendo que a sucessão aquática tem início por ordem decrescente de humidade com espécies pertencentes ao agrupamento de *Phragmitetea*, Isoeto-Nanojuncetea e *Molinio-Juncetea* (Malato-Beliz, 1986).

A vegetação atual e o uso do solo refletem a ação antrópica desde a chegada dos primeiros homínídeos à região, com a exploração intensiva nos últimos séculos. Segundo a *Carta de Uso e Ocupação do Solo* para 2007 (COS 2007), há uma diferenciação clara entre a serra, o barrocal e a plataforma litoral, dominando as *florestas* e as *florestas abertas e vegetação arbustiva e herbácea* na primeira.

No território do Barrocal e na plataforma litoral, as *florestas abertas e vegetação arbustiva e herbácea* dominam especialmente nas áreas de maior declive e na área protegida da Ria Formosa. De forma geral, dominam as *áreas agrícolas e agro-florestais* e os *territórios artificializados*, aumentando os últimos para sul e junto dos centros urbanos estruturantes do território. Gomes e Ferreira (2006) referem o abandono dos campos agrícolas como fator para a regeneração do coberto vegetal espontâneo, em especial de tomilhais, xarais, tojais e machiais de carrasco e medronheiro.

3.7. Fisiografia geral

A fachada meridional portuguesa apresenta-se estruturada em três sub-regiões morfológicas, com origem na sua diversidade hipsométrica e litológica, com implicações hidroclimáticas que se refletem ao nível biofísico e cultural da ocupação do território. Estas regiões com uma configuração grosseiramente E-W são: a Serra, o Barrocal e o Litoral.

O setor da Serra corresponde aos pontos mais elevados representados pelo maciço eruptivo de Monchique e ao grupo *flysch* na serra do Caldeirão e de Monchique, a oeste e este respetivamente. Estes são os setores mais húmidos devido à influência orográfica, o que se

reflete nos andares bioclimáticos, mas também numa densidade de drenagem elevada devido à impermeabilidade e à friabilidade do substrato e aos declives elevados.

Numa posição intermédia encontra-se o Barrocal, que está associado aos calcários e margas da bacia meso-cenozóica que lhe conferem o nome. Trata-se de uma região bem demarcada fitogeograficamente devido à *secura* que apresenta à superfície, proporcionada pelos processos cárnicos e às morfologias que se encontram associadas que se refletem numa vegetação calcícola e relativamente xeromórfica. O Barrocal algarvio apresenta um sistema hidrogeológico complexo, cuja drenagem é compartimentada pelas litologias e falhas *aquitardos* e com uma drenagem predominante para sul, prolongando-se sob as formações plio-pleistocénicas do Litoral.

A área do Barrocal desempenha uma função importante na recarga dos aquíferos litorais através de áreas de contato mais permeáveis, que apesar de muito produtivos são (semi-)confinados pela cobertura detrítica impermeável e têm menos precipitação disponível.

Por fim, o Litoral corresponde às áreas mais aplanadas que foram sujeitas à abrasão marinha e à cobertura detríticas que se depositaram posteriormente, mais importantes a leste da Falha de São Marcos-Quarteira. Devido à sua morfologia, esta área é a que apresenta menores efetivos de precipitação, apesar de estar mais exposta às brisas marinhas que a tornam mais amena do ponto de vista térmico.

(esta página foi intencionalmente deixada em branco)

Parte II

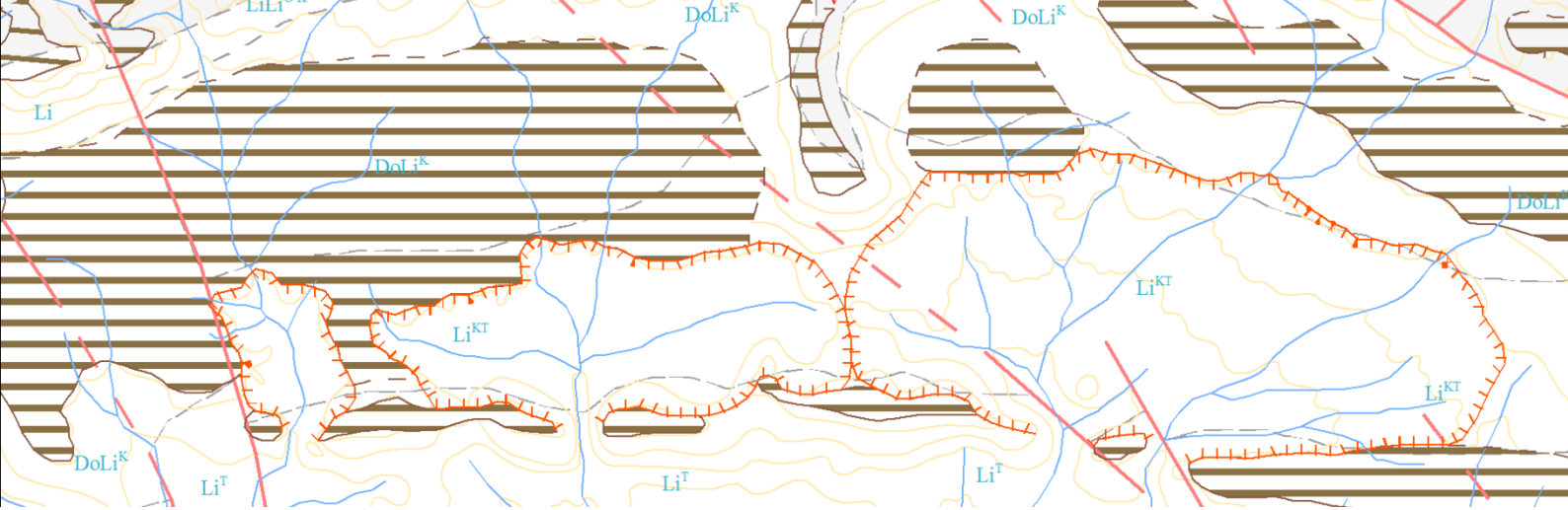
Sistemas morfogenéticos

O relevo do Algarve Central

Sedimentologia e petrologia dos tufos calcários

Os tufos calcários na evolução da paisagem

(esta página foi intencionalmente deixada em branco)



IV. O relevo do Algarve Central

Resultados

Formas erosivas

Modelado cárstico

4.1. Resultados

A análise numérica do terreno e os cálculos de morfometria fluvial permitem caracterizar o estado de uma rede ou de uma estrutura, contudo os seus resultados são limitados e não permitem obter a dinâmica das formas e os processos implicados na sua evolução (Delahaye e Douvinet, 2013).

Apesar disso, a evolução tecnológica permite fazer uma caracterização rápida em ambiente SIG através da simulação e cruzamento dos dados topográficos através da sua compilação e síntese. Desta forma, considerou-se importante proceder à análise numérica do terreno do sotavento algarvio, com o fim de estabelecer uma relação e estabelecem a validação dos resultados obtidos através da fotointerpretação.

Procedeu-se também à caracterização da morfometria fluvial, cujos valores devem confirmar e reforçar a importância da litologia e da estrutura na hidrologia e evolução do relevo do Algarve Central, entre outros aspetos.

4.1.1. Aplanamentos dominantes no Algarve Central

Através da observação da morfografia do Algarve Central, é possível reconhecer vários níveis de aplanamento, como já havia sido referido por Feio (1952) e Crispim (1982).

Com recurso à análise numérica e à fotointerpretação em estereoscopia, é possível reconhecer vários níveis de aplanamento na geomorfologia do Algarve Central, ainda que nalguns casos, a sua expressão na paisagem ou análise numérica seja reduzida devido às suas dimensões reduzidas ou ao carácter fragmentado das superfícies. Este carácter local poderá dever-se à fragmentação tectónica e à incisão fluvial, assim como a processos intrinsecamente locais como acontece com as superfícies cársicas associadas a aquíferos suspensos.

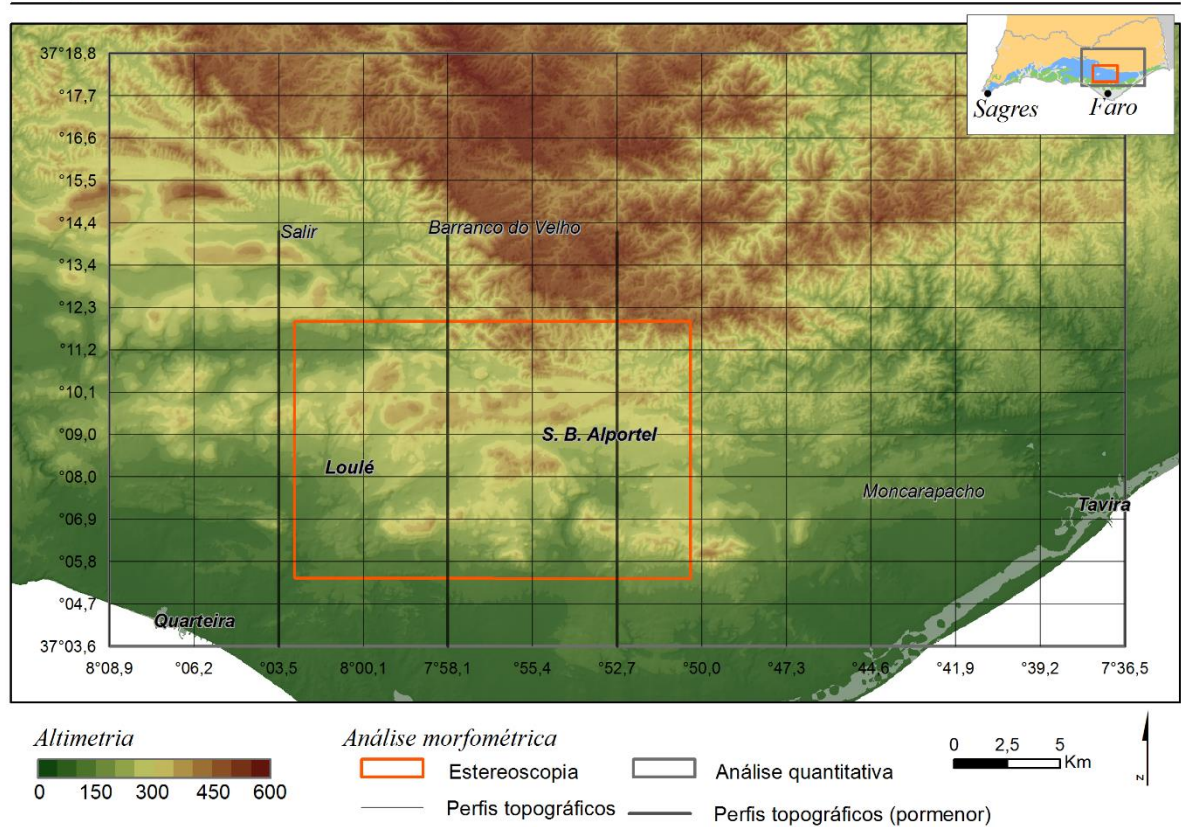
Para identificar a continuidade regional nos níveis identificados, foram aplicados métodos quantitativos à análise do relevo no sotavento algarvio com base na análise do DEM (do inglês, *Digital Elevation Model*) feito a partir das curvas de nível com uma equidistância de 10 metros (Mapa 4.1).

4.1.1.1. Análise numérica do terreno

Para proceder à quantificação das classes hipsométricas, foi necessária a criação de uma tabela de atributos associada ao DEM (*Digital Elevation Model*), de acordo com a metodologia apresentada por Cooley (2013). Neste procedimento, foi interpolado um DEM com quadrículas de 25 m² a partir das *Cartas Militares de Portugal* com uma equidistância de 10 m, detalhe suficiente para não comprometer a expressão de aplanamentos excêntricos a esta escala de

análise (v. g. superfícies longas e estreitas) nem os cálculos devido ao volume de informação. Na criação da tabela de atributos, as quadrículas do DEM foram convertidas em pontos e a informação extraída para *Microsoft Excel* em classes com um intervalo de 10 m.

Enquadramento da análise morfométrica



Base altimétrica: Cartas Militares de Portugal

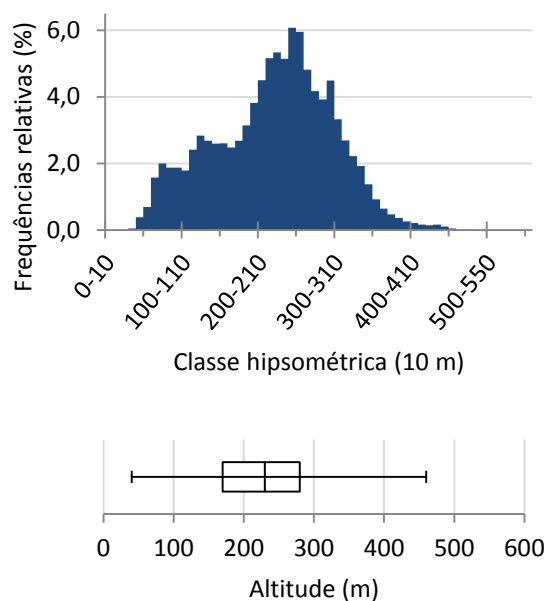
Mapa 4.1 – Mapa hipsométrico de parte do sotavento Algarvio, com enfoque sobre a área de estudo para a análise morfométrica do relevo.

As áreas de altitude reduzida localizadas junto do litoral, formados por depósitos plio-*quaternários* (Manuppela *et al.*, 1992a e b), representa uma área muito extensa de relevos até aproximadamente 60 m metros de altitude no sotavento algarvio. Esta área localiza-se apenas no limite sul da área de estudo, e a sua caracterização é pouco relevante no âmbito deste trabalho. Desta forma, quando se delimitou a área utilizada para a análise numérica do terreno, procurou-se evitar que esta fosse uma importante componente da área analisada, para que desta forma a expressão dos níveis de aplanamento que se tentaram identificar fosse mitigada (Mapa 4.1).

A evolução das frequências relativas da hipsometria do sotavento apresenta várias populações com três máximos significativos e ligeiras oscilações que refletem outras tendências do relevo. Apesar de se ter optado por uma área reduzida da plataforma litoral plio-*quaternária*, as principais classes hipsométricas correspondem a esta área (abaixo dos 100 m) e aos terrenos jurássicos entre os 200 e 250 m (Gráfico 4.1b; e Tabela 2 do Anexo III).

Histograma de classes hipsométricas (10 m)

a) Área de Estudo



b) Sotavento algarvio

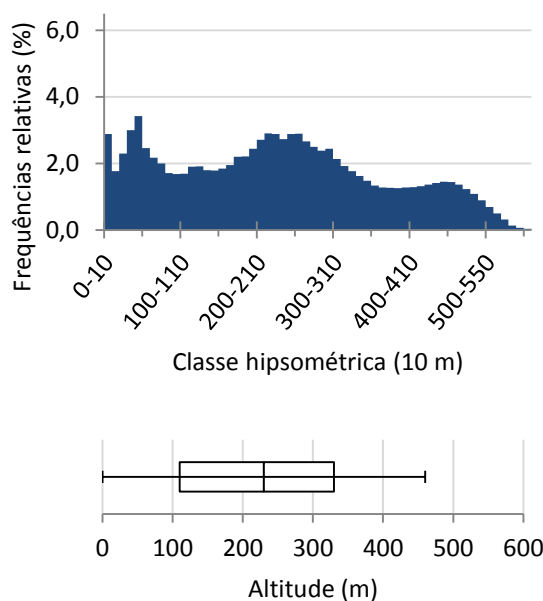


Gráfico 4.1 – Histograma de classes hipsométricas (10 m) na área de estudo (a) e no Barrocal e na Serra do Sotavento algarvio (b) com as respetivas *box plot* (*informação de base das Cartas Militares de Portugal*).

Na interpretação destes valores, as classes inferiores a 10 m e entre 30 e 50 m têm particular relevância devido à grande extensão das áreas baixas formadas pelos depósitos plio-pleistocénicos. A diminuição das frequências relativas é gradual até aos 80-90 m, e a partir desta classe sobe gradualmente até às classes de valores acima dos 200 m, subida apenas perturbada nas classes de 110-130 m e 170-180 m. Entre os 200 e os 260 m existe um conjunto frequências relativas elevado, com os picos entre os 210 e os 230 m e os 240 e 260 m, seguido de uma descida das frequências relativas para valores mais baixos gradual até aos 350-360 m, apenas com uma pequena inversão na classe 290-300 m. Para além destes máximos, há também uma inversão na tendência entre os 420 e os 470 m, é atingido um novo máximo.

As principais tendências e variações repercutem-se na curva hipsométrica da área de estudo, onde a evolução das frequências relativas representa uma síntese dos principais aspetos do relevo do sotavento algarvio⁵⁵. Esta síntese resulta no exagero de alguns dos valores descritos com base na curva hipsométrica do relevo regional (Gráfico 4.1a; e Tabela 2 do Anexo III). Contudo, neste caso as frequências relativas apresentam um único pico e é mais irregular (distribuição aproximadamente gaussiana), reflexo da grande extensão de alguns aplanamentos

⁵⁵ A área de análise das frequências relativas correspondente à área de estudo está centrada sobre o Barrocal, enquanto a área do sotavento está compreendida mais do que uma unidade morfológica. Desta forma, o histograma está mais próximo do que seria uma distribuição normal, onde os aspetos particulares dessa unidade ganham relevância.

localizados⁵⁶ e da exclusão quase total da plataforma litoral plio-pleistocénica e dos níveis culminantes da Serra do Caldeirão.

Antes dos valores mais elevados das frequências relativas, devem referir-se as inversões que culminam aos 70-80 m e aos 120-130 m. O aumento dos valores das frequências relativas para o pico principal é rápida e estabiliza após os 210-220 m, com valores máximos aos 240-260 m. A descida das frequências relativas para as altitudes mais elevadas é rápida, merecendo atenção a classe 290-300 m, que atinge valores com uma expressão significativa.

O Gráfico 4.2 (Tabela 3 do Anexo III) representa os histogramas de frequências acumuladas das classes hipsométricas de 10 m (à semelhança dos histogramas elaborados por Rowberry *et al.* (2007)), construídos neste caso a partir de perfis topográficos meridianos com uma resolução horizontal de 25 m e um intervalo meridiano de 2 km. Estes revelam heterogeneidade na distribuição espacial das classes hipsométricas, onde cristas de conjuntos de classes com valores mais elevados são intercalados por cavas, por vezes longas.

Na análise das *box plot* de ambas as áreas analisadas, é possível verificar que a mediana coincide em ambos os histogramas (classe 220-230 m), valor muito próximo da média (221,4 m na área de estudo e 227,4 m no sotavento) (Gráfico 4.1). Apesar de apresentar uma diferença nítida na distribuição das frequências relativas, o peso elevado dos valores extremos no caso do sotavento contribui para a uniformização dos resultados destas medidas de tendência central (evidente nos valores do primeiro e terceiro quartil de ambos os casos).

Pode-se também verificar que algumas das classes cuja frequência relativa é mais elevada podem não corresponder à superfície de aplanamento de referência, mas sim ao intervalo adjacente ou com uma margem de 20 ou 30 metros. Esta situação poderá estar relacionada, por exemplo, com o basculamento das superfícies ou pela degradação destas por processos erosivos.

Como complemento aos perfis transversais à estrutura geral do relevo, optou-se por fazer também perfis concordantes com este. Neste sentido, foram criados histogramas com as mesmas classes para perfis paralelos com um intervalo de 1 km (Gráfico 4.3 e Tabela 4 do Anexo III).

Algumas das classes mais representativas no histograma dos perfis analisados correspondem aos 240-260 m, com uma tendência de subida que pode ser acompanhada até aos 290-310 m. Esta subida é acompanhada das tendências com início aos 160 e 170 m e aos 290-300 m, que se mantém com uma diferença que varia entre -70 e -80 m no primeiro caso, e os 20 e os 50 m no segundo.

⁵⁶ Superfícies subhorizontais de Loulé, São Brás de Alportel e Campina de Galegos-Almargens

Histograma de frequências relativas de altitude de perfis topográficos meridianos

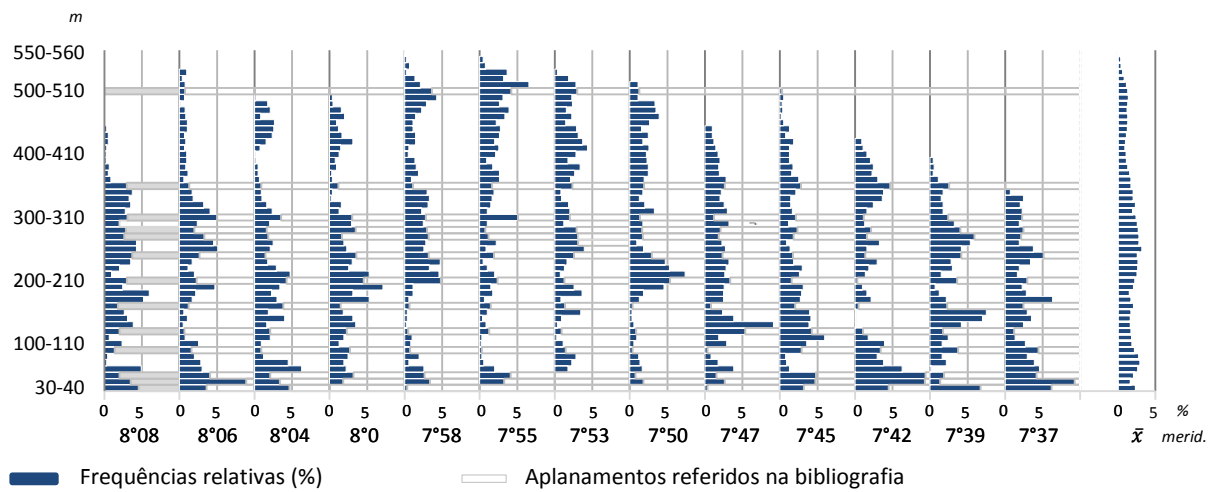


Gráfico 4.2 – Histograma de frequências relativas de altitude de perfis topográficos meridianos no sotavento algarvio (*informação de base das Cartas Militares de Portugal*).

Diagrama de frequências relativas de altitude de perfis topográficos latitudinais

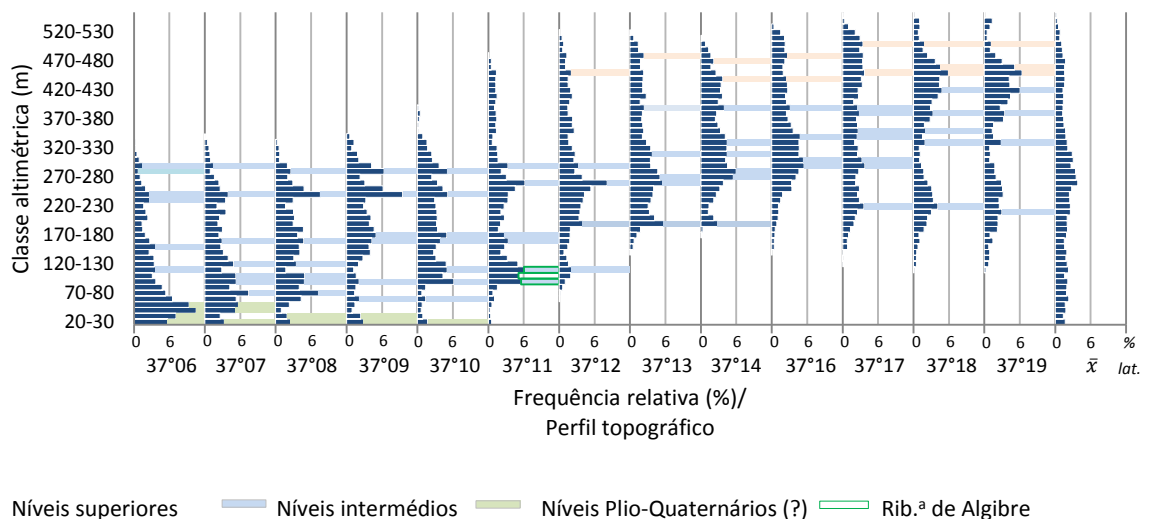


Gráfico 4.3 – Histograma de frequências relativas de altitude de perfis topográficos meridianos no sotavento algarvio com marcação das classes cujos máximos se apresentam relacionados ou não entre si (*informação de base das Cartas Militares de Portugal*).

Para além destes conjuntos de valores elevados, podem-se identificar frequências relativas elevadas nos 120-140 e 100-120 nas latitudes mais baixas e acima dos 450 m nas latitudes mais elevadas.

As frequências relativas das classes 120 a 130 m elevadas prolongam-se até latitudes a norte da flexura de Algibre, o que se justifica por uma curva hipsométrica côncava que se reflete num integral hipsométrico dominado pelas classes baixas das bacias dos afluentes da margem direita do rio Gilão e côncavo de valores máximos reduzidos nas rib.^{as} da Ria Formosa.

O histograma de frequências à latitude $37^{\circ}11'$ apresenta um conjunto de frequências relativas elevadas entre os 100 e os 140 m, reflexo dos vales encaixados das rib.^{as} de Algibre e de Alportel direção predominante E-W e de uma hipsometria regional mais baixa no leste da região.

Como complemento aos histogramas, elaboram-se perfis topográficos representativos do relevo, com dados da tabela exportada para *Microsoft Excel* e representado com um exagero vertical de 4x e uma direção N-S. A observação destes perfis topográficos permite estabelecer a continuidade entre os topos e níveis existentes no relevo desta área do sotavento algarvio.

Na análise das frequências relativas no Gráfico 4.3, é possível reconhecer uma descida geral dos níveis de aplanamento no sentido N-S. Por outro lado, podem-se relacionar os topos do relevo regional entre os perfis topográficos meridianos (Gráficos 4.4 e 4.5). O perfil de Salir ($8^{\circ}03,5'$) tem início acima da cota 500 m, descendo gradualmente em direção ao litoral. Os perfis Eira de Agosto ($7^{\circ}58,1'$) e São Brás de Alportel ($7^{\circ}52,7'$) também têm plataformas subhorizontais acima dos 500 m, cuja descida é feita através de escarpas de falha (de maior rejeito na primeira) (Feio, 1952).

Após a descida dos blocos soerguidos da Serra do Caldeirão (terrenos talhados no Maciço Hespérico), os perfis parecem estar inclinados para sul e, por vezes, com as altitudes convergentes. Esta situação será reflexo de uma subida gradual em direção à serra, como é possível verificar nos Gráficos 4.3 e 4.4, tal como a convergência dos perfis, o que sugere a continuidade lateral dos níveis de aplanamento que afetam os três meridianos.

Perfis topográficos no Algarve Central

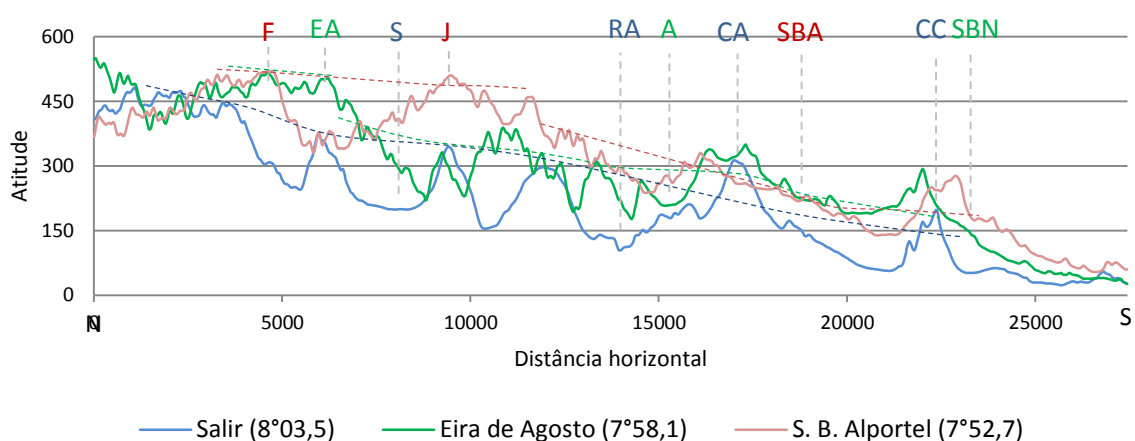


Gráfico 4.4 – Perfis topográficos representativos do Algarve Central nos meridianos $8^{\circ}03,5'$, $7^{\circ}58,1'$ e $7^{\circ}52,7'$ (exagero vertical 4x). *Legenda:* A – Amendoeira; CA – Cerro de Alfeição; CC – Cabeço de Câmara; EA – Eira de Agosto; F – Feiteira; J – Javali; RA – Ribeira de Algibre, S – Salir; SBA – São Brás de Alportel; SBN – Santa Bárbara de Nexe (informação de base das Cartas Militares de Portugal).

Pormenor dos perfis topográficos do Algarve Central

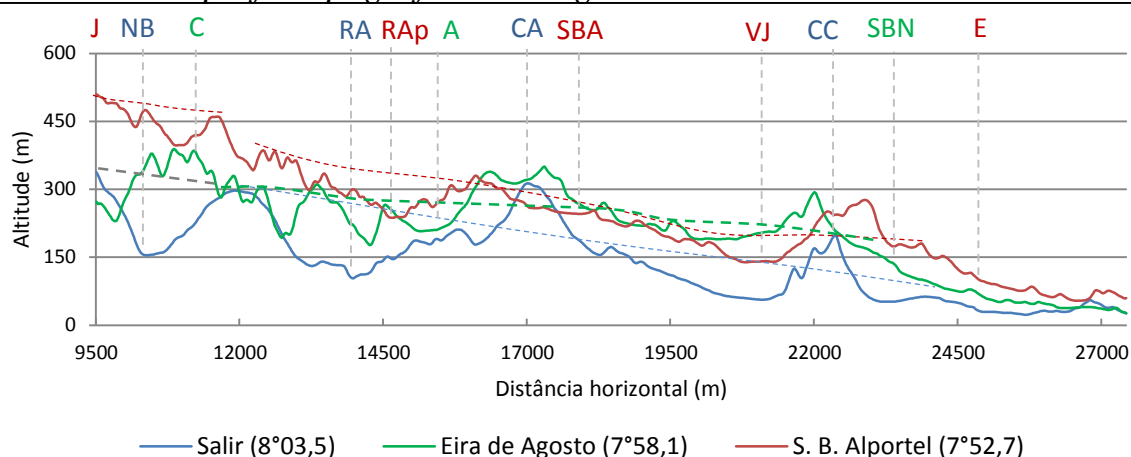


Gráfico 4.5 – Pormenor de perfis topográficos representativos do Algarve Central nos meridianos 8°03,5' e 7°52,7' representados no Gráfico 4.4 (exagero vertical 4x). *Legenda:* A – Amendoeira; C – Cepo; CA – Cerro de Alfeição; CC – Cabeço de Câmara; E – Estoi; J – Javali; RA – ribeira de Algibre; RAp – ribeira de Alportel; SBA – São Brás de Alportel; SBN – Santa Bárbara de Nexe; VJ – Vale do Joio (informação de base das Cartas Militares de Portugal).

4.1.1.2. Fotointerpretação em estereoscopia

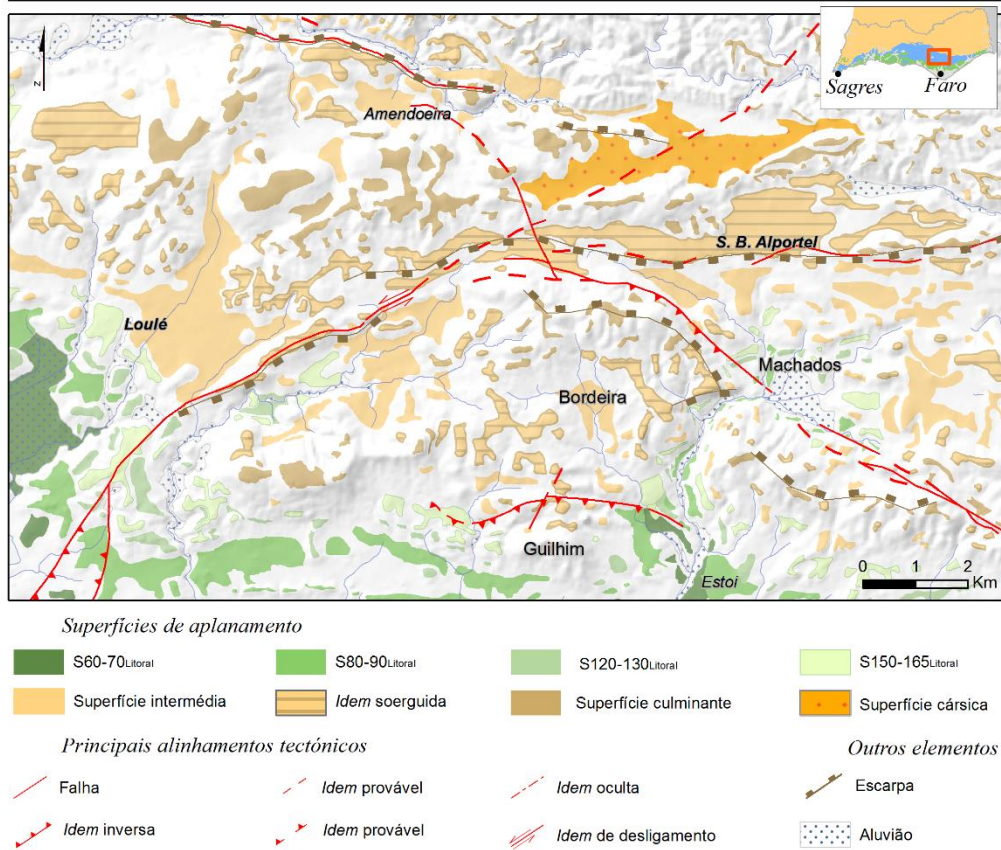
Através da análise em estereoscopia foram identificados e cartografados vários níveis aplanados, os quais podem ser correlacionados com os que foram descritos nas principais obras sobre a geomorfologia do Algarve. O Mapa 4.2 apresenta os níveis identificados e tomados em consideração neste trabalho, e o Gráfico 4.6 compara-os com os níveis referidos por Medeiros-Govêa (1938), Feio (1952) e Crispim (1982).

Os níveis culminantes da Serra do Caldeirão encontram-se a aproximadamente 500 m de altitude (Superfície do Caldeirão), que a sul da falha de Alportel se encontra a cerca de 350 m (Superfície do Caldeirão-1) (Fotografia 4.1). Estas superfícies encontram-se bastante degradadas pela incisão fluvial no Maciço Hespérico, enquanto o seu prolongamento na orla meso-cenozóica permite reconstituir a peneplanície referida por Díaz del Olmo (1986) *cit.* Ângelo *et al.* (2001). Ao promover a drenagem subterrânea, a imunidade cársica dos terrenos calcários tem um papel importante na manutenção dos níveis aplanados elevados, que ultrapassam os 350 m no alinhamento de relevos que se estende entre Cabeça Gorda-Concelho-Rocha-Arrotea-Pousada.

No *Mapa Geomorfológico*⁵⁷ podem identificar-se níveis próximos desta cota em pontos mais meridionais da orla meso-cenozóica, por exemplo a uma cota aproximada de 350-360 m (Morgado-Botelho) e 300-320 m (v.g. Santa Luzia, Canada, Goldra-Nexe e Guilhim).

⁵⁷ Mapa desdobrável em anexo

Superfícies de aplanamento e fragmentação tectónica



Mapa 4.2 – Superfícies de aplanamento identificadas no Algarve Central e principais estruturas de natureza tectónica (*tectónica adaptada de Manuppella et al. (1992b e 2007) e de Ressurreição et al. (2011)*) e sombras do relevo adaptadas das Cartas Militares de Portugal número 597, 598, 606 e 607).

Sumário de níveis aplanados no Sotavento

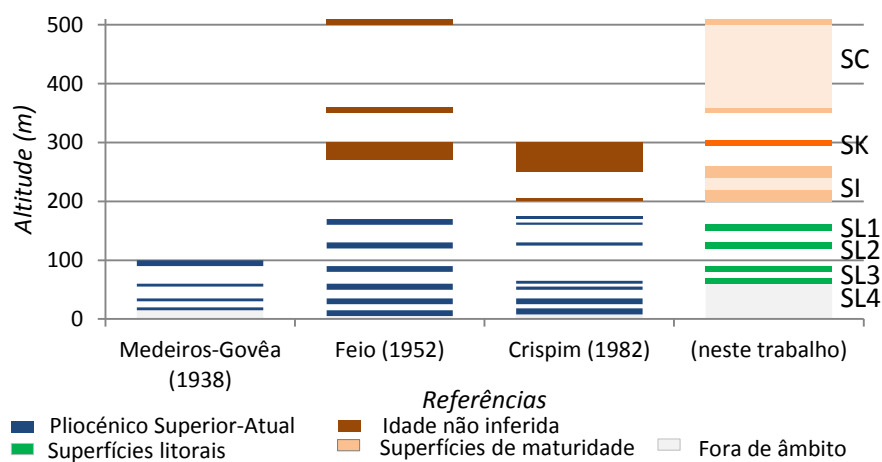


Gráfico 4.6 – Síntese dos níveis aplanados identificados em trabalhos anteriores relacionados com o sotavento algarvio e os níveis identificados neste trabalho (para efeitos de representação cartográfica, não foram considerados os níveis inferiores à cota 60 m) (*Legenda: SC – superfície do Caldeirão; SI – superfície intermédia; SL1 – S150-165_{Litoral}; SL2 – S120-130_{Litoral}; SL3 – S80-90_{Litoral}; SL4 – S60-70_{Litoral}; SK – Superfície cársica*) (*adaptado de Medeiros-Govêa (1938), Feio (1952) e Crispim (1982)*).



Fotografia 4.1 – As superfícies do Caldeirão (~500 m de altitude) e o bloco abatido a sul da falha de Alportel (~350 m). Na parte sul é possível reconhecer a depressão marginal, mais profunda e com solo de tonalidade avermelhada. Fotografia tirada a partir do Moinho do Bengado, em terrenos meso-cenozóicos.

Embutida na Superfície do Caldeirão-1, encontra-se uma superfície a aproximadamente 300 m com maior extensão na área de Alportel-Almargens-Campina de Galegos⁵⁸ e essencialmente desenvolvida em calcários oxfordianos-kimeridgianos, prolongando-se em terrenos de margas aalenianas-bajocianas, *Arenitos de Silves (s. l.)*, *Complexo Vulcano-sedimentar (CVS)* e *Formação de Mira*. Esta superfície encontra-se limitada a norte pelas elevações do Maciço Hespérico, e encontra-se mais degradada na área correspondente aos *Arenitos de Silves* e *CVS*, onde atualmente se encontram os exotores para rede de drenagem do Maciço Hespérico e Depressão Periférica. A sul, é limitada pela linha de relevos formada pela pelas superfícies preservadas a aproximadamente 350 m em Cabeça Gorda-Rocha-Arrotea-Pousada, onde poderá existir um paleoexotor no extremo sudoeste de Campina de Galegos.

Segundo a análise quantitativa, trata-se de uma classe hipsométrica com alguma expressão no relevo regional. Contudo, apesar de a superfície cársica de Campina de Galegos-Almargens ultrapassar os 4,6 km², os restantes níveis são pouco são inferiores a 0,6 km² (v. g. Benafim Grande, Cerro da Picavessa e Cabeços do Monte Seco).

Os valores mais elevados das frequências relativas ocorrem nas classes entre os 200 e os 260 m, cotas estas que representam níveis aplanados extensos e recorrentes no Algarve Central.

Na área de São Brás de Alportel encontra-se uma grande superfície aplanada (~3,5 km²), entre os 240 e os 260 m. A Superfície Intermédia *SBA* prolonga-se para oeste ao longo de uma pequena franja (até 300 m de largura) que se estende até Barreiras Brancas (a nordeste de

⁵⁸ A designação das superfícies de aplanamento será feita mediante a altitude e topónimo de referência. Neste caso, a altitude de referência é 350 m e o topónimo corresponde ao bloco abatido da Serra do Caldeirão. Excepcionalmente, o significado genético será incutido nas superfícies cársicas, designadas por SC.

Loulé). Na continuidade para leste de São Brás de Alportel, prolonga-se através de uma superfície ligeiramente mais elevada que se prolonga até ao Bengado, que acrescenta aproximadamente 0,5 km² à superfície principal. A presença de neotectónica nas falhas existentes nesta área, e os limites bem definidos entre as duas superfícies sugerem a fragmentação tectónica destas.

Estas cotas apresentam ainda importantes recorrências de carácter mais descontínuo na área de Agostos, Varejota-Barrocal de Vale Telheiro (> 1,5 km²), nas áreas não margosas do Parragil e em alguns aplanamentos de menores dimensões na área da Picota.

Com uma diferença de 20 a 30 m do limite sul da Superfície Intermédia SBA, encontra-se o contato com uma outra superfície de grandes dimensões. A Superfície Intermédia Loulé (a 200-220 m) apresenta maior expressão em Loulé (onde atinge aproximadamente 4,5 km²), inclinada para sul, e cuja posição se encontra aproximadamente 60 m abaixo da superfície supracitada.

A sul de São Brás de Alportel encontra-se esboçada uma vasta paleosuperfície, degradada por processos fluvio-cársicos a aproximadamente 30 a 50 m abaixo da S240-260_{S.B.Alportel}, a cotas mais baixas nesta área.

Na área de estudo, a leitura em estereoscopia, aponta ainda para a superfície desenvolvida às mesmas cotas na área de Bordeira, embutida nos calcários argilosos e margas oxfordianos-kimeridgianos.

Já no flanco norte da flexura da Algibre, a superfície degradada desenvolvida a partir dos 230 m atinge maiores dimensões na área de Amendoeira. Esta superfície encontra-se igualmente talhada em materiais paleozóicos e nos *Arenitos de Silves*, na vertente sul do Cerro dos Negros e na Beira Serra a oeste de Almarjão, onde já atinge cotas até 270 m

Os setores a sul e a oeste da Picota, tais como o Cerro dos Matos, Alcaria e Estela Montes, encontram-se nivelados às cotas 200-220 m, superfície esta em que não foi possível estabelecer continuidade com as de referência na área de estudo.

Foram também identificados outros níveis de menor expressão e/ou mais degradados entre as cotas 110 e 200 m, altitudes a que as frequências relativas das classes hipsométricas de 10 m acima dos 2,4% no histograma da área de estudo (ver Gráfico 4.1, p. 114). Relativamente ao sotavento, estes valores apresentam maior significado nas classes 110-130 e 170-190 (1,9% e 1,9 a 2,2% respetivamente).

Distinguem-se dois níveis aplanados preferenciais a estas cotas, já referidos na literatura anterior: S120-130_{Litoral} e S150-165_{Litoral}⁵⁹. A estes níveis optou-se pela referência espacial

⁵⁹ Níveis 120-130 m e 160-170 m identificados por Feio (1952)

“Litoral” devido à extensão destes níveis ao longo do primeiro alinhamento de relevos da orla algarvia, desenvolvem-se como uma franja e não são característicos de uma determinada área.

O nível mais elevado encontra-se bem caracterizado nas vertentes sul do alinhamento Nexe-Guilhim-Monte Figo, onde se encontra talhada uma franja de rechãs que culmina acima dos 160 m. Este nível atinge o máximo aos 171 m em Colmeal, onde são frequentes altitudes de 157 m (Valados) 154 m (Quinta da Nora), 166 m (Costa) e 169 m (Alcaria Cova).

Por vezes, prolongam-se para o interior, na área do rio Seco e a sul de Loulé, níveis a cotas ligeiramente mais baixas. No primeiro, o rio apresenta terraços e níveis aplanados em ambas as margens desenvolvidos a partir dos 155 m, e tem maior expressão em Alface (155 m).

No segundo, encontram-se vários aplanamentos de pequenas dimensões que culminam acima dos 147 m (v. g. 147 m (Areeiro), 165 m e 153 m (Alfarrobeira), 154 m (Torrejão) e 162 m (Cerro de Santa Catarina)).

Outras rechãs dão continuidade a estes níveis ao longo da depressão de Campina de Boliqueime-Campina de Baixo, que juntamente com o fundo do polje da Nave do Barão e do setor intermédio dos rib.^{os} das Pernadas e das Ondas contribuem para a importância das classes 170-190 nas frequências acumuladas do sotavento algarvio.

À semelhança da S150-165_{Litoral}, o conjunto de aplanamentos S120-130_{Litoral} reflete-se também por uma franja de níveis aplanados entre as cotas 120 e os 125 m nas vertentes sul do alinhamento Nexe-Guilhim-Monte Figo (v. g. 125-132 m (Santa Bárbara de Nexe), 121 m (Colmeal), 127 m (Alface), 125 m (Estoi), 122 m (Lobo) e 118 m (Bitá)).

Estes níveis atingem maior complexidade a sul de Loulé, onde ocorrem em estreita relação com os níveis 150-165 m. A subida é gradual ao longo do vale da rib.^a de São Lourenço e de Carcavai, como máximos de aproximadamente 135 m (v. g. 135 m (Parrela), 137 m (Goncinha) e 135 m (Areeiro)).

No sector do sotavento, os níveis de aproximadamente 125 m na primeira linha de relevos correspondem ao Cerro do Ouro e a nordeste da Quinta do Escarpão, norte de Boliqueime, Lagoa de Monprolé e do setor intermédio dos rib.^{os} das Pernadas e das Ondas.

Abaixo dos 100 m, na área de estudo encontram-se extensos níveis aplanados entre os 80 e os 95 m, por vezes acima desta cota, e aos 60 a 70 m.

Os níveis a 80-95 m fazem-se representar por superfícies que se prolongam para o interior ao longo do rio Seco (em Estoi e na rib.^a de Alface). A oeste do rio Seco, definem-se por uma franja aplanada que varia entre os 85 e os 95 m (v. g. 85 m (Falfosa), 95 m (Caliços) e 92 m (a nordeste de Almancil). Esta superfície sobe gradualmente ao longo do vale a rib.^a de Carcavai e ultrapassa os 100 m em Poço da Amoreira/Quartos e os 110 m na Zona Industrial de Loulé.

Na área de Almancil, este nível apresenta uma largura preservada até cerca de 1 km, sendo igualmente importantes outras áreas a oeste da área de estudo. Neste caso, devem ser referidas as áreas de Guia-Ferreiras, entre Boliqueime e a Campina de Baixo, o alinhamento de relevos Vale Judeu-Cabeço de Câmara, Caliços da Conceição de Faro, a sul de S. Miguel e Santa Margarida (Tavira).

Foram identificados também outros níveis de aplanamento junto do litoral que se localizam abaixo dos 80 m e foram anteriormente referidos noutros trabalhos, contudo estes não se encontram bem definidos na área de estudo. Estes encontram-se melhor representados no fundo da depressão de Boliqueime-Campina de Baixo, Quatro Estradas, Almancil e na área de Pechão-S. Miguel.

4.1.2. Outras superfícies de origem fluvial

4.1.2.1. Ribeira de Algibre (Aldeia da Tôr)

A área envolvente à rib.^a de Algibre apresenta três níveis de aplanados, aparentemente fluviais⁶⁰, no fosso a norte da flexura de Algibre, bem evidentes na área da Aldeia da Tôr. Estes grupos diferenciam-se facilmente entre si pela topografia e pela análise macroscópica dos depósitos siliciclásticos que a suporta.

O primeiro grupo de superfícies fluviais localiza-se aproximadamente 15 m acima da aluvião atual (B_{A+15})^{61, 62}, onde se encontra uma grande quantidade de materiais clásticos, tanto da orla meso-cenozóica, como do Maciço Hespérico. Encontra-se bem caracterizado a sul do Monte Gomar e na área de extração de inertes (argila) da Fábrica de Cerâmica. Na reentrância formada a sudoeste da Aldeia da Tôr, varia entre o domínio de solos vermelhos coluviais sobre os materiais clásticos, geralmente bem rolados.

O grupo C_{A+20} encontra-se conservado apenas em alguns topos, por vezes dominados pelo substrato de dolomitos e calcários dolomíticos ou conglomerado (assume-se como o conglomerado do Carbónico final ou Pérmico descrito por Almeida e Galopim de Carvalho (1987)). As cascalheiras apresentam menos materiais finos que o depósito anterior.

Por fim, o grupo D_{A+50} , conservado apenas nas áreas marginais do vale. Estes grupos encontram-se talhados diretamente no substrato calcário, predominando depósitos coluviais

⁶⁰ De forma a simplificar, neste trabalho serão designados de *superfícies fluviais*

⁶¹ As aluviões na área de estudo encontra-se aproveitadas para o uso agrícola, pelo que geralmente as ribeiras se encontram canalizadas por influência antrópica promovendo a sua incisão. Desta forma, tomou-se o talvegue como nível de referência.

⁶² À semelhança das superfícies de aplanamento, as superfícies fluviais são representados por letras, seguidos da referência espacial e da diferença de cota em relação ao talvegue.

(*terra rossa* e outros clastos com pouco transporte) oriundos das vertentes com declives elevados das áreas envolventes. A lavagem dos materiais finos e longa meteorização dos mais grosseiros, a componente siliciclástica alóctone é rara.

4.1.2.2. Rio Seco (Estoi-Alface)

O rio Seco apresenta quatro grupos de superfícies desenvolvidas no seu vale, melhor representados na área de Estoi-Alface e facilmente diferenciados entre si pela morfografia⁶³.

Na área de estudo, a aluvião do rio seco é relativamente ampla em Vale do Joio e a jusante de Sambada, em ambos os casos com incrustações de tufo calcário. Junto à confluência com a rib.^a de Alface, esta formação detrítica apresenta também um horizonte com calcretos nodulares.

Os grupos B_{RS+15} e C_{RS+20} apresentam-se bem diferenciados apenas a jusante da confluência com a rib.^a de Alface. No vale deste afluente do rio Seco, os grupos definidos por esta diferença de cota encontram-se sobrepostos pelos depósitos atuais desta ribeira, incluindo tufos calcários.

Apesar de extenso, o grupo D_{RS+30} tem a sua interpretação dificultada pela ocupação urbana e hortofrutícola na área de Estoi, onde existem raros tufos calcários e calcretos desenvolvidos no interior deste membro detrítico, por vezes com uma crosta de óxidos/hidróxidos de ferro.

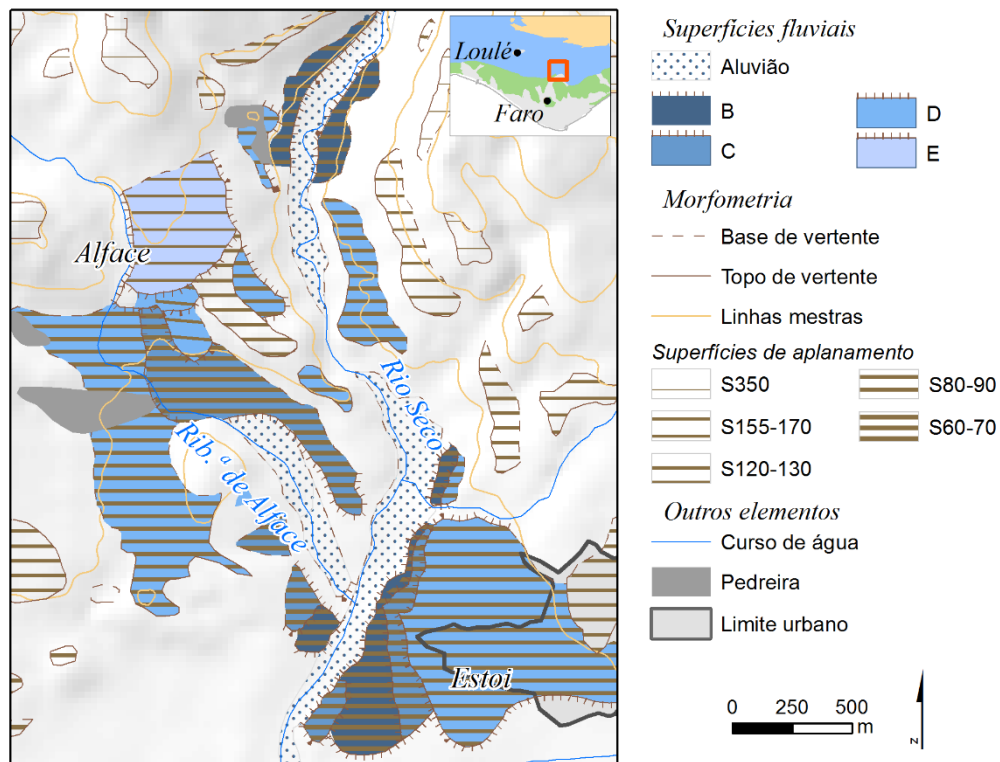
Por fim, os materiais que compõem o grupo E_{RS+70} atribuem-lhe caráter fluvial bem definido, com condições favoráveis à deposição de tufos calcários na área de Alface, que atualmente se encontram revestidos por uma crosta de óxidos/hidróxidos de ferro. Estes depósitos correspondem a tufos calcários de planície aluvial, intercalados por episódios detríticos e favoráveis à pedogénese, analisados em detalhe no Capítulo 6.

O vale do rio apresenta outras superfícies, também na continuidade da cota 150 m, contudo foram encontrados apenas depósitos coluviais com origem nas vertentes íngremes envolventes.

Segundo a análise hipsométrica, os grupos D_{RS+30} e E_{RS+70} podem estar relacionados com os níveis $S120-130_{Litoral}$ e $S150-165_{Litoral}$ respetivamente. Estas superfícies têm alguma expressão no vale do rio Seco, e apesar de se encontrarem numa posição ligeiramente mais baixa, é possível traçar esta continuidade e assim estabelecer a correção entre as superfícies que se desenvolvem para o interior e aquelas que se encontram bem caracterizadas a sul do primeiro alinhamento de relevos.

⁶³ A análise dos depósitos na área de Estoi é dificultada pela área urbana

Superfícies fluviais do vale do rio Seco



Mapa 4.3 – Superfícies fluviais do vale do rio Seco.

4.1.2.3. Ribeira de Alportel (Arimbo)

A rib.^a de Alportel apresenta um vale encaixado na S350_{Caldeirão-1}, apresentando três a quatro grupos de superfícies fluviais reconhecidas pela sua morfografia. As superfícies encontram-se melhor conservados na área de Arimbo, onde a base da vertente norte do vale é côncava.

Para as características de um curso de água relativamente encaixado, em alguns troços, a rib.^a de Alportel apresenta um leito maior relativamente extenso (por exemplo a norte de Bicalto). Foram identificados vários níveis de aplanamento de origem desconhecida ao longo da rib.^a de Alportel, inferindo-se a importância da erosão fluvial em duas delas: a B_{Alp+10} e C_{Alp+15}.

Existem ainda outras reentrâncias talhadas nas vertentes às cotas +30 m e +40 m, contudo estes níveis não foram confirmados como fluviais.

4.1.3. escoamento superficial e morfometria fluvial

A geometria e a distribuição da rede de drenagem são reflexo do processo de ajustamento dos canais fluviais às forças erosivas e de acumulação, na dependência das condições climáticas que ditam a intensidade dos processos e das condições litológicas e estruturais. Por sua vez, estas condições regulam a capacidade de infiltração e resistência das rochas. A análise quantitativa das bacias hidrográficas fornece informações geomorfológicas importantes, e neste trabalho foram utilizados métodos de análise linear (razão de bifurcação e razão de

comprimento) e areal (densidade de drenagem, coeficiente de manutenção e frequência de talvegues).

Horton (1945) propôs o conceito de frequência de talvegues por unidade de superfície, cujo cálculo ao nível da ordem reflete diferentes frequências em função da textura da bacia (Christofolletti, 1980) (Equação 4.1). Como forma de corrigir a forma como os canais longos podem mascarar o conceito de distância crítica no cálculo da densidade de drenagem, Vivas (1966), *cit.* Lourenço (1989) propôs o cálculo da frequência de talvegues elementares (F_i).

Equação 4.1 – Frequência de talvegues segundo Horton (1945). *Legenda:* F_i – frequência de talvegues (do número de ordem considerado), em N_i/km^2 ; N_i – número talvegues (do número de ordem considerado); A – área da bacia, em km^2 (Christofolletti (1969) *cit.* Lourenço (1989)).

$$F_i = \frac{N_i}{A}$$

A razão de bifurcação (R_b) obtém-se a partir da divisão do número de segmentos de uma determinada ordem (N_u) pelo número de segmentos da ordem imediatamente superior (N_{u+1}) (Horton (1952) *cit.* Christofolletti (1980) com recurso à hierarquia dos talvegues de Strahler (1952)). Com este método, o valor mínimo possível é de 2, e aumenta com o número de talvegues de ordem superior em excesso (Christofolletti, 1980). Segundo Strahler, em bacias hidrográficas onde a estrutura geológica não exerce uma influência dominante sobre o padrão da drenagem, os valores situam-se entre 3 e 5 (Lourenço, 1988).

A relação de comprimento é calculada pela divisão do comprimento médio dos segmentos da ordem considerada, pelo comprimento médio dos segmentos da ordem inferior (Horton, 1945) (Equação 4.2). O valor teórico para rios que confluem para os maiores formando ângulos retos será de 2, sendo superior em rios que formem ângulos inferiores (*op. cit.*).

Equação 4.2 – Relação de comprimento segundo Horton (1945). *Legenda:* R_l – relação de comprimento médio; l_u – comprimento médio de todos os segmentos do número de ordem considerado; l_{u-1} – comprimento médio de todos os segmentos do número de ordem imediatamente inferior ao considerado.

$$R_l = \frac{\bar{l}_u}{\bar{l}_{u-1}}$$

A densidade de drenagem (D_d) corresponde ao comprimento médio dos canais numa bacia hidrográfica por unidade de superfície, e consiste num cálculo simples e de fácil leitura (Horton, 1945) (Equação 4.3). Ao estar associada a vários fatores (*v. g.* capacidade de infiltração do solo, resistência do solo à erosão, topografia, precipitação), a densidade de drenagem (D_d) apresenta diferentes valores sob o mesmo ambiente climático, onde os seus valores têm significado geomorfológico e hidrológico (Rambert, 1973; Christofolletti, 1980; Cunha, 1981; Almeida, 1985; Lourenço, 1988), foi considerada como a mais importante das características morfométricas por Hagget e Chorley (1974) e Gregory e Wailing (1976) *cit.* por Almeida

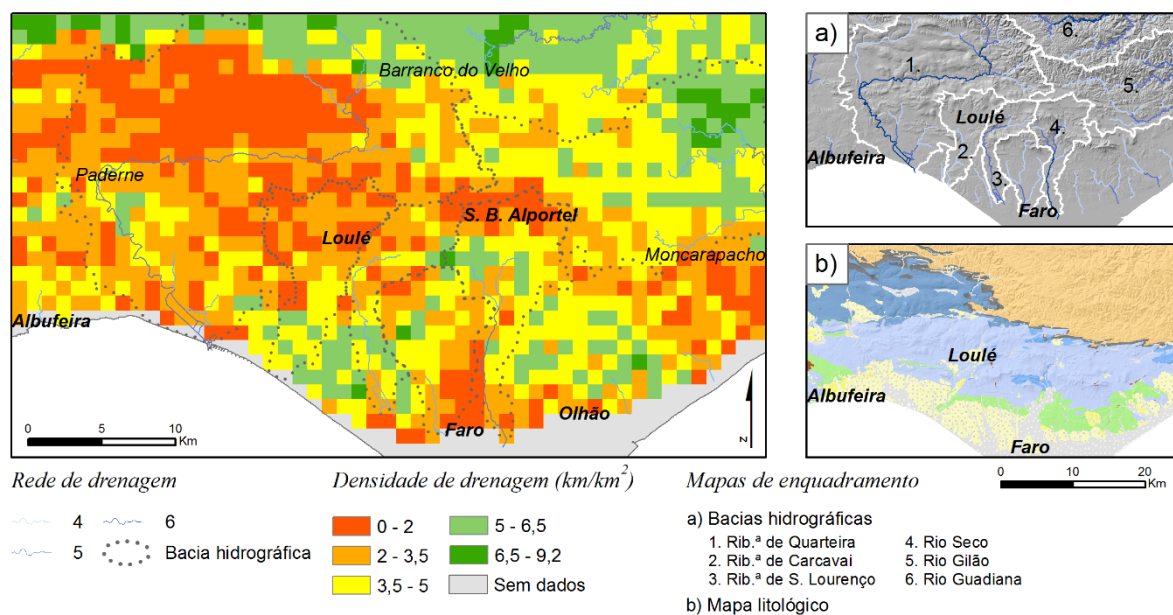
(1985). A área de estudo é relativamente homogénea do ponto de vista climático, e a sua diversidade está especialmente relacionada com a componente geomorfológica, que se reflete na capacidade de infiltração dos solos e desta forma na estruturação da rede de drenagem (Almeida, 1985).

Equação 4.3 – Densidade de drenagem segundo Horton (1932) *cit.* Horton (1945). *Legenda:* Dd – densidade de drenagem, em km/km²; ΣL – comprimento total dos segmentos, em km; A – área da bacia, em km².

$$Dd = \frac{\sum L}{A}$$

O cálculo da densidade de drenagem feita ao nível das bacias hidrográficas apresenta-as como grandes áreas homogéneas e omite a sua diversidade. De forma a reconhecer a variabilidade da densidade de drenagem à escala local nos principais domínios geomorfológicos do Algarve Central, à semelhança de Almeida e Romariz (1989), foi elaborado um mapa com a densidade de drenagem sobre quadrículas de 1 km² (Mapa 4.4).

Densidade de drenagem no Algarve Central



Adaptado com base nas Cartas Militares de Portugal e Manuppella (1992b)

Mapa 4.4 – Densidade de drenagem no Algarve Central (*adaptado com base nas Cartas Militares de Portugal Nº 587, 588, 589, 590, 596, 597, 598, 599, 605, 606, 607, 608, 610, 611 e 612 e Manuppella (1992b)*).

Através da observação do mapa, é possível verificar que a distribuição da densidade de drenagem é bastante heterogénea e apresenta grandes manchas de alta e de baixa densidade. As densidades de drenagem mais elevadas (superiores a 5 km/km²) encontram-se no Maciço Hespérico, em especial nas áreas limítrofes dos níveis culminantes a cerca de 500 m e nos de 300 m junto da fase terminal da rib.^a de Alportel, onde o talvegue se encontra a cerca de 60 m de altitude.

O coeficiente de manutenção está diretamente relacionado com a distância crítica definida por Horton (1945) *cit.* Rambert (1973), que consiste na distância mínima de terreno a partir da linha de fecho necessária para produzir um volume de escoamento para dar início à erosão. Desta forma, para calcular a área mínima necessária para a manutenção de um metro de canal de escoamento, multiplica-se por mil do inverso do valor da densidade de drenagem e obtém-se o coeficiente de manutenção (C_m) (Schumm (1956) *cit.* Christofolletti (1980)) (Equação 4.4).

Equação 4.4 – Coeficiente de manutenção segundo Schumm (1956) *cit.* Christofolletti (1980). *Legenda:* C_m – coeficiente de manutenção, em m/m^2 ; D_d – densidade de drenagem, em km/km^2 .

$$C_m = \frac{1}{D_d} \times 1000$$

Os resultados da análise morfométrica aplicada ao Algarve Central são apresentados no Mapa 4.4 e nos Quadros 4.1 e 4.2, onde é possível observar a heterogeneidade do território.

Quadro 4.1 – Características numéricas das bacias de drenagem (1). *Legenda:* A – área; D_d – densidade de drenagem C_m – coeficiente de manutenção; F_1 – frequência de talvegues elementares (adaptado com base nas Cartas Militares de Portugal Nº 587, 588, 589, 590, 596, 597, 598, 599, 605, 606, 607, 608, 610, 611 e 612).

	Ordem	A km ²	D_d km/km ²	C_m m ² /m	F_1 n ₁ /km ²
Rib.ª de Quarteira	6	408	2,9	361,2	3,7
“Zona Sul”	-	112	2,9	344,8	-
“Zona Cársica”	-	162	1,8	555,6	-
Rib.ª das Mercês	5	41	3,8	265,4	4,0
Rib.ª da Salgada	5	20	4,7	183,4	10,6
Rib.ª do Rio Seco	5	31	5,5	211,4	9,0
Rio Gilão	7	224	4,4	225,4	7,3
Rib.ª de Alportel	6	133	4,7	212,8	8,3
Rib.ª da Asseca	5	59	3,8	263,2	5,2
Rib.ª de Carcavai	4	63	2,8	357,1	3,6
Rib.ª de S. Lourenço	5	47	3,4	294,1	5,1
Rib.ª do Rio Seco	6	68	3,2	312,5	4,6

Quadro 4.2 – Características numéricas das bacias de drenagem (2). *Legenda: R_b – razão de bifurcação; R_l – razão de comprimento (adaptado com base nas Cartas Militares de Portugal Nº 587, 588, 589, 590, 596, 597, 598, 599, 605, 606, 607, 608, 610, 611 e 612).*

	R _b					R _l				
	1	2	3	4	5	2	3	4	5	6
Rib. ^a de Quarteira	4,4	4,1	4,9	2,1	8,0	1,5	1,9	2,8	0,8	17,0
Rib. ^a das Mercês	4,7	3,9	4,5	2,0	-	1,8	3,6	0,4	-	-
Rib. ^a da Salgada	5,3	4,3	4,0	2,0	-	2,5	2,7	2,0	-	-
Rib. ^a do Rio Seco	4,3	4,2	6,0	3,0	-	1,9	3,1	0,7	-	-
Rio Gilão	4,4	4,6	5,1	4,0	4,0	1,5	2,6	2,6	2,6	2,2
Rib. ^a de Alportel	4,4	5,2	5,3	4,5	2,0	1,4	3,0	2,8	2,4	1,0
Rib. ^a da Asseca	4,1	4,2	4,5	4,0	-	1,4	2,2	3,0	3,1	-
Rib. ^a de Carcavai	3,8	4,6	2,2	6,0	-	1,4	3,7	0,5	5,9	-
Rib. ^a de S. Lourenço	4,3	3,5	8,0	2,0	-	1,3	2,7	1,9	6,5	-
Rio Seco	4,2	3,8	2,9	3,5	2,0	1,7	1,8	0,9	4,3	2,4

Pelo contrário, nas maiores superfícies aplanadas a densidade de drenagem chega a ser entre 3 e 3,5 km/km². A bacia hidrográfica da rib.^a de Alportel, 93 % desenvolvida sobre litologias Maciço Hespérico, apresenta uma densidade de drenagem de 4,7 km/km² e um coeficiente de manutenção de 212,8. As características encontradas nas cabeceiras do setor nordeste da rib.^a de Quarteira (v. g. perfis longitudinais com declive elevado, rede de drenagem dendrítica com algum controlo estrutural, terrenos friáveis e impermeáveis) proporcionam uma frequência de talvegues elementares (F_l) até 10,6 (rib.^a do Rio Seco), e condicionam igualmente a razão de bifurcação em todos os afluentes do troço de 48,1 km de ordem 6.

Na orla meso-cenozóica, os valores de densidade de drenagem mais elevados encontram-se sobre a cobertura plio-pleistocénica (apesar dos declives reduzidos) e sobre os afloramentos de margas e calcários margosos mais extensos, nomeadamente a norte do Cerro de Guilhim e da Serra de Monte Figo onde formam manchas com uma densidade de drenagem superior 5 km/km², ocasionalmente superiores a 6,5 km/km². Estes valores mais elevados já haviam sido identificados por Almeida (1985) e Almeida e Romariz (1989), que referiram uma densidade de drenagem superior a 3,5 km/km² e van Beers (1980) que referiu uma densidade de drenagem entre 2 e 3 km/km² nos calcários margosos.

Pelo contrário, as áreas de calcários, dolomitos e calcários dolomíticos do Jurássico são dominadas por densidades de drenagem inferiores a 2 km/km², reflexo de uma drenagem subterrânea importante. A área demarcada como zona cársica, da bacia hidrográfica da rib.^a de

Quarteira⁶⁴, apresenta uma densidade de drenagem de 1,8 km/km² e um coeficiente de manutenção de 555,6.

A bacia hidrográfica da rib.^a de Quarteira é bastante heterogênea do ponto de vista litológico e o traçado dos seus principais afluentes está fortemente condicionado pela estrutura geomorfológica, como grandes fraturas NW-SE (rib.^{as} de Menalva, Alte e Quarteira (s. s.)) e na direção E-W pela flexura de Algibre e depressão marginal (rib.^{as} de Algibre e das Mercês), remetendo o seu traçado geral para a forma de Z. Esta característica confere-lhe uma razão de bifurcação na ordem 5 e de comprimento na ordem 6 muito elevadas (8 e 17 respetivamente).

A densidade de drenagem no Algarve Central está assim fortemente relacionada com o tipo de litologia e declives. Os valores de densidade de drenagem mais baixos ocorrem sobre os calcários, calcários dolomíticos e dolomitos, uma vez que apesar da maior resistência destes materiais à erosão mecânica, estes são mais suscetíveis a processos de erosão química. A carsificação destes terrenos favorece assim o escoamento subterrâneo, que compromete o escoamento superficial e assim os processos de erosão fluvial, o que adquire maior relevância em áreas extensas de carso e elevadas em relação ao nível de base.

Pelo contrário, as margas, os calcários argilosos, os xistos, os grauvaques e as formações detriticas com importantes níveis argilosos comprometem a infiltração da água, o que leva à concentração da água à superfície e por sua vez de uma densidade de drenagem mais elevada. Os processos de escoamento superficial ganham maior importância em áreas de declive elevado, tal como acontece em algumas áreas de grande extensão de margas e calcários margosos do oxfordiano-kimeridgiano.

4.1.4. Elementos da morfologia cársica

A morfologia cársica é importante na compreensão do funcionamento hidrogeológico e da aptidão aquífera das litologias carbonatadas e, desta forma, o seu estudo é importante para a compreensão da ocorrência de condições favoráveis à formação de tufos calcários (Quadro 4.3).

Através das observações de campo, é possível identificar as condições geomorfológicas favoráveis à distribuição dos terrenos holo e merocársicos⁶⁵ (v. g. litologia, topografia, hidrologia).

⁶⁴ Inclui toda a área de drenagem montante da Ponte do Purgatório (Paderne) e a jusante da confluência das ribeiras das Mercês e de Menalva, incluindo a drenagem subterrânea do polje da Nave do Barão. 91 % desta área corresponde a terrenos Sinemurianos-Aalenianos e mais recentes.

⁶⁵ Ver nota de rodapé número 45, página 88.

O tipo de morfologia cársica mais comum corresponde aos campos de lapiás, ainda que por vezes estes sejam pouco desenvolvidos. As maiores áreas lapiezadas correspondem *grosso modo* às litologias calcárias, dolomíticas e calco-dolomíticas.

Sob estas condições, faz-se especial referência aos terrenos elevados ou alcandorados das áreas de Cabeça Gorda-VG Rocha, Alcária do Gato, terrenos calcários a sul de São Brás de Alportel, Cerro da Goldra-Nexe, Cerro da Alfazema e alguns setores da S80-90_{Litoral}.

Ressalva-se a importância dos campos de lapiás gigantes de Varejota-Vale Telheiro-Malhada Velha, não só pela sua extensão mas também pelas grandes dimensões e boa caracterização das formas que se lhe encontram associadas (Fotografias 4.2 a 4.4). Localmente, os campos de lapiás de outras áreas podem ser compostos por megalapiás (v. g. a oeste de Campina de Galegos).

Como já foi referido por Crispim (1982) e Almeida (1985), os processos de dolinização no Algarve Central são geralmente pontuais, e as dolinas existentes são frequentemente pequenas e pouco profundas. Conhecem-se várias dolinas na área de estudo e duas áreas onde a dolinização levou à reorganização do escoamento superficial. Como substrato, as dolinas e campos de dolinas conhecidos ocorrem em calcários, dolomitos e calcários-dolomíticos jurássicos, frequentemente junto do contato com litologias aquitardas e/ou de falhas.

Apesar de o campo de dolinas de Campina de Galegos-Almargens ocupar uma área superior a 1 km², poucas dolinas ultrapassam os 3 m de profundidade e uma dezena de metros de diâmetro, e encontram-se desenvolvidas em calcários oxfordianos-kimeridgianos e/ou sobre as formações margosas aalenianas-bajocianas. Em anos húmidos, o nível freático sobe e há a formação de planos de água à superfície e inundação de algumas dolinas⁶⁶.

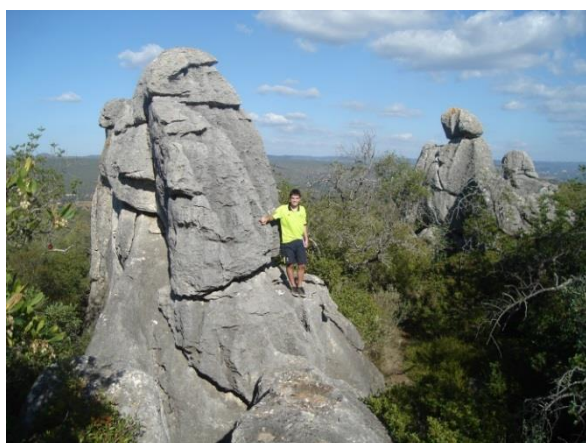
Encontram-se sobretudo dolinas em concha ou em funil, por vezes uvalas, algumas delas com um sumidouro nítido no seu fundo. Algumas das maiores dolinas em concha apresentam-se atapetadas de argilas, com fendas de dissecação que se podem prolongar mesmo na vertente da dolina durante a época seca. Outras dolinas apresentam sumidouros, e neste caso o fundo encontra-se atapetado de *terra rossa* ou é rochoso.

As maiores dolinas do Algarve Central encontram-se desenvolvidas na Superfície Intermédia, no Cerro de Manuel Viegas. Este conjunto de dolinas encontra-se desenvolvido em calcários com nódulos de sílex kimeridgianos, onde a maior tem aproximadamente 500 m de comprimento (segundo Crispim (1982) as maiores do Algarve).

⁶⁶ O Inverno de 2010 foi particularmente húmido, provocando a inundação dos pontos mais baixos da superfície. Em Janeiro de 2010 a piezometria atingiu a cota 397,36 m. As áreas inundadas podem ser consultadas através do *Google Street View* (Janeiro de 2010) em <http://goo.gl/maps/BFpjO>



Fotografia 4.2 – Megalapiás do Castelão, no campo de megalapiás de Varejota.



Fotografia 4.3 – Torres do Castelão no campo de megalapiás de Varejota (fotografia de Miguel de Sousa).



Fotografia 4.4 – Torre (‘‘Rocha Amarela’’) no campo de megalapiás de Varejota.

A maior depressão fechada conhecida a sul da rib.^a de Algibre no Algarve Central localiza-se junto deste conjunto de dolinas. Trata-se da depressão cársica de Fojo e desenvolve-se em litologias aquitardas (calcários margosos e margas do Oxfordiano-Kimeridgiano) numa bacia hidrográfica de ordem 3 com aproximadamente 2,2 km² (com base na topografia), cuja drenagem subterrânea é assegurada pelo sumidouro de Fojo. O sumidouro localiza-se na extremidade este da depressão, no contacto com os terrenos holocársicos associados à área de calcários kimeridgianos, formação na qual se conhecem grutas e a lapiezação é facilmente reconhecida nas pedreiras de Peral (Fotografia 4.5).

No sopé do flanco sul do alinhamento de relevos Goldra-Guilhim encontram-se desenhadas dolinas abertas no seio da S80-90, com exotor no alinhamento de relevos Caličos-Falfosa.

A parte aplanada da uvala aberta de Alagoas⁶⁷ apresenta várias pequenas depressões até 5 m de diâmetro e 1,5 de profundidade. Parte destas depressões correspondem uma grande quantidade de cavidades utilizadas para a extração de rocha calcária, como evidenciado pelas pequenas escomboreiras individuais, pela extração de lajes abortada (Fotografia 4.9) e pelas suas vertentes íngremes.

Na parte mais profunda da depressão (sensivelmente abaixo da cota 80 m), estas cavidades são menos profundas e têm vertentes suavizadas pelos depósitos de cobertura. Os depósitos de cobertura apresentam clastos angulosos heterométricos abundantes que resultam da extração mineira, geralmente inferiores a 15 cm, que por vezes atapetam o fundo das depressões. A extração mineira, juntamente com a existência deste tipo de depósitos na área envolvente, dificultam a interpretação, e assim a reconstituição das condições originais do fundo da dolina.

Os locais onde o calcário do fundo da depressão está exposto (lapiás semi-enterrados), apresentam frequentemente microlapiás. Nestes podem-se considerar lapiás em canelura, lapiás em sulco, pias de dissolução e lapiás cavernosos, frequentemente aguçadas (Fotografias 4.7 e 4.8).

A par das dolinas, as grutas apresentam-se dispersas por calcários e dolomitos de idades diferentes, predominando as cavidades do tipo algar (Quadro 4.3, p. 135 e seguintes). Das 20 cavidades conhecidas, 9 localizam-se no campo de megalapiás da Varejota, e com a exceção da lapa de Vale Telheiro, todas são Algarves. As maiores cavidades são o Algar da Areia na Varejota e a lapa de Vale Telheiro, com várias dezenas de metros.

Apesar de as perdas de serem comuns nos cursos de água da área de estudo e terrenos adjacentes, conhecem-se apenas dois sumidouros com a conduta bem definida à superfície, enquanto a maior parte dos sumidouros identificados são geralmente difusos ou com pequenos orifícios (Quadro 4.3). O único sumidouro com dimensões suficientes para a exploração humana (algar) localiza-se a sudoeste da Fábrica de cimento da Cimpor (Loulé), cuja bacia de drenagem associada corresponde a litologias aquíferas (Fotografia 4.10).

Para além deste, apenas o sumidouro de Fojo se encontra associado a uma bacia de drenagem importante no Algarve Central. Os restantes sumidouros são pequenas cavidades ou fendas, frequentemente associados a dolinas ou em pequenos valeiros, assim como áreas de infiltração difusa de capacidade elevada no talvegue (Quadro 4.3, p. 135 e seguintes).

⁶⁷ As duas dolinas abertas a oeste encontram-se fortemente antropizadas, devido à construção de vias de comunicação longitudinais (A22) e transversais que atravessam os exotores (N125-4 e Linha do Algarve)



Fotografia 4.5 – Carsificação em calcários com nódulos de sílex kimeridgianos (pedreira de Peral).



Fotografia 4.6 – Aspeto do fundo da dolina aberta de Alagoas, com dolina (antrópica?) e lapiás semi-enterrados (fig. antropomórfica de 1,80 m de altura).



Fotografia 4.7 – Lapiás em caneluras, por vezes organizados em sulcos da rocha exumada (*calcários de transição* kimeridgianos-titonianos na dolina aberta de Alagoas).



Fotografia 4.8 – Pia de dissolução alongada em lapiás exumado (*calcários de transição* kimeridgianos-titonianos na dolina aberta de Alagoas).



Fotografia 4.9 – Cavidade antrópica com aproximadamente 1 m de profundidade na dolina aberta de Alagoas.



Fotografia 4.10 – Sumidouro a sudoeste da fábrica de cimento de Loulé (Cimpor).

Quadro 4.3 – Síntese da morfologia cársica no Algarve Central relevante ao estudo dos tufos calcários e funcionamento hidrogeológico da área.

Tipologia	Localização			Altitude	Litologias	Notas
	Designação	Administrativa	C. Militar Geográfica			
Campo de lapiás						
<i>Varejota-Vale Telheiro-Malhada Velha</i>	Varejota-Vale Telheiro-Malhada Velha (São Sebastião e Querença-Tôr-Benafim (QTB), Loulé)	597			Calcários kimeridgianos-titonianos Dolomitos e calcário dolomíticos kimeridgianos Calcários oxfordianos-kimeridgianos	<i>Posição geomorfológica:</i> Campo de lapiás, tendencialmente de megalapiás, com os principais núcleos a norte de Varejota (Castelão) e em Malhada Velha. Desenvolvido especialmente nos níveis aplanados culminantes, mas com maior desenvolvimento nas áreas de contacto ou próximas e nas vertentes
<i>Cabeça Gorda-VG Rocha</i>	Cabeça Gorda-VG Rocha (São Clemente e QTB, Loulé) e S. B. Alportel, <i>idem</i>)	597, 598, 606, 607			Calcários e arenitos kimeridgianos-titonianos Calcários com nódulos de sílex kimeridgianos Calcários oxfordianos-kimeridgianos	<i>Posição geomorfológica:</i> Campo de lapiás, localmente megalapiás, com os principais núcleos na Cabeça Gorda e VG Rocha Desenvolvido especialmente nos níveis aplanados culminantes, mas com maior desenvolvimento nas áreas de contacto ou próximas e nas vertentes
<i>Cerro da Alfazema</i>	S. Bárbara de Nexe, Faro	607			Calcários batonianos	<i>Posição geomorfológica:</i> Campo de lapiás, localmente megalapiás, desenvolvido na parte mais elevada do Cerro da Alfazema e nos limites das vertentes do afloramento calcário
Lapa						
<i>(ind.)</i>	Vale Telheiro (São Clemente, Loulé)		8°2'9.6"W 37°10'10"N	245 m	Arenitos e conglomerados kimeridgianos Calcários oxfordianos-kimeridgianos	<i>Posição geomorfológica:</i> Cavidade formada em sector de megalapiás no seio do campo de lapiás Varejota-Vale Telheiro-Malhada Velha, na zona de Vale Telheiro. Localiza-se na zona de contacto litológico. <i>Morfologia:</i> Lapa com várias dezenas de metros de galerias, poderá ser a mais extensa da área de estudo
<i>Salustreira Grande Salustreira Pequena</i>	Fonte da Benémola (Querença-Tôr-Benafim (QTB), Loulé)	597	8°0'29"W 37°12'31"N	200 m	<i>Dolomitos e calcários dolomíticos de Boavista</i>	<i>Posição geomorfológica:</i> Próximo do topo da vertente do canhão fluvio-cársico da rib.ª de Menalva <i>Morfologia:</i> Duas lapas com a entrada próxima. A de maiores dimensões tem vários metros de comprimento, e galeria principal tem vários metros de altura, largura e comprimento e ligação direta com a superfície. <i>Interesse arqueológico:</i> Vestígios de ocupação humana (DGPC, 27 de Junho de 2013).
<i>Túmulo dos Mouros</i>	Fonte da Benémola (Querença-Tôr-Benafim (QTB), Loulé)	597	8°0'34"W 37°12'30"N	140 m	<i>Dolomitos e calcários dolomíticos de Boavista</i>	<i>Posição geomorfológica:</i> No canhão fluvio-cársico da rib.ª de Menalva junto do leito a montante da Fonte da Benémola. <i>Morfologia:</i> Tem apenas uma galeria subcircular com cerca de 3 m <i>Interesse arqueológico:</i> Vestígios de escavações arqueológicas, não se conhecem referências.
<i>Igrejinha dos Mouros</i>	Fonte da Benémola (QTB, Loulé)	597	8°0'14"W 37°12'24"N	240 m	<i>Dolomitos e calcários dolomíticos de Boavista</i>	<i>Posição geomorfológica:</i> Próximo do topo da vertente do canhão fluvio-cársico da rib.ª de Menalva <i>Morfologia:</i> Lapa de pequenas dimensões, mas rica em espeleotemas de dimensões variáveis. Segundo os populares locais esta adquiriu o nome a partir dos espeleotemas lá existentes, uma vez que estes tinham a forma de santos, contudo foram destruídos e levados do local.
Algar						
<i>Algarão da Monteiro</i>	Vale Telheiro (São Clemente, Loulé)	597	8°2'48"W 37°10'13"N	190 m	Calcários oxfordianos-kimeridgianos	<i>Posição geomorfológica:</i> Vertente
<i>(vários)</i>	Varejota (São Clemente, Loulé)	597	~8°2'48" W ~37°10"N	240- 260 m	Dolomitos e calcário dolomíticos kimeridgianos	<i>Posição geomorfológica:</i> Conjunto de 9 cavidades do tipo algar de dimensão e morfologia variável, formadas no campo de megalapiás de Varejota-Vale Telheiro-Malhada Velha, na zona a Norte de Varejota.
<i>Algarão da Goldra</i>	Goldra de Cima (São Clemente, Loulé)	606	7°59'31"W 37°6'36"N	280 m	Dolomitos e calcário dolomíticos kimeridgianos Calcários com nódulos de sílex kimeridgianos	<i>Posição geomorfológica:</i> Algar de abatimento desenvolvido em zona de contacto litológico na vertente sul do cerro de Goldra-Nexe. A entrada tem 5 por 8 m e um poço de 5 de profundidade, a galeria mais profunda atinge os 8 a 15 metros de profundidade (Crispim <i>et al.</i> , 1993).
<i>Gruta da Quinta do Ribeiro</i>	Goncinha (São Clemente, Loulé)	606	8°0'36"W 37°7'27"N	170 m	Dolomitos e calcário dolomíticos kimeridgianos	<i>Posição geomorfológica:</i> Algar localizado no limite SE da superfície de Loulé, com um poço subvertical com cerca de 5 m de profundidade e 4,5 de diâmetro na entrada e as galerias subhorizontais do fundo ultrapassam os 20 m (Gomes e Paulo, 1999) <i>Interesse arqueológico:</i> Vestígios de ocupação humana (Gomes e Paulo, 1999; DGPC, 27 de Junho de 2013).
<i>Algarão da Vaca</i>	Topos a Sul de Amendoreira (São Clemente, Loulé)	597			Calcários oxfordianos-kimeridgianos	<i>Morfologia:</i> Pequena cavidade com cerca de 3 m de profundidade no cerro do V. G. Rocha, localizada nos topos a sul de Amendoreira.
<i>Algarão da Figueira</i>	Fonte da Benémola (QTB, Loulé)	598	8°4'16"W 37°12'11"N	275 m	<i>Dolomitos e calcários dolomíticos de Boavista</i>	<i>Morfologia:</i> Dolina de abatimento de grandes dimensões, com pequenas cavidades subverticais no fundo a NE e na parede sul, desenvolvido na superfície aplanada do Cerro da Picavessa.
Algar-Sumidouro						
<i>(ind.)</i>	A SW da Fábrica de cimento da Cimpor (Boliqeime, Loulé)	606	8°6'21"W 37°7'49"N	70 m	Dolomitos e calcário dolomíticos kimeridgianos	<i>Posição geomorfológica:</i> Localizado na extremidade ocidental da superfície Campina de Boliqeime-Campina de Baixo a norte da barreira aquitarda formada pelo alinhamento de relevos Vale Judeu-Cabeço de Câmara. <i>Morfologia:</i> O algar tem início num poço vertical com vários metros, apresentando depois desenvolvimento horizontal sobre substrato argiloso, sobre o qual existia um pequeno fluxo laminar no sentido Norte-Sul em 21 de Outubro de 2006. A extremidade jusante da cavidade apresenta-se coberta por areias. <i>Hidrologia:</i> O algar funciona também como sumidouro e as argilas do fundo encontram-se moldadas pelo funcionamento hidrológico, sendo um ponto e conexão hidráulica provável entre a subunidade aquífera de Boliqeime-Campina de Baixo e a de Quarteira.
Sumidouro						
<i>(ind.)</i>	Fojo (Moncarapacho, Olhão)	607	7°50'29"W 37°7'28"N	210 m	Calcários com nódulos de sílex kimeridgianos Calc. marg. e margas oxford.-kimeridgianos	<i>Posição geomorfológica:</i> Localiza-se na extremidade este de uma depressão, parte mais profunda desta, e assegura a drenagem subterrânea de uma bacia hidrográfica de ordem 3 com base na topografia de aproximadamente 2,2 km².
<i>(ind.)</i>	Este de Cabeça Gorda (São Sebastião, Loulé)	597	7°58'47"W 37°9'52"N	265 m	Calcários oxfordianos-kimeridgianos	<i>Posição geomorfológica:</i> Talvegue na superfície aplanada a sul de Rossinas, a este de Cabeça Gorda, onde a área de infiltração difusa com algumas fendas, não existe canal fluvial.

Tipologia	Localização			Altitude	Litologias	Notas
	Designação	Administrativa	C. Militar			
<i>Sumidouro (continuação)</i>						
(ind.) (vários)	Campina de Galegos (São Brás de Alportel, <i>idem</i>)	598	~7°55'31"W ~37°9'40"N	300 m	Calcários oxfordianos-kimeridgianos Margas aalenianas-bajocianas	<i>Posição geomorfológica:</i> Campo de dolinas existente na superfície aplanada a aproximadamente 300 m de Campina de Galegos <i>Caraterísticas:</i> Várias fendas e pequenos sumidouros em áreas aplanadas e no fundo de dolinas e uvalas, por vezes o nível freático encontra-se acima da superfície.
(ind.)	NE de Amendoeira (São Brás de Alportel, <i>idem</i>)	598	7°56'58"W 37°10'22"N	205 m	Aluvião sobre calcários margosos e margas oxfordianos-kimeridgianos	<i>Posição geomorfológica:</i> Infiltração difusa na aluvião do leito da rib. ^a das Mercês, a montante do afloramento de tufo calcário do Olho de Paris, próximo de dolomitos e calcários dolomíticos sinemurianos-aalenianos <i>Caraterísticas:</i> Infiltração difusa de capacidade reduzida.
(ind.)	Afluentes da rib. ^a de Menalva (Salir, Loulé)			150- 155 m	Dolomitos e calcários dolomíticos de Boavista Calcários sinemurianos-domerianos	<i>Posição geomorfológica:</i> Leito das rib. ^{as} do Rio Seco, da Salgada e dos Moinhos no início do canhão fluvio-cársico da rib. ^a de Menalva. <i>Caraterísticas:</i> Perda de caudal parcial ou totalmente nas rib. ^{as} dos Moinhos, do Rio Seco e da Salgada por infiltração difusa.
(ind.)	Rio Seco (Estoi, Faro)	607		~50 m	Aluvião que cobre litologias cretácicas	<i>Posição geomorfológica:</i> Leito do rio Seco a jusante de Estoi. <i>Caraterísticas:</i> Perda de difusa de caudal (Kloosterman, 1976).
<i>Exsurgência</i>						
Fonte da Benémola	Fonte da Benémola (QTB, Loulé)	597	8°0'29"W 37°12'27"N	135 m	Dolomitos e calcários dolomíticos de Boavista	<i>Posição geomorfológica:</i> Conjunto de exsurgências perenes localizadas no fundo do canhão fluvio-cársico da rib. ^a de Menalva, pouco a montante da barreira aquíclode formada pelos turbiditos paleozóicos.
Olho de Paris	Amendoeira (QTB, Loulé)	597	7°57'11"W 37°10'13"N	230 m	Calcários oxfordianos-kimeridgianos Calcários margosos e margas oxfordianos-kimeridgianos	<i>Posição geomorfológica:</i> Ponto mais baixo a nível local do contato entre as litologias aquífera e aquífarda <i>Caraterísticas:</i> Exsurgência temporária e incrustante . Há outras exsurgências com um funcionamento semelhante mas de importância reduzida (a Oeste de funcionamento excepcional não incrustante e outra difusa e incrustante no valeiro imediatamente a Este, afluente da rib. ^a das Mercês).
Olho da Várzea	Amendoeira (Querença-Tôr-Benafim, Loulé)	597	7°58'14"W 37°10'24"N	215 m	Calcários oxfordianos-kimeridgianos Calcários margosos e margas oxfordianos-kimeridgianos	<i>Posição geomorfológica:</i> Flanco Norte da Flexura de Algibre, próximo do contato entre as litologias aquífera e aquífarda <i>Caraterísticas:</i> Exsurgência temporária e incrustante .
Fonte Felipe	Fonte Felipe (QTB, Loulé)	597	7°57'41"W 37°10'44"N	190 m	Dolomitos e calcários dolomíticos de Boavista	<i>Posição geomorfológica:</i> Próximo do talvegue da rib. ^a das Mercês. <i>Caraterísticas:</i> Exsurgência temporária e incrustante .
(ind.)	Quinta do Morgado (QTB, Loulé)	597	8°1'41"W 37°10'51"N	155 m	Calcários kimeridgianos-titonianos	<i>Posição geomorfológica:</i> Flanco Norte da Flexura de Algibre, próximo da planície aluvial da rib. ^a de Algibre <i>Caraterísticas:</i> Exsurgência temporária de funcionamento excepcional. Existe uma outra exsurgência a Este da Fábrica de Cerâmica, sensivelmente à mesma altitude.
(ind.)	Penedos Altos (QTB, Loulé)	597	7°59'41"W 37°11'12"N	155 m	Dolomitos e calcários dolomíticos de Boavista	<i>Posição geomorfológica:</i> Flanco Norte da Flexura de Algibre, suspensa sobre o aquífardo formado pela Formação de Silves e CVS <i>Caraterísticas:</i> Exsurgência temporária e incrustante . Existe uma segunda exsurgência difusa no topo do afloramento de tufos calcários, a 200 m de altitude.
Fonte de Apra	Fonte de Apra (São Brás de Alportel, <i>idem</i>)	598	7°57'32"W 37°8'45"N	240 m	Dolomitos e calcário dolomíticos kimeridgianos	<i>Posição geomorfológica:</i> Flanco Sul do alinhamento de relevos Cabeça Gorda-VG Rocha-Gralheira. <i>Caraterísticas:</i> Exsurgência temporária e incrustante com lavadouro.
Bicas dos Vilarinho	Vilarinhos (São Brás de Alportel, <i>idem</i>)	598	7°55'12"W 37°9'1"N	240 m	Dolomitos e calcário dolomíticos kimeridgianos	<i>Posição geomorfológica:</i> Flanco Sul do alinhamento de relevos Cabeça Gorda-VG Rocha-Gralheira. <i>Caraterísticas:</i> Exsurgência temporária e incrustante com lavadouro.
(ind.)	Rua da Fonte (São Brás de Alportel, <i>idem</i>)	598	7°53'3"W 37°8'53"N	230 m	Calcários com nódulos de sílex kimeridgianos	<i>Posição geomorfológica:</i> Extremidade sul da superfície de São Brás de Alportel. <i>Caraterísticas:</i> Exsurgência temporária com lavadouro
(ind.)	Rua do Emigrante (São Brás de Alportel, <i>idem</i>)	598	7°52'46"W 37°8'55"N	240 m	Calcários com nódulos de sílex kimeridgianos	<i>Posição geomorfológica:</i> Extremidade sul da superfície de São Brás de Alportel. <i>Caraterísticas:</i> Exsurgência temporária e incrustante
(ind.)	Almargens (São Brás de Alportel, <i>idem</i>)	598		~270 m	Calcários oxfordianos-kimeridgianos Complexo vulcano-sedimentar	<i>Posição geomorfológica:</i> Extremidade norte do aplanamento de Campina de Galegos-Almargens, junto do exotor que alimenta a rib. ^a de Alportel <i>Caraterísticas:</i> Exsurgência difusa temporária e incrustante . Localização não confirmada, contudo a carga de fundo apresenta uma camada carbonatada, inferindo assim a alimentação cársica e a capacidade incrustante .
(ind.)	Altinho (São Brás de Alportel, <i>idem</i>)	598	7°52'11"W 37°10'19"N	280 m	Complexo vulcano-sedimentar Turbiditos paleozóicos	<i>Posição geomorfológica:</i> Extremidade norte do aplanamento de Campina de Galegos-Almargens, apesar da sua localização nos turbiditos paleozóicos, encontra-se próximo do complexo vulcano-sedimentar e dos calcários oxfordianos-kimeridgianos. <i>Caraterísticas:</i> Exsurgência temporária e incrustante .
(ind.)	Bengado (São Brás de Alportel, <i>idem</i>)	598	7°50'41"W 37°9'13"N	260 m	Margas aalenianas-bajocianas Complexo vulcano-sedimentar	<i>Posição geomorfológica:</i> Funcionamento hidrológico independente dos aquíferos envolventes. Apesar de se dominado por litologias tradicionalmente aquífardas, a área encontra-se francamente tectonizada. <i>Caraterísticas:</i> Exsurgência temporária e incrustante associada a mina de água. Conhece-se também uma mina de água que funciona como exsurgência, a 200 m de altitude.
Olho de Água	Olho de Água (São Clemente, Loulé)	606	8°0'7"W 37°9'11"N	220 m	Calcários com nódulos de sílex kimeridgianos	<i>Posição geomorfológica:</i> Flanco Sul do alinhamento de relevos Cabeça Gorda-VG Rocha-Gralheira, na parte superior da superfície aplanada de Loulé. <i>Caraterísticas:</i> Exsurgência temporária e incrustante .
(ind.)	Campina de Cima (São Clemente, Loulé)	606		~205 m	Dolomitos e calcário dolomíticos kimeridgianos	<i>Posição geomorfológica:</i> Flanco Sul do alinhamento de relevos Cabeça Gorda-VG Rocha-Gralheira, na parte superior da superfície aplanada de Loulé. <i>Caraterísticas:</i> Exsurgência temporária e incrustante . Localização exata desconhecida.
Fonte do Cadoiço	Rua do Cadoiço (São Clemente, Loulé)	606	8°1'15"W 37°7'59"N	160 m	Depósitos plio-pleistocénicos (?) siliciclásticos com tufo calcário	<i>Posição geomorfológica:</i> Extremidade Sul da superfície aplanada de Loulé <i>Caraterísticas:</i> Exsurgência perene e incrustante .
(ind.)	Goncinha (São Clemente, Loulé)	606	8°0'45"W 37°7'26"N	165 m	Depósitos plio-pleistocénicos (?) de tufo calcário	<i>Posição geomorfológica:</i> Extremidade SE da superfície aplanada de Loulé <i>Caraterísticas:</i> Exsurgência temporária e incrustante .

Tipologia	Localização			Altitude	Litologias	Notas
	Designação	Administrativa	C. Militar			
<i>Exsurgência (continuação)</i>						
<i>Poço da Alfarrobeira</i>	Alfarrobeira (São Clemente, Loulé)	606	8°0'50"W 37°6'49"N	105 m	Dolomitos e calcário dolomíticos kimeridgianos Calcários margosos e margas oxfordianos-kimeridgianos	<i>Posição geomorfológica:</i> Na planície aluvial da rib.ª de São Lourenço, no limite sul do contato entre as litologias aquíferas e aquíferas <i>Caraterísticas:</i> Exsurgência temporária e incrustante . Chamado de Olho da Alfarrobeira por Lopes (1841) <i>Interesse arqueológico:</i> Tanque de época romana (DGPC, 27 de Junho de 2013).
<i>Lavadouro de Alface</i>	Alface (Estoi, Faro)	607	7°54'51"W 37°6'26"N	140 m	Calcários e margas batonianos e calovianos	<i>Posição geomorfológica:</i> A norte da estrutura em anticlinal de Guilhim. <i>Caraterísticas:</i> Exsurgência temporária e incrustante . No topo da plataforma de tufo calcário existe também uma exsurgência temporária incrustante a aproximadamente 150 m de altitude e uma mina de água no talude da EM523 onde há formação de plaquetas carbonatadas (140 m de altitude).
<i>Alface</i>	Alface (Estoi, Faro)	607	7°54'49"W 37°6'38"N	150 m	Calcários, calcários dolomíticos, dolomitos e conglomerados bajocianos e provável jurássico inferior Calcários margosos e margas calovianos	
<i>(ind.)</i>	Bordeira (S. B. Nexe, Faro)	607	7°55'24"W 37°7'1"N	~180 m	Calcários margosos e margas oxfordianos-kimeridgianos	<i>Posição geomorfológica:</i> A norte da estrutura em anticlinal de Guilhim, em litologia aquíferas. <i>Caraterísticas:</i> Exsurgência difusa temporária e incrustante.
<i>(ind.)</i>	Rib.ª da Gaifona (São Brás de Alportel, <i>idem</i>)	607	7°53'40"W 37°8'14"N	150 m	Calcários bioconstruídos kimeridgianos Calcários margosos e margas oxfordianos-kimeridgianos	<i>Posição geomorfológica:</i> Junto do contato entre as litologias aquíferas (a Norte) e dos relevos mais elevados de onde afloram litologias aquíferas (a Sul) <i>Caraterísticas:</i> Exsurgência difusa temporária e incrustante .
<i>(ind.)</i>	Estoi (Estoi, Faro)	607	7°54'5"W 37°5'42"N	70 m	Depósitos carbonatados de Estoi Calcários e margas calovianas	<i>Posição geomorfológica:</i> Na planície aluvial do Rio Seco junto da vertente de depósitos carbonatados de Estoi. <i>Caraterísticas:</i> Exsurgência temporária.
<i>(ind.)</i>	Estoi (Estoi, Faro)	607	7°53'41"W 37°5'52"N	110 m	Calcários margosos e margas oxfordianos-kimeridgianos Calcários e margas calovianas	<i>Posição geomorfológica:</i> No flanco Sul da primeira linha de relevos <i>Caraterísticas:</i> Exsurgência difusa temporária e incrustante
<i>Fonte Santa</i>	Fonte Santa (Quarteira, Loulé)	606	8°4'47"W 37°4'19"N	20 m	Cobertura plio-pleistocénica siliciclástica	<i>Posição geomorfológica:</i> Localizada na cobertura plio-pleistocénica junto do afloramento cretácico de Almancil <i>Caraterísticas:</i> Exsurgência perene

(esta página foi intencionalmente deixada em branco)

Como remate na compreensão do funcionamento hidrogeológico desta área do Algarve Central, foi feito um levantamento exaustivo da localização das áreas de descarga onde foram identificadas 25 exurgências, das quais 19 são incrustantes (Quadro 4.3, p. 135 e seguintes). As exurgências identificadas encontram-se em diferentes contextos geomorfológicos e hidrogeológicos, e correspondem a aquíferos livres a suspensos, bem como confinados. Da mesma forma, as exurgências incrustantes encontram-se em aquíferos desenvolvidos em litologias jurássicas, nomeadamente as litologias mais carsificáveis do Jurássico Inferior e Superior.

4.2. Formas erosivas e estruturais

4.2.1. Plataformas subhorizontais e fragmentação tectónica

Tal como foi referido por Pereira (1991), não é possível considerar que as áreas equidistantes da costa tenham evoluído sob as mesmas condições morfogenéticas quando se localizam em compartimentos tectónicos distintos. Esta condição segmentada do relevo e a ausência de trabalhos na área de estudo condicionam a atribuição de idades aos diferentes níveis identificados, bem como o estabelecimento da sua própria continuidade e relações entre si.

Da mesma forma, será necessário considerar a evolução recente das condições neotectónicas (como as sugeridas por Terrinha *et al.* (2010) e Carvalho *et al.* (2012)), cujas consequências na morfo-estruturais são ainda pouco conhecidas, o que dificulta a interpretação dos terrenos da orla meso-cenozóica em estudo.

Neste trabalho, as superfícies aplanadas foram representadas segundo a sua altitude e respetiva continuidade topográfica e, quando possível, reconstituíram-se as superfícies que atualmente se encontram fragmentadas e desniveladas por processos tectónicos.

Foram identificadas duas superfícies que, fortemente fragmentadas por processos tectónicos e erosivos, se encontram também na posição mais elevada: o bloco abatido da Superfície Culinante e uma Superfície Intermédia (Mapa 4.2, página 119). No seu conjunto, os níveis S80-90_{Litoral}, S120-130_{Litoral} e S150-165_{Litoral}⁶⁸ apresentam-se organizados e melhor caracterizados em dois grandes vales estruturantes na área de estudo, que correspondem ao setor intermédio das atuais bacias hidrográficas do rio Seco e das rib.^{as} de São Lourenço e Carcavai.

As rib.^{as} de São Lourenço e Carcavai encontram-se separadas por um interflúvio cujos topos correspondem à S155-170 na área de Areeiro-Torrejão, e a leste da Goldra variam entre os 150

⁶⁸ Os níveis inferiores não foram considerados, pois não se enquadram na área e não parecem relacionados com os tufos calcários em estudo

e os 160 m de altitude (topos até aos 147 m no VG de Areeiro e às cotas 151 m em Torrejão e 161 em Santa Catarina), e todas as superfícies estão dissecadas pela drenagem da rib.^a de São Lourenço, cujo vale é de fundo plano a encaixado. Apenas no setor da Goncinha o interflúvio atinge cotas equivalentes à S125-130, que num período já encaixado deverá representar períodos de captura e/ou divergência da drenagem entre as bacias devido à acumulação de tufos calcários e detrítica.

Entre as cotas 180 e 260 m é possível reconhecer várias superfícies aplanadas, por vezes de grande extensão, que correspondem à Superfície Intermédia, fragmentada por processos tectónicos e pelo entalhe da rede hidrográfica. As superfícies da área de Loulé (200-220 m) e de São Brás de Alportel (240-260) destacam-se pela sua grande extensão e perfeição, e o mais elevado apresenta uma franja talhada na linha de relevos Cabeça Gorda-Concelho-Arrotea que se prolonga até à área de Loulé (Barreiras Brancas).

A falha de Carcavai é um importante acidente para o desnivelamento da Superfície Intermédia que se prolonga *offshore* e, no Maciço Hespérico, é prolongada por várias falhas NE-SW a ENE-WSW, segmentadas por falhas NW-SE que afetam o substrato e tem atividade neotectónica (Ressurreição *et al.*, 2011; Carvalho *et al.*, 2012a, b). Para além das falhas NW-SE, LNEG (2000) *cit.* Carvalho *et al.* (2012b) referem também falhas N-S sem expressão à superfície.

Sensivelmente a norte do paralelo de Loulé, a falha muda gradualmente de direção para ENE-WSW e torna-se numa estrutura mais complexa e difusa. Nesta área, a estrutura consiste num conjunto de *horsts* e *grabens* formados durante os eventos extensivos que afetaram a bacia do Algarve durante o Mesozóico (Terrinha (1998) *cit.* Ressurreição *et al.* (2011).

Esta é uma falha com uma taxa de atividade reduzida, onde os sedimentos plio-pleistocénicos apresentam uma taxa de movimento vertical de 0,04 e 0,08 mm/ano em sedimentos com 1,8 e 3,5 milhões de anos respetivamente, enquanto a aluvião holocénica apresenta uma taxa de 0,06 mm/ano na área do Trafal (estuário da rib.^a de Carcavai) (Carvalho *et al.*, 2012a).

A atividade tectónica associada às falhas de Carcavai (NE-SW a ENE-WSW) e à extremidade sul do alinhamento tectónico de Santa Clara de Sabóia-Machados (NW-SE), deverá ter tido uma importância significativa na fragmentação e erosão da Superfície Intermédia, composta pelos níveis S200-220_{Loulé+Peral} e S240-260_{S. B. de Alportel}.

Os alinhamentos tectónicos NW-SE tiveram um papel importante no relevo meso-cenozóico do Algarve Central, herdados de fraturas hercínicas (Feio, 1952; Almeida, 1985), por vezes reativadas durante o Meso-cenozóico (Terrinha *et al.*, 1990 e 2013). As falhas com esta direção de São Marcos-Quarteira e de Eira de Agosto são frequentemente referidas pela sua importância

na evolução do relevo algarvio (v. g. Feio (1952), Almeida (1985) e Terrinha *et al.* (2013)). Estas falhas e outros acidentes da mesma direção fragmentaram e desnivelaram a Superfície Culinante (Feio, 1952; Almeida, 1985), junto das quais se destaca também o alinhamento tectónico de Santa Clara de Sabóia-Machados, devido à sua importância na evolução do relevo do Algarve Central. Em terrenos meso-cenozóicos do Algarve Central, esta estrutura está associada a uma superfície mais baixa a sul de São Brás de Alportel (Vale do Joio) e uma segunda na área de Querença-Salir. Ambas as superfícies estão localizadas no bloco nordeste, sendo a primeira delimitada a norte pela escarpa de São Brás de Alportel, e a segunda, pelo bloco soerguido a nordeste da falha de Eira de Agosto (NE-SW).

O conjunto das falhas de Machados comporta-se, aparentemente, como desligamento direito, às quais Manuppella *et al.* (2007) atribui a possibilidade de movimentos verticais com abatimento do bloco nordeste.

O *graben* de Querença-Salir, provavelmente a área não cartografada do conjunto de falhas de Machados que Manuppella *et al.* (2007) refere como falha inversa, é uma estrutura que apesar de bem delimitada a sudoeste pelo canhão fluvio-cársico das rib.^{as} de Menalva e dos Moinhos, se encontra recortada pelas rib.^{as} de Salir e de Algibre e pelo polje da Nave do Barão. Por outro lado, o *semi-graben* de Machados é delimitado a sudoeste pela falha de Machados e a norte pela falha de São Brás de Alportel. Para além da influência estrutural, assume-se também a importância dos processos de dissolução cársica e de erosão fluvial dos calcários e arenitos do Kimeridgiano-Titoniano, que terão desempenhado uma ação importante na parte mais profunda do semi-graben (Vale do Joio).

Na área de Loulé, a superfície intermédia encontra-se inclinada para sul, e a sua subida tem início a cotas de aproximadamente 170/180 m, à semelhança da grande superfície que domina o setor médio alto da rib.^a de São Lourenço (a montante da Goncinha).

Os processos de acumulação de tufos calcários de fluxo lento, predominante micríticos, e de materiais detríticos nesta superfície tiveram um papel importante na sua regularização topográfica, prolongando-a até às proximidades da Goncinha. Nesta área, a superfície ultrapassa a cota da barreira topográfica que liga o VG Caiado à Goncinha, barreira composta por calcários dolomíticos kimeridgianos carsificados⁶⁹. Atualmente faz parte da bacia hidrográfica da rib.^a de São Lourenço, e a acumulação de tufos calcários e de materiais clásticos nesta área da superfície deverá ter motivado a divergência do curso de água entre as bacias durante o período

⁶⁹ É neste limite, à cota da superfície que se encontra a gruta da Quinta do Ribeiro

histórico, pelo que seria necessário proceder à datação dos depósitos para compreender a evolução deste sector.

As superfícies localizadas na área de Agostos (260-280 m) e Bordeira (~200 m), a norte do alinhamento de relevos Goldra-Guilhim, pertencem provavelmente à superfície intermédia. Esta área encontra-se soerguida devido a movimentos verticais associados às falhas de Carcavai, Machados e Alface (a última inversa) que, juntamente com o predomínio de litologias margosas e calco-margosas, favorece uma degradação destas superfícies provocada por escoamento superficial mais eficiente. A superfície tem maior expressão apenas na área de Goldra de Cima-Gorjões de Baixo, onde é possível reconstituir um paleovale. Nesta área encontra-se desenvolvida em calcários com nódulos de sílex kimeridgianos e calcários dolomíticos da mesma idade, onde é possível identificar processos de dolinização e lapiezação, inferindo-se a manutenção da superfície através de processos de imunidade cársica.

Por fim, as superfícies aplanadas mais elevadas da área correspondem ao bloco abatido da Serra do Caldeirão a sul da falha de Alportel, que se prolonga na orla meso-cenozóica a aproximadamente 350 m de altitude. Este é um bloco abatido da superfície culminante da Serra do Caldeirão, desenvolvida à cota aproximada de 500 m de altitude. A área de fragilidade criada no contacto entre os dois blocos promoveu a sua erosão diferencial, aproveitada pela rib.^a de Alportel para se encaixar, o que está na origem de declives e densidades de drenagem até 6,5 km/km².

4.2.2. *Depressão marginal – a Beira-serra*

Nesta área do Algarve Central, a espessura reduzida dos *Arenitos de Silves (s. l.)* traduz-se numa depressão estreita, mas ainda assim profunda ao longo das rib.^{as} das Mercês e de Bengado. A depressão atinge maior profundidade a norte de Alcaria do Gato, onde ultrapassa também os 100 m e, geralmente, o seu fundo aplanado não ultrapassa os 100 m de largura. Esta atinge maior expressão na área de Almarjão-Borno, onde se atingem os 500 m de largura.

Esta configuração é semelhante às áreas deprimidas marginais da bordadura oriental, identificadas por Cunha (1988) no Maciço de Sicó. O autor, identificou uma fase de estabilidade que afeta especialmente as rochas relativamente mais brandas, nomeadamente os terrenos detríticos associados aos *Arenitos de Silves (s. l.)*, que raramente afeta os terrenos xistosos e calcários. Assume-se também uma eventual adaptação à morfologia cársica

Pelo contrário, em território andaluz, o contacto entre os sedimentos da orla meso-cenozóica e os do Paleozóico é feito de forma diferente e com menor expressão territorial, o que levou à

sua incorporação no Maciço Hercínico enquanto unidade morfo-estrutural por Ângelo *et al.* (2001).

4.3. Modelado cárstico

4.3.1. Formas cársticas de superfície e imunidade cárstica

Ao comprometer o escoamento superficial organizado, as formas cársticas de superfície desempenham um papel importante na imunidade cárstica das formas de relevo e na recarga dos aquíferos cársticos. Esta característica dos terrenos cársticos resulta numa geomorfologia vigorosa, rasgada por canhões fluvio-cársticos e vertentes com declives elevados, assim como numa densidade de drenagem muito baixa. Por outro lado, nos interflúvios e níveis intermédios e culminantes predominam áreas associadas à drenagem em profundidade, como lapiás e dolinas na zona epicárstica, e outras que correspondem aos canais de ligação ao carso profundo como sumidouros, grutas e algares.

O Barrocal no Algarve Central apresenta extensas áreas aplanadas a diferentes níveis, cujos topos se encontram melhor conservados nas áreas de calcários, dolomitos e calcários dolomíticos devido à imunidade cárstica.

4.3.1.1. Lapiás

Os lapiás representam um papel importante na manutenção das superfícies em terrenos cársticos e, encontram-se distribuídos por grande parte do Barrocal, variando na sua diversidade e exposição, e a sua tipologia resulta da evolução das formas sob cobertura ou subaérea, por vezes mista, após a sua exumação (Rodrigues, 2012). Encontram-se distribuídos nos calcários, dolomitos e calcários dolomíticos, podem-se encontrar grandes extensões de lapiás nus a semi-enterrados nas linhas de relevos Varejota-Barrocal de Vale Telheiro-Malhada Velha, Cabeça Gorda-Rocha, Goldra-Nexe, São Romão-Barrabés.

Os lapiás nus localizam-se preferencialmente nas áreas mais expostas, como em cumes e superfícies elevadas (v. g. linhas de relevos Cabeça Gorda-Rocha e Goldra Nexe), ou em áreas onde a sua posição morfológica (v. g. entre o vale encaixado do rio Seco e Barrabés e a norte de Amendoeira alcandorados sobre a ribeira das Mercês) ou contexto estrutural (v. g. limite geológico entre os vértices geodésicos Rocha e Malhão e em Malhada Velha) favoreça a evacuação dos materiais residuais. Por oposição, os lapiás semi-enterrados localizam-se preferencialmente em áreas cuja evacuação das argilas de descalcificação e outros depósitos de cobertura não é tão eficiente (v.g. em algumas áreas centrais do aplanamento de Cabeça Gorda e na superfície cárstica de Alportel-Almargens).

Crispim (1982) faz também referência aos lapiás em fendas e “de cristas aguçadas” no núcleo anticlinal de calcários do Jurássico Médio a norte de Guilhim.

No caso dos lapiás cobertos, após a sua exumação, desenvolvem-se processos de lapiezação atual e subatual de pormenor proporcionada pela água das chuvas e pela instalação de musgos e líquenes que favorecem a dissolução das formas. Os lapiás desenvolvidos à superfície apresentam também diversos tipos, como os lapiás em regueira, os lapiás em fenda ou pias de dissolução, que podem ser herdados da evolução sob cobertura ou de blocos sem lapiezação anterior.

Relativamente à sua dimensão, os maiores lapiás conhecidos na área de estudo encontram-se desenvolvidos nos calcários do Oxfordiano-Kimeridgiano e nos dolomitos, calcários dolomíticos e calcários com nódulos de cherte kimeridgianos (v. g. campos de lapiás de Varejota, de Malhada Velha ou VG Rocha-Malhão), onde apresentam pináculos que ultrapassam os 10 m que caracterizam o relevo ruiniforme (Cunha, 1988) ou campos de megalapiás (Crispim, 1982; Tomé, 1996). A base destes lapiás poderá ter uma grande quantidade de depósitos com clastos angulosos, destacados por ação mecânica que correspondem a lapiás desmantelados.

A lapiezação e a acumulação de *terra rossa* nos interstícios é importante para o desenvolvimento de vegetação, que por sua vez aumenta a produção e a pCO_2 na atmosfera do solo. A absorção do CO_2 aumenta desta forma a dissolução no epicarso, o que por sua vez contribui para uma maior eficiência da infiltração da água para o interior dos maciços. É na zona epifreática que a dissolução é mais intensa e há saturação da água (Cunha, 1988).

Pode-se referir que os lapiás, em especial os lapiás semi-enterrados, desempenham uma função importante na formação de tufos calcários. Ou seja, para além do importante contributo para a circulação da água no interior dos maciços calcários, os lapiás promovem uma velocidade de infiltração lenta através de solos enriquecidos em CO_2 e ácidos orgânicos, que por sua vez permite a dissolução de quantidades de carbonatos muito superiores às suportadas pela água da chuva *per se* e a uma diferença da pCO_2 da água e da atmosfera maior.

4.3.1.2. Dolinas e outras formas deprimidas

Regra geral, as dolinas apresentam um carácter isolado e são de dimensões reduzidas. As maiores concentrações de dolinas correspondem ao campo de lapiás Varejota-Malhada Velha e às áreas de Campina de Galegos e Cerro de Manuel Viegas e, segundo Crispim (1982), na Goldra de Cima e na aplanção de Almancil-Nexe.

Campina de Galegos

O campo de dolinas de Campina de Galegos desenvolve-se em calcários oxfordianos e margas bajocianas na superfície cársica de Campina de Galegos-Almargens, juntamente com alguns sumidouros e apesar da sua profundidade reduzida, comprometem o escoamento superficial. Nesta área, as dolinas variam de alguns decímetros a vários metros profundidade e largura, e segundo a sua génese são consideradas como dolinas de dissolução superficial e de sufusão. Quanto à sua morfologia, as dolinas são geralmente em concha devido à regularização topográfica consequente da rápida remobilização da cobertura margosa e de *terra rossa*, contudo também se conhecem dolinas em funil. Excepcionalmente encontram-se dolinas com sumidouros, e dolinas uvaladas ou mesmo uvalas, coalescentes devido à sua proximidade e à evolução lateral.

As maiores dolinas encontram-se na parte oeste da superfície, provavelmente em consequência do conjunto de falhas NNW- SSE que condicionam a drenagem subterrânea. A falha de Carcavai, com neotectónica confirmada, pode ser um papel importante, uma vez que é na área onde esta atravessa as litologias mais carsificáveis que se encontra a maior concentração de dolinas. A evacuação mais eficiente de materiais em algumas dolinas permite a formação de sumidouros no seu fundo, e por vezes a exposição do substrato.

Cerro de Manuel Viegas

O Cerro de Manuel Viegas apresenta as maiores dolinas conhecidas na área de estudo, desenvolvidas numa superfície a aproximadamente 220 m. As dolinas estão concentradas na extremidade leste da superfície, em calcários compactos com nódulos de sílex kimeridgianos aflorantes, que segundo a sua morfologia são predominantemente dolinas em concha.

A depressão de maiores dimensões tem a sua parte mais profunda no sumidouro de Fojo (210 m de altitude) e o fundo aplanado, com 15 a 20 m de profundidade, coberto por materiais finos. O sector negativo do relevo é especialmente talhado em calcários argilosos e margas do Oxfordiano-Kimeridgiano (pouco carsificáveis), sobrepostas por calcários compactos com nódulos de sílex do mesmo andar (fortemente carsificadas) nos terrenos adjacentes.

Estruturalmente esta depressão corresponde a um anticlinal com o núcleo erodido, onde a drenagem subterrânea e a tectónica parecem ter desempenhado um papel importante (Mapa 4.5 e Figura 4.1). A drenagem cársica é assegurada pelo sumidouro localizado no limite geológico entre as duas litologias, a partir do qual se encontra organizada a rede de drenagem superficial de uma bacia hidrográfica com aproximadamente 2,2 km².

Ao definir o contato geológico da extremidade noroeste da depressão, a falha NNW-SSE desempenhou uma função importante na sua evolução, onde se localiza o sumidouro, e os terrenos mais solúveis com maior espessura.

Na discussão sobre a distinção entre as dolinas e as formas cársticas deprimidas de maior dimensão, Brum Ferreira *et al.* (1988), referem as depressões do Covão do Feto e do Chão das Pias no Maciço Calcário Estremenho como “demasiado pequenas talvez para que se lhe possa aplicar a designação de *polje* apesar de se conhecerem inundações periódicas no Covão”.

Segundo o seu enquadramento morfo-estrutural, esta estrutura corresponderá a um *polje* ou a um vale cego desenvolvido num anticlinal com o núcleo erodido, uma vez que a sua génese tem um controlo estrutural e o seu desenvolvimento foi promovido por processos de drenagem fluvial e de processos de dissolução que permitiram a existência de uma barra cárstica no sector este. Dada a ausência de um nível freático elevado, o que poderia facilitar a evolução de uma superfície cárstica, e apesar da planura desta estrutura, optou-se por classificá-la como vale cego.

Desta forma, deu-se preferência ao fator genético na classificação, uma vez que o principal processo deve estar associado não à dissolução, mas sim à evacuação dos sedimentos através de condutas cársticas.

Santa Bárbara de Nexe

A sul do alinhamento de relevos Nexe-Goldra-Guilhim é possível esboçar uma paleosuperfície a aproximadamente 90 m de altitude. Nesta área, a S80-90 encontra-se preservada a norte no sopé do alinhamento referido como uma rechã talhada em dolomitos e calcários dolomíticos kimeridgianos e por um pequeno alinhamento de calcários titonianos (Mapa 4.6 e Figura 4.2). Os segundos correspondem a “calcários compactos em bancos médios a espessos, frequentemente intraclásticos e oolíticos, com passagens de “calhaus negros”, calcários margosos e margas” (Manuppella *et al.*, 2007).

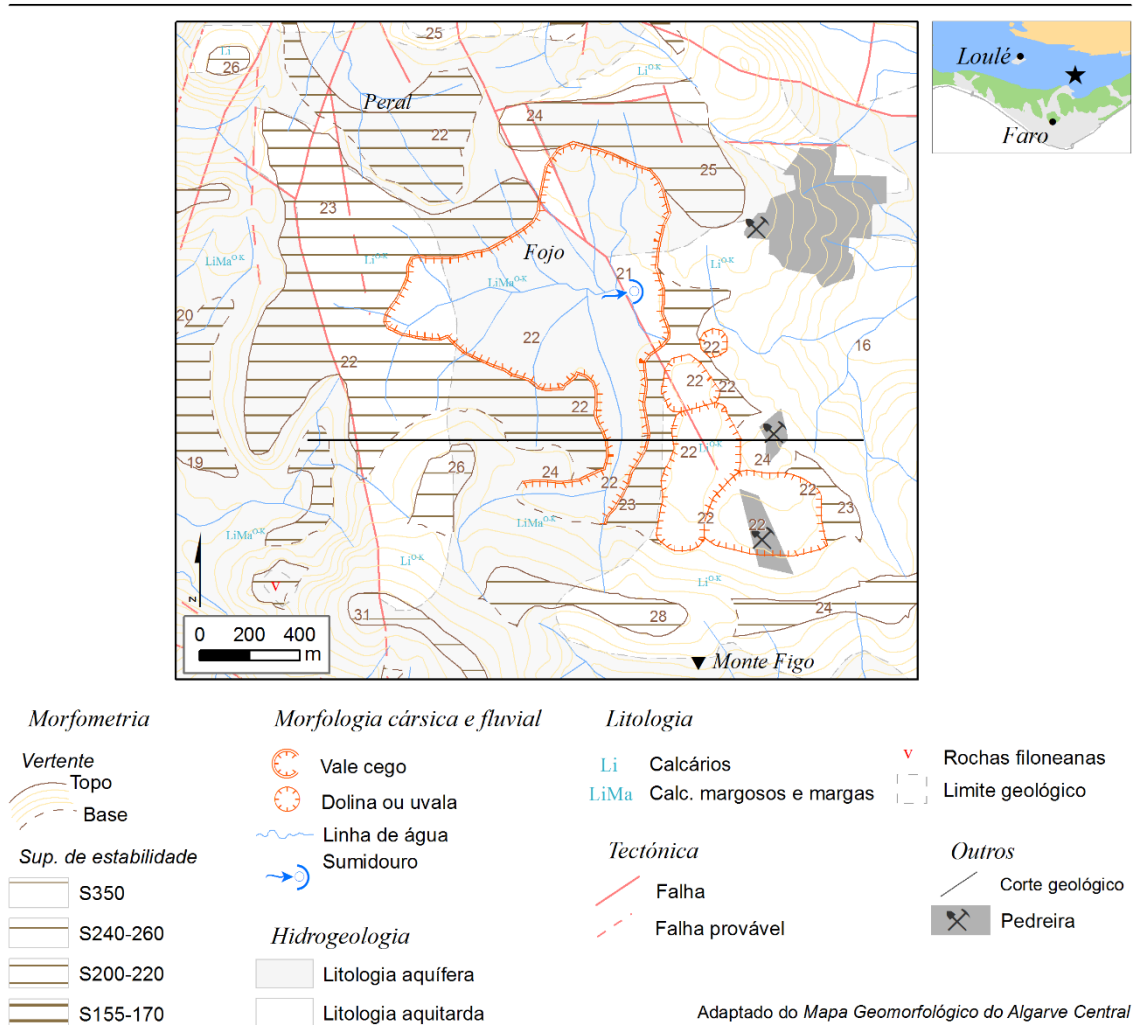
As litologias são respetivamente base e teto de calcários kimeridgianos-titonianos inclinados para sul, que por sua vez representam o setor degradado da superfície (dolina aberta de Alagoas). Esta formação corresponde a uma sequência, caracterizada de baixo para cima, de calcários margosos e margas, calcários compactos a nodulares um pouco margosos e por fim a calcários compactos e calcários margosos nodulares, com intercalações margosas (Manuppella *et al.*, 2007).

Os calcários da área apresentam frequentemente microformas de dissolução, não só resultantes da exposição aérea (*v. g.* lapiás em canelura, lapiás em sulco, pias de dissolução), mas também da evolução sob cobertura (*v. g.* lapiás cavernosos) (Fotografias 4.6 e 4.7, p.134).

A evolução rápida sob exposição aérea e as formas aguçadas consequentes, são indícios de uma carsificação mais acentuada nesta litologia que nos terrenos vizinhos.

O topónimo Alagoas sugere a existência de pontos de acumulação de água, confirmada pelas depressões existentes na parte aplanada desta estrutura cuja inundação periódica é reconhecível. Pelas marcas de extração e pelos clastos angulosos, pelo menos parte destas depressões tem uma origem antrópica, associadas à extração de rocha calcária em pequenas pedreiras dispersas.

Enquadramento geomorfológico do vale cego de Fojo



Mapa 4.5 – Enquadramento geomorfológico do vale cego de Fojo.

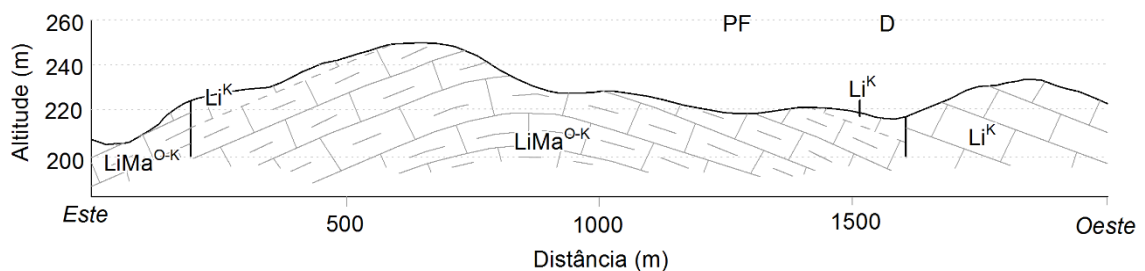
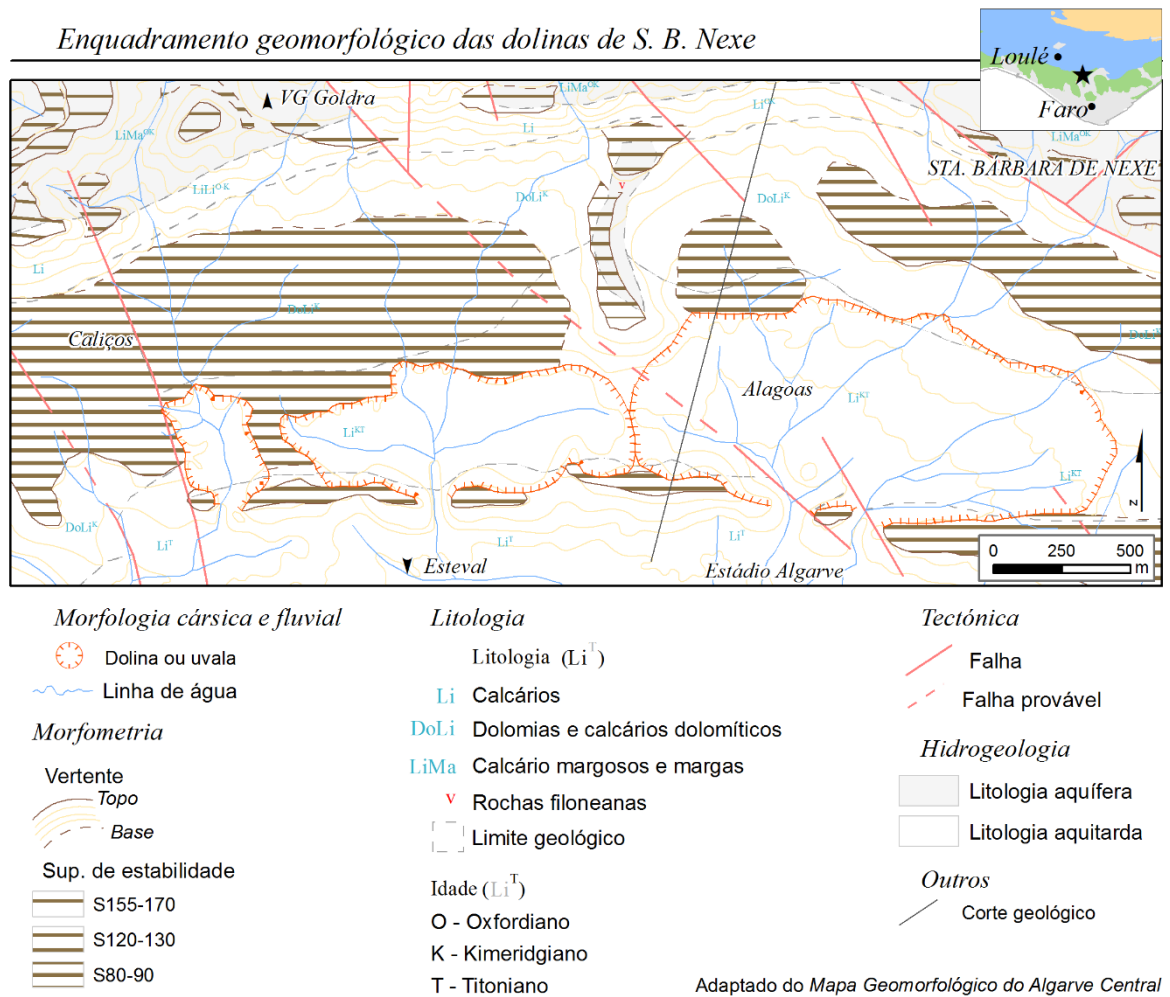


Figura 4.1 – Corte geológico de pormenor da parte sul do vale cego de Fojo. *Legenda:* PF – vale cego de Fojo; D – dolina adjacente; LiMa^{O-K} – calcários argilosos e margas do Oxfordiano-Kimeridgiano; Li^K – calcários com nódulos de sílex do Kimeridgiano (adaptado de Manuppella et al. (2007)).



Mapa 4.6 – Enquadramento geomorfológico das dolinas abertas de Santa Bárbara de Nexe.

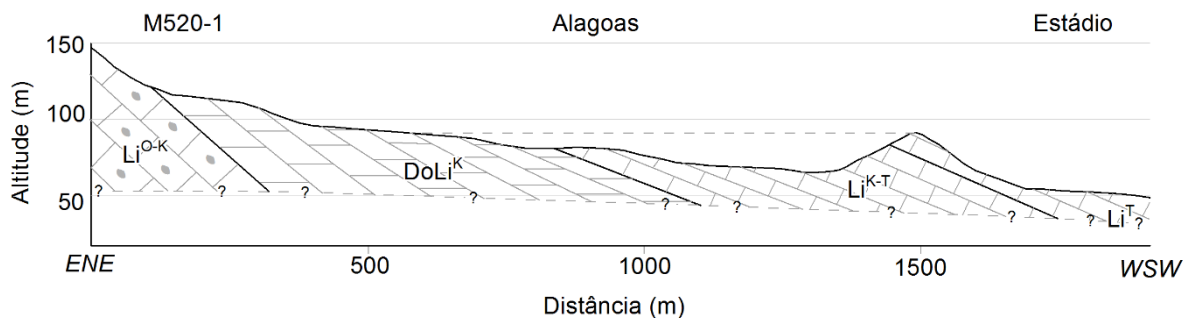


Figura 4.2 – Corte geológico da dolina aberta de Alagoas (exagero vertical de 3 vezes). (Legenda: Li^{O-K} – calcários com nódulos de sílex (Oxfordiano-Kimeridgiano); DoLi^K – dolomitos e calcários dolomíticos (Kimeridgiano); Li^{K-T} – calcários de transição (Kimeridgiano-Titoniano); Li^T – calcários (Titoniano)) (adaptado de Manuppella et al. (2006)).

Contudo, na área mais baixa onde estas depressões têm forma de concha, assume-se que pelo menos parte delas correspondam a pequenas dolinas, que vieram a desorganizar a rede de drenagem superficial. Na continuidade deste aplanamento para oeste, Crispim (1982) refere as dolinas da aplanção Almancil-Nexe como dolinas de carácter residual com o fundo

completamente coberto de *terra rossa* e bordos mal definidos. Contudo, a oeste das dolinas abertas, a aplanção encontra-se talhada em dolomitos e calcários dolomíticos kimeridgianos.

A dissolução será assim um processo importante na evolução mais rápida nesta litologia, com formação de dolinas abertas assimétricas cataclinais (de declive mais elevado na vertente sul) e alongadas E-W.

Apesar de se reconhecer a importância da evolução cársica nestas pequenas bacias, a sua evolução com drenagem exorreica permitiu a erosão por este meio, como testemunham os pequenos valeiros desenhados no fundo da depressão. Apesar de não se reconhecerem evidências de uma drenagem exclusivamente subterrânea, optou-se pela designação de dolina aberta.

Outras formas deprimidas

As restantes dolinas encontram-se preferencialmente desenvolvidas em calcários titonianos (v. g. Campina de Galegos, Varejota, Cabeça Gorda), dolomitos e calcários dolomíticos do Jurássico Inferior-Aaleniano (v.g. uvalas na Nave das Mealhas e da Nave das Sobreiras), dolina do sumidouro dos Lentiscais) e junto do contato entre as litologias calcárias e as margosas e calcaro-margosas (v. g. a sudeste de Barrabés e a sudoeste do VG de Rocha). Na área de Vale Telheiro (a noroeste de Loulé), conhece-se também uma dolina desenvolvida em arenitos e conglomerados kimeridgianos.

4.3.2. Formas de bordadura cársica e aplanamentos cársicos

4.3.2.1. Superfície cársica de Campina de Galegos-Almargens

A superfície cársica de Campina de Galegos-Almargens encontra-se quase perfeitamente aplanada e apresenta-se dividida pelo Cerro de Alportel (S350_{Caldeirão-1}), com o campo de dolinas de Campina de Galegos a WSW e o setor de Alportel-Almargens a este.

O setor aplanado desenvolve-se não só sobre os terrenos facilmente casificáveis dos calcários oxfordianos-kimeridgianos, mas também em calcários argilosos e margas aalenianas-bajocianas, calovianas e oxfordianas-kimeridgianas e, a norte, nos *Arenitos de Silves* (s.l.) e em terrenos paleozóicos.

Os dois setores encontram-se ligados por um corredor NE-SW com aproximadamente 300 m de largura, desenvolvido ao longo da zona da falha de Carcavai, com atividade neotectónica *onshore* reconhecida, nesta área é representada por falhas NE-SW a ENE-WSW, segmentadas por acidentes NW-SE (Ressurreição *et al.*, 2011; Carvalho *et al.*, 2012b).

Nas extremidades este e oeste do setor Alportel-Almargens, a superfície encontra-se dissecada por processos fluviais associados a fenómenos de captura e ao remontar de cabeceiras das rib.^{as} das Mercês e de Alportel que afetam os materiais mais friáveis (*Arenitos de Silves*, CVS e paleozóicos), preferencialmente nas áreas afetadas por tectónica. A parte norte deste sector encontra-se degradada por um afluente da rib.^a de Alportel, num vale relativamente profundo que se prolonga até Vale das Estacas. Este vale encontra-se desenvolvido numa área de fragilidade tectónica associada à falha de Carcavai, onde a atividade neotectónica terá contribuído para uma evolução rápida que acompanhou o encaixe do vale da rib.^a de Alportel.

A incisão do rib.^o de Vale de Estacas promoveu assim a degradação da superfície, preferencialmente E-W ao longo da zona de contato entre os *Arenitos de Silves* e o CVS, que representa assim a depressão marginal numa fase inicial da erosão diferencial que está na origem da depressão marginal. Crispim (1982) aponta também a evolução cársica após a descida do nível freático como fator para o aprofundamento deste sector em relação ao setor de Campina de Galegos.

A oeste do Cerro de Alportel encontra-se esboçado um pequeno vale seco suspenso sobre um vale encaixado afluente do curso de água que drena a depressão marginal.

Atualmente esta área apresenta um nível freático elevado, que leva à inundação periódica de algumas dolinas mais profundas ou mesmo a formação de planos de água nas áreas mais baixas e a existência de exurgências a cotas elevadas como Altinho e Tareja (~290 m). A estação piezométrica 598/155 ⁷⁰, localizada a leste do Cerro de Alportel à cota de 299,2 m, apresentou níveis máximos de 297,3 m (SNIRH, *consulta em 16 de Março de 2013*). Quanto ao valor mínimo, as estações piezométricas 598/155 e 598/1 apresentaram um valor de 280,7 m e 280,9 m respetivamente (*op. cit.*), existindo na área um grande número de captações de água privadas.

Na vertente do vale encaixado a norte de Campina de Galegos aflora uma plataforma de tufos calcários a aproximadamente 275 m de altitude. Este afloramento testemunha um paleonível freático elevado, que corresponde à cota mínima de descarga do nível freático anterior ao desmantelamento da barreira aquitardo, nomeadamente aos *Arenitos de Silves* (*s. l.*).

Segundo Ford e Williams (2007) as superfícies de dissolução associadas ao nível freático não são exclusivas de regiões quentes e húmidas (carso tropical), e os autores consideraram que um período longo e estável de condições húmidas é suficiente para levar à erosão do relevo até à zona epifreática. Atualmente, a bacia hidrogeológica é formada pela barreira aquitarda associada aos calcários margosos e margas aalenianas-bajocianas, calovianas e oxfordianos-

⁷⁰ Em funcionamento desde 1996

kimeridgianas e materiais pré-hetangianos, no alinhamento de relevos VG de Concelho-VG de Arrotea-Bicalto. Até ao aprofundamento do nível freático pelo flanco norte e provavelmente durante um regime climático mais húmido, é legítimo supor a influência, direta ou indireta de processos de natureza cársica que dissolveram os terrenos calcários num plano regular, formando uma superfície cársica que atualmente se encontra à cota aproximada 300 m.

Como já havia sido proposto por Crispim (1982), esta superfície poderá ter tido o comportamento de superfície de bordadura cársica (possivelmente polje) que permitiu a erosão fluvial dos terrenos envolventes, nivelada pelo nível de base local. Assume-se a possibilidade de escoamento superficial em períodos sazonalmente húmidos, cuja drenagem seria feita pela extremidade sul na Portela (a oeste do VG Pousada) e pelo Malhão (sudoeste do setor de Campina de Galegos) ou por outros locais associados à drenagem atual, a norte.

Apesar das suas dimensões e perfeição, esta superfície não apresenta continuidade com outras superfícies com expressão geomorfológica equivalente. A sua individualidade será justificada pelo caráter local do nível freático.

O remontar das cabeceiras a norte, motivou o rejuvenescimento da superfície por erosão fluvial e processos cársicos superficiais associados à descida do nível freático. Deste processo são testemunho a captura e aprofundamento fluvial na área de Almargens e o vale seco delineado na parte norte de Campina de Galegos. A par do entalhe nas camadas aquitardas a norte com a incisão das rib.^{as} das Mercês e de Alportel, o desenvolvimento de redes tectono-cársicas na área de São Romão pode também ter aumentado a capacidade de escoamento para sul.

A existência de diversos níveis aplanados entre os 310 e 320 m, marginais à superfície cársica de Campina de Galegos-Almargens (v.g. Moinho das Castanhas, Cheiras e a norte de Vale de Estacas) que se prolongam no Maciço Hespérico, poderá indicar um nível freático estável mais elevado, anterior ao período que deu origem à superfície atual.

Proposta de evolução da superfície cársica

É possível fazer uma reconstituição recente da evolução e desmantelamento da superfície cársica de Campina de Galegos-Almargens, com recurso aos tufos calcários a norte de Campina de Galegos e da morfologia cársica que existe atualmente no seio da superfície. Numa primeira fase, um nível freático relativamente estável permitiu a evolução por dissolução até ao nível do aquífero, onde a ação neotectónica da falha de Carcavai e de outras falhas associadas acelerou o processo com a criação de áreas de fragilidade.

A superfície atual (~300 m de altitude), será o rejuvenescimento de uma antiga superfície cársica que seria 10 a 20 m acima da atual, consequência de uma primeira descida do nível do aquífero. Pressupõe-se a formação da superfície cársica durante um período quente e húmido pelo que, juntamente com o bom estado de conservação da superfície atual, indica que esta estaria ativa durante o último período com estas características (MIS 5).

A instalação de um clima frio e seco, provavelmente durante o Würm, a par do entalhe fluvial progressivo, levou ao remontar de cabeceiras das rib.^{as} das Mercês e Alportel, e consequente descida do nível do aquífero. A descida do nível do aquífero permitiu o aprofundamento dos processos cársicos, que deu início à formação de dolinas e lapiás.

A existência de tufos calcários numa posição elevada a norte de Campina de Galegos, sugere que o aquífero seria ainda elevado nos episódios interstadiais do final do Würm ou do início do Holocénico. Posteriormente, a instalação de condições desfavoráveis à formação de tufos calcários, a par do aprofundamento do tributário da rib.^a de Alportel ao longo da falha de Carcavai levou a uma nova fase de descida do nível do aquífero, o que levou à formação de uma segunda geração de tufos calcários, de maior espessura e a uma cota mais baixa.

A descida progressiva do nível freático levou à interrupção do funcionamento da exurgência, e permitiu a evolução mais rápida e à formação de dolinas relativamente profundas em Campina de Galegos.

4.3.2.2. A Superfície Intermédia e a S240_{Mercês}

Nos níveis aplanados entre os 200 m e os 220 m são relativamente extensos e marcam a geomorfologia entre flexura de Algibre e o alinhamento Albufeira-Santo Estevão. Estas superfícies podem ter evoluído sob a influência de processos cársicos relacionados com o nível de base geral, onde a sua diferença altimétrica foi condicionada pela evolução estrutural do relevo e pela variação da resistência dos materiais à erosão.

A sul de São Brás de Alportel, a superfície encontra-se dissecada, e é apenas esboçada por alguns interflúvios e topos aplanados. Estas superfícies apresentam maior expressão sobre os calcários e dolomitos, sendo representados por topos mais pequenos ou relativamente mais baixos nos calcários margosos. Na área do Cerro de Manuel Viegas, a superfície encontra-se desorganizada por processos cársicos associados aos campos de dolinas e ao vale cego de Fojo.

A continuidade de níveis importantes desenvolvidos a partir dos 230 m na bacia da rib.^a das Mercês (v. g. Amendoeira, vertente sul do Cerro dos Negros e a este de Almarjão e no Olho de Paris) sugere a sua evolução como superfície cársica. Estas superfícies podem ter funcionado como *polja* de bordadura cársica, drenados por condutas herdadas pelas exurgências atuais.

Esta situação permitiria uma recarga mais eficiente dos aquíferos do alinhamento Cabeça Gorda-Rocha, cuja descarga a sul alimentou a cobertura provavelmente plio-quadernária e à acumulação de carbonatos fluviais na superfície Loulé.

4.3.3. *Funcionamento hidrogeológico*

A capacidade de infiltração “em grande” do carso exige também o desenvolvimento de condutas que funcionam como complemento à percolação eficiente ao nível epicársico, que garante a drenagem subterrânea. Estas condutas resultam do alargamento de cavidades por dissolução e com o reforço da energia cinética, que dão origem a complexos aquíferos cársicos.

Estes aquíferos apresentam áreas de descarga, para as quais o gradiente hidrométrico converge e onde há exurgência das águas, geralmente nos vales mais profundos que recortam os terrenos aquitardos ou em áreas de transbordo desta barreira impermeável.

Os sistemas hidrogeológicos cársicos têm, desta forma, áreas preferenciais de recarga e de descarga, que por vezes se processa de forma concentrada. Como complemento à recarga difusa a partir da área epicársica, a recarga concentrada através de ponor e sumidouros desempenha igualmente um papel importante.

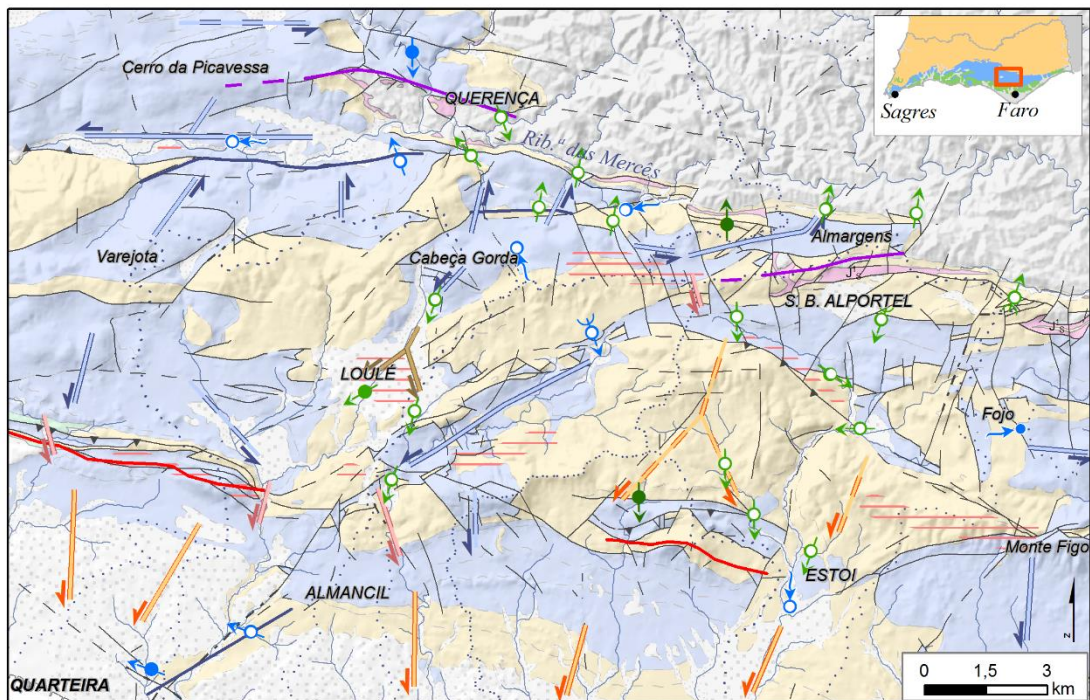
O Barrocal algarvio é atravessado por vários cursos de água alóctones, em que a recarga dos aquíferos proveniente destes é importante na área de estudo e em áreas adjacentes. Apesar de não se conhecerem vales cegos ou verdadeiros sumidouros nos leitos das ribeiras, existem diversas áreas de perda para os aquíferos no leito de cursos de água com escoamento predominantemente alóctone (v. g. as rib.^{as} das Mercês e afluentes da rib.^a de Menalva).

O Algarve Central apresenta um sistema hidrogeológico relativamente complexo, cujas principais áreas de recarga se localizam nas litologias aquíferas representadas nas áreas mais elevadas (v. g. Varejota e Cabeça Gorda), mas também em áreas topograficamente mais baixas, como no sopé do primeiro alinhamento de relevos. A passagem da água entre os aquíferos é feita através do gradiente piezométrico no interior das próprias formações aquíferas com circulação livre a confinada, redes tectono-cársicas ou, mesmo, através de formações detríticas de superfície (Mapa 4.7).

4.3.3.1. **Subbacias hidrogeológicas Loulé-Almargens**

O alinhamento de relevos holocársicos que se estende de Cabeça Gorda até Rocha, alimenta exurgências localizadas a norte (rib.^a das Mercês), sul (na área de Loulé) e a leste (na área de Campina de Galegos, e talvez Almargens).

Proposta de funcionamento hidrogeológico do Algarve Central



Hidrogeologia

Ligação com o carso profundo

- Exurgência perene
- idem incrustante
- idem temporária
- idem de aquífero não definido
- Paleoexurgência incrustante
- Sumidouro
- idem difuso

Aptidão hidrogeológica

- Litologia aquífera
- Litologia aquífarda
- Litologia aquíclude
- Formações de cobertura

Circulação hidrogeológica

- Circulação aquífera
- Circulação confinada
- Circulação provável
- Aquífero poroso
- Rede tectono-cársica

Barreira hidrogeológica

- Anticlinal de eixo impermeável
- Barreira aquíclude
- Barreira aquífarda

Geologia

- Falha
- Falha provável
- Halocinese provável
- Cavalgamento
- Cavalgamento p.
- Pelitos, calcários e evaporitos

Outros elementos

- Rede de drenagem
- Bacia hidrográfica
- Limite litológico
- TÔR Localidade

Informação geológica adaptada de Manuppella (1992b)

Mapa 4.7 – Proposta de funcionamento hidrogeológico do Algarve Central (*informação de halocinese provável adaptada de Kloosterman (1976), Manuppella (1992a) e Manuppella et al. (2007)*).

Esta área é composta por um complexo conjunto de subbacias aquíferas, geralmente dispostas em cascata, cuja drenagem pode ser feita através do transvase no interior dos maciços. A drenagem será feita através de corredores hidrogeológicos, como por exemplo em áreas de contato entre litologias de maior aptidão aquífera, transbordo sobre as barreiras aquífardas ou corredores tectónicos.

A margem esquerda da rib.^a das Mercês é dominada por vertentes de declives elevados, talhadas no complexo vulcano-sedimentar, que poderá ter argilas intercaladas, e em calcários

margosos e margas. Juntamente com os calcários margosos e margas oxfordianos a norte, estas litologias aquitardas, levam à formação de um aquífero represado na sua retaguarda. Encontram-se vários núcleos de exurgências suspensas associadas ao limite norte desta subbacia hidrogeológica, nomeadamente em Porto Nobre e Amendoeira (Olho de Paris, Olho da Várzea e outras de menor importância). A altitude das exurgências varia em função da cota dos talvegues da rib.^a das Mercês e respetivos afluentes, e ambos os conjuntos de exurgências têm tufos calcários associados, tanto de plataformas antigas como daqueles que se encontram atualmente em franca evolução ou, pelo menos, bem conservados.

A exurgência do Olho da Várzea localiza-se junto do contato dos *dolomitos e calcários dolomíticos de Boavista* com uma espessa unidade calcária oxfordiana-kimeridgiana, o que pressupõe o funcionamento dos dolomitos e calcários dolomíticos como barreira aquitarda relativa. Ambas as litologias se encontram separadas por uma estreita faixa de calcários argilosos e margas da oxfordianos-kimeridgianos, ainda assim permeáveis, viabilizando a sua conexão.

A Fonte Felipe localiza-se junto do talvegue da rib.^a das Mercês, em *dolomitos e calcários dolomíticos de Boavista*. A área de recarga desta exurgência corresponderá ao Cerro do Minhoto (a sul de Almarjão), ao sumidouro difuso da rib.^a das Mercês a norte do Olho de Paris, e também dos terrenos holocársicos do alinhamento de relevos Cabeça Gorda-Rocha.

No caso do sumidouro difuso da rib.^a das Mercês, este drena uma área com perdas cuja capacidade de passagem é reduzida, localizada entre as cotas 200 e 210 m. Dada a impermeabilidade do núcleo da flexura de Algibre e à proximidade da *formação de Mira* a norte, esta área de recarga estará associada à Fonte Felipe, localizada junto do leito da rib.^a cerca de 1200 m a oeste.

A sul, na área de Loulé, conhecem-se várias exurgências incrustantes. A mais elevada é o Olho de Água (~220 m), ao qual se seguem as exurgências localizadas na cobertura detrítica da superfície de Loulé com aproximadamente 30 m de espessura que cobrem a barreira impermeável composta pelas formações evaporíticas do diapiro de Loulé, com a mais baixa a aproximadamente 160 m de altitude. As exurgências que se encontram a cotas mais baixas devem estar associadas à continuidade dos aquíferos cársicos, através de aquíferos porosos da cobertura detrítica do complexo evaporítico e, possivelmente, através de condutas resultantes da dissolução das camadas carbonatadas da cobertura. Esta formação permitirá também o transvase para o sector da Goncinha-Alfarrobeira.

A exurgência represada deste sistema que se conhece a cota mais baixa localiza-se junto do leito da rib.^a de São Lourenço, a oeste de Alfarrobeira, onde a barreira aquitarda formada por

calcários margosos e margas oxfordianos-kimeridgianos levam à exurgência da água neste local. O período de funcionamento da exurgência pode ser reduzido devido à presença de uma falha provável NW-SE que atravessa a barreira aquitarda que, como referido por Vries e Schwan (2000), deve favorecer a sua permeabilização e permitir a ligação entre esta bacia aquífera e os aquíferos litorais e à descida mais rápida do nível do aquífero.

As exurgências mais elevadas na área localizam-se na zona de Campina de Galegos-Almargens, com descarga difusa nos setores mais baixos correspondentes às capturas a norte de Almargens e da Campina de Galegos (ambos abaixo da cota 280 m) e as exurgências da extremidade oriental (ambas a ~280 m), uma delas já no interior do Maciço Hespérico e, ainda assim, incrustante. Ressalva-se também a existência de tufos calcários a aproximadamente 275 m de altitude a norte de Campina de Galegos, o que implica a existência de uma paleo-exurgência a cotas iguais ou superiores.

A sul, conhecem-se exurgências a aproximadamente 240 m de altitude a sudoeste de São Romão e nas proximidades de Vilarinhos, e as águas provenientes das Bicas dos Vilarinhos são incrustantes. Este conjunto de exurgências foi considerado por de Vries e Schwan (2000) como resultado do transbordo da subbacia localizada a leste do alinhamento de relevos Cabeça Gorda-Rocha. O eixo anticlinal é composto por calcários e margas aalenianas-bajocianas e calovianas talhados por falhas de orientação predominantemente NNW-SSE que poderão permitir a ligação hidráulica para sul.

Na mesma bacia hidrogeológica encontram-se ainda áreas de descarga difusa e incrustantes nos talwegues mais encaixados a norte dos calcários margosos e margas de oxfordianos-kimeridgianos, como nas rib.^{as} da Gaifona (aproximadamente à cota 160 m) e de São Brás de Alportel (entre os 160 e 170 m) e na superfície aluvial de Vale do Joio (120-130 m), onde a água se encontra à superfície. Para além da recarga feita pelo transbordo da subbacia hidrogeológica na área de Campina de Galegos e áreas aplanadas a jusante da Fonte do Touro, é importante o campo de lapiás e as dolinas da área de Barrabés.

Conhece-se também uma área de descarga incrustante no seio dos calcários margosos e margas oxfordianos-kimeridgianos, na rib.^a de Alface junto a Bordeira (~ 180 m de altitude), e tufos calcários fósseis de dimensão reduzida em condições idênticas na rib.^a do Colmeal (~ 150 m de altitude). Estes afloramentos de tufos calcários e as exurgências correspondem a um grupo de exurgências confinadas artesianas, relacionadas com o afloramento de calcários e dolomitos bajocianos e possivelmente ao Jurássico Inferior a norte da estrutura de Guilhim. A exurgência das águas nesta área estará relacionada com a existência de redes tectono-

cársicas⁷¹, que permitem a passagem através de áreas relativamente permeáveis que atravessam os calcários margosos e margas.

Desta forma, é possível sugerir que a ligação hidráulica entre as importantes áreas de recarga a norte e as litologias aquíferas a sul será feita em profundidade, com pontos de descarga a corresponder às exurgências incrustantes de Alface (140 e 150 m de altitude), Bordeira e Colmeal.

4.3.3.2. Aquífero de Querença-Silves

Tal como já foi referido por outros autores, o aquífero Querença-Silves tem uma drenagem predominante no sentido E-W e é relativamente homogéneo a nível litológico a leste da rib.^a de Alte (v. g. Costa (1983), Almeida (1985) e ARH Algarve (2012b)), apresentando-se escalonado por barreiras aquitardas que interferem no seu gradiente hidráulico e áreas de descarga intermédias.

O sector oriental é constituído por uma subbacia aquífera formada por um bloco soerguido do Maciço Hespérico que, à superfície, se prolonga entre Cerro dos Negros e a Aldeia da Tôr. Esta barreira *aquicluda* individualiza esta subbacia hidrogeológica para sul e está na origem da Fonte da Benémola, a exurgência perene mais importante nesta área. Esta subbacia aquífera é alimentada por recarga direta e pelas perdas dos cursos de água alóctones da rib.^a de Menalva, cujos principais pontos de descarga se encontram entre as cotas 130 e os 150 m, na base do canhão fluvio-cársico da rib.^a de Menalva.

As perdas a montante da rib.^a de Menalva são um importante ponto de recarga desta subbacia hidrogeológica, não só pela sua capacidade de passagem mas também pelo caudal proveniente das áreas a montante. As perdas ocorrem junto da confluência entre as rib.^{as} do rio Seco e da Salgada e na rib.^a dos Moinhos (entre os 150 e os 155 m de altitude em ambos os casos).

Apesar da importância desta exurgência e da proximidade de outros afloramentos de tufo calcário próximos no contexto da flexura de Algibre ou de apresentar um enquadramento litológico semelhante à de outros cursos de água com afloramentos de tufo calcário (v. g. rib.^{as} de Alte (Fonte Grande) e dos Moinhos (Salir), a segunda na mesma subbacia hidrogeológica), não foram encontrados tufos calcários associados à Fonte da Benémola.

O vale da rib.^a de Algibre constitui o extremo sul mais profundo do aquífero nesta área, cujas perdas, alimentadas pela rib.^a de Menalva e das Mercês (e portanto, pelo menos por transferências superficiais oriundas da bacia hidrogeológica Loulé-Almargens), alimentam o

⁷¹ Designação aplicada por Crispim (1995), referindo-se às condutas existentes em litologias margosas que permitem a drenagem do polje de Mira-Minde

aquífero Querença-Silves. A recarga é reforçada com a água das chuvas que se infiltram diretamente nas litologias aquíferas, tanto nos *Dolomitos e calcários dolomíticos de Boavista* como nas litologias do Jurássico Superior do flanco norte da flexura de Algibre.

A recarga no flanco norte da flexura de Algibre está na origem de pelo menos duas exurgências junto da Fábrica de Cerâmica (Aldeia da Tôr), de funcionamento episódico em períodos muito húmidos. Estas localizam-se na base de uma vertente cataclinal a norte da flexura de Algibre, e próximas do nível freático do aquífero (a ~140 m e ~150 m de altitude contra ~105-110 m do leito). Correspondem, desta forma, a exurgências represadas pela colmatação do fundo do vale e/ou pela barreira aquitarda formada pelos *Dolomitos e calcários dolomíticos de Boavista*, apesar de estes serem o principal substrato do aquífero.

4.3.3.3. Sistema hidrogeológico do Algarve Central

No Algarve Central, a exurgências incrustantes estão especialmente associadas aos aquíferos cujos pontos de descarga se localizam nos sectores onde as rib.^{as} das Mercês, do Cadouço e de São Lourenço e o rio Seco e que atravessam terrenos jurássicos (Mapa 4.7). Com a exceção da exurgência a sul de Querença, todas estão associadas às subbacias de aquíferos suspensos que drenam as subbacias hidrogeológicas de Rocha-Loulé-Alfarrobeira, Rocha-Almargens e do alto rio Seco, bem como da ligação confinada com as exurgências de Bordeira, Alface e Estoi.

A área central da área de estudo, a mais importante para a formação de tufos calcários, é essencialmente composta por aquíferos suspensos que, por sua vez, estão na origem de exurgências suspensas. Por outro lado, a drenagem destes aquíferos pode ser assegurada através do galgamento das litologias mais impermeáveis (Kloosterman, 1976) e de redes tectono-cársicas (v. g. entre as subbacias Rocha-Almargens e São Brás de Alportel Sul, na área de São Romão).

Em alguns casos a conexão entre as duas bacias hidrogeológicas pode ser feita através de aquíferos confinados, o que justifica a existência de exurgências incrustantes em áreas onde aparentemente a ligação com áreas de recarga importante é reduzida (v. g. exurgência Alface). A existência de um aquífero confinado é ainda indicado pela exurgência de águas incrustantes em Bordeira, no seio de litologias aquitardadas, assim como pela existência de tufos calcários no Colmeal (apesar de atualmente não se conhecerem exurgências nesta área). A última exurgência deve estar localizada no mesmo enquadramento geomorfológico que as exurgências de Alface.

Pode haver exurgências associadas a esta litologia e relativamente próximas, contudo, têm uma produtividade reduzida e não são incrustantes (v. g. Fonte de Apra), exurgências estas provavelmente associadas a aquíferos superficiais, como os referido por Kloosterman (1976) e de Vries e Schwan (2000).

Noutras situações, exurgências relacionadas com aquíferos relativamente restritos a litologias aparentemente aquitardas (CVS, margas do Aaleniano-Bajociano e calcários argilosos e margas do Oxfordiano-Kimeridgiano) têm associados exurgências relativamente importantes e incrustantes. Provavelmente encontram-se associados a redes tectono-cársicas, uma vez a área de Bengado se encontra fortemente tectonizada. Em situação semelhante, encontram-se as exurgências da rua da Fonte e da rua do Emigrante (São Brás de Alportel) que, também incrustantes, estão também localizadas junto de falhas que atravessam margas do Aaleniano-Bajociano e calcários margosos e margas calovianos.

Esta área de recarga contribui ainda para a alimentação dos aquíferos litorais, através de redes tectono-cársicas, de áreas de contato entre formações aquíferas ou conforme com as camadas e topografia (v. g. Geirnaert *et al.* (1982), Engelen e van Beers (1986), Almeida e Silva (1992) e de Vries e Schwan (2000)). Estes aquíferos, semi-confinados pelas camadas da cobertura plio-pleistocénica impermeáveis, têm uma produtividade elevada e têm algumas exurgências confinadas e/ou áreas de descarga de funcionamento regular, tais como a Fonte Santa e o leito da rib.^a de Quarteira. Conhece-se ainda uma área de descarga de funcionamento excepcional junto ao afloramento cretácico de Almancil (no poço de Escanchinas), cuja exurgência permanece ativa apenas em anos hidrológicos muito húmidos, como aconteceu por exemplo, em 1995/1996 e 2009/2010.

4.3.4. Aptidão incrustante dos aquíferos

Geralmente, as exurgências associadas às subbacias aquíferas Alfarrobeira-Loulé-Rocha-Almargens e São Romão-Alface, assim como a alguns pequenos aquíferos de expressão local, apresentam-se como incrustantes. Apesar disso, os aquíferos confinados, alimentados parcialmente por áreas de recarga localizadas neste alinhamento de relevos, não são incrustantes. Contudo, exurgências que aparentemente drenam exclusivamente através de calcários do Oxfordiano-Kimeridgiano e do Kimeridgiano-Titoniano não são incrustantes (v. g. exurgências da Quinta do Morgado e da Fábrica de Cerâmica da Tôr), formações que compõem parte substancial das subbacias aquíferas citadas anteriormente.

Da mesma forma, apesar da homogeneidade litológica do aquífero de Querença-Silves a leste de Paderne e a norte da rib.^a de Algibre (essencialmente composto por *Dolomitos e*

calcários dolomíticos de Boavista), não foram encontrados depósitos de tufo calcários associados à Fonte da Benémola, a principal exurgência da área. Contudo, foram encontrados tufos calcários antigos associados à Fonte Grande de Alte e na rib.^a dos Moinhos (Salir)⁷² e depósitos atuais associados à Fonte de Paderne e à Fonte de Querença⁷³.

Síntese

O Algarve apresenta domínios geomorfológicos distintos, e a distribuição dos terrenos holocársicos, merocársicos e de litologias não carsificáveis, facilmente delineável pelas litologias e pela análise da morfometria fluvial.

O cálculo da densidade de drenagem com uma resolução espacial de 1 km² revelou-se uma importante ferramenta neste âmbito, cujas áreas homogéneas são rapidamente identificados e refletem não só as características litológicas, mas também topográficas.

As maiores manchas de valores elevados correspondem à cobertura plio-pleistocénica do Litoral, e com valores mais elevados, aos sectores da serra algarvia onde os cursos de água se encontram mais encaixados (v.g. afluentes do rio Gilão e do Vascão). Frequentemente apresentam controlo estrutural importante, como sugerido pela frequência de talvegues elementares para as rib.^{as} da Salgada e do Rio Seco de Salir, ou com as razões de bifurcação das rib.^{as} de Quarteira (ordem 5) e de São Lourenço (ordem 3).

Também na orla meso-cenozóica, os terrenos merocársicos com maior expressão no território apresentam uma densidade de drenagem muito superior à da área envolvente. Esta característica é mais relevante nas litologias calco-margosas e margosas oxfordianas-kimeridgianas pela área extensa em que afloram, onde os valores são mais elevados.

Por oposição, as áreas de densidade de drenagem mais reduzida correspondem aos terrenos holocársicos, nomeadamente às litologias calcárias, calco-dolomíticas e dolomíticas sinemurianos-aalenianos e do Oxfordiano ao Titoniano, que se expressam por vastas áreas com uma densidade de drenagem inferior a 2 km/km².

Os terrenos de calcários dolomíticos e dolomitos sinemurianos-aalenianos não apresentam uma grande concentração de formas cársicas e as suas formas não são aguçadas (com a exceção dos calcários mais puros), contudo, são importantes devido à sua grande extensão e espessura.

⁷² A Fonte Grande de Alte apresenta um sistema de cascatas construídas por tufo calcário relativamente importantes, aos quais se encontra associada a Queda (de água) do Vigário, com aproximadamente 7 m de altura. Os tufos calcários da rib.^a dos Moinhos apresentam uma espessura muito reduzida junto à localidade da Ponte de Salir (alguns decímetros de espessura), mas apesar disso atestam a capacidade incrustante das águas nesta área. Não se conhece deposição atual em ambos os casos.

⁷³ Ambos apresentam incrustações atuais, estando a carga de fundo da rib.^a de Quarteira fortemente consolidada a oeste do Castelo de Paderne e a jusante da ponte medieval.

Estas litologias albergam o aquífero de Querença-Silves com várias exurgências perenes, algumas dolinas e uvalas e a maior forma cársica fechada do Algarve, o polje da Nave do Barão.

As formações cuja evolução cársica é mais importante correspondem aos calcários oxfordianos-kimeridgianos, calcários com nódulos de sílex kimeridgianos e os calcários kimeridgianos-titonianos. É nestas que se localizam as mais importantes formas cársicas, nomeadamente o relevo ruiforme de Varejota-Vale Telheiro-Malhada Velha, as dolinas abertas de Santa Bárbara de Nexe, o vale cego de Fojo, as dolinas do Cerro de Manuel Viegas, a superfície cársica de Campina de Galegos-Almargens, o campo de dolinas de Campina de Galegos e o campo de lapiás do alinhamento de relevos Cabeça Gorda-Rocha.

O relevo ruiforme dos campos de lapiás gigantes de Varejota-Vale Telheiro-Malhada Velha já foram descritos anteriormente, uma vez que constituem uma área bem demarcada e clara na geomorfologia do Algarve Central. Este campo de lapiás é bastante importante pela caracterização das formas aqui existentes (v. g. torres, grutas, bogaz), mas também pela interessante morfologia de pormenor, como a Pia Silveira ou outros lapiás desenvolvidos nas superfícies rochosas expostas.

Estes elementos de morfologia cársica são importantes não só pelas suas dimensões e boa caracterização, mas também como pela sua originalidade, onde se destacam formas como o vale cego de Fojo, às dolinas abertas de Santa Bárbara de Nexe e à superfície cársica de Campina de Galegos-Almargens.

O primeiro, considerado como dolina em trabalhos anteriores, corresponde a um vale cego que em termos estruturais se encontra relacionada com um anticlinal com o núcleo erodido. A sua originalidade reside na evacuação dos materiais não solúveis através de um sistema subterrâneo, cuja drenagem superficial termina no sumidouro de Fojo, no contacto com litologias aquíferas.

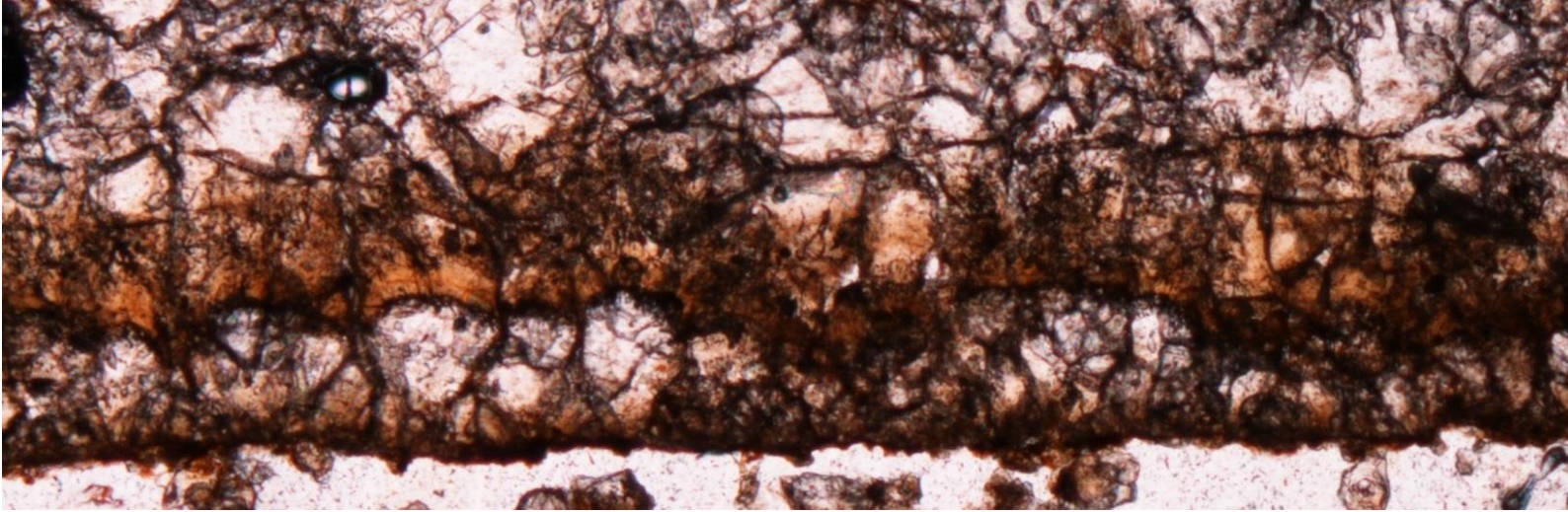
As dolinas abertas de Santa Bárbara de Nexe são um conjunto de três grandes depressões assimétricas e, pelo menos atualmente, abertas. Estas depressões encontram-se desenvolvidas em terrenos calcários do Kimeridgiano-Titoniano, cujo pendor para sul lhes confere uma morfologia assimétrica, com uma barreira pouco solúvel, de declives elevados no extremo sul. Para além disso, a sua originalidade reside também na morfologia da barreira sul, que ao tratar-se dos limites da S80-90_{Litoral} corresponde a uma alinhamento de relevos até aproximadamente 200 m de largura, mas com uma expressão de 30 a 40 m de desnível no flanco sul, e até 20 a 30 m no flanco norte.

Das superfícies de aplanamento identificadas, uma delas foi considerada como superfície cársica, que não manifesta continuidade com as restantes superfícies na área envolvente. A

evolução da superfície cársica foi considerada como local e independente das condições regionais, representa uma superfície cársica relativamente bem conservada e não basculada, cujo nível de base corresponde à subbacia hidrogeológica Rocha-Almargens do aquífero suspenso Loulé-Almargens, a altitudes relativamente elevadas no contexto regional (~300 m de altitude). Esta superfície encontra-se atualmente em degradação, devido ao remontar de cabeceiras e ao aprofundamento das áreas de descarga, como confirmado pela existência de tufos calcários numa posição elevada em relação aos cursos de água atuais, que levaram à sua carsificação e erosão fluvial.

Esta bacia aquífera encontra-se escalonada a partir do alinhamento de relevos Cabeça Gorda-Rocha e da superfície cársica de Campina de Galegos-Almargens, e está desenvolvida nas litologias aquíferas da estrutura da flexura de Algibre. Estes relevos de orientação geral E-W são marcados pela existência de exurgências nos seus flancos, a maior parte das quais incrustantes e com afloramentos de tufo calcário associados. Os principais afloramentos de tufo calcário assinalados neste trabalho são os de Loulé e rib.^a do Cadoiço, rib.^a de São Lourenço, rib.^a de Alface e das exurgências suspensas na margem esquerda da rib.^a das Mercês, todos eles com exurgências associadas na atualidade.

Não foi possível atribuir a origem genética às restantes superfícies de aplanamento identificadas, devido à ausência de depósitos que testemunhem o seu agente modelador ou ao desconhecimento da origem e agentes que os tenham deformado (como por exemplo a cobertura da estrutura diapírica de Loulé).



V. Sedimentologia e petrologia dos tufos calcários

Resultados

Litofácies associadas a tufos calcários

Associações de litofácies

Introdução

Os tufos calcários são um tipo de rocha resultante da sobressaturação da água em bicarbonato de cálcio, que por sua vez precipita o carbonato de cálcio, geralmente sob a forma de calcite sobre qualquer tipo de substrato imerso. Contudo, ao estar enquadrado num sistema aberto, o precipitado pode conter outros materiais, representados em menores proporções, por vezes mesmo enquanto elemento-traço. Desta forma, considerou-se pertinente proceder à análise de algumas amostras com difração raios-x e espectroscopia Raman sobre lâminas delgadas, para desta forma caraterizar a composição dos afloramentos de tufo calcário em estudo e a especificidade de alguns tipos de fácies.

Os materiais precipitados podem adquirir diferentes microtexturas e hábitos cristalinos, que podem ser dominantes em alguns tipos de fácies, mediados em função dos processos biológicos e físico-químicos. Para identificação e caraterização das microestruturas, foram preparadas lâminas delgadas de amostras consideradas como representativas dos diferentes tipos de fácies dos tufos calcários existentes no Algarve Central.

As microestruturas identificadas foram inferidas nos vários tipos de litofácies, que por sua vez são caraterísticos de diferentes condições ambientais. As fácies foram consideradas em dois grandes grupos segundo o seu principal agente modelador, onde se definiram fácies com processos com base na acumulação de carbonatos e na modelação hidrodinâmica. Os primeiros são geralmente caraterizados por moldes vegetais ou camadas de acumulação sazonal, enquanto os segundos são compostos por materiais de natureza granular ou conglomerados.

Esta análise tem por objetivo compreender as associações de fácies que caraterizam os diferentes morfotipos de tufo calcário existentes no Algarve Central, para desta forma viabilizar a compreensão paleoambiental associada ao período de formação dos tufos calcários. Para isso, foram utilizados não só os afloramentos modernos, cujas exurgências se encontram atualmente conformes com a grande estrutura de deposição, mas também em afloramentos cujo contexto de formação terá sido distinto daquele que nos é possível encontrar atualmente.

5.1. Resultados

5.1.1. *Composição química e mineralógica*

5.1.1.1. **Espectroscopia Raman**

Como constituinte dominante, o pico da calcite nos difratogramas oblitera os picos de outros minerais que ocorram em proporções diminutas. Contudo, a visualização das lâminas delgadas

em microscópio petrográfico revela alguma heterogeneidade na sua composição, tanto com origem em materiais detríticos como de processos sinsedimentares.

Nas amostras analisadas por espectroscopia Raman, o pico detetado como dominante nos espectros corresponde à calcite (Yang *et al.* (2007) *cit.* Yang e Chen (2008); Martínez-Ramírez e Fernández-Carrasco, 2011; <http://www.ens-lyon.fr/LST/Raman/> em 2013/10/04) (Gráfico 5.1 e Gráficos 1 a 3 do Anexo IV).

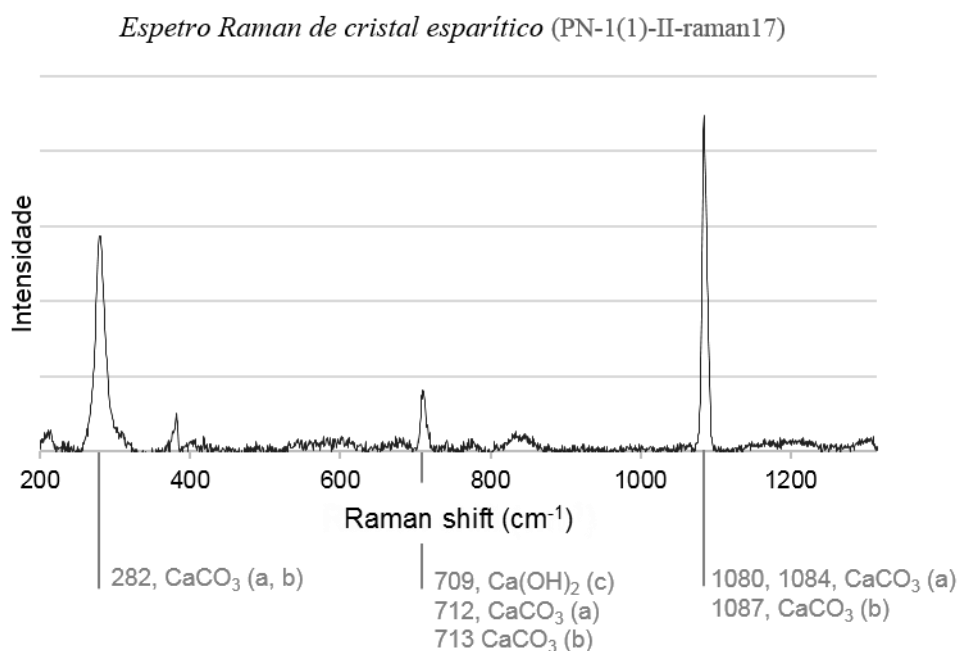


Gráfico 5.1 – Espectro Raman a 785 nm aplicado sobre calcite com *baseline correction* aplicado sobre cristal esparítico de amostra associada a briófitas do afloramento antigo de Porto Nobre (amostra *PN-1(1)-II*; Legenda: *a* – Martínez-Ramírez e Fernández-Carrasco (2011); *b* – <http://www.ens-lyon.fr/LST/Raman/> em 4 de Outubro de 2013; *c* – Yang e Chen (2008) *cit.* Yang *et al.* (2007)).

Em análises Raman sobre coroas rubificadas, correspondentes a áreas próximas a moldes vegetais, foram também identificados espectros correspondentes a óxidos/hidróxidos de ferro com alguma presença de carbonatos (Faria *et al.*, 1997; de Faria e Lopes, 2007; <http://www.ens-lyon.fr/LST/Raman/> em 2013/10/04). Contudo, não foi possível diferenciar os óxidos e os hidróxidos de ferro, devido à ambiguidade dos dados quando comparados com outros trabalhos como de Faria e Lopes (2007) (Quadro 5.1 e Gráficos 4 e 5 do Anexo IV).

Quadro 5.1 – Posição das bandas mais significativas e intensidades relativas em amostra de óxidos/hidróxidos de ferro ($\lambda_0^{\text{A1t2-2}} = 785$; $\lambda_0^{\text{Hematite-Goetite}} = 632,8$). Legenda: *w* – fraco; *m* – médio; *s* – forte (informação da hematite e goethite adaptada de de Faria e Lopes, 2007).

Amostra	Posição das bandas e intensidades relativas
<i>Alf-1(1)-II</i>	243 (<i>w</i>), 299 (<i>m</i>), 411 (<i>s</i>), 549 (<i>m</i>), 1084 (<i>w</i>), 1290-1310 (<i>w</i>)
Hematite	227 (<i>s</i>), 246 (<i>w</i>), 293 (<i>s</i>), 412 (<i>s</i>), 498 (<i>w</i>), 610 (<i>m</i>), 1322 (<i>s</i>)
Goethite	243 (<i>w</i>), 299 (<i>s</i>), 385 (<i>s</i>), 479 (<i>w</i>), 550 (<i>w</i>)

5.1.1.2. Difração Raios-X

No difratograma das análises feitas à crusta que cobre os depósitos carbonatados em Alface (*amostra Alf-2(1)-II*⁷⁴), denotou-se a presença de calcite (dominante) com algum quartzo e um pico a 2θ de $19,75^\circ$ que não está bem identificado, mas que poderá corresponder a uma goethite parcialmente cristalina (Gráfico 8 do Anexo III). Relativamente ao valor da goethite ele está ligeiramente desfasado do que deveria e daí supomos que poderá dever-se ao fato de esta estar apenas parcialmente cristalizada.

Uma vez que foi utilizada espectroscopia Raman para a caracterização mineralógica de pormenor, optou-se por fazer apenas um difratograma de raios-X, que considera a amostra no seu conjunto.

5.1.1.3. Carbono orgânico

A razão de carbono orgânico/inorgânico depende das condições ambientais e das características dos aquíferos, nomeadamente devido a fatores pedológicos, climáticos e hidrológicos (Pentecost, 2005), pelo que é o reflexo do equilíbrio entre condições abertas e fechadas no sistema epicársico, que influencia a quantidade de CO₂ orgânico na solução (Domínguez-Villar *et al.*, 2012).

Ao condicionar as características do solo e responder às variações climáticas, o coberto vegetal é um importante fator nesta variação milenar a sazonal, que está na origem da variação entre a razão do carbono orgânico/inorgânico dissolvido e do $\delta^{13}\text{C}$ (Pentecost, 2005; Hori *et al.*, 2008; Ortiz *et al.*, 2009).

O fluxo dinâmico que ocorre à superfície acrescenta trocas adicionais na relação entre carbono orgânico e inorgânico, onde as trocas com a atmosfera (ventilação natural) e processos orgânicos (*v.g.* decomposição de matéria orgânica no curso de água após a exurgência da água) (Horvatinčić *et al.*, 2003; Pentecost, 2005; Hori *et al.*, 2008).

Na análise de concentrações de carbonato de calcário, foi possível verificar que geralmente as amostras apresentam um teor em carbonato de cálcio relativamente elevado (superior a 85 % em todas as amostras) (Quadro 5.2). Todas as amostras consideradas foram recolhidas em sistemas fluviais abertos, portanto expostos à sedimentação detrítica com origem na bacia de receção a montante do ponto de precipitação.

⁷⁴ A lista das amostras referidas no texto pode ser consultada no Quadro 1 do Anexo II.

Quadro 5.2 – Concentrações de carbono orgânico e inorgânico e de carbonato de cálcio (% do total). *Legenda dos tipos de fácies: Lpab – tufo calcário bandados, provavelmente associado a algas e/ou bactérias; Lpbr – tufo calcário bandado associado a briófitas.*

ID	Fácies	C _{total} (LECO)	H _{total} (LECO)	N _{total} (LECO)	C _{inorg} (400°/3h)	N _{inorg} (400°/3h)	C _{org} (C _{total} -C _{inorg})	N _{org} (C _{total} -C _{inorg})	C _{org} /N (C _{org} /N _{total})	% CaCO ₃ (C _{inorg} ×8.332)
Alf-1										
(2b)-II	Lpab	12,12	0,009	0,005	12,10	0,005	0,015	0,000	3,00	100,82
SL-01(-)-VI										
(w06.01a)	Lpab	10,36	0,125	0,017	10,28	0,005	0,083	0,012	4,90	85,65
(w06.08)	Lpab	10,94	0,079	0,022	10,84	0,008	0,097	0,014	4,39	90,32
(w08.10)	Lpbr	11,13	0,070	0,030	11,03	0,009	0,100	0,021	3,30	91,90
(e3.01)	Lpbr	11,12	0,064	0,017	11,04	0,009	0,083	0,008	4,90	91,99
(e3.04)	Lpbr	10,58	0,115	0,017	10,58	0,009	0,003	0,008	0,20	88,15
(e3.06)	Lpbr	10,31	0,171	0,028	10,21	0,012	0,103	0,016	3,65	85,07

5.1.2. Estruturas sedimentares

As estruturas sedimentares foram abordadas quanto ao conjunto das suas principais características sedimentares e petrográficas, de forma a identificá-las e inferir subambientes tipo e respetivas associações de fácies.

Foram elaborados levantamentos de campo e secções estratigráficas de pormenor e recolhidas amostras para caracterização petrográfica. Foram preparadas 24 lâminas delgadas a partir de 13 amostras, das quais 9 correspondem a fácies laminadas associadas a briófitas e 6 associadas a algas e/ou bactérias, duas de crusta desenvolvida em margas lacustres e duas de tufo calcário microdetritico.

5.1.2.1. Morfologia cristalina

Juntamente com algumas formas simples de esparite, a calcite micrítica a microesparítica são os tipos de cimento mais comuns nos tufo calcários, apesar de apresentarem diferentes estruturas e texturas nos vários tipos de fácies.

Para a caracterização petrográfica dos carbonatos foi seguido o significado granulométrico de micrite e esparite, sem lhe atribuir conotação genética (Flügel (2010) *cit.* Folk (1959)). Desta forma, são considerados como micrite os cristais de calcite inferiores a 4 µm. Quando apresenta a dimensão dos grãos entre os 4 e os 30 µm, a calcite é designada como microesparítica, sendo a designação esparite reservada para cristais superiores a 30 µm.

As formas mais comuns de cimento correspondem tanto a micrite como a microesparite, e podem ocorrer como uma estrutura homogénea a relativamente heterogénea. Frequentemente estão incluídos cristais de esparite romboédrica a subédrica isolados e fragmentos biológicos (*v. g.* gastrópodes).

As variações de estrutura da micrite são reconhecíveis, por exemplo, pela sua textura, dimensão do grão ou inclusão de matéria orgânica, que se refletem em variações de tonalidade.

A diversidade de estruturas reflete-se nas variações de cor e tonalidade, como por exemplo pela sua granularidade/cristalinidade ou inclusão de outros elementos. As estruturas descritivas mais comuns em micrite correspondem a:

- Homogénea;
- Grumosa (Fotografia 5.67, p. 196);
- Laminada (poderá ser composta com as estruturas grumosa, filamentosa ou esparítica);
- Filamentosa (poderá ser em Y ou dendrítica) (Fotografia 5.48, p. 189);
- Móldica (Fotografia 5.65, p. 195).

A esparite pode igualmente assumir diversas morfologias, tanto inorgânicas como formadas através de mediação biológica. Foram adotados os seguintes termos descritivos da esparite (incluindo morfologias policristalinas):

- Romboédrica (Fotografia 5.38, p. 185);
- Escalenoédrica (Fotografia 5.25, p. 179);
- Acicular (fibrosa quando assume formas em pente) (Fotografia 5.66, p. 195);
- Colunar (Fotografia 5.39, p. 186);
- Radial a dendroradial:
 - Estrutura ramificada (Figura 5.3, p. 222) a fibrosa (Figura 5.1, p. 212);
 - Estrutura cristalina (Fotografia 5.41, p. 186) ou policristalina (Fotografia 5.36, p. 185)
 - Aparência pristina (Fotografia 5.38, p. 185) ou com inclusões dendríticas (Fotografia 5.23, p. 179), radiais (Fotografia 5.41, p. 186) ou em banda (Figura 5.1, p. 212);
 - Colunar em pluma (Figura 5.1, p. 212) ou escandulítico (Fotografia 5.23, p. 179):

Para além das formas cristalinas ou policristalinas da esparite, a morfologia pode ocorrer também como uma associação de cristais esparíticos a micríticos:

- Em paliçada (Fotografia 5.39, p. 186);
- Radiais (Fotografia 5.42, p. 186) ou hemisféricos (Figura 5.1, p. 212);
- Filamentos.

Quando associado ao preenchimento da porosidade, o cimento apresenta também formas características ou semelhantes às já referidas anteriormente, tais como:

- Franja romboédrica ou escalenoédrica (Fotografia 5.25, p. 179);
- Franja em paliçada (Fotografia 5.25, p. 179);
- Meniscos (Fotografia 5.29, p. 174);
- Drusa (Fotografia 5.29, p. 174);
- Granular;
- Micrítico.

5.1.2.2. Porosidade

A porosidade nos tufos calcários pode apresentar uma grande diversidade, tanto devido às suas condições genéticas como devido à sua morfologia. Quando à gênese, a porosidade pode ser móldica, intersticial e de abrigo.

A porosidade móldica a mais comum em tufos calcários e conhecem-se moldes dos diferentes tipos de macrófitas, briófitas e algas/filamentos bacterianos, que habitam nos cursos de água e na proximidade destes (Fotografias 5.1 a 5.4).

Móldica tubular

A porosidade tubular é bastante comum em vários tipos de fácies. Com recurso a microscópio petrográfico e a observações de campo foi identificada uma grande amplitude nas suas dimensões, que pode ter dezenas de micra, que corresponde a algas filamentosas, filamentos bacterianos, caules de briófitas; alguns milímetros, quando associados à decomposição das gramíneas; ou centímetros a decímetros, que resultam da precipitação de carbonato de cálcio sobre caules de arbustos, e mesmo troncos de árvores.

Os microtúbulos associados a filamentos de algas apresentam um mínimo de 10,8 μm de diâmetro⁷⁵ e o primeiro e terceiro quartil aos 23,5 e 29,4 μm respetivamente (Gráfico 5.2 e Tabela 5 do Anexo V)⁷⁶. Apesar de se tratar de um depósito recente, alguns destes poros já se encontram preenchidos por microsparite resultante de processos pós-deposicionais.

⁷⁵ Foi considerado 100 μm como valor limite para que estes valores extremos não comprometessem a análise estatística dos resultados.

⁷⁶ Com recurso a lente de 40x em microscópio petrográfico, foram elaboradas 119 medições de poros, dos quais se obteve uma média de 28,5 μm e um desvio padrão de 11,6 μm .

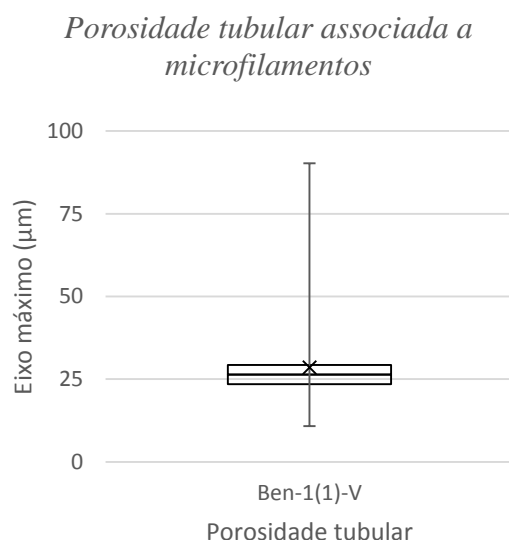


Gráfico 5.2 – Diagrama de extremos e quartis de frequências absolutas da porosidade tubular em tufos de filamentos de bactérias ou algas filamentosas inferior a 100 µm nas lâminas delgadas da amostra Ben-1(1)-V ($n = 119$). Legenda: X – média.

Foram também efetuadas 392 medições à porosidade subcircular (perpendicularmente ao substrato)⁷⁷ em fácies associadas a briófitas, de forma a caracterizar a porosidade tubular destas. Estes apresentam uma média de 200 µm distribuídas entre um mínimo de 34 µm e um máximo de 459 µm, com um desvio padrão de 79,9 µm (Gráfico 5.3 e Tabela 5 do Anexo V). No tratamento individual entre lâminas, primeiro e o terceiro quartil varia entre 107 µm e 268 µm respetivamente, com picos de frequências acumuladas nas classes 100-140 µm e 200-260 µm (pode ter alguma variabilidade entre lâminas da mesma amostra, como por exemplo a SL-1(1)-II⁷⁸) (Gráficos 5.3 e 5.4 e Tabela 5 do Anexo V).

As medições efetuadas à porosidade alongada (de perfil em relação ao substrato) apresenta valores médios relativamente inferiores (103 µm), mas com uma variação mínima e máxima semelhantes (respetivamente 25 µm e 428 µm). Os valores mais baixos estão relacionados com a posição do eixo do túbulo em relação à posição da lâmina delgada, que por vezes permite apenas observar uma parte mais estreita do túbulo. Contudo deve-se referir que em duas lâminas o valor máximo é inferior à média dos poros subcirculares.

⁷⁷ Foram considerados os poros inferiores a 500 µm, juntamente com os espaços preenchidos por esparite de morfologia semelhante aos poros na mesma área com recurso à lente de 10x em microscópio petrográfico. Este valor é pouco superior aos valores médios encontrados em fácies de briófitas, e optou-se por estabelecer este limite para que estes valores extremos não comprometessem os resultados.

⁷⁸ Lâminas delgadas A6Ht2A e A6Ht2B

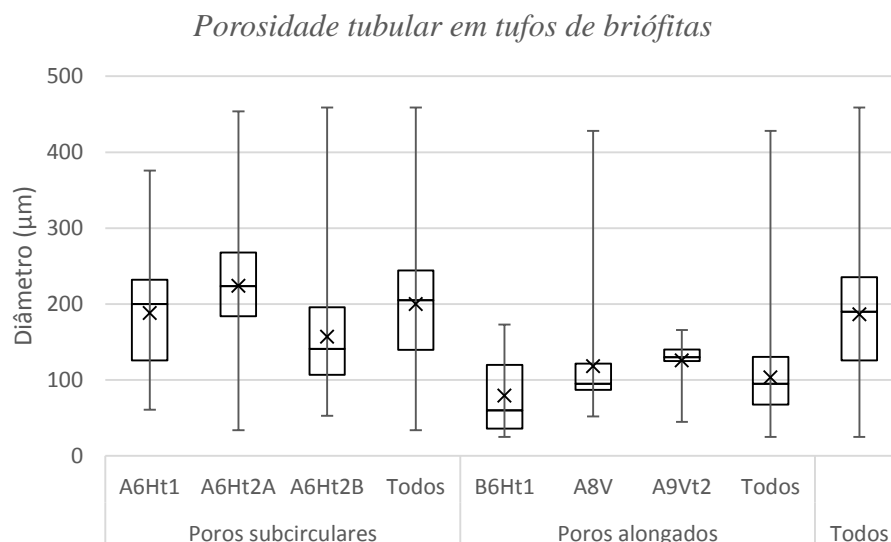


Gráfico 5.3 – Diagrama de extremos e quartis de frequências absolutas da porosidade tubular inferior a 500 µm existente em tufos calcários laminados associados a briófitas ($n = 456$) nas amostras *SL-1(1)-II (A6H)*, *Ben-1(1)-V (B6Ht1)*, *PN-1(1)-II (A8V)* e *PN-2(1)-II (A9Vt2)*. Legenda: X – média.

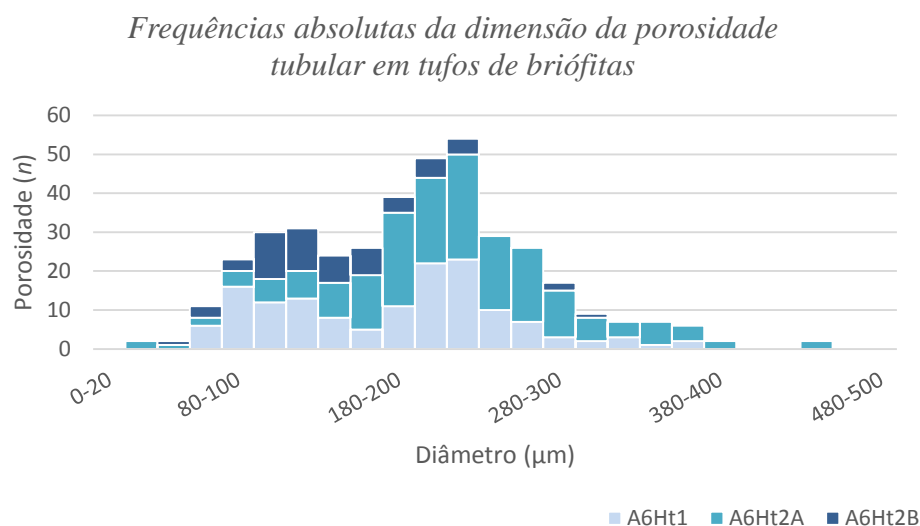


Gráfico 5.4 – Distribuição das frequências absolutas da porosidade tubular móldica inferior a 500 µm em tufos associados a briófitas na amostra *SL-1(1)-II* (medições secção perpendicular, resultados em classes de 20 µm).

Sem ter em conta os moldes de macrófitas, a estrutura bandada associada a algas e/ou bactérias apresenta uma porosidade muito reduzida. De 495 poros subcirculares medidos, registou-se um mínimo de 10 µm e um máximo de 255 µm (Gráfico 5.5 e Tabela 5 do Anexo V). Em todas as lâminas delgadas onde foram executadas medições, o terceiro quartil era inferior ou igual a 100 µm e a média total de 67 µm, com um desvio padrão de 37 µm.

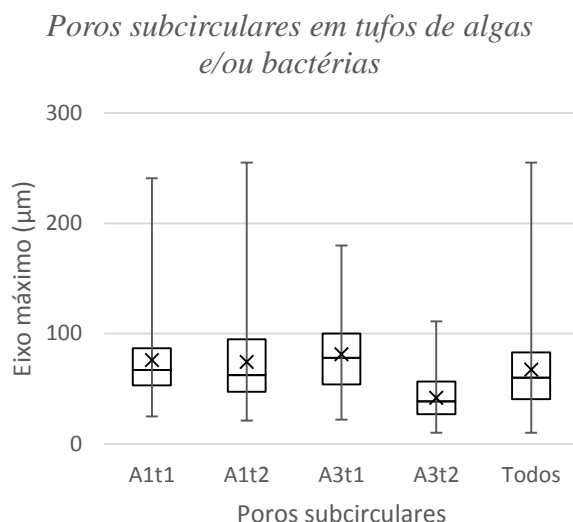


Gráfico 5.5 – Diagrama de extremos e quartis de frequências absolutas da porosidade subcircular medida com recurso à lente de 10x existente em tufos calcários laminados associados a algas e/ou bactérias nas amostras A-1(1)-II (A1t1 e A1t2) e A-1(2)-II (A3t1 e A3t2) ($n = 495$). Legenda: X – média.

Móldica de macrófitas

O carbonato de cálcio pode precipitar sobre qualquer tipo de substrato imerso, independentemente das suas dimensões, o que por vezes corresponde a apenas parte deste.

Nesta secção será considerada a precipitação de carbonato de cálcio sobre as macrófitas e neste caso é importante referir os diferentes modos de ocorrência destas. Os moldes estão presentes em diferentes formas e associações, onde é possível reconhecer, por exemplo, ramos e caules de herbáceas (em posição de vida ou não), folhas ou frutos (Fotografias 5.2 a 5.6).

A porosidade móldica em associações de macrófitas varia essencialmente de tubular (*v. g.* ramos e caules) a irregular (*v. g.* folhas e frutos), à qual está frequentemente associada porosidade de abrigo e intersticial.

As macrófitas podem também ser incrustadas em posição de vida, tanto no solo (Fotografia 5.6) como penduradas na parte frontal de cascatas (Figuras 5.7 e 5.8). No solo, os grupos de caules representam frequentemente conjuntos de vegetação, tanto em posição subvertical como inclinados pela influência da corrente ou caídos devido ao peso exercido pela acumulação de carbonato de cálcio.

A vegetação higrofila que cresce na parte frontal das cascatas pode ser igualmente incrustada em posição de vida, contudo, neste caso crescem para baixo. Desta forma, a sua incrustação leva à formação de uma cortina de caules.

A queda de fragmentos de macrófitas na área inundável ou inundada leva à sua incrustação, o que pode ter um carácter isolado ou dominar a estrutura do depósito de tufo calcário. Nos locais

de acumulação preferencial dos fitoclastos, formam-se frequentemente pequenas barragens decimétricas compostas essencialmente por folhas, ramos e frutos (Fotografias 5.3 a 5.5).

Outros tipos de porosidade

A porosidade móldica associada a estruturas macroscópicas pode ainda ser feita por tufos fitoconstruídos de algas macroscópicas, que dão origem a lâminas de algas descoladas do leito (Fotografia 5.10) ou de morfologia irregular (Fotografia 5.11).

Em alguns casos, a queda de fitoclastos ou outros objetos no leito pode levar à formação de espaços que ficam abrigados, que dá origem a uma porosidade irregular. Este tipo de porosidade é relativamente frequente sob folhas devido à área planar que fica coberta (Fotografia 5.9).

É comum encontrar porosidade intersticial intimamente relacionada com porosidade tubular, cuja ocorrência se processa entre os caules das briófitas ou gramíneas ou mesmo de microfilamentos de algas (Fotografias 5.1 e 5.18). Geralmente apresenta uma forma alongada paralela aos caules, contudo, geralmente é irregular devido às diferentes velocidades de acumulação que estão na origem da oclusão de algumas áreas ou devido à superfície irregular do substrato sobre o qual os túbulos assentam.

Em superfícies irregulares, as bandas micrométricas podem também apresentar maior espessura nas partes mais salientes. Devido à existência de espaço de crescimento nas áreas laterais, a acumulação da calcite diverge a partir destas e pode haver união de dois domos, o que forma oclusões nas áreas mais baixas, por vezes preenchidas por materiais detríticos.

Durante alguns períodos do ano, em especial nas épocas mais quentes, é muito frequente encontrar bolhas ao longo de determinados sectores dos cursos de água, provavelmente do dióxido carbono libertado. Estas bolhas podem ser revestidas por carbonato de cálcio, adquirindo este a sua morfologia vacuolar hemisférica (Fotografia 5.4 e Fotografias 5.8 a 5.11).

Conhecem-se também situações em que as bolhas são retidas por placas carbonatadas flutuantes (Fotografia 5.14) ou redes de microalgas (Fotografia 5.15), contribuindo desta forma para a sua modelação.

5.1.2.3. Estrutura bandada

Frequentemente os tufos calcários apresentam uma estrutura laminada, com lâminas entre aproximadamente três centímetros e alguns micrómetros de espessura, que podem ter significados genéticos diferentes. Estas podem representar mudanças rítmicas da estrutura, como por exemplo a dimensão do grão, hábitos ou agregados cristalinos, variação da composição sedimentar, ou simplesmente a descontinuidade das estruturas que lhe dão forma.



Fotografia 5.1 – Fácies de filamentos de bactérias ou algas filamentosas, com porosidade intersticial entre os túbulos (amostra *Ben-1(1)-V*, com ~4,6 cm de comprimento).



Fotografia 5.2 – Moldes de folhas sobre as quais se acumulou tufo calcário bandado associado a algas e/ou bactérias (posição vertical invertida, amostra *Alf-1(2)-II*, com ~4,6 cm de comprimento).



Fotografia 5.3 – Microbarragem fitoconstruída.



Fotografia 5.4 – Microbarragem fitoconstruída, com bolhas de desgaseificação na água represada.



Fotografia 5.5 – Barragem fitoclástica decimétrica iniciada pela acumulação de fitoclastos em ramo.



Fotografia 5.6 – Caules incrustados em posição de vida.

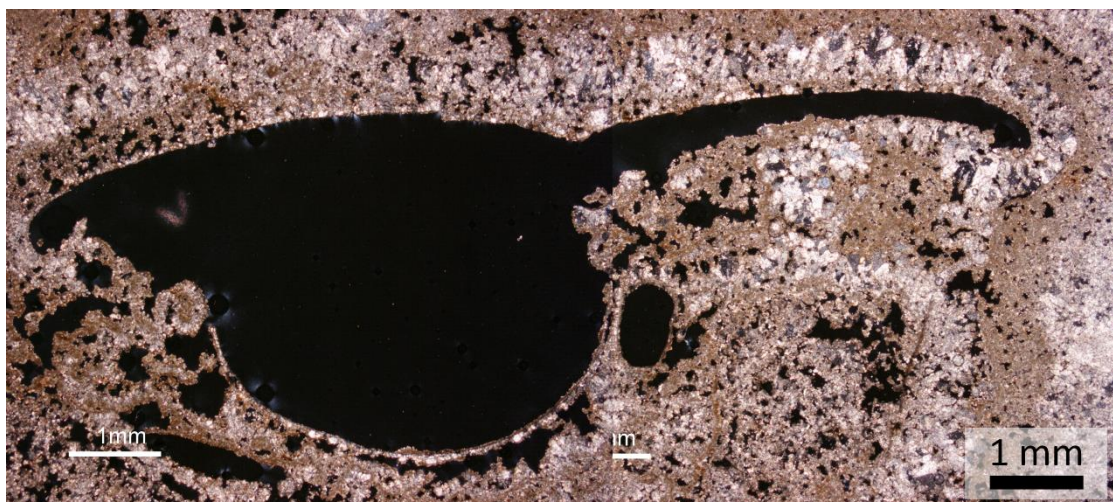


Fotografia 5.7 – Queda de água do Pego do Centeio (rib.ª do Cadoiço) em Outubro de 2009. Na base estão acumulados blocos desmantelados por ação da gravidade (figura antropomórfica com 1,80 m de altura).



→ Cortina de moldes frontal
⇒ Bloco na base

Fotografia 5.8 - Queda de água do Pego do Centeio (rib.ª do Cadoiço) em Agosto de 2012. Até ao momento de elaboração desta dissertação, já teve início a formação de um novo conjunto de macrófitas em cortina no topo da queda-de-água.



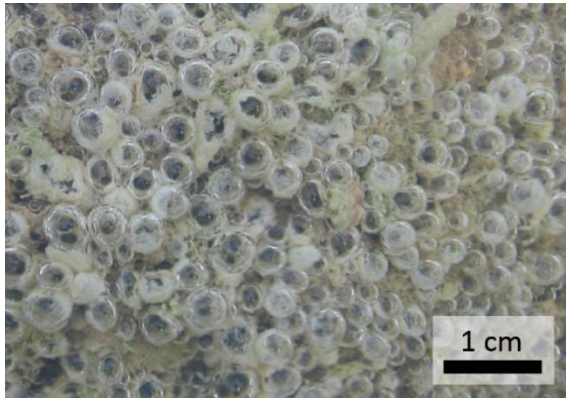
Fotografia 5.9 – Molde de folha sobreposto por fina camada de microesparite e esparite em paliçada que lhe dão forma. Na parte inferior, do lado esquerda é possível reconhecer áreas de porosidade abrigo entre o molde de folha e o molde subcircular (de caule ou bolha?) (amostra *Alf-1(1)-II*).



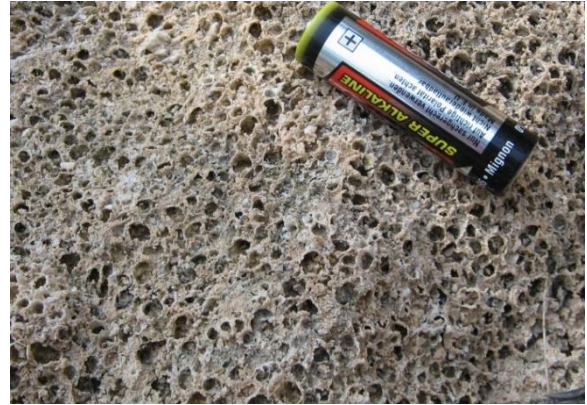
Fotografia 5.10 – Tufo fitoconstruído de algas não laminadas (Olho de Paris).



Fotografia 5.11 – Tufo fitoconstruído de algas não laminadas (Olho de Paris).



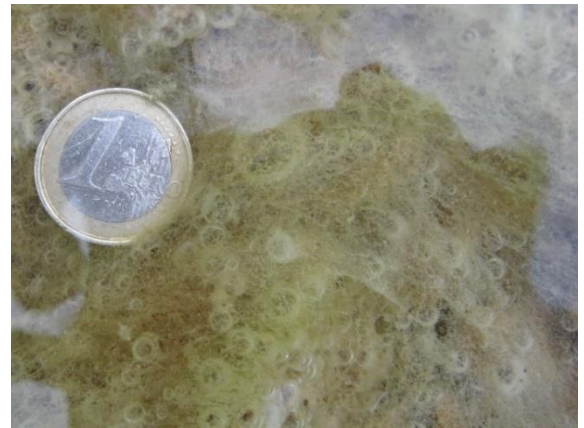
Fotografia 5.12 – Bolhas fixadas no substrato e revestidas por patine carbonatada (Olho de Paris).



Fotografia 5.13 – Tufo calcário de bolhas revestidas, de origem inorgânica (Olho de Paris).



Fotografia 5.14 – Bolhas aprisionadas por plaquetas carbonatadas no Olho de Paris.



Fotografia 5.15 – Retenção de bolhas de dióxido de carbono por rede de algas filamentosas em incrustação.

Briófitas

Em ambientes de cascata de cursos de água sazonais, com declives elevados e por vezes subverticais, o leito e as áreas marginais são frequentemente colonizadas por comunidades de briófitas durante o período de estiagem. Na estação húmida, a reativação das exsurgências leva à acumulação de carbonato de cálcio sobre estas comunidades, tanto devido à sua imersão como à exposição a borrifos.

As briófitas podem ocupar mantos que cobrem vários metros quadrados em áreas de cascata (comum nos afloramentos de Porto Nobre e Olho de Paris, Fotografia 5.16), ou pequenos montículos ou degraus nas áreas pontuais favoráveis ao desenvolvimento das planícies aluviais ou cursos de água (superfície aplanada do Olho de Paris e alguns depósitos antigos de São Lourenço).

Estas estruturas apresentam bandas porosas intercaladas por outras de maior densidade subparalelas, onde é possível distinguir dois tipos de fácies com base na estrutura dos moldes.

No caso mais raro, em virtude da existência uma rede de caules de musgos mais densa e desorganizada, a estrutura da banda porosa é mais maciça, e a porosidade relacionada com a estrutura de crescimento dá-lhe um aspeto caótico. Não se conhece o arranjo cristalográfico deste tipo de fácies.

No tipo mais comum, as bandas maciças são predominadas por uma matriz micrítica, com cristais esparíticos associada aos moldes em palheta ou formados no interior dos vacúolos. Nos casos observados, estas bandas podem conter esparite, geralmente anédrica⁷⁹, e a porosidade predominante é tubular de comprimento semelhante às bandas porosas.

As bandas porosas são marcadas por moldes em palheta subperpendiculares à superfície de crescimento das briófitas que secção perpendicular são arredondados com 80-140 µm e 180-240 µm de diâmetro (Gráfico 5.4).

A esparite é o tipo de cimento mais comum nas palhetas resultantes da incrustação dos caulóides, que podem atingir até 800 µm de diâmetro. Em estruturas fósseis, a esparite das palhetas mais comum é romboédrica (frequente com uma disposição escandulítica, radial nas extremidades e quando observado secção perpendicular) (Fotografia 5.23), subédrica, microesparite anédrica ou microesparite. Podem também existir hábitos cristalinos de esparite em leque, com ou sem inclusões, ou anédrica.

Nestas bandas, a esparite é frequentemente composta por corpos filamentosos arborescentes, desenvolvidas a partir dos poros ou de corpos filamentosos avermelhados (Fotografias 5.26 e 5.27).

Em depósitos de tufo calcário recente, a esparite é especialmente euédrica em leque ou romboédrica. Nestes depósitos, a micrite e a microesparite são mais abundantes no revestimento das palhetas até aproximadamente 800 µm de diâmetro, e por vezes mimetiza as inclusões que estão na origem dos agregados escandulíticos desenvolvidos ao longo de um corpo filamentoso de calcite (Fotografias 5.22 e 5.23 e Gráfico 5 do Anexo V).

A acumulação contínua dos carbonatos sobre os caulóides leva ao aumento de espessura das películas, que juntamente com o crescimento competitivo provoca a sua coalescência. O seu crescimento leva à oclusão de vacúolos intersticiais e na base, dando origem a porosidade relacionada com a estrutura de crescimento (Fotografias 5.18, 5.19 e 5.24).

Estas briófitas são incrustadas em vida, continuando a crescer com uma película carbonatada em volta dos filóides e caulóides (Fotografias 5.18 e 5.20). A acumulação mais ou menos

⁷⁹ Os cristais euédricos apresentam faces bem definidas e facilmente reconhecíveis, enquanto os cristais anédricos não apresentam faces facilmente reconhecíveis. Hábitos cristalinos intermédios, são chamados de subédricos.

prolongada sob fluxo laminar sobre caulóides isolados, permite o aumento de espessura e a formação de estruturas cónicas, mais largas na base (Fotografia 5.21).

Especialmente nestas bandas irregulares e inicialmente muito porosas pode haver acumulação de materiais detríticos, com origem no próprio tufo calcário ou alóctone (Fotografia 5.28).

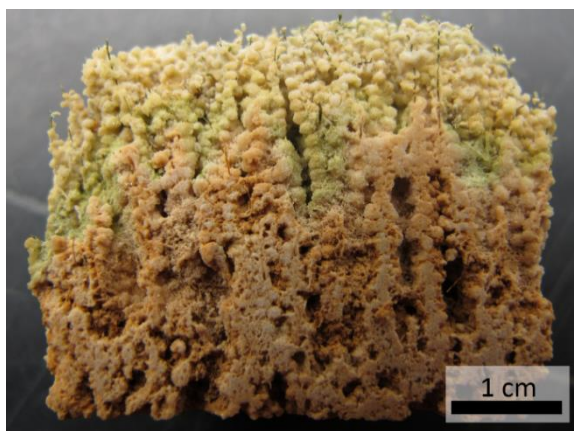
A porosidade pode também ser preenchida por vários tipos de cimento carbonatado, que assumem formas distintas como franjas ou cristais isolados de esparite romboédrica ou escalenoédrica, que podem formar meniscos ou aumentar gradualmente em direção ao centro (*drusa*) (Fotografias 5.25 e 5.29). Foram identificados cristais esparíticos até aproximadamente 200 μm de eixo máximo. Frequentemente os poros encontram-se delineados por finas bandas micríticas, e por vezes com óxidos/hidróxidos de ferro que podem ocorrer também em mancha maciça envolvida em esparite.



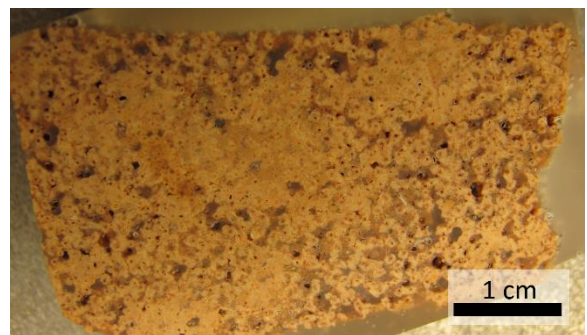
Fotografia 5.16 – Cascata de briófitas contínua (figura antropomórfica com $\sim 1,80$ m de altura).



Fotografia 5.17 – Acumulação recente de carbonato de cálcio sobre briófitas que permanecem vivas.



Fotografia 5.18 – Seção transversal de briófitas recentemente incrustadas (amostra *OP-1(1)-V*).



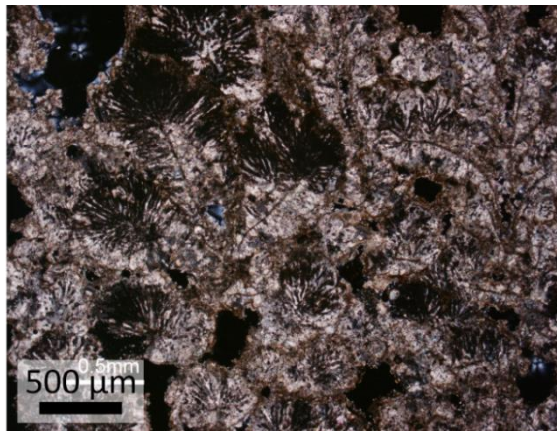
Fotografia 5.19 – Seção perpendicular de briófitas em depósito antigo (amostra *SL-1(1)-II*).



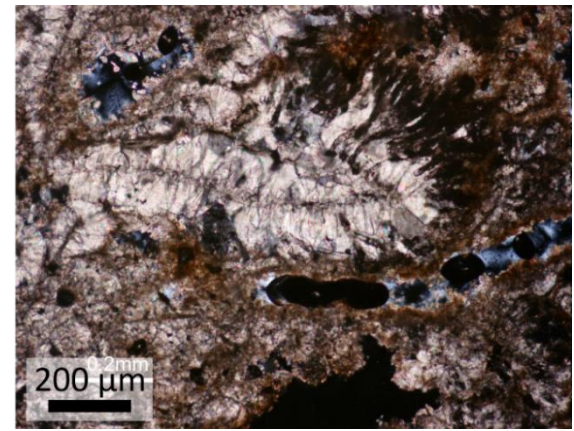
Fotografia 5.20 – Acumulação recente de carbonato de cálcio sobre briófitas que permanecem vivas.



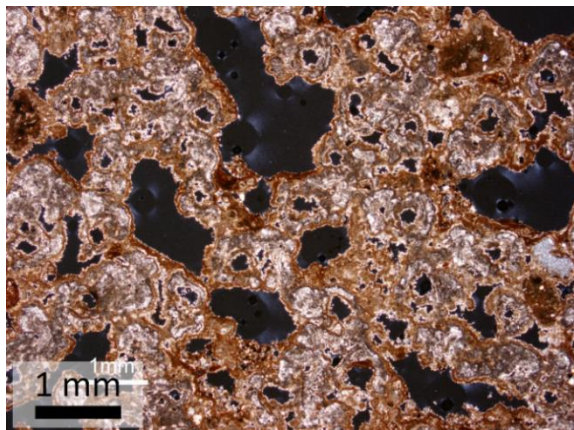
Fotografia 5.21 – Acumulação recente de longa duração sobre briófitas.



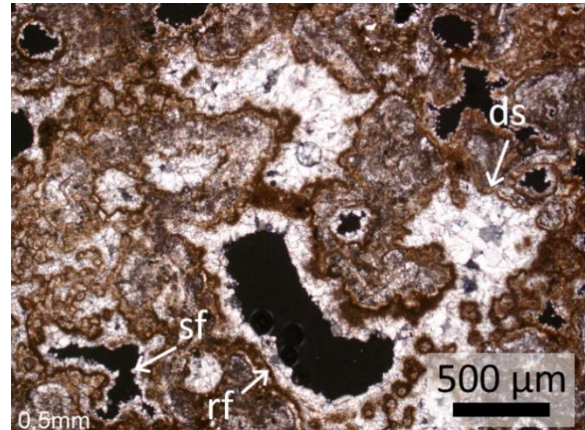
Fotografia 5.22 – Estrutura antiga de caulóides ramificados, representados por lineamentos de micrite de espessura variável. Envelope de esparite escandulítica, radial nas extremidades com corpos filamentosos negros (amostra *PN-1(1)-II*).



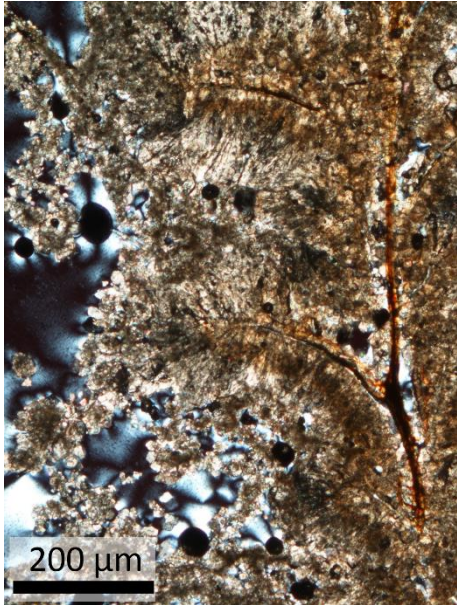
Fotografia 5.23 – Envelope de esparite escandulítica, radial nas extremidades, com corpos filamentosos negros preservados (amostra *PN-1(1)-II*).



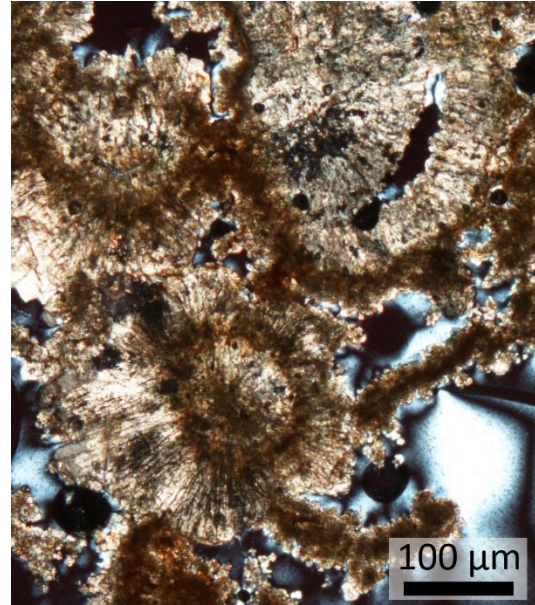
Fotografia 5.24 – Aspeto geral de banda porosa de briófitas secção perpendicular. Apresenta porosidade móldica tubular (caulóides) e porosidade intersticial irregular (amostra *SL-1(1)-II*).



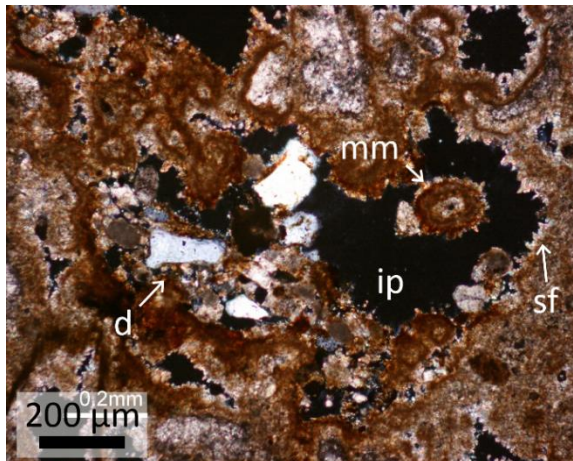
Fotografia 5.25 – Preenchimento da porosidade abrigo intersticial por esparite drusa (*ds*) e por franja romboédrica (*rf*) e escalenoédrica (*sf*) em paliçada (amostra *SL-1(1)-II*).



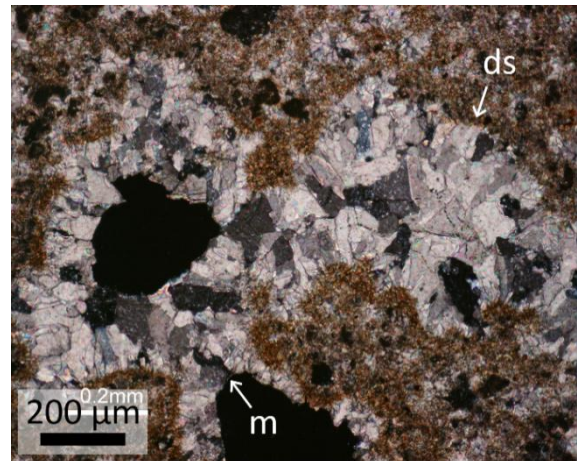
Fotografia 5.26 – Estrutura ramificada dos caulóides de briófitas recentemente incrustadas, envolvidos em esparite e microesparite (amostra *OP-1(1)-V*).



Fotografia 5.27 – Estrutura radial fibrosa desenvolvida a partir de caulóide sem banda porosa de briófitas recentemente incrustadas, envolvidos em esparite, microesparite e micrite. A última compõe pequenos filamentos, por vezes em banda (amostra *OP-1(1)-V*).



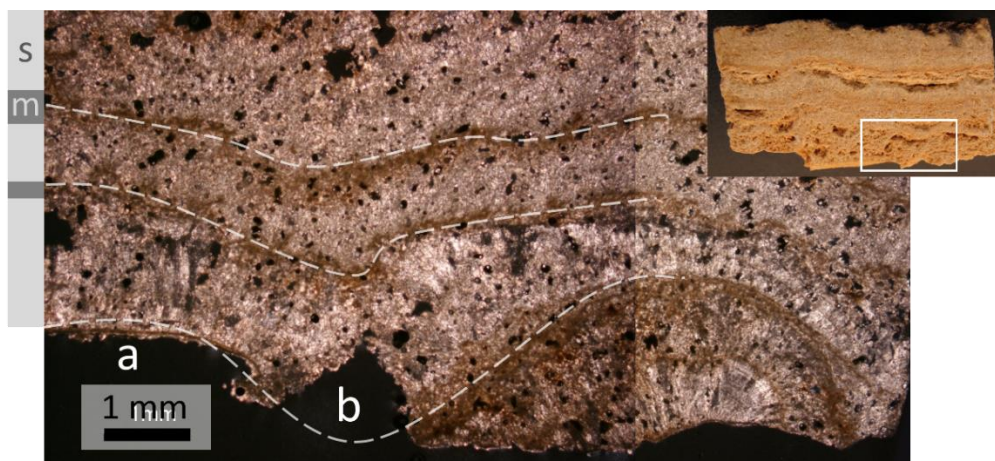
Fotografia 5.28 – Porosidade relacionada com estrutura de crescimento (*ip*) entre palhetas de briófitas com molde essencialmente micrítico (*mm*). Note-se o preenchimento detrítico do poro de maiores dimensões (*d*) e da franja de calcite escalenoédrica (*sf*) (amostra *SL-1(1)-II*).



Fotografia 5.29 – Cimentação da porosidade por esparite drusa (*ds*) e formação de menisco esparítico em fácies de briófitas (amostra *PN-2(1)-II*).

Algas e/ou bactérias

Quando associada a algas e/ou bactérias, a aparência da estrutura consiste em bandas claras (porosas e esparíticas) intercaladas por outras escuras (densas e micríticas) (Fotografias 5.30 a 5.32), que ocorre em depósitos tabulares a lenticulares com a forma dos canais. Esta estrutura desenvolve-se sobre qualquer tipo de substrato (*v. g.* macrófitas e cascalheiras), e se adapta à sua morfologia com a forma de camadas de espessura relativamente uniforme e onduladas.



Fotografia 5.30 – Acumulação de fácies bandada associada a bactérias e/ou microalgas sobre fitoclastos e posterior regularização do perfil. *Legenda: a – porosidade móldica (folha); b – porosidade de estrutura de crescimento; s – predominantemente esparítica; m – predominantemente micrítica. (amostra Alf-1(2)-II).*

As lâminas não apresentam uma espessura uniforme, e podem apresentar alguma variabilidade que reflete fatores autóctones e alóctones ao perfil. A regularização do perfil do substrato original ocorre depois da deposição de um objeto, onde as áreas salientes e oblíquas ao centro da cavidade têm uma maior espessura. Por outro lado, as irregularidades podem ser provocadas pela formação de domos que correspondem ao desenvolvimento radial de corpos filamentosos.

Em ambos os casos da formação de irregularidades no perfil, a tendência das camadas seguintes será para a regularização deste (Fotografia 5.30).

As bandas predominantemente esparíticas são tendencialmente mais espessas que as micríticas, tendo sido identificadas bandas até 1,5 mm de espessura. Por outro lado, geralmente as bandas predominantemente micríticas não ultrapassam os 700 μm de espessura, ainda que possam atingir os 1,2 mm. Podem apresentar uma grande variabilidade na mesma amostra, com as bandas micríticas a variar entre $\sim 450 \mu\text{m}$ e menos de 40 μm (Fotografia 5.32).

O contacto entre os dois tipos de banda pode apresentar limites difusos tanto na base como no topo, contudo, frequentemente a passagem entre as bandas predominantemente esparíticas é bem definido. A micrite ou óxidos/hidróxidos de ferro podem assentar diretamente sobre os cristais de topografia irregular (Fotografia 5.36) ou através de uma superfície perfeitamente aplanada (Fotografia 5.40).

As bandas escuras podem ser compostas por micrite relativamente homogénea, ou apresentar formas compostas. As formas compostas podem ser de micrite com estrutura grumosa ou laminada com variações na própria micrite (Fotografia 5.33), ou de alternância micrite-microesparite (Fotografia 5.43), tanto subparalelas ao substrato como irregulares (Fotografias

5.30 e 5.32). Por vezes a micrite é substituída por, ou é enriquecida em óxidos/hidróxidos de ferro (Fotografias 5.33 e 5.40).

A esparite pode substituir localmente a micrite e a microesparite, através do desenvolvimento colunar. A esparite de desenvolvimento colunar apresenta preferencialmente hábito dendrítico em pluma, apesar de as lâminas micríticas conterem por vezes espécies de esparite romboédrica e escalenoédrica.

Frequentemente o desenvolvimento colunar tem a sua base nas camadas mais claras, onde predominam a calcite esparítica. As bandas mais claras (ou com raras inclusões radiais) apresentam uma estrutura cristalina pristina, que podem apresentar inclusões que lhe conferem uma tonalidade castanha tanto na base como na continuidade das bandas micríticas.

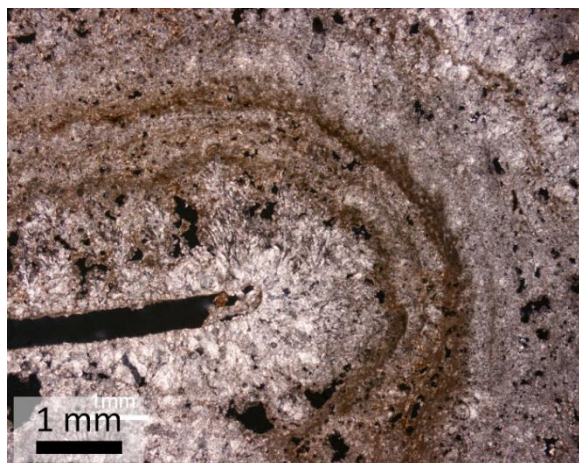
A calcite esparítica de desenvolvimento radial em leque ou colunar tem frequentemente origem na passagem gradual para as bandas claras, ou no seio das camadas micríticas. Nestas condições, frequentemente o ponto de origem da estrutura em radial é composto por micrite ou esparite não pristina, que passa gradualmente a pristina (Fotografia 5.34).

Por vezes, os cristais são cruzados por bandas transversais à sua estrutura, uma vez que a inclusão de outros materiais lhe confere uma tonalidade mais escura (Fotografia 5.44). Nestas situações, as inclusões podem intercetar tabularmente tanto a esparite romboédrica como radial (tanto em leque como colunar) (Fotografia 5.44), ou apresentam descontinuidades transversais com origem em inclusões (Fotografia 5.37).

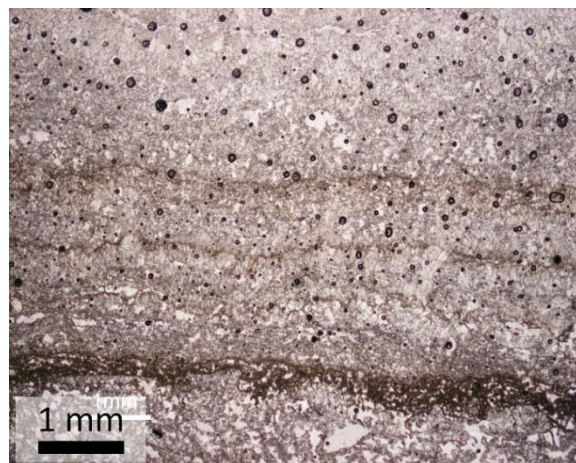
O hábito da calcite esparítica das bandas mais claras é irregular, tanto de local para local como entre as camadas do mesmo depósito, em que a própria morfologia entre cristais com o mesmo hábito é distinta. Os tipos de calcite esparítica mais simples do ponto de vista morfológico, correspondem a microesparite subédrica a anédrica e esparite romboédrica e escalenoédrica (Fotografias 5.37 e 5.38).

A esparite radial (em leque) é o hábito cristalino mais comum neste tipo de estrutura, onde pode apresentar uma estrutura subcristalina⁸⁰ a fibrosa (Fotografia 5.34). Ambos os tipos de esparite têm em comum a particularidade de os cristais ou subcristais derivarem a partir de um ponto, por vezes um poro inferior a 30 µm, cuja direção de crescimento é marcado pelas inclusões no interior da própria esparite ou pela ramificação das estruturas.

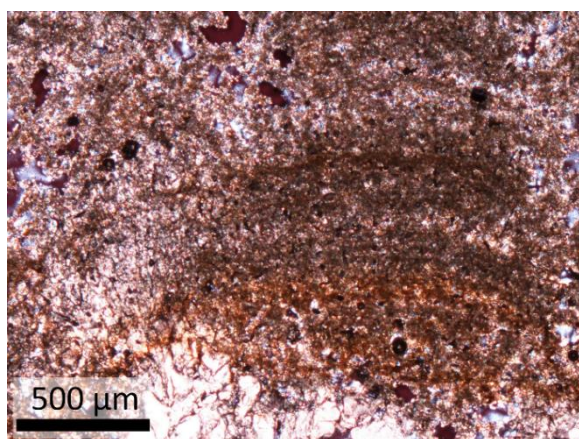
⁸⁰ À semelhança de Jones *et al.* (2005), neste trabalho são usadas as designações cristal composto (formados por vários subcristais) e subcristal (para os cristais integrados num maior, mas ainda assim parcialmente reconhecíveis).



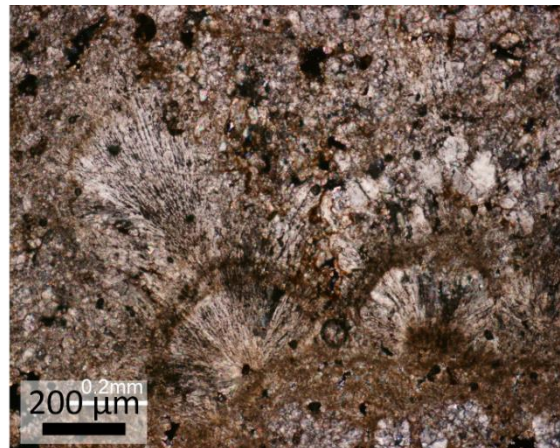
Fotografia 5.31 – Fácies bandada de algas e/ou bactérias sobre folha, com banda micrítica de grande espessura e descontínua (*amost. Alf-1(1)-II*).



Fotografia 5.32 – Fácies bandada de algas e/ou bactérias, com largura de bandas muito variável (*amostra Alf-1(2)-II, luz polarizada*).



Fotografia 5.33 – Laminação interna de banda predominantemente micrítica. O aspecto rubificado das bandas inferiores deverá corresponder a inclusões de óxidos/hidróxidos de ferro (*amostra OP-1(2)-V*).



Fotografia 5.34 – Esparite radial fibrosa em leque e de desenvolvimento colunar, intercetada por inclusões transversais. As inclusões radiais desenvolve-se a partir de poros subcirculares ($d < 30 \mu\text{m}$) e prolongam-se nos cristais adjacentes (*a. Alf-1(2)-II*).

A esparite radial de estrutura fibrosa é definida por inclusões, geralmente com um espaçamento entre si inferior a $10 \mu\text{m}$. Estas estruturas apresentam uma organização em leque aberto (hemisféricos), por vezes com desenvolvimento radial superior a 180° .

Em depósitos recentes (2 a 4 anos), encontram-se estruturas que no seu conjunto são semelhantes (com filamentos longos e em leque), contudo são essencialmente compostas por microesparite (Fotografia 5.42). Nesta estrutura, é possível reconhecer também uma banda micrítica que cruza os filamentos.

A estrutura em leque é frequentemente composta por subcristais unidos na base, ramificados na parte superior onde são separados por inclusões (Fotografia 5.36). Nestas estruturas, os subcristais são facilmente identificados como estruturas parcialmente independentes da estrutura original.

Em ambos os casos, a esparite pode apresentar desenvolvimento colunar, e adquire uma morfologia em pluma com as inclusões e/ou subscritais oblíquos à direção de crescimento da estrutura principal (Fotografias 5.34, 5.39, 5.43 e 5.44). Estas estruturas podem ocorrer de forma isolada ou juntamente com outras semelhantes, e podem atingir mais de 2 mm de comprimento (Fotografia 5.43).

A esparite apresenta-se disposta em bandas sincrónicas e frequentemente a esparite radial é relativamente comum. O desenvolvimento lateral da esparite ocorre até ao contacto com a superfície dos cristais vizinhos, que dá origem a uma superfície planar e ao desenvolvimento subperpendicular ao substrato. Neste caso, os cristais colunares apresentam uma estrutura em paliçada, composta por esparite romboédrica ou em pluma (Fotografia 5.39).

Podem ocorrer limitações semelhantes ao nível interno da própria esparite radial com vários eixos de crescimento, que pode assumir formas assimétricas, com as faces interiores com menor espessura que as exteriores (Figura 5.3. p. 222).

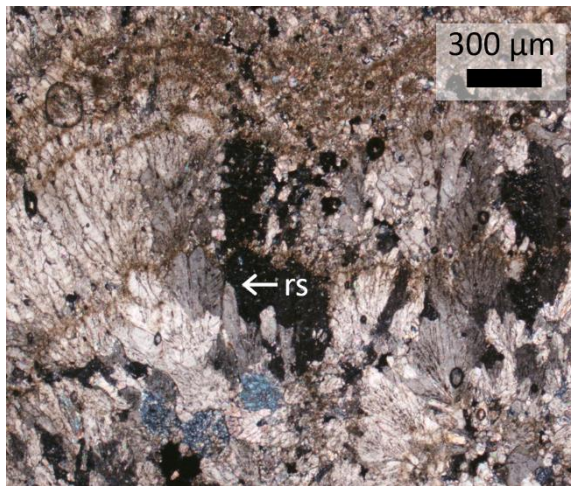
A esparite radial descrita anteriormente, tanto em leque fibroso como subcristalina, pode assumir também uma forma composta. Nesta situação, a estrutura radial pode apresentar uma extensão descontínua, que se prolongam entre vários cristais de esparite e mesmo micrite (Fotografia 5.35).

À semelhança das fácies associadas a briófitas, foram encontrados corpos filamentosos negros intracristalinos nas bandas esparíticas. Contudo, ao contrário daquilo que se encontrou em tufos calcários da rib.^a da Asseca, conhecem-se apenas filamentos isolados ou com poucas ramificações.

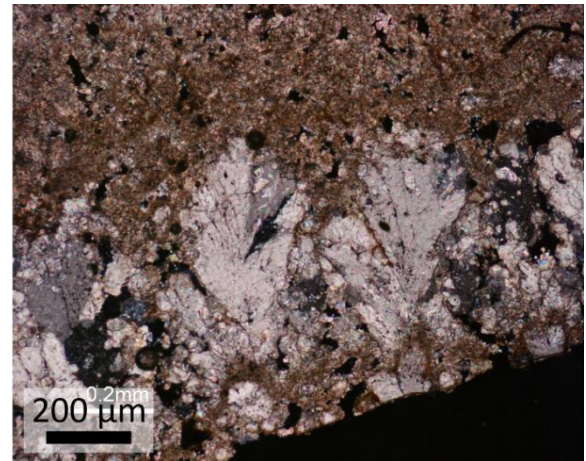
As cavidades mais pronunciadas ou abrigadas da energia fluvial podem ter igualmente um papel importante na captura de materiais detríticos, correspondentes a clastos não só autóctones (grãos de tufo calcário) mas também alóctones (v.g. grãos de quartzo ou litoclastos de grauvaques).

Bandas micrométricas

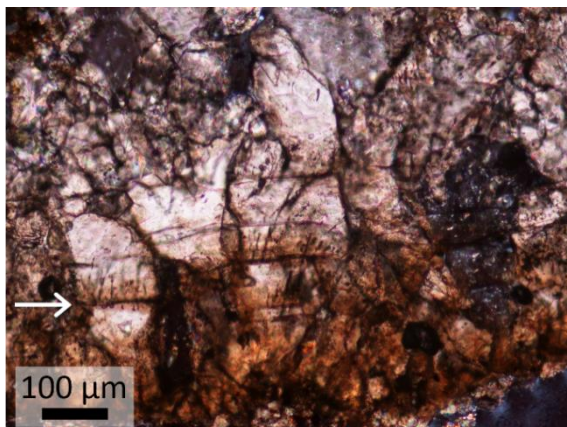
Alguns dos cristais de esparite apresentam bandas micrométricas, que fazem parte da própria estrutura da esparite (Fotografia 5.45) ou representam descontinuidades intercristalinas (Fotografias 5.37 e 5.38). A frequência rítmica mais baixa que se identificou apresenta bandas com 30 a 50 μm de espessura.



Fotografia 5.35 – Esparite radial subcristalina (ss) e fibrosa, com inclusões perpendiculares ao desenvolvimento. O leque apresenta continuidade através de outros cristais, reconhecido pelas inclusões que lá se encontram (*amostra Alf-1(2)-II*).



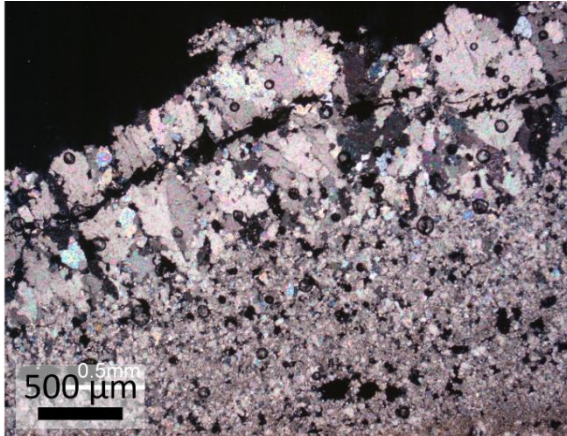
Fotografia 5.36 – Esparite radial subcristalina, com inclusões perpendiculares ao desenvolvimento com ~500 μm de comprimento (*amostra Alf-1(2)-II*).



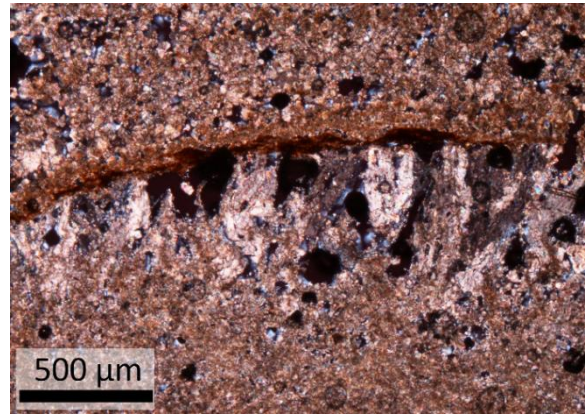
Fotografia 5.37 – Calcite subédrica a euédrica (escalenoédrica) com passagem gradual para cristal pristino. Note-se as discontinuidades e inclusões transversais ao sentido de crescimento (*seta*) (*amostra OP-1(2)-V*).



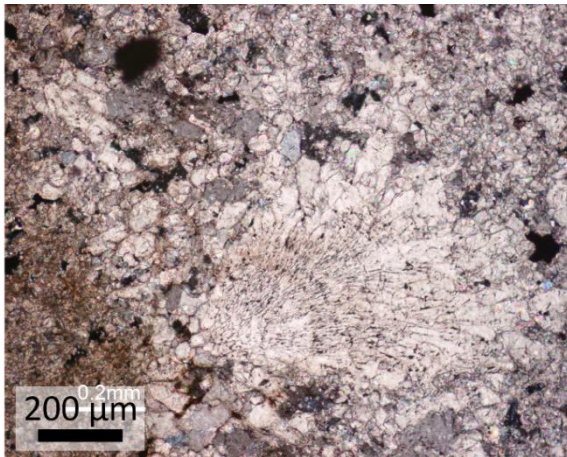
Fotografia 5.38 – Aspeto microscópico de fácies bandada, provavelmente associada a algas e/ou bactérias. Bandas claras com esparite romboédrica pristina e bandas de tonalidade castanha, que podem atravessar os cristais (*amostra OP-1(2)-V*).



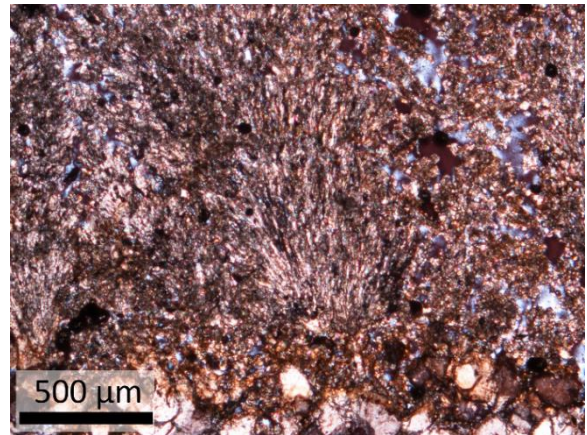
Fotografia 5.39 – Esparite colunar em paliçada sobre banda de cimento microesparítico (*amostra Alf-1(2)-II*).



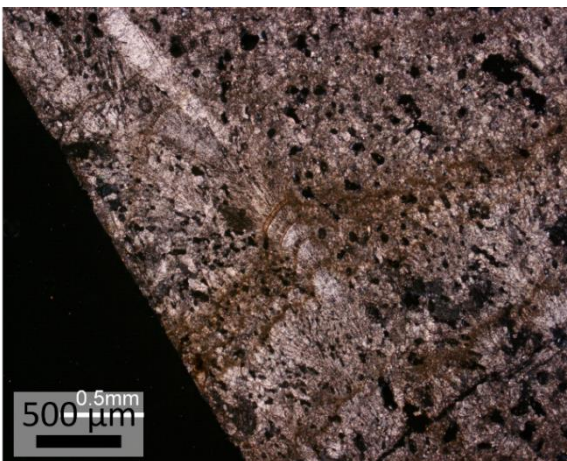
Fotografia 5.40 – Fácies bandada de algas e/ou bactérias, com sequência de bandas microesparítica e/ou micrite e óxidos/hidróxidos de ferro e de esparite colunar em paliçada (*amostra OP-1(2)-V*).



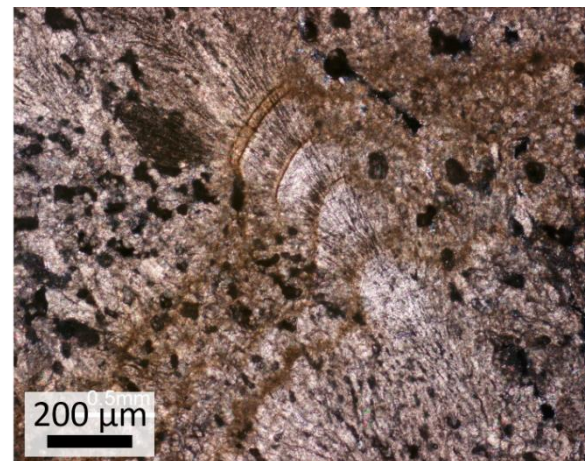
Fotografia 5.41 – Esparite dendroradial de desenvolvimento fascicular. Fibras marcadas por inclusões que podem mimetizar tecidos orgânicos com ~500 μm de comprimento (*amostra Alf-1(2)-II*).



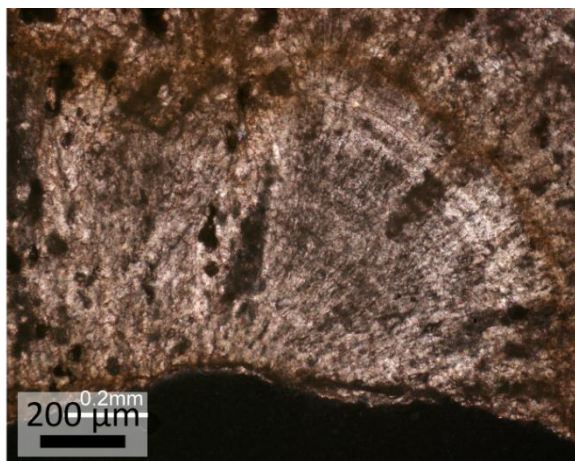
Fotografia 5.42 – Estrutura recente semelhante à encontrada na Fotografia 5.41, mas composta por esparite e microesparite (*amostra OP-1(2)-V*).



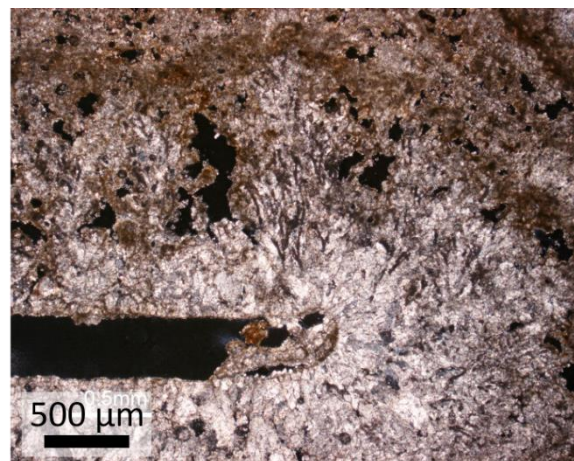
Fotografia 5.43 – Cristal de esparite em pluma que atravessa várias camadas de deposição. Matriz essencialmente microesparítica a micrítica com alguns cristais radiais (*amostra Alf-1(2)-II*).



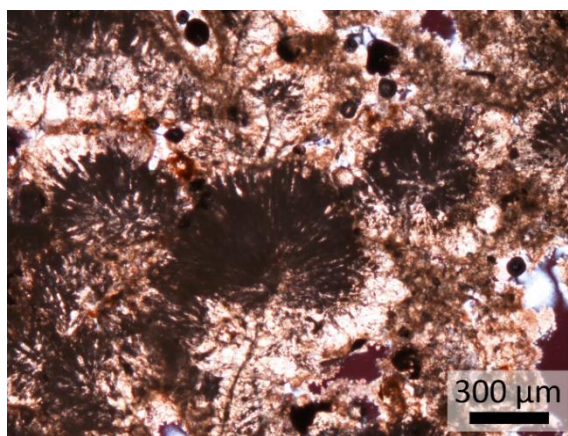
Fotografia 5.44 – Pormenor da Fotografia 5.43



Fotografia 5.45 – Variações internas perpendiculares ao sentido de crescimento no interior de esparite em leque (*amostra Alf-1(2)-II*, pormenor da Fotografia 5.30).



Fotografia 5.46 – Corpos filamentosos dendríticos compostos por micrite, semelhantes a filamentos do tipo inclusão desenvolvidos sobre fitoclasto (*amostra Alf-1(1)-II*).



Fotografia 5.47 – Corpos filamentosos negros do tipo escandulítico a radial em estrutura associada a briófitas (*amostra PN-1(1)-II*).

5.1.2.4. Corpos filamentosos

Os tufos calcários apresentam frequentemente corpos filamentosos, que podem apresentar diferentes morfologias. Neste trabalho serão considerados os corpos filamentosos compostos por agregados cristalinos e inclusões de diâmetro inferior a 50 μm, reconhecíveis com microscópio petrográfico.

Corpos filamentosos de cor negra

As estruturas bandadas já descritas apresentam frequentemente inclusões de corpos filamentosos dendríticos de cor negra (Fotografias 5.22, 5.23 e 5.47), e são comuns nas fácies associadas a briófitas (por exemplo no depósito antigo de Porto Nobre), mas podem ocorrer também em estruturas bandadas associadas a algas e/ou bactérias (tal como na cascata moderna de Alfaceda e no sistema fluvial da rib.^a da Asseca).

Estes corpos filamentosos apresentam dois tipos de morfologia distintos associados a briófitas, tanto do tipo escandulítico, desenvolvido a partir de uma nervura central, ou radial a dendrítico nas extremidades. Estas estruturas dendríticas apresentam uma largura média de 439 μm e um desvio padrão de 169 μm em fácies associadas a briófitas, com um mínimo e máximo de 89 μm e de 781 μm respetivamente, numa amostra de 61 dendrites (Gráfico 5.6). Geralmente estes filamentos apresentam diâmetros entre os 10 e os 20 μm . Provavelmente parte destes filamentos devem corresponder a restos de matéria orgânica incluída na esparite ou entre os cristais micríticos. Contudo, quando analisados com recurso à espectroscopia Raman, os filamentos apresentam apenas os picos atribuídos à calcite (Gráfico 6 do Anexo IV).

Em estrutura bandada associada a algas e/ou bactérias foram identificadas estruturas semelhantes, contudo compostos por micrite de cor negra ou inclusões intracristalinas em esparite. Neste caso as estruturas dendríticas são mais longas, chegando a ultrapassar 1,1 mm, e atingindo frequentemente os 700 μm (Fotografia 5.46). Geralmente estes filamentos apresentam diâmetros entre os 20 e os 30 μm .

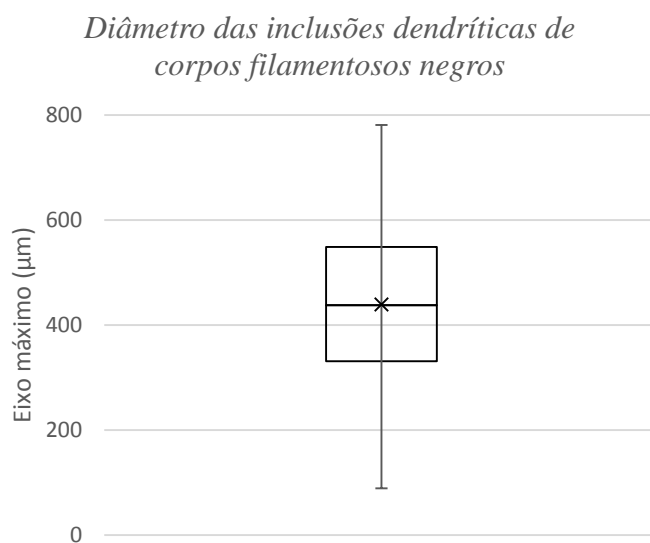


Gráfico 5.6 - Diagrama de extremos e quartis de frequências absolutas da largura dos dendritos de corpos filamentosos radiais e do tipo escandulítico em briófitas das amostras dos depósitos moderno e antigo de Porto Nobre (PN-2-(1)-II e PN-1(1)-II respetivamente) ($n = 61$).

Corpos filamentosos micríticos

Outro tipo de corpos filamentosos consiste em filamentos de micrite, que podem ser ramificados em Y com vários milímetros de comprimento, variar entre os 20 e os 50 μm de diâmetro e apresentar variações na sua densidade e disposição geral. Este tipo de corpos filamentosos foi identificado unicamente em fácies microdetríticas características de uma deposição lenta, tanto em regime fluvial aberto (por exemplo, nas plataformas de tufo calcário

E_{RS}^{+70} , em Alface), ou em regime especialmente dependente da exurgência (bordadura da plataforma de tufo calcário associado à nascente do Olho de Paris).

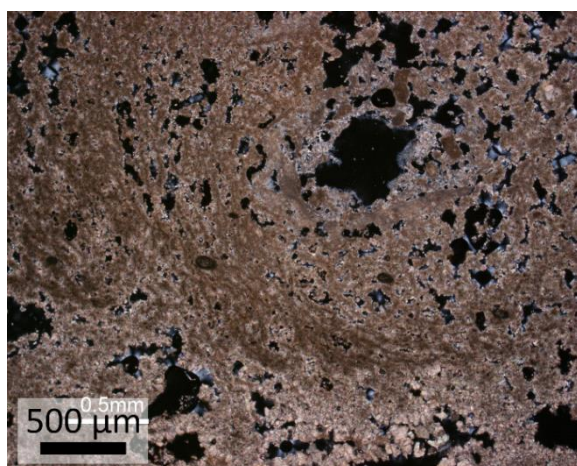
Quanto à sua estrutura de baixa densidade, quando esta não apresenta grandes perturbações, os filamentos podem ser relativamente retilíneos a ligeiramente ondulados (Fotografia 5.48 e parte superior direita da Fotografia 5.49). Por vezes, nas estruturas de baixa densidade, os filamentos podem apresentar uma densidade mais elevada junto de obstáculos existentes no momento de formação (v. g. caule), esta acumulação parece ocorrer no lado de origem do fluxo, enquanto no lado oposto apresenta menor densidade e com ondulações que sugerem a sua modelação hidrodinâmica (Fotografia 5.48).

Por último, estes corpos filamentosos podem-se apresentar como nódulos de filamentos desorganizados (Fotografia 5.50). Estes nódulos podem estar revestidos por um envelope microesparítico ou como esparite subédrica em paliçada.

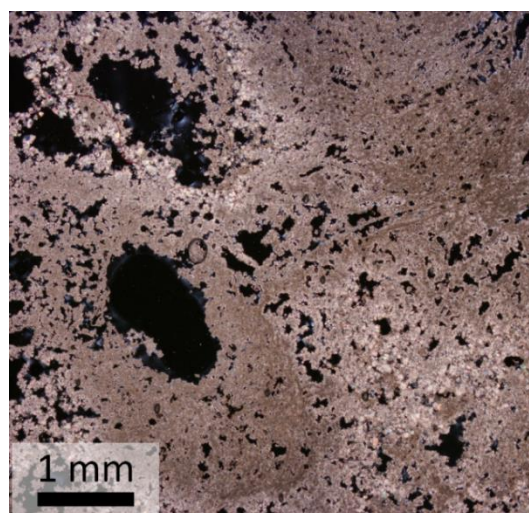
Corpos filamentosos microesparíticos

O último tipo de corpos filamentosos identificados apresenta cimento microesparítico, existentes e ambientes semelhantes aos corpos filamentosos micríticos. Os de dimensão mais reduzida têm até 10 μm de espessura, e apresentam-se de forma isolada e ondulados ou com uma morfologia côncava, a partir da qual os filamentos se prolongam na direção oposta, podendo ter vários arcos côncavos.

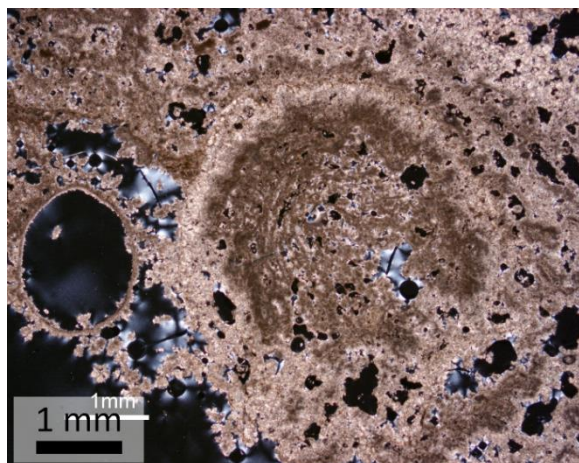
Nos corpos filamentosos microesparíticos podem também ser considerados os poros tubulares de espessura muito reduzida (<10 μm), envolvidos por um envelope de microesparite subédrica em paliçada.



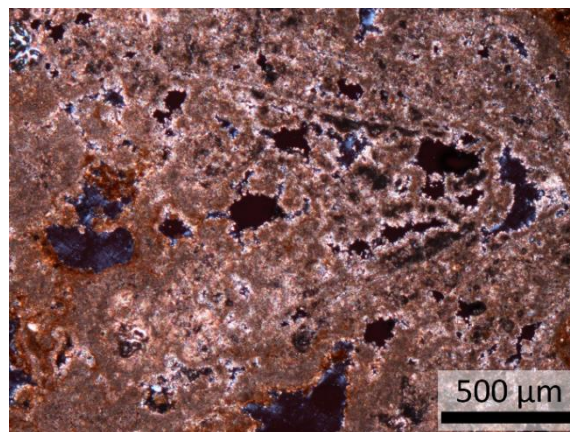
Fotografia 5.48 – Densidade elevada de corpos filamentosos micríticos em volta de poro subcircular (*amostra Alf-3(2)-II*).



Fotografia 5.49 – Molde composto por micrite estruturada em corpos filamentosos com 20 a 50 μm muito densos, mais espaçados por e ondulados na parte superior direita (*amostra Alf-3(2)-II*).



Fotografia 5.50 – Nódulo de corpos filamentosos micríticos não organizados, envolvido por microesparite anédrica a subédrica em paliçada (amostra *Alf-3(2)-II*).



Fotografia 5.51 – Filamentos inferiores 30 μm , com estrutura em côncava (amostra *SL-1(2)-II*).

5.1.2.5. Incrustação sobre macrófitas

A acumulação do carbonato de cálcio ocorre em vários tipos de superfície, que é mimetizada por camadas sucessivas de tufos calcários de estrutura bandada associada a algas e/ou bactérias. Frequentemente, a primeira camada corresponde a acumulações micríticas ou ricas em óxidos/hidróxidos de ferro ou de esparite primária resultante da nucleação direta, em regra não pristina na base (Fotografia 5.53).

Numa das amostras utilizadas encontra-se um molde de um ramo de *Olea europaea* que esteve mergulhado numa área mais profunda após uma pequena cascata, com 2 a 7 anos de deposição⁸¹. Nesta amostra, o substrato e a primeira camada são atualmente intercalados por uma pré-câmara onde se encontram cristais de microesparite esparite romboédrica isolados, que poderá estar relacionada com a desidratação e retração da matéria orgânica.

Frequentemente a casca exterior encontra-se descolada do floema secundário, com acumulação de micrite subcutânea neste espaço poroso até aproximadamente 100 μm de largura. A primeira camada acumulou-se já sobre esta superfície deformada, contudo o molde não encaixa perfeitamente na morfologia atual (Fotografia 5.54).

Para além da micrite subcutânea, é também possível reconhecer o hábito de cristais romboédricos ou escalenoédricos no interior do próprio tecido vegetal, cuja direção de crescimento é para o interior do ramo (Fotografia 5.56).

⁸¹ Não foi possível identificar a origem de todas as variações nas bandas, assumindo-se que apenas uma das discontinuidades corresponde de fato a uma variação interanual. As restantes podem corresponder a oscilações intrazonais (v.g. mudanças de temperatura mais ou menos prolongadas e contrárias à tendência sazonal ou a interrupção do funcionamento da exsurgência e posterior reativação).

5.1.2.6. Depósitos de natureza clástica

Nos elementos característicos das estruturas clásticas consideram-se todas as componentes detríticas que se encontram associadas aos depósitos de tufo calcário, e a designação intraclásticos é salvaguardada para materiais de tufo calcário remobilizados após a precipitação primária dos carbonatos.

Intraclastos

São considerados como tufos calcários intraclásticos, as formações aluviais que incluem clastos de tufo calcário cuja sedimentação ocorreu previamente noutro local ou no mesmo, posteriormente fraturado. Os clastos podem ocorrer como fragmentos de tufo calcário isolado ou como clastos destacados de depósitos francamente consolidados.

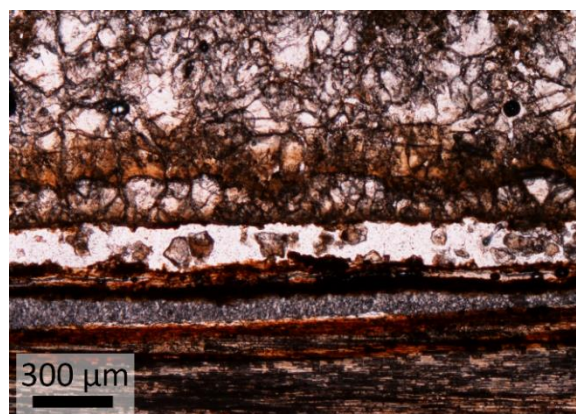
Os fragmentos de tufo calcário isolado correspondem, em regra, a moldes de troncos ou de caules de vegetação anual. Estes fragmentos apresentam tamanho variável e acumulam-se em áreas de energia mais reduzida ou no próprio local de quebra.

Alguns fragmentos podem corresponder a materiais destacados das barreiras fitoconstruídas, que com o transporte de origem gravitacional ou fluvial, se acumulam como coluviões ou aluviões.

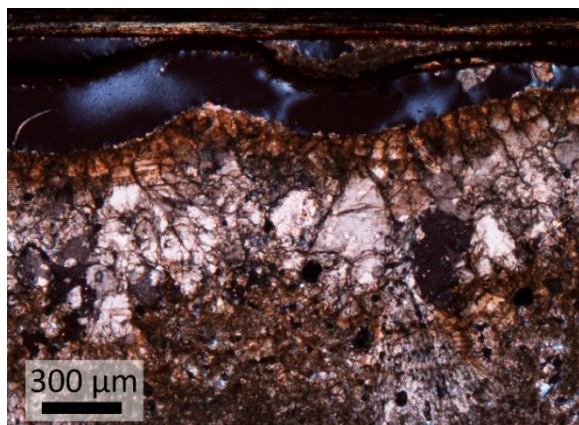
Estes depósitos podem ser cimentados por novas gerações de tufo calcário formados nos canais ativos (*i. e.* tufos de estrutura bandada associada a algas e/ou bactérias ou por microdetritos de tufo calcário). A distribuição da energia não é uniforme, e desta forma, em algumas situações os intraclastos podem ocorrer intercalados com moldes em posição de vida, ou acumular-se em volta destes quando ocorrem oscilações da energia ou em áreas dos canais abrigadas ou com diferentes condições do fluxo.



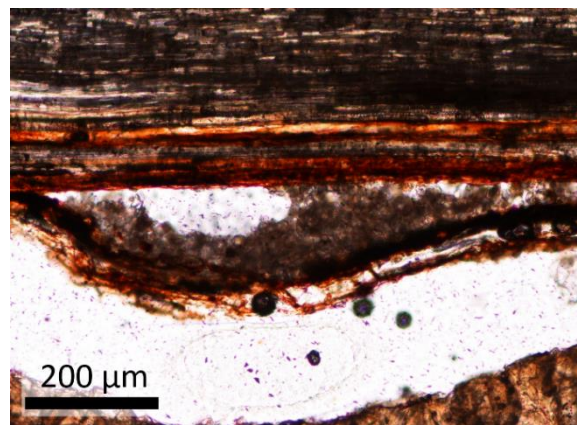
Fotografia 5.52 – Molde vegetal (ramo de oliveira) da amostra OP-1(2)-V (amostra com ~4,6 cm de comprimento).



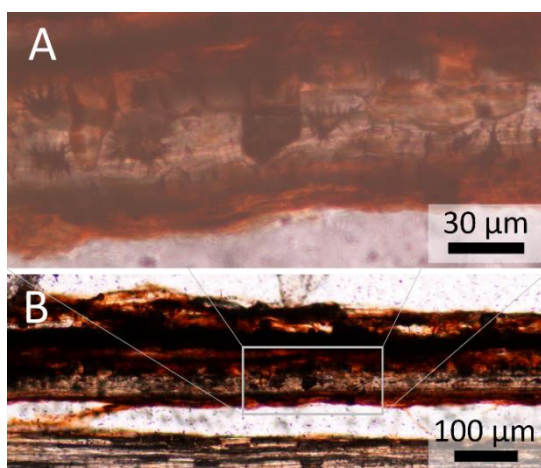
Fotografia 5.53 – Primeiras camadas de acumulação de esparite euédrica a subédrica sobre o substrato, e romboedros de esparite isolados na “câmara de retração” (amostra OP-1(2)-V).



Fotografia 5.54 – Acumulação de micrite subcutânea em relação ao molde vegetal, de crescimento posterior à precipitação do substrato e retração do molde. Note-se o hábito em leque da esparite da parte mais elevada do ramo (*amostra OP-1(2)-V*).



Fotografia 5.55 – Pormenor de acumulação de micrite subcutânea em relação a molde vegetal. Pormenor da Fotografia 5.54 (*amostra OP-1(2)-V*, luz polarizada).



Fotografia 5.56 (à esquerda) – Calcite esparítica romboédrica nucleada no interior da matéria orgânica. Crescimento para o centro do substrato (*amostra OP-1(2)-V*, luz polarizada).

Microdetritos e lentes micríticas

Os microdetritos correspondem a pequenas partículas de carbonato de cálcio que se acumulam em áreas de energia reduzida, podendo dar origem a lentes relativamente extensas, frequentemente em áreas de declive reduzido como os depósitos que compõem a plataforma E_{RS}^{+70} em Alface e a Superfície Intermédia em Loulé, junto à Goncinha. Os materiais orgânicos estão na origem de moldes que resultam da precipitação do carbonato de cálcio sobre estes (Fotografias 5.58 a 5.60) e pela cimentação diagenética dos materiais microdetriticos que se acumulam no leito (Fotografias 5.57, 5.58 e 5.61).

O cimento é dominado por micrite, com raras manchas de microesparite ou esparite, cuja heterogeneidade é marcada por mudanças nos padrões e agregados de micrite e microesparite ou por outros elementos clásticos, tanto líticos ou bioclásticos.

Os moldes de macrófitas ou de briófitas são frequentemente de espessura reduzida, geralmente constituídos por micrite (Fotografias 5.63 e 5.64). Apesar de não apresentarem

variações rítmicas como os tufos bandados, estes podem apresentar as bandas evidenciadas pela existência de óxidos/hidróxidos de ferro, que definem áreas com a mesma idade (Fotografia 5.63).

A micrite é a forma dominante da calcite, e por vezes é substituída por microesparite ou esparite, especialmente no preenchimento da porosidade primária. Contudo, mesmo quando composto por esparite esta é tendencialmente anédrica a subédrica, por vezes esparite acicular nos poros (Fotografia 5.66).

Os corpos filamentosos compostos por micrite são muito comuns neste tipo de ambiente, e a sua disposição e densidade são variáveis, como demonstrado na secção 5.1.2.4. (Filamentos micríticos e microesparíticos, p. 187).

Em algumas situações, a micrite apresenta-se organizada sob a forma de filamentos que variam entre os 20 e os 50 μm de largura e vários milímetros de comprimento. Quanto à sua estrutura, esta não apresenta grandes perturbações, e os filamentos podem ser relativamente retilíneos a ligeiramente ondulados (Fotografia 5.63 e parte superior direita da Fotografia 5.48).

Este tipo de acumulação foi identificada no campo em depósitos modernos de fluxo e velocidade de precipitação lentos (como por exemplo na área de transição do modelo de curso de água suspenso e outros depósitos associados a canais entrançados) e sob a forma de pequenas bolsas entre cascatas.

No seu aspeto macroscópico, estes tufos calcários podem apresentar um aspeto relativamente maciço (Fotografia 5.62) ou ser representados por lentes mais fortemente cimentadas (Fotografia 5.57), pequenas dunas hidráulicas de microdetritos (Fotografia 5.61). A precipitação micrítica e/ou a cimentação dos depósitos microdetríticos pode ocorrer durante períodos mais ou menos contínuos, o que está na origem de sequências francamente consolidadas com alguma espessura e continuidade (Fotografia 5.58).

Lamas carbonatadas

As lamas carbonatadas caracterizam-se como um depósito esbranquiçado e relativamente homogéneo, massa esta que pode ser cruzada por camadas subhorizontais de tonalidade mais escura. Estas camadas representam variações nas condições de sedimentação.

O cimento é quase exclusivamente micrítico, sendo composto apenas por algumas áreas microesparíticas. A estrutura micrítica é predominantemente homogénea a grumosa, por vezes com grumos hemisféricos ou relativamente alongados a irregulares cujos contornos são bem definidos ou difusos.

Os agregados hemisféricos a elipsoidais podem ultrapassar 1 mm de eixo máximo, e o seu interior pode ser homogéneo ou com cristais de microesparite (Fotografia 5.68). Em alguns casos, podem estar envolvidos por finas lâminas de micrite geralmente inferiores a 70 μm de espessura.

Estas lamas têm alguns micromoldes, cuja delineação é marcada por anéis isogranulométricos da própria micrite ou microesparítico, por vezes em paliçada, ou pela porosidade *per se* (Fotografias 5.68 a 5.70). Em algumas áreas, os moldes subcirculares (provavelmente tubulares) até aproximadamente 60 μm são relativamente comuns. Os poros podem ter calcite esparítica em acicular desenvolvida nos bordos, assim como raros cristais anédricos (Fotografia 5.72).

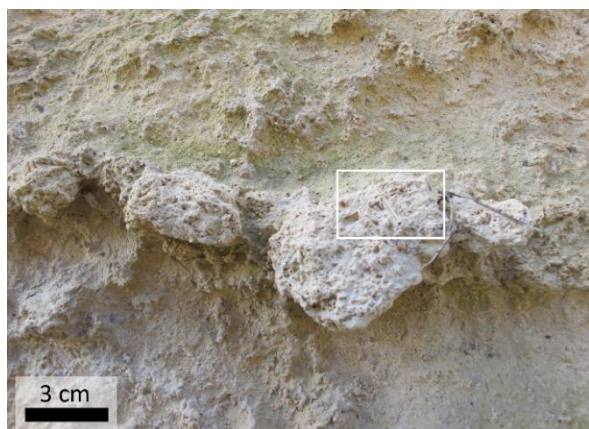
As massas micríticas podem conter grãos esparíticos geralmente inferiores a 50 μm e bioclastos (*v. g.* fragmentos de conchas) com uma distribuição irregular e pouco frequente (Fotografia 5.71).



Fotografia 5.57 – Tufo calcário micrítico, com lentes de tufo calcário mais fortemente consolidado em Goncinha.



Fotografia 5.58 – Tufo calcário micrítico com moldes vegetais relativamente comuns, a sul de Loulé.



Fotografia 5.59 – Lente irregular de tufo calcário micrítico a microdetritico de limites mal definidos com porosidade móldica, intercalado em tufo pouco consolidados em Alface (membro intermédio).



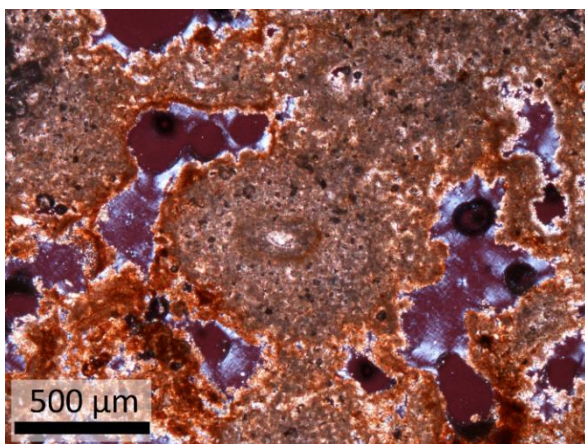
Fotografia 5.60 – Molde vegetal, provavelmente de gramínea, formado em lente micrítica (pormenor da Fotografia 5.59).



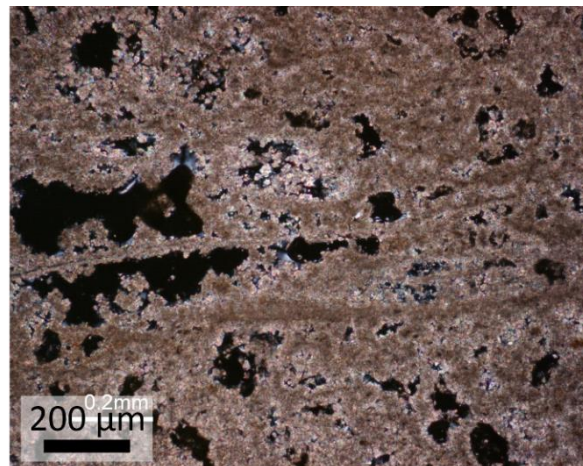
Fotografia 5.61 – Duna hidráulica composta por microdetritos de tufo calcário e com cimento diagenético nas camadas superficiais (plataforma intercascata no Olho de Paris) (Escala: pilha AA).



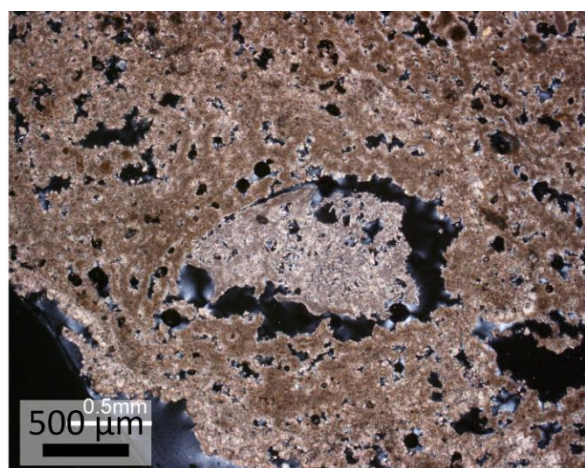
Fotografia 5.62 – Tufo calcário microdetritico com lente de materiais siliciclásticos e intraclastos com crosta de óxidos/hidróxidos de ferro no topo.



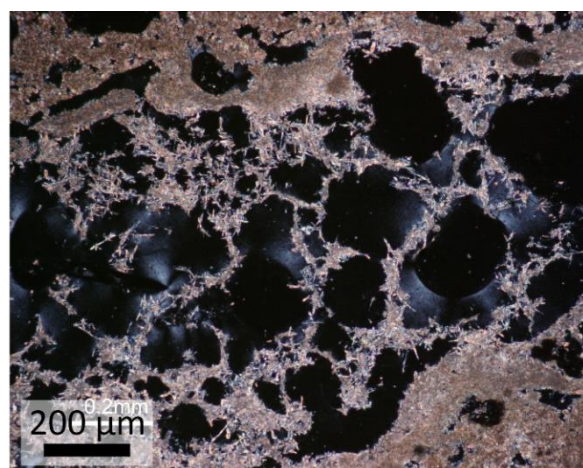
Fotografia 5.63 – Esparite com bandas de óxidos/hidróxidos de ferro desenvolvidas a partir de poro oval (60 por 100 μm) preenchido por microesparite (amostra SL-1(2)-II).



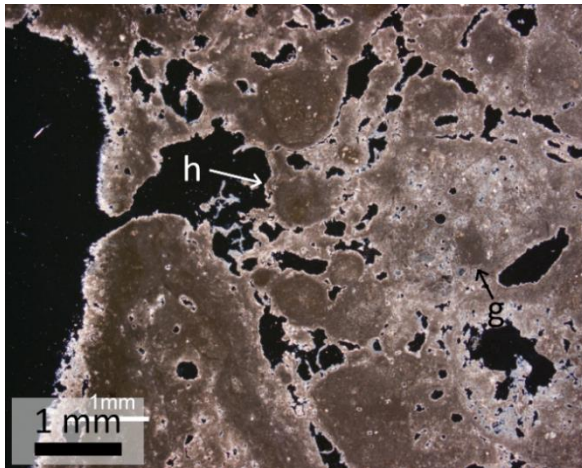
Fotografia 5.64 – Molde formado por micrite e microesparite, rodeado por filamentos de micrite (amostra Alf-3(2)-II).



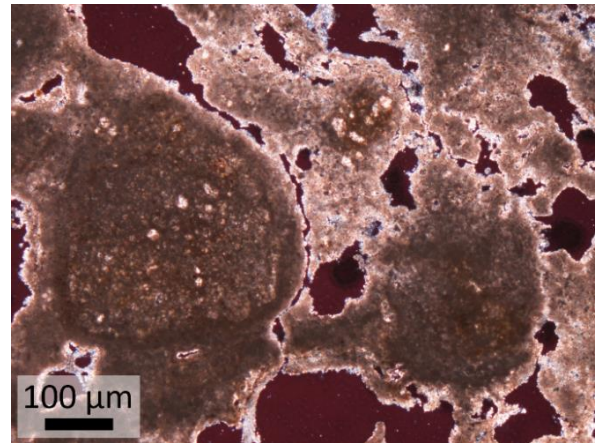
Fotografia 5.65 – Matriz de filamentos micríticos e molde de micrite ao centro com $\sim 170 \mu\text{m}$ de largura (amostra Alf-3(2)-II).



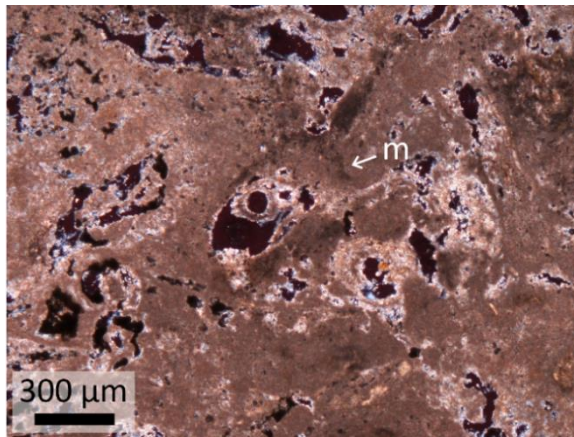
Fotografia 5.66 – Preenchimento por esparite acicular (amostra Alf-3(2)-II).



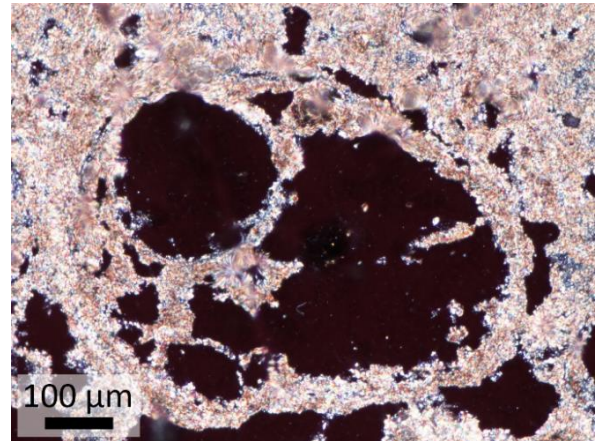
Fotografia 5.67 – Estrutura micrítica grumosa hemisférica de limites nítidos (h) e irregular de limites contínuos (g) (amostra Alf-2(1)-II).



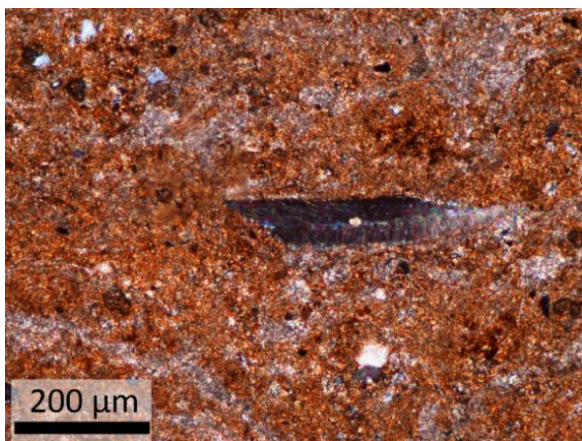
Fotografia 5.68 – Pormenor de grãos micríticos subcirculares com grãos detríticos no seu interior, envolvidos por patine micrítica (amostra Alf-2(1)-II).



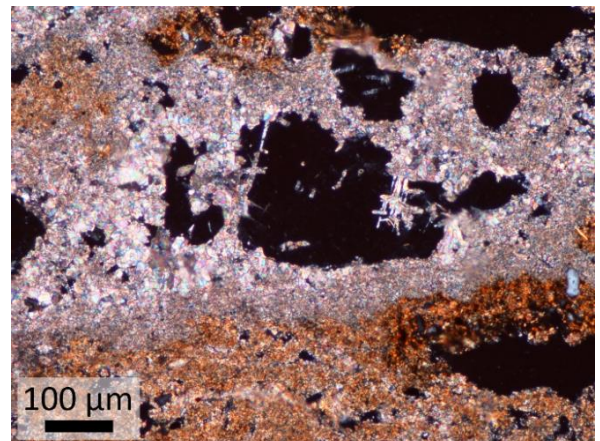
Fotografia 5.69 – Molde delineado por micrite (m) (amostra Alf-2(1)-II).



Fotografia 5.70 – Duplo molde formado por microesparite (amostra Alf-2(1)-II).



Fotografia 5.71 – Fragmento de concha incluído nas crustas de óxidos/hidróxidos de ferro formado no topo de lamas carbonatadas (amostra Alf-2(1)-II).



Fotografia 5.72 – Esparite anédrica e acicular desenvolvida nos bordos de poro alongado na crusta de óxidos/hidróxidos de ferro (amostra Alf-2(1)-II)

Grãos revestidos e oncólitos

O revestimento dos objetos é comum em ambientes onde a acumulação de carbonato de cálcio é rápida, contudo frequentemente os objetos são fixados no seu conjunto ao substrato. Noutras ocasiões, as camadas de carbonato de cálcio vão-se acumulando em volta de pequenos clastos existentes no leito, cuja forma irregular se torna mais suave.

Os grãos revestidos na área são geralmente de dimensões reduzidas (inferiores a 1 cm de diâmetro), e desta forma com pouca espessura de carbonato de cálcio em sua volta. Frequentemente o revestimento não passa de uma fina película carbonatada.

A sua ocorrência pode ter um caráter isolado ou podem formar lentes com alguns centímetros de espessura, tanto em ambiente fluvial como na marmita de erosão formada na parte frontal das cascatas (v. g. na rib.^a de São Lourenço e na Queda do Vigário (Alte)) (Fotografia 5.73).

Conglomerados com cimento carbonatado

Os conglomerados com cimento carbonatado são litofácies relativamente comuns neste tipo de ambiente, variando na sua distribuição, arquitetura, características do cimento e do material consolidado.

À semelhança de outros depósitos fluviais, os clastos podem ser angulosos ou arredondados mediante a distância de transporte e a resistência dos materiais.

A matriz destes conglomerados pode apresentar qualquer uma das estruturas sedimentares associadas aos tufos calcários descritas nos pontos anteriores. Os mais comuns são estruturas bandadas associadas a algas e/ou bactérias que se podem formar no leito dos cursos de água maiores ou enquanto lentes de materiais clásticos intercaladas numa matriz microdetritica ou de lamias carbonatadas.

Frequentemente, as fácies com origem na acumulação dos tufos calcários, tanto de acumulação como granulares, surgem intercaladas pelos conglomerados. Esta sequência de fácies resultada da alternância de condições favoráveis à formação de tufos calcários com episódios de energia elevada.

5.1.2.7. Crustas

Os depósitos carbonatados de granulometria mais fina no flanco sul da flexura de Algibre têm frequentemente uma crosta associada, que se apresenta rubificada (10R4/8 na escala de Munsell) devido ao predomínio de óxidos/hidróxidos de ferro na sua composição (Fotografias 5.74 a 5.76).

A crosta cobre não só os depósitos fluviais (tufo calcário), como também os depósitos coluviais (v. g. entre Alfarrobeira e Valados). Em tufos calcários, as crustas foram identificadas

no terraço fluvial nível E_{RS+70} em Alface e na plataforma à cota aproximada 150 m, a sul de Loulé.

A crusta é em regra laminada, com lâminas subparalelas à superfície compostas por micrite ou microsparite, por vezes compostas também por bolsas deste material sem continuidade lateral (Fotografia 5.76). A tonalidade rubificada da crusta aumenta em direção à superfície (Fotografia 5.76).

À semelhança das lamas carbonatadas subjacentes, a crusta apresenta porosidade subcircular até $60\ \mu\text{m}$, e uma grande quantidade de poros irregulares e bioclastos (Fotografia 5.71).



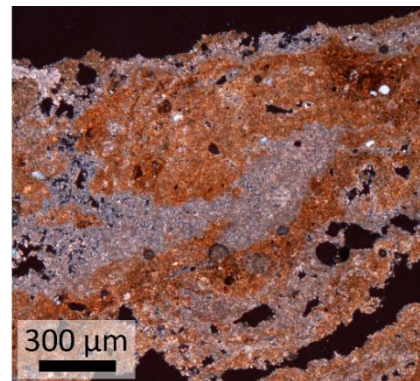
Fotografia 5.73 – Conglomerado de oncólitos (rio Seco, junto a Sambada).



Fotografia 5.74 – Aspeto geral de crusta de óxidos/hidróxidos de ferro desenvolvida em tufos calcários micríticos com alguns moldes vegetais em Alface.



Fotografia 5.75 – Aspeto macroscópico da crusta em Alface.



Fotografia 5.76 – Bolsa microesparítica em cimento de óxidos/hidróxidos de ferro (amostra Alf-2(1)-II).

5.2. Litofácies associadas a tufos calcários

Os tufos calcários são especialmente compostos por calcite pobre em magnésio (> 85 % de CaCO_3), à semelhança de outros casos de estudo como indicados, por exemplo, por Arenas *et al.* (2000), Pedley (2009), Arenas-Abad *et al.* (2010) e Capezzuoli *et al.* (2013). Enquanto depósitos de um sistema aberto, podem também incluir quantidades residuais de outros elementos como quartzo e óxidos/hidróxidos de ferro em proporções variáveis.

Os resultados apontam para a presença de hematite associada a goethite semelhante ao identificado por outros autores em áreas de clima mediterrâneo e árido, tais como massas difusas e de contornos irregulares no interior de calcite micrítica (Arenas *et al.*, 2000), nas superfícies de dissolução entre camadas (Nicoll *et al.*, 1999) e como revestimento da porosidade primária num ou vários episódios (Nicoll *et al.*, 1999; Arenas *et al.*, 2000; Domínguez-Villar *et al.*, 2011). Para além destas situações, estes materiais foram também identificados nas primeiras camadas de tufo calcário precipitado em volta dos moldes de macrófitas.

Em algumas situações, tanto a esparite radial em leque a esferulítica como a esparite colunar podem ser coroadas por micrite ou lâminas enriquecidas em óxidos/hidróxidos de ferro que estabelecem descontinuidades. Segundo Brasier *et al.* (2011), estas descontinuidades parecem indicar um hiato na sedimentação, seguido da renucleação dos cristais.

Sob clima árido, Nicoll *et al.* (1999) associaram os depósitos insolúveis (argilas e óxidos de ferro) como consequência da dissolução provocada pela água percolante.

A base do perfil de São Lourenço e o terraço de tufos calcários de Porto Nobre, representam os tufos calcários mais antigos destas formações. Nas amostras recolhidas neste grupo de depósitos, a porosidade apresenta-se revestida por camadas de óxidos/hidróxidos de ferro. Pedley (2009) já havia referido a presença de óxidos de ferro hidratados em vários tufos mais antigos, o que está de acordo com o observado no Algarve.

As classificações de litofácies utilizadas neste trabalho estão diretamente relacionadas com a geomorfologia, que condiciona a energia associada à construção dos depósitos, e assim a velocidade de precipitação dos carbonatos e a frequência das associações de tipo de substrato biológico (v. g. Ordóñez e García del Cura (1983), Chafetz e Folk (1984), Pedley (1990) e Arenas-Abad (2010)). Na ausência de associações vegetais predominantes, a diferenciação é feita com base na análise sedimentológica das formações.

Pedley (1990) propôs uma classificação de litofácies geral, que serviu de base para uma grande diversidade de trabalhos sobre tufos calcários nas décadas de 1990 e 2000, e cuja classificação tem por base o tipo de ambiente e as associações de fácies características de cada

um. O autor introduziu o paralelismo com os carbonatos marinhos através das designações *phytoherm framestone* e *boundstone*, desde aí generalizados nas classificações de fácies de tufo calcário.

A conceção ambiental dos trabalhos referidos foi reforçada e sistematizada por Arenas-Abad *et al.* (2010), posteriormente desenvolvida em outros trabalhos como Vázquez-Urbez (2011a, b e c), Martini e Capezzuoli (2013), Arenas *et al.* (2014b), Auqué *et al.* (2014), García-García *et al.* (2014).

Este último conjunto de classificações será a base das classificações utilizadas neste trabalho, com algumas modificações e, especialmente, adaptações da terminologia. Neste sentido, evitou-se o recurso à terminologia atribuída a carbonatos marinhos cuja génese e processos envolvidos, bem distintos dos envolvidos nos tufos calcários, se encontram definidos e fundamentados.

Na classificação de litofácies utilizada foram considerados dois grandes grupos de fácies em função do principal agente modelador, onde se balanceou entre o predomínio da acumulação dos carbonatos em domínio fluvio-cársico e a modelação hidrodinâmica em domínio fluvial (Quadro 5.3).

Quadro 5.3 – Tipos de litofácies de tufo calcário quanto à sua origem, natureza e associações vegetais associadas.

Domínio (agente)	Natureza	Litofácies de tufo calcário (grupo de fácies/fácies)	Código		
Fluvio-cársico (acumulação de carbonatos)	Fitoconstruída	Tufo bandado a lenticular	t. de briófitas	<i>Lpbr</i>	
			t. de algas e/ou bactérias	<i>Lpab</i>	
		Tufo fitoconstruído vacuolar	t. micrítico	<i>Lpmi</i>	
			t. em cortina	<i>Lpst2</i>	
			t. de grupos de caules	<i>Lpst1</i>	
			t. fitoclástico	<i>Lpc</i>	
	Inorgânica	Tufo vacuolar inorgânico	t. de algas filamentosas	<i>Lpfa</i>	
			t. de bolhas revestidas	<i>Lov</i>	
	Fluvial (modelação hidrodinâmica)	Clástica	Tufo granular	t. oncolítico	<i>Lo</i>
				t. microdetritico	<i>Ld</i>
t. intraclástico				<i>Li</i>	
lamas carbonatadas				<i>Lm</i>	
plaquetas carbonatadas				<i>Lcr</i>	
Conglomerado			de cimento carbonatado	<i>CgL</i>	

Com a acumulação de carbonatos como principal agente modelador, foram consideradas as fácies fitoconstruídas, cuja estrutura é definida pelos processos e moldes orgânicos. Neste conjunto de fácies recorreu-se à subdivisão proposta por Manzo *et al.* (2011) entre tufos

calcários bandados⁸² (associados a algas e/ou bactérias e briófitas) e os tufos vacuolares (definidos pelos moldes de macrófitas em posição de vida ou fitoclastos). No conjunto associado à acumulação de carbonatos, consideraram-se também as fácies de bolhas revestidas.

No segundo grupo dominado pela modelação hidrodinâmica, predominam especialmente os depósitos de natureza clástica, designados como tufos calcários granulares, onde se incluem os fragmentos de tufo calcário, oncólitos, outros depósitos carbonatados finos e plaquetas carbonatadas. A designação de tufo calcário granular foi adaptada de Martini e Capezzuoli (2013), contudo sem se incluir os tufos calcários fitoclasticos.

5.2.1. *Diversidade das microestruturas*

A diversidade de microestruturas petrográficas nos tufos calcários está intimamente relacionada com o tipo de ambiente de formação, que remete para o índice de saturação, a velocidade de precipitação e do fluxo e as condições climáticas (Jones *et al.*, 2005; Arenas-Abad *et al.*, 2010; Gradziński, 2010; Sürmelihindi *et al.*, 2013), que no caso dos tufos calcários biogénicos se processa em estreita relação com o metabolismo, morfologia e propriedades da matriz da biopelícula extracelular de substâncias polímeras dos micro-organismos envolvidos (Janssen *et al.*, 1989; J. Wright, 2000; Dupraz *et al.*, 2009; Pedley, 2009; Arenas-Abad *et al.*, 2010) e processos diagenéticos (Janssen *et al.*, 1989).

5.2.1.1. **Micrite**

A origem da micrite tem sido discutida em vários trabalhos, em que se aponta para várias origens desta. Entre os vários processos para a formação de depósitos têm sido referidos processos de esparmicritização/micritização (Chaftez *et al.*, 1994; Camuera *et al.*, 2014)) e a deposição após a nucleação direta sobre os micro-organismos (Emeis *et al.*, 1987; Pedley, 2009), microdetritos clásticos (Chaftez *et al.*, 1994; Pentecost, 2005) e a formação de moldes (Freytet e Plet, 1990).

Mediante o tipo de ambiente onde ocorre a precipitação e os processos catalisadores (micrite autogénica) ou a acumulação de micrite detrítica (alogénica), esta assume diferentes tipos de textura (Quadro 5.4).

Frequentemente a micrite na área de estudo ocorre com uma estrutura maciça (sem estrutura) a grumosa, especialmente em depósitos microdetriticos e margosos ou nas bandas escuras de tufos calcários bandados. A micrite de estrutura maciça assume uma aparência relativamente homogénea, com cristais de micrite a microesparite anédrica a subédrica, onde por vezes estão

⁸² Na referência original chamados de estromatolíticos.

incluídos agregados micríticos, cristais de esparite e bioclastos. Esta estrutura foi também identificada em tufos calcários (Manzo *et al.*, 2011) e associada a carbonatos palustres e lacustres (v. g. Freytet e Verrecchia, (2002), Carthew *et al.* (2006) e Manzo *et al.* (2011)).

Quadro 5.4 – Estruturas micríticas.

Estrutura	Descrição	Referências e designação
Maciça	Estrutura relativamente homogénea, por vezes com esparite anédrica a subédrica e bioclastos.	Afanítica (Freytet e Plet, 1990; Chaftez <i>et al.</i> , 1994; Pentecost, 2005); m. sem estrutura (Glover e Robertson, 2003); m. esponjosa (Carthew <i>et al.</i> , 2006)
Grumosa	Composta por agregados de micrite subcirculares a irregulares, de limites bem definidos a difusos.	Ordóñez <i>et al.</i> (1986), Pentecost (2005), Arenas-Abad <i>et al.</i> (2010) e Gradziński (2010); peloidal (Manzo <i>et al.</i> , 2011); trombolítica (Flügel (2010) e Keppel <i>et al.</i> (2011))
Laminar	Bandado, mais ou menos regular, devido a pequenas diferenças na textura da micrite, ou à presença de óxidos/hidróxidos de ferro.	Pentecost (2005) e Manzo <i>et al.</i> (2011); laminação micrítica (Lee <i>et al.</i> , 2013)
Interna	Preenchimento de cavidades sinsedimentares, frequentemente com texturas distintas da matriz.	Gradziński <i>et al.</i> (2001) e Flügel (2010)
Móldica	Franjas micríticas que mimetizam o substrato, por vezes com estrutura laminar.	Revestimento micrítico (Freytet e Plet, 1990)
Filamentosa (em Y) a dendrolítica	Filamentos até 50 µm de largura compostos por micrite, por vezes dendríticos ou em Y.	Corpos filamentosos micríticos (Arenas <i>et al.</i> , 2014b); ramificações micríticas em Y (Keppel <i>et al.</i> , 2011)

Frequentemente a micrite assume uma estrutura laminar mili a micrométrica, que pode compor não só camadas alternadas de texturas micríticas, como podem ocorrer intercaladas por microesparite e esparite, e por vezes esparite isolada ou bioclastos. As lâminas micríticas identificadas podem ser definidas segundo diferentes parâmetros:

- Tonalidade e densidade da micrite;
- Camadas de diferentes estruturas (*v. g.* grumosa e hemisférica radial);
- Enriquecimento em óxidos/hidróxidos de ferro.

Este tipo de estrutura micrítica foi essencialmente encontrado nas lâminas mais densas de estruturas bandadas associadas algas, onde se encontram laminações internas às lâminas sazonais. Estas foram também encontradas em estruturas micríticas a microesparíticas de depósitos recentes, onde assumem uma morfologia semelhante à esparite radial, à semelhança do descrito por Gradziński (2010).

Manzo *et al.* (2011) descreveu esta estrutura essencialmente como variações de textura, densidade e tonalidade da micrite, que Zamareño *et al.* (1997) e Pentecost (2005) atribuíram às películas micríticas que algumas espécies de algas produzem atualmente (*v. g.* *Scizothrix*). Estas alternâncias são comparáveis às mudanças de tonalidade atribuídas a ambientes marinhos, onde a micrite escura se apresenta intercalada por restos bioclásticos (Flügel, 2010).

O predomínio de lâminas enriquecidas em óxidos/hidróxidos pode estar relacionado com alterações no ritmo de descarga, interrupções na sedimentação ou correspondem a superfícies de dissolução (Nicoll *et al.*, 1999; Arenas *et al.*, 2000).

Os depósitos micríticos estão frequentemente associados a ambientes de energia reduzida, onde a velocidade de precipitação de carbonato de cálcio é mais lenta, tal como as planícies aluviais (plataforma de Alface) ou outras áreas de declive reduzido ou mais próximas das exurgências (Olho de Paris). Esta relação foi igualmente sugerida por Gradziński (2010) em depósitos localizados na Europa Central.

Por outro lado, estes materiais podem também ser produto da sedimentação de fragmentos clásticos desintegrados mecanicamente de outras áreas de energia reduzida, que se acumulam no fundo de lagos, como bancos e dunas hidráulicas ou em cavidades (Chaftez *et al.*, 1994; Pentecost, 2005; Gradziński, 2010; Arenas *et al.*, 2014b).

Sem detrimento da importância da micrite autogénica, esta modalidade de deposição pode dar origem não só às estruturas maciça e laminada, mas também à sua função enquanto cimento de moldes e outras cavidades enquanto micrite interna (preenchimento das cavidades por micrite). Este processo mecânico de preenchimento das cavidades foi referido por Gradziński

et al. (2001) em depósitos de vertente na Polónia, que associaram o transporte da micrite ao preenchimento das cavidades por esta, onde atua como sedimento interno.

Relativamente à micrite preferencialmente autogénica, reconhecem-se três tipos de fácies: grumosa, móldica e filamentosa.

Os agregados de micrite de limites bem definidos a difusos, por vezes com um envelope micrítico ou microesparítico, formam a estrutura grumosa. Morfológicamente, os agregados podem ser subcirculares a elipsoidais ou irregulares, ultrapassar 1 mm de eixo máximo e ter o seu interior homogéneo ou com clastos de microesparite. Vários autores (*v. g.* Pentecost (2005) e Forbes *et al.* (2010)) atribuem estes agregados a micróbios calcificados ou agregados microbianos, que são envolvidos por camadas de esparite (Viles e Pentecost, 2007; Manzo *et al.*, 2011) a micrite.

Neste trabalho, optou-se pela terminologia agregados micríticos e estrutura grumosa à semelhança de Pentecost (2005), Arenas-Abad *et al.* (2010) e Gradziński (2010). Desta forma evitou-se o recurso à designação pelóide e derivados como Manzo *et al.* (2011), para designar agregados isolados, terminologia vincadamente relacionada com os carbonatos marinhos. Flügel (2010) e Keppel *et al.* (2011) utilizam também a designação trombolítica, designação não utilizada neste trabalho, e que Pentecost (2005) remete para mesoestruturas.

Em ambientes de deposição lenta é frequente encontrar moldes compostos essencialmente por micrite ou com finas franjas de microesparite incompletas. Neste caso, a franja de massa micrítica mimetiza a morfologia do substrato (*v. g.* caules ou folhas), e por vezes é compostos por várias franjas (estrutura laminada). Freytet e Plet (1990) atribuíram os revestimentos micríticos das folhas às microalgas *Phormidium incrustatum*, que por vezes correspondem a cristais de esparite ricos em inclusões isoladas ou em camadas contínuas, que encerram estruturas algares.

A origem diagenética com origem biológica da micrite foi também considerada por Camuera *et al.* (2014), que identificaram redes de perfurações biogénicas nas extremidades de esparite radial associadas a manchas irregulares de micrite.

5.2.1.2. Esparite

Segundo as observações feitas, a esparite ocorre preferencialmente associada a locais de precipitação rápida da calcite e, geralmente, nas estruturas bandadas associadas a briófitas e a algas e/ou bactérias e tipos de fácies associadas. As texturas esparíticas surgem frequentemente associadas a ambientes com uma energia mais elevada e também de precipitação do carbonato de cálcio mais rápida, o que é concordante com as observações feitas por Gradziński (2010),

mas assumem-se também processos diagenéticos de aglutinação de cristais e cimentação (Arp *et al.*, 2001; Pedley *et al.*, 2003; Rodríguez-Berriguere *et al.*, 2012).

A calcite esparítica apresenta uma grande diversidade de morfologias e dimensões do grão, reflexo das condições de formação e micro-organismos envolvidos (Quadro 5.5), tal como foi referido por Freytet e Plet (1996).

Esparite anédrica a subédrica

A esparite anédrica a subédrica é relativamente comum nos depósitos de tufo calcário, que não é característica de nenhum tipo de fácies em específico, e pode ocorrer como cimento de litoclastos, de preenchimento entre cristais de maiores dimensões ou enquanto massas irregulares.

Esparite romboédrica e escalenoédrica

Os cristais euédricos mais simples correspondem a romboedros, que podem ocorrer isoladamente, em paliçada ou enquanto subcristais na parte exterior da esparite.

A esparite escalenoédrica corresponde a escalenoedros, isto é, cristais cuja terminação converge para um ponto (morfologia triangular), tal como identificado por Chaftez *et al.* (1994), Cole *et al.* (2004), Viles e Pentecost (2007), Pedley (2009), Arenas *et al.* (2010a), Clarke e Bourke (2012) e designada “em arco gótico” por Janssen *et al.* (1999). Ford e Pedley (1996) *cit.* Pedley (1992 e 1994) e Flügel (2010) atribuíram a designação “em mandíbula de cão” às seqüências de cristais escalenoédricos sem desenvolvimento colunar.

Esparite radial

As diversas morfologias radiais da esparite existentes nos tufos calcários e travertinos têm recebido atenção em vários trabalhos sobre a petrografia e sedimentologia destes materiais. Em virtude da sua variabilidade morfológica e dos processos envolvidos na sua formação, a terminologia aplicada à esparite radial tem sido pouco consensual (ver Quadro 5.5 para as designações originais).

A terminologia tem-se prendido especialmente as designações de hábito em leque (*v. g.* Chaftez *et al.*, 1994; Janssen *et al.*, 1999; Arp *et al.*, 1991; Rainey e Jones, 2009; Gradziński, 2010) a hemisférico (*v. g.* Arenas *et al.*, 2000) das morfologias mais simples, e pela morfologia interna dendroradial (*v. g.* Glover e Roberson, 2003; Sanders *et al.*, 2010; Gradziński, 2010; Brasier, 2011) a dendrítica (*v. g.* Pedley *et al.*, 2003; Flügel, 2010; Gradziński, 2010; Rodríguez-Berriguete, 2012; Camuera *et al.*, 2014). Nas suas morfologias de desenvolvimento colunar, a esparite radial tem sido descrita como em pluma (*v. g.* Pentecost, 2005; Rainey e Jones, 2009;

Camuera *et al.*, 2014) ou cipreste (Takashima e Kano, 2005). Outros autores optaram por designar unicamente como dendritos ou arborescente (Arenas-Abad *et al.*, 2010; Jones e Renaut, 2010), corpos filamentosos arborescentes (Vázquez-Urbez *et al.*, 2012), botrióides (Sanders *et al.*, 2010; Manzo *et al.*, 2011) ou outras designações particulares como “textura microfítica em cérebro” (Carthew *et al.*, 2006).

Neste trabalho considerou-se como uma estrutura radial todas as morfologias desenvolvidas a partir de um ponto cujas terminações sejam compostas por subcristais que derivam de um ponto central, mesmo que esta derivação seja marcada apenas por inclusões.

A sua estrutura interna é definida com base na sua estrutura subcristalina, fibrosa ou com inclusões dendríticas. Qualquer uma das morfologias poderá ter um desenvolvimento colunar, sendo neste caso esparite em pluma ou escandulítica e formar uma estrutura ramificada de cristais ou subcristais. Por vezes, a estrutura radial é formada por minerais compostos, que apesar de independentes entre si, estão na origem de estruturas semelhantes à esparite radial.

Segundo Jones *et al.* (2005) e Camuera *et al.* (2014), geralmente o crescimento radial da calcite é atribuído à precipitação rápida, levada a cabo pela perda rápida de CO₂ da água com uma pCO₂ elevada e sobressaturada em relação ao CaCO₃ na precipitação. Estas ramificações podem ser cristalográficas ou corresponder a filamentos bacterianos ou de algas, em que os filamentos se tornam no substrato para a precipitação do carbonato de cálcio (Chaftez e Guidry, 1999; Jones *et al.*, 2005; Camuera *et al.*, 2014).

O crescimento de esparite radial em leque ou hemisférica pressupõe o desenvolvimento perpendicular do cristal a partir de um ponto de nucleação central ou de uma superfície de precipitação convexa, que permita o seu desenvolvimento lateral. Nestes cristais, a estrutura cristalográfica do grão original é mantida pela estrutura definida pela estrutura geral, herdada pelo cristal neoformado ou a sua manutenção em cristais independentes de subperpendicular ao substrato como sugerido por Gradziński (2010) e Brasier (2011). O arranjo dos cristais paralelamente, levou Pentecost (2005) a considerar esta morfologia como esparite em paliçada radial.

Com base na sua estrutura, foram consideradas os tipos subcristalino ou fibroso, que se podem complementar entre si e conter inclusões dendríticas.

A estrutura subcristalina está relacionada com a existência de inclusões que mantêm os subcristais romboédricos individualizados em paliçada na parte exterior dos cristais (Flügel, 2010).

Quadro 5.5 – Classificação granulométrica da calcite e hábitos cristalinos da esparite. Nota: arb. – arbusto; c. – cristal; esp. – esparite; dendr. – dendrito;

Classificação	Caraterísticas	Ocorrência	Referências/outras designações
Anédrica a subédrica	Cimento homogéneo ou o preenchimento intersticial.	(não específico)	
Romboédrica	Forma aproximada de um paralelogramo. Pode ocorrer isoladamente ou em conjunto.	(não específico)	
Escalenoédrica	Cristais escalenoédricos	(não específico)	Esp. escalenoédrica (Pentecost, 2005); esp. em lâmina (Chaftez <i>et al.</i> , 1994; Chaftez e Guidry, 1999; Cole <i>et al.</i> , 2004; Viles e Pentecost, 2007; Pedley, 2009; Arenas <i>et al.</i> , 2010; Clarke e Bourke, 2011; Abad <i>et al.</i> , 2013; Camuera <i>et al.</i> , 2014); em dentes de cão (Ford e Pedley (1996) <i>cit.</i> Pedley (1992 e 1994); Flügel (2010)); em arco gótico (Janssen <i>et al.</i> , 1999)
Radial (em leque a esferulítica ou colunar*)	Desenvolvimento da esparite perpendicular a um ponto de nucleação central ou de uma superfície de precipitação convexa	Mimetização e/ou calcificação de estruturas orgânicas dendríticas	C. radiais-fibrosos (Schreiber <i>et al.</i> , 1981); Botrioides (Tucker e Wright, 1990; Manzo <i>et al.</i> , 2011; Sanders <i>et al.</i> , 2011); arb. de cianófitas em leque (Chaftez <i>et al.</i> , 1994); arb. bacterianos a cristalinos e leques cristalinos radiais (Chaftez e Guidry, 1999); esp. em leque, a formar botrioides* (Ordóñez <i>et al.</i> , 1986; Janssen <i>et al.</i> , 1999; *Manzo <i>et al.</i> , 2011); corpos de esp. hemisféricos com textura radial (Arenas <i>et al.</i> , 2000); esp. em leque (Arp <i>et al.</i> , 2001); estrutura em arb. (Pedley <i>et al.</i> , 2003; Flügel, 2010); c. radiais (Glover e Robertson, 2003); em cipreste (Takashima e Kano, 2005); textura microfítica em cérebro (Carthew <i>et al.</i> , 2006); dendr. em cone e rômnicos (Jones e Peng, 2014); dendr. em leque (Rainey e Jones, 2009); esp. arborescente (Arenas-Abad <i>et al.</i> , 2010); c. em leque (radiais e arborescentes) (Gradziński, 2010); dendr. escandulíticos ou em pluma* (Jones e Renaut, 2010; *Rainey e Jones, 2009); esferulito (em leque) (Jones e Renaut, 2010); botrioides a esferulito de esp. fibrosa (Sanders <i>et al.</i> , 2011); c. radiais (Brasier, 2011); leques radiais (Brasier <i>et al.</i> , 2011); corpos filamentosos arborescentes (Vázquez-Urbez <i>et al.</i> , 2011b); conjuntos de calcite radial (Lee <i>et al.</i> , 2013); arbustos de calcite dendrítica definida por inclusões fibrosas (Rodríguez-Berriguete, 2012); cristais dendríticos ou fibrosos em pluma (Camuera <i>et al.</i> , 2014)
	Subcristalina	Franja subcristalina exteriores euédricos a subédricos em paliçada, individualizados por inclusões perpendiculares ao eixo de crescimento preferencial	
(textura)	Fibrosa	Densa rede de inclusões dendroradiais paralelas entre si e ao eixo de crescimento preferencial, aparência ou estrutura subcristalina acicular	
	c/ inclusões dendríticas	Inclusões ramificadas da micrite de cor negra, com uma quantidade de ramos elementares variável	
	Columnar em pluma	Inclusões e/ou subcristais romboédricos com direções de crescimento preferencial divergentes em relação ao crescimento sintaxial	<i>Idem</i> anterior, com continuidade temporal ao longo da acumulação
	Columnar escandulítica	Paliçadas de cristais romboédricos de pequenas dimensões com o eixo de crescimento radial filamento principal	<i>Idem</i> anterior, mas com predomínio cristalográfico sobre o orgânico
Colunar	Cristais com uma relação de comprimento-largura superior a 6:1		Flügel (2010); fibroso (Tucker e Wright, 1990)
	Colunar	Com mais de 10 µm de largura. Podem ser formas colunar de esparite dendrítica	Chaftez <i>et al.</i> , (1994), Tucker e Wright (1990), Gradziński <i>et al.</i> (2001), Pentecost (2005), Brasier (2011), Brasier <i>et al.</i> (2011); fibroso (Flügel, 2010)
	Acicular	Com menos de 10 µm de largura	Tucker e Wright (1990), Pedley (2009) e Arenas e Pomar (2010) e Flügel (2010); em agulha acicular (Janssen <i>et al.</i> , 1999); em agulha (Gradziński <i>et al.</i> (2001) ¹ , Dupraz <i>et al.</i> (2009), Brasier (2011) ²); em fibras de agulha (Freytet e Verrecchia, 2002)

¹ – Depósitos de vertente; ² – Travertinos

Quadro 5.6 – Morfologias compostas dos agregados cristalinos e tipos de cimento.

Morfologia	Caraterísticas	Tipo de cimento	Referências/outras designações
Dendritos	Pode assumir as morfologias semelhantes à esparite dendrítica, contudo corresponde a cristais individualizados entre si com hábito, inclusões ou eixo ótico concordantes	Cimento ou grão	Textura dendrolítica (Camuera <i>et al.</i> , 2014)
Filamentos	Ocupação da porosidade tubular por microesparite ou calcificação dos organismos	Cimento intergranular	Filamentos cianobacterianos (Pedley <i>et al.</i> , 2003); corpos filamentosos (Abad e Pomar, 2010)
Paliçada	Cristais colunares romboédricos ou em lâmina paralelos entre si e adjacentes, que enquanto cimento intergranular dão origem a uma franja de espessura uniforme	Cimento	Tucker e Wright (1990), Ford e Pedley (1992), Arp <i>et al.</i> (2001), Pentecost (2005), Arenas <i>et al.</i> (2010), Clarke e Bourke (2012) e Camuera <i>et al.</i> (2014)
Em mandíbula de cão	Franja de esparite em escalenoédrica não colunar	Cimento intergranular	Ford e Pedley (1996) <i>cit.</i> Pedley (1992 e 1994) e Flügel (2010)
Menisco	Contacto entre duas franjas de cimento	Cimento intergranular	Tucker e Wright (1990), Gradziński <i>et al.</i> (2001), Flügel (2010) e Abad <i>et al.</i> (2013)
Drusa	Aumento granulométrico em direção ao centro de uma cavidade	Cimento intergranular	Flügel (2010)
Granular	Preenchimento da porosidade por cimento equigranular	Cimento intergranular	Flügel (2010)

(esta página foi intencionalmente deixada em branco)

Por sua vez, a estrutura fibrosa é composta por uma densa rede de inclusões radiais paralelas entre si e à direção de crescimento do cristal, que lhe conferem uma aparência acicular nas extremidades. Estas inclusões marcam a orientação do cimento primário, e a sua origem está associada à coalescência dos cristais e à inclusão de túbulos radiais a partir do substrato, cimentados numa estrutura mais compacta (Gradziński, 2010; Vázquez-Urbez *et al.*, 2010) ou à inclusão de matéria orgânica associada a filamentos cianobacterianos preservados como micrite negra (Glover e Robertson, 2003; Brasier *et al.*, 2010).

Em algumas situações, as estruturas arborescentes apresentam inicialmente dois ou mais eixos de crescimento preferencial, o que leva ao desenvolvimento de uma estrutura ramificada.

Por último, a esparite radial pode apresentar no seu interior inclusões dendríticas a partir da superfície de crescimento, com uma quantidade de ramos elementares variável⁸³. Para a discussão sobre as inclusões arborescentes, ver secção dedicada aos corpos filamentosos (secção 5.2.1.4, p. 215).

Um dos fatores que influenciam o crescimento e forma da esparite radial é a competição por espaço de crescimento entre núcleos de precipitação adjacentes, onde o crescimento oblíquo de vários cristais próximos levam ao seu encontro e assim à mudança para uma direção de crescimento preferencialmente perpendicular ao substrato. Estas condições podem estar na origem da formação de cristais colunares ou em paliçada (cristais colunares contínuos), como descrito por Gradziński (2010) em tufos calcários e espeleotemas e Jones e Peng (2014) em travertinos.

Qualquer uma das morfologias anteriores poderá ter um desenvolvimento colunar, que está implícito na acumulação contínua dos carbonatos respeitando a direção de crescimento da estrutura original. Nesta situação, conhece-se esparite radial escandulítica e em pluma.

No caso da esparite radial em pluma com base nos cristais fibrosos, estes parecem estar associados a estruturas orgânicas. Estas estruturas apresentam frequentemente várias discontinuidades no seu crescimento, evidenciadas por bandas de micrite, óxidos/hidróxidos de ferro ou de outras inclusões detríticas, que dão uma aparência castanha a algumas bandas do cristal. Estas camadas detríticas representam discontinuidades ou variações na acumulação, após as quais há um novo ciclo de deposição que segue com o mesmo eixo de crescimento definido pela recuperação dos micro-organismos ou pela acumulação da calcite segundo a mesma estrutura cristalográfica.

⁸³ A considerar como ramos elementares as extremidades.

No caso da esparite radial escandulítica, há formação de paliçadas de cristais romboédricos de pequenas dimensões com a direção de crescimento perpendicular ao filamento principal. Turner e Jones (2005) e Jones e Renaut (2010) classificaram esta morfologia como fibras de calcite dendrítica e romboedros de calcite subédricos.

Na esparite radial em pluma, as inclusões e/ou subcristais romboédricos têm eixos de crescimento divergentes em relação ao crescimento sintaxial, e formam um ângulo agudo em relação à extremidade superior do filamento principal.

Tendencialmente há simetria em ambos os lados de cada ramificação, contudo, devido à proximidade entre ramificações ou à presença de obstáculos, o crescimento de um dos lados poderá ser limitado ou quase inexistente. Por este motivo, quando há ramificações paralelas, o lado exterior tem tendência a apresentar maior espessura. Esta particularidade foi também referida por Jones *et al.* (2005).

Segundo Rainey e Jones (2009), a esparite radial em pluma desenvolve-se em setores do leito inclinado e em áreas de descarga das barragens, onde os moldes podem ser compostos por romboedros. Fouke *et al.* (2000) identificaram paliçadas de cristais em pluma (cristais prismáticos a blocos $\leq 10 \mu\text{m}$) em áreas distais de uma exsurgência termal, onde a temperaturas de 28 a 30 °C e a velocidade da água é mais lenta.

Vários autores reconheceram a herança da estrutura dos organismos nas micro estruturas, tanto ao nível das variações sazonais que se refletem em bandas (Freytet e Plet, 1990) como das estruturas radiais (Janssen *et al.*, 1999; Gradziński, 2010). Estas colónias podem atingir alguns milímetros de diâmetro, ocorrendo isoladas ou justapostas (Freytet e Plet, 1990).

Vázquez-Urbez *et al.* (2010) atribuíram estas estruturas a micro-organismos desenvolvidos na primavera na Cordilheira Ibérica, identificados como *Schizothrix* ou a *Phormidium* por Flügel (2010) e *Oocardium stratum* por Gradziński (2010) na Polónia. Zamareño *et al.* (1997) *cit.* Schäfer e Stapf (1978) atribui, com algumas reservas, algumas comunidades associadas a estruturas dendríticas com inclusão de corpos filamentosos negros, a *Rivularia*.

Esparite fibrosa

Tucker e Wright (1990) consideraram os hábitos cristalinos alongados como fibrosos, e subdivide-os entre calcite colunar e acicular. Neste grupo foram considerados os cristais com uma relação de comprimento-largura superior a 6:1, onde os cristais são colunares quando têm mais de 10 μm de largura, e aciculares com menos (semelhantes a agulhas).

Frequentemente a esparite apresenta-se disposta em bandas sincrónicas, que representam momentos com condições semelhantes que permitem o desenvolvimento das comunidades

microbiológicas e das propriedades hidroquímicas para a precipitação do carbonato de cálcio em toda a banda.

Segundo Janssen *et al.* (1999), a esparite acicular tem sido descrita especialmente no interior de paleosolos friáveis e calcretos. Os autores descrevem cristais com menos de 1 µm de diâmetro formados nas redes porosas dos tufos, que podem ter um aspeto fibroso devido à formação de grupos de 2, 4 ou 6 agulhas individuais paralelas.

A origem de calcite acicular em calcretos, travertinos e calcários palustres fósseis tem sido referida como biológica (Janssen *et al.*, 1999), como por exemplo devido à calcificação de filamentos de bactérias (Freytet e Verrecchia, 2002) ou fungos (Turner e Jones (2005) *cit.* Krumbein e Cohen (1977)) durante a sua decomposição. Freytet e Verrecchia (2002) ressalvam para a contaminação atual por fungos por processos *calcitans* ou *crystallaria*.

Em vários trabalhos, os cristais aciculares têm sido atribuídos a aragonite em depósitos lacustres (Gierlowski-Kordesch, 2010), de travertinos (*v. g.* Fouke *et al.*, 2000; Özkul *et al.*, 2013) ou marinhos (Tucker e Wright, 1990).

Na área de estudo, a esparite acicular faz-se representar sobretudo na porosidade de depósitos porosos de fácies microdetriticas ou junto à superfície em depósitos margosos, onde a existência de processos pedogenéticos e de circulação vadosa é provável.

Quanto à terminologia, a esparite acicular recebe esta designação em Pedley (2009) e Arenas e Pomar (2010), apesar de ser mais comum a designação “em agulha” (Dupraz *et al.* (2009) em tufos, Gradziński *et al.* (2001) no cimento de depósitos de vertente e Brasier (2011) em calcretos). Foram também aplicadas as designações “em fibras de agulhas” por Freytet e Verrecchia (2002) e “em agulha acicular” por Janssen *et al.* (1999), não aplicadas neste trabalho por se considerar redundantes.

5.2.1.3. Diagénese

A textura original depósitos de tufo calcário pode ser alterada através de processos distintos que podem ter uma origem físico-química ou biogénica, considerando-se três processos principais: a aglutinação de cristais, a cimentação e a micritização (a última já discutida na secção dedicada à micrite (*p.* 201)).

Aglutinação de cristais

Os processos de aglutinação são considerados relevantes na formação da esparite (*v. g.* Arp *et al.* (2001) e Pedley *et al.* (2003)). Nas estruturas recentes analisadas, é possível reconhecer uma morfologia incompleta ou descontínua intercrystalina, onde por vezes é possível reconhecer a direção da acumulação dos carbonatos, assim como inclusões contínuas em cristais diferentes.

Frequentemente os cristais prístinos são atravessados por bandas de inclusões acastanhadas, mas no entanto estas são interpretadas como hiatos na nucleação dos cristais, relacionados com as variações no regime de sedimentação ou à dissolução. Estas inclusões foram também identificadas noutros trabalhos, como por exemplo Rainey e Jones (2009) e Brasier *et al.* (2010). Assume-se que estas inclusões correspondem a elementos que foram incorporados no cristal diagenético no decorrer da sua aglutinação, representando anteriormente por impurezas inertes ou matéria orgânica.

As inclusões radiais que definem os subcristais e as inclusões transversais das lâminas enriquecidas podem ser testemunhos da natureza diagenética da esparite radial por aglutinação de cristais esparíticos, que podem ter também o contributo de micrite.

Também como indício da origem diagenética de alguns dos cristais de esparite, tanto os cristais esparíticos como os aglomerados cristalinos micríticos a esparíticos apresentam morfologias e estruturas convergentes. Nestes aglomerados de cristais independentes entre si, a sua continuidade poderá ser visível pelo seu hábito e outros indícios de crescimento sintaxial, tal como a mesma direção das inclusões.

A relação entre estruturas compostas por aglomerados de micrite e esparite, para fases intermédias compostas por cristais maiores junto dos filamentos e cristais maiores e maciços, sugere uma sequência na diagénese destes (Figura 5.1 e Fotografias 5.41 e 5.42, pág. 186). A semelhança entre estruturas modernas e fósseis já havia sido também identificado por Janssen *et al.* (1999) e Jones *et al.* (2005).

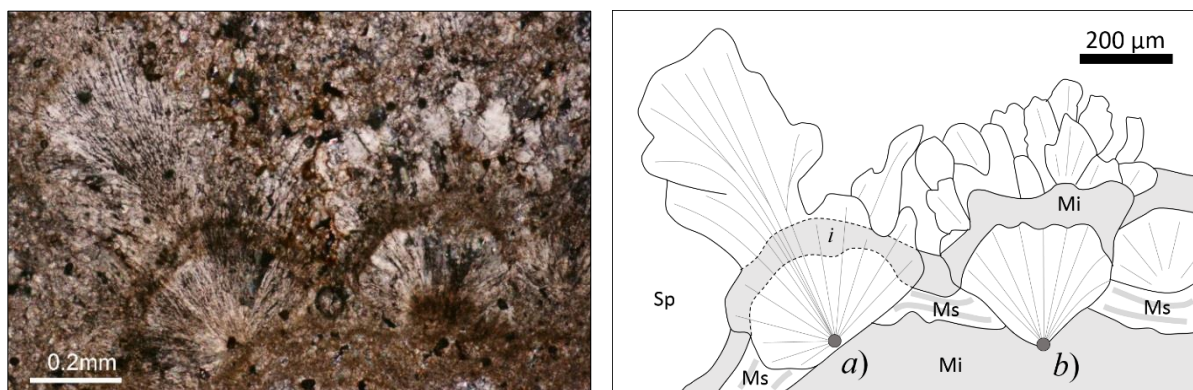


Figura 5.1 – Esparite fibrosa em leque, com e sem inclusões transversais. Esparite em leque alongada (a), com inclusão banda micrítica (b) e leque de esparite sob aglomerado de cristais esparíticos em leque (b). *Legenda:* Sp – predominantemente esparite; Mi – p. micrite; Ms – p. microesparite; i – inclusão transversal.

Estas observações são contrárias ao observado por Chaftez *et al.* (1994), que sugeriram a esparmicritização como principal processo de formação da micrite. Contudo, foi sugerido em alguns trabalhos que, por vezes, os cristais de esparite são reflexo da aglutinação da micrite e/ou de outros cristais de esparite (v. g. Janssen *et al.* (1999), Arp *et al.* (2001), Freydet e

Verrecchia (2002), Andrews e Brasier (2005), Brasier *et al.* (2011)), pelo que é necessário que os cristais iniciais apresentem uma direção de crescimento predominante que viabilize a recristalização e cimentação conjunta de estruturas originalmente independentes (Turner e Jones, 2005; Gradziński, 2010; Brasier *et al.*, 2011).

As estruturas originais são preservadas por inclusões no interior da esparite diagenética ou ligeiras distorções óticas entre subcristais (Gradziński, 2010). Turner e Jones (2005) referiram a também a existência de túbulos até 100 nm envolvidos na formação de esparite sólida e à adição progressiva de nanocristais, que são ocluídos nos novos euedros.

A existência de esparite radial primária não deve ser excluída, uma vez que também foram identificados cristais com este hábito em depósitos recentes (menos de três anos). Por outro lado, frequentemente o número de cristais diminui com o afastamento da superfície de nucleação e a sua base é oblíqua, o que indicia a competição no crescimento (Gradziński *et al.* (2001) *cit.* Bathurst (1975)). O autor indica esta morfologia como um indício de que estes sejam cristais primários nestes depósitos de vertente.

Freytet e Verrecchia (2002) indicam processos de recristalização, cimentos vadosos, incrustação dos aglomerados ou recristalização da micrite para a origem da esparite em depósitos lacustres. Estes depósitos dariam assim origem a cristais esparíticos em depósitos micríticos com as seguintes características:

- Cristais isolados ou policristais dispersos na matriz micrítica pelóide grumosa;
- Cristais ou policristais a formar uma lâmina contínua planar ou ondulada;
- Cristais microesparíticos a preencher a porosidade residual entre pelóides ou grumos, e cristais nas paredes dos pelóides;
- Cristais ou policristais com uma estrutura interna fibroradial, interpretados como fragmentos de microestromatólitos;
- Cristais secundários a substituir conchas de ostracodos ou gastrópodes;
- Romboedros isolados dispersos numa matriz micrítica.

Apesar de aceitar o crescimento da esparite por processos de diagénese por aglutinação, Brasier *et al.* (2011) salvaguardam que a viabilidade para a transformação dos depósitos micríticos em esparíticos é muito limitada e não há provas que estabeleçam a relação entre os dois.

Na discussão sobre a origem de esparite em leque, Janssen *et al.* (1999) refere a ausência destes cristais em depósitos recentes, a maior densidade destes e maior dureza nos depósitos fósseis e a ausência de porosidade lenticular e de estruturas orgânicas, possivelmente devido ao preenchimento destas e recristalização dos minerais originais. O autor rejeita a influência

hidroquímica para a origem primária nos afloramentos em estudo (Bélgica) e a precipitação primária enquanto esparite em volta dos filamentos.

Cimentação

A porosidade primária dos tufos calcários pode também ser ocupada por cimentos vadosos e/ou pedológicos, que adquirem diferentes morfologias em função da morfologia do poro e do processo de precipitação envolvido (Quadro 5.6, p. 207).

Após a formação da porosidade intergranular, a decomposição da matéria orgânica e a percolação da água pode levar à precipitação de carbonato de cálcio nos poros. A acumulação dos carbonatos tem início com a formação uma franja descontínua de esparite romboédrica ou escalenoédrica. O segundo tipo resulta da formação de cristais em de crescimento radiaxial (escalenoédricos não colunares), que dá origem a uma aparência dentada como documentado por Ford e Pedley (1996) *cit.* Pedley (1992 e 1994) e Flügel (2010).

O desenvolvimento destas franjas pode ocorrer em paliçada ou como pequenos cristais subédricos, cujo crescimento em poros irregulares, e a coalescência entre duas franjas leva à formação de um menisco e divisão do poro (Tucker e Wright, 1990; Gradziński *et al.*, 2001; Flügel, 2010). Tendencialmente este tipo de estruturas forma-se em áreas de estrangulamento do poro, onde a distância que os separa é menor, como foi também identificado junto do contacto entre clastos adjacentes de depósitos de vertente por Gradziński *et al.* (2001).

A acumulação contínua de carbonados nos interstícios pode levar ao preenchimento completo destes, onde a calcite pode ser granular a drusa. No primeiro, ocorre o preenchimento da porosidade por cimento equigranular, e no segundo o grão tem tendência a aumentar em direção ao centro (Flügel, 2010). Pentecost (2005) utiliza também a designação drusa para se referir às franjas esparíticas.

Os cimentos que variam de franjas esparíticas a esparite granular a drusa têm vindo a ser considerados como cimentos vadosos, por exemplo por Freytet e Plet (1990), Arenas *et al.* (2007) e Abad *et al.* (2013).

Por vezes, os cimentos vadosos são também intercalados por bandas de micrite e/ou óxidos/hidróxidos de ferro como foi também identificado por Arenas *et al.* (2007). Esta característica será o testemunho de várias fases de precipitação do cimento vadoso, que podem representar mudanças ambientais no mesmo ciclo de precipitação ou hiatos na precipitação.

A presença de matéria orgânica residual e micro-organismos heterotróficos que induzem a formação dos minerais foi também indicado como uma das vidas de preenchimento da porosidade por Manzo *et al.* (2011), o que, a par da compactação dos materiais com novos

ciclos de deposição, dá origem à aparência mais sólida das camadas mais profundas do depósito. Esta característica é reconhecida nos depósitos francamente consolidados do membro inferior da rib.^a de São Lourenço ou outros depósitos mais antigos de Porto Nobre.

Na área de estudo foi também identificada esparite acicular com um caráter isolado, nomeadamente em depósitos de tufo calcário friáveis, como por exemplo em lamas carbonatadas e em fácies microdetriticas e lentes micríticas do membro superior dos depósitos da superfície de Alface. Este tipo de cimento tem sido atribuído a processos pedogenéticos (v. g. fungos e filamentos bacterianos), como referido por Janssen *et al.* (1999), Freytet e Verrecchia (2002) e Turner e Jones (2005) *cit.* Krumbein e Cohen (1977).

5.2.1.4. Corpos filamentosos

A presença de corpos filamentosos micrométricos é comum em vários tipos de fácies de tufos calcários, e são frequentemente designados por corpos filamentosos (Abad e Pomar, 2010), filamentos cianobacterianos (Pedley *et al.*, 2003), micrite filamentosa (Manzo *et al.*, 2011; Keppel *et al.* (2011) ou micrite fibroradial cristalina (García del Cura *et al.*, 2012).

Foram identificados diversos tipos de filamentos inferiores a 50 µm, diferenciados na forma como se fazem representar (cimento móldico microesparítico a micrítico) e na sua extensão e número de ramificações.

Corpos filamentosos em Y

Em ambientes de canal de energia moderada associados aos tufos calcários onde a deposição é lenta (geralmente tufos microdetriticos e lentes micríticas, por vezes com intraclastos e oncólitos), é possível identificar filamentos de micrite castanha com 20 a 50 µm de diâmetro. Em algumas situações, estes filamentos podem estar envolvidos por invólucros de esparite ou microesparite, semelhante aos corpos filamentosos identificados por Manzo *et al.* (2011), que se podem encontrar ocios ou preenchidos por calcite.

Estes podem ser completamente retilíneos ou descrever pequenas ondulações que devem estar relacionadas com a hidrodinâmica dos canais, mais tarde incrustados numa posição aproximada à direção do fluxo.

Por outro lado, estes filamentos podem-se acumular quando barrados por obstáculos, como por exemplo gramíneas, a jusante das quais se espriam e diminuem a densidade. O comportamento adesivo dos substratos orgânicos pode também ser importante para a acumulação de corpos filamentosos, tal como foi sugerido por Manzo *et al.* (2011).

Estes filamentos deverão estar associados a bactérias filamentosas longas ou filamentos de algas verdes, semelhantes à porosidade tubular da estrutura associada a algas filamentosas com

aproximadamente 25 μm de diâmetro (Gráfico 5.2, p. 170). A mesma relação com os filamentos micríticos foi feita por Forbes *et al.* (2010). Segundo Arp *et al.* (2001), os primeiros elementos diagenéticos são compostos por calcite no interior dos moldes de microfilamentos de algas em apenas 4 meses e desta forma, alguns dos corpos filamentosos podem corresponder ao preenchimento destes túbulos.

Gradziński (2010) sugeriu que a porosidade tubular com 20 a 30 μm estivesse relacionada a *Vaucheria*, preservados como moldes uniformes e com orientação aleatória ou paralelas entre si.

Foram também referidos corpos filamentosos e túbulos com diâmetros inferiores a 10 μm por Janssen *et al.* (1999) e Gradziński (2010) em depósitos de fluxo lento, contudo, neste trabalho não foi possível analisar com este nível de detalhe.

Dendritos negros (inclusões ou micrite de cor negra)

Relativamente aos corpos filamentosos negros dendríticos, compostos por agregados de micrite de cor negra ou inclusões negras na esparite, que mimetizam a morfologia de material das colónias de bactérias arborescentes (em alguns casos de cianobactérias) (v. g. Pentecost (2005), Arenas *et al.* (2007), Arenas-Abad *et al.* (2010), Manzo *et al.* (2011) e García del Cura (2012)). Nas análises efetuadas com espectroscopia Raman não foram identificadas alterações de espectro em relação à calcite, contudo, com recurso a fluorescência, Chaftez e Guidry (1999) identificaram a presença de matéria orgânica em estruturas micríticas semelhantes, e não na esparite cristalina adjacente.

Quando associados a briófitas, estes têm 10 a 20 μm de diâmetro e 40 a 400 μm de comprimento e ramificam perpendicularmente ao filamento principal. Frequentemente são agregados escandulíticos na parte intermédia e dendroradiais nas extremidades. Os filamentos de aparência semelhante identificados em estruturas de algas e/ou bactérias apresentam diâmetros com 20 a 30 μm uma morfologia mais longa, espaçada e dendrítica e não pequenos arbustos.

A morfologia escandulítica formada nos caulóides de briófitas é semelhante aos agregados cristalinos, provavelmente nucleados sobre filamentos orgânicos identificados por Camuera *et al.* (2014).

Estes filamentos foram associados a filamentos de micrite de cor negra por Arenas *et al.* (2007), que podem ser incorporados em cristais de esparite sob a forma de inclusão. Em ambos os casos, os filamentos encontram-se desenvolvidos em áreas de fluxo rápido e turbulento, e correspondem a micro-organismos filamentosos calcificados Arenas-Abad *et al.* (2010).

À semelhança da esparite radial, os depósitos recentes parecem ser compostos por corpos filamentosos micríticos que são posteriormente agregados em microesparite ou incluídos em cristais de esparite de maiores dimensões.

Janssen *et al.* (1999) referiu que estes filamentos podem substituir as bandas mais escuras nos moldes, contudo na área de estudo estes apresentam uma densidade muito baixa neste tipo de fácies.

5.2.2. *Litofácies com origem na acumulação de carbonatos*

Os tufos calcários fitoconstruídos têm por base a acumulação rápida de carbonatos sobre as comunidades biológicas e preservam a sua estrutura, geralmente em franjas de cimento microcristalino.

O conceito de “tufo de acumulação” utilizado por Soares *et al.* (1997) foi aqui utilizado não só para os tufos fitoconstruídos, mas também para os depósitos inorgânicos com base na acumulação direta de carbonato de cálcio sobre um substrato imóvel. Devido aos constrangimentos genéticos associados à designação “fitoherma” frequentemente aplicado a alguns grupos de fácies (*v. g.* Pedley (1990), Ford e Pedley (1996) e Arenas-Abad *et al.* (2010)), neste trabalho optou-se pela utilização de fitoconstruído para fácies dominadas por estruturas vegetais e bandadas milimétricas, geralmente atribuídas a micro-organismos.

5.2.2.1. **Tufos calcários bandados**

Os tufos calcários bandados apresentam um tipo de estrutura descontínua ou com variações de textura que refletem as mudanças diárias (Kano *et al.*, 2003; Brasier *et al.*, 2010) ou sazonais (Viles *et al.*, 2007; Brasier *et al.*, 2010), tanto relacionadas com o regime climático cíclico anual dos climas que caracterizam os climas temperados, como a variabilidade intrasazonal característica o clima mediterrâneo.

Entre os tufos calcários fitoconstruídos bandados, reconhecem-se os de briófitas (fitoherma de briófitas, segundo Arenas-Abad *et al.* (2010) e Arenas *et al.* (2014b)) e de micro-organismos (estromatólito, segundo Arenas-Abad *et al.* (2010) e Arenas *et al.* (2014b)).

A distinção entre os tufos fitoconstruídos bandados e os vacuolares reside no tipo de estrutura inerente ao tipo de associação vegetal, que nos segundos é definida pela porosidade móldica que resulta da decomposição da matéria orgânica e de abrigo no momento da sua deposição (Chaftez e Folk, 1984; Pedley, 1990; Lucia, 1995; Forbes *et al.*, 2010).

Associados a briófitas (Lpbr)

As briófitas apresentam um crescimento sazonal, que está relacionada com a disponibilidade de humidade e aos períodos de inundação, pois apesar de exigirem muita humidade, algumas espécies são intolerantes à submersão. Esta característica leva ao seu desenvolvimento em canais sazonais e posterior incrustação em função do regime da exurgência, que conduz à sua imersão ou exposição aos salpicos de águas incrustantes.

As fácies associadas a briófitas fazem-se representar por extensos mantos convexos de briófitas fortemente inclinados, que estão na origem de domos que podem atingir 3 a 4 metros de altura. Os domos podem ser compostos, e está na origem de uma escadaria ou domos lobados.

Os ciclos de crescimento das briófitas são representados nos tufos calcários por camadas densas e micríticas intercaladas por palhetas subverticais ou bandas mais porosas, que representam as fases de crescimento destas (Viles *et al.*, 2007). Os caulóides são incrustados durante o período de inundação, e retomam o seu crescimento e formam um novo tapete sobre as incrustações do ciclo anterior.

Podem ser considerados dois tipos de fácies de tufos calcários associados a briófitas, identificados com base no tipo de porosidade intergranular primária que resulta do tipo de briófita. Irion e Müller (1968) definiram a diferenciação das fácies mediante os tipos de musgo, e utilizaram para isso a nomenclatura botânica.

Na área de estudo foram identificados dois tipos de fácies associadas a musgos, em que a menos comum se caracteriza por bandas porosas e de aparência irregular, com as bandas marcadas por diferenças na porosidade.

O tipo de fácies de briófitas mais comum caracteriza-se por bandas porosas de palhetas de calcite esparítica a micrítica, subperpendiculares ao substrato, que resultam dos sucessivos ciclos de caulóides das briófitas incrustados. Estas bandas são intercaladas por outras mais maciças, que correspondem ao sistema de rizoides e têm uma porosidade macroscópica mais reduzida.

Nas bandas maciças predomina uma matriz micrítica, com microesparite e esparite anédricas, com esparite a ocupar os vacúlos ou apenas parte destes.

O primeiro material precipitado corresponde essencialmente a micrite grumosa a filamentosa, microesparite anédrica a subédrica e esparite subédrica ou radial fibrosa. Por vezes, os materiais podem apresentar uma estrutura bandada, intercalados entre si. Segundo Turner e Jones (2005) *cit.* Pedley (1992) os primeiros constituintes do revestimento das briófitas consistem em micrite, o que não se parece confirmar nas lâminas delgadas analisadas.

A acumulação é perpendicular ao caule e os depósitos recentes apresentam um grande número de inclusões com a direção de crescimento. A aglutinação de parte da calcite subédrica a anédrica, dá origem a cristais radiais a partir do substrato quando visto em secção perpendicular, e em paliçada quando observado em secção transversal. Ou seja, dá origem a revestimentos de esparite escandulítica ou romboédrica a subédrica em paliçada que pode ultrapassar 1 mm de espessura. Turner e Jones (2005) referiram também a maior espessura nas junções entre os caules, onde se formam meniscos, e mais finos nas partes exteriores das folhas e caules, o que se confirmou na área de estudo.

Frequentemente o revestimento contém também inclusões de corpos negros filamentosos, desenvolvidos a partir do caule.

O crescimento e alargamento das palhetas leva à oclusão de pequenas áreas nos interstícios, que compromete o seu preenchimento e permite a formação de porosidade intersticial de forma irregular e até alguns milímetros. Esta porosidade pode ser preenchida por cimentos vadosos. A porosidade elevada e o seu preenchimento por cimento foi também referida por Arenas-Abad *et al.* (2010) e Martini e Capezzuoli (2013).

A decomposição da matéria orgânica dá lugar à porosidade tubular que caracteriza estas fácies à microescala. Os túbulos correspondem aos caulóides e ao sistema radicular das briófitas, e têm em média 200 μm de diâmetro, variando preferencialmente entre os 150 e os 250 μm . Neste caso, as briófitas são consideravelmente mais grossas que as identificadas por Turner e Jones (2005) (~50 μm). Os caules são por vezes acompanhados pelas folhas das briófitas, com aproximadamente 30 a 90 μm de espessura.

Por vezes reconhece-se também porosidade tubular que passa os 500 μm de diâmetro e devem corresponder ao caule de pequenas macrófitas, como por exemplo gramíneas.

As cavidades resultantes da rugosidade exterior das briófitas e da porosidade dos interstícios permitem também a acumulação de microdetritos (*v. g.* micrite autóctone e grãos alóctones), como já havia sido sugerido por Chafetz *et al.* (1994) e Turner e Jones (2005).

Associado a algas e/ou bactérias (Lpab)

Os tufos calcários apresentam também um tipo de estrutura de bandas milimétricas relativamente comum, especialmente em áreas de fluxo rápido ou inundadas durante períodos mais ou menos longos. Nestas situações, a atividade dos micro-organismos e as variações de precipitação de índole climática (*v. g.* velocidade de precipitação relacionada com a temperatura e evaporação, bem como episódios de dissolução) estão frequentemente relacionados com variação textural que está na origem das bandas micrométricas.

Em ambientes aquáticos, o leito e os restantes substratos são colonizados por algas e/ou bactérias que estimulam a precipitação e fixação do carbonato de cálcio. Estes micro-organismos desempenham funções importantes, através da diminuição do CO₂ da água no decorrer dos processos metabólicos (v. g. Hoffmann (2005), Arenas-Abad *et al.* (2010) e Arp *et al.* (2010)), da sua ação enquanto núcleos de precipitação (v. g. Emeis *et al.* (1987), Pedley (2009) e Jones e Renaut (2010)) ou pela fixação dos carbonatos na sua biopelícula extracelular de substâncias polímeras (v. g. Dupraz *et al.* (2009), Pedley *et al.* (2009) e Arenas-Abad *et al.* (2010)).

Os micro-organismos são frequentemente determinantes na precipitação dos carbonatos, como evidenciado pela ausência de acumulação sobre substratos tóxicos (v. g. Janssen *et al.* (1999) e Keppel *et al.* (2011)) e ao determinar a morfologia geral dos depósitos (v. g. padrões de laminação horizontal) e por vezes o crescimento dos cristais e a sua morfologia (Freytet e Plet, 1996; Janssen *et al.*, 1999).

A colonização pelas algas e outros micro-organismos ocorre em toda a área inundada pelos canais, o que dá origem a estratos tabulares a lenticulares, cujo declive longitudinal pode ser relativamente suave a subvertical como foi também referido por Arenas-Abad *et al.* (2010) e Arenas *et al.* (2014b). Uma vez que mimetizam a topografia do substrato, os estratos formados podem ser relativamente uniformes e contínuos, ou muito irregulares,.

As estruturas laminadas representam as variações metabólicas dos micro-organismos ou físico-químicas, de índole climática segundo ritmos diários ou sazonais (Freytet e Plet (1990) *cit.* Pentecost (1987); Kano *et al.*, 2003; Arp *et al.*, 2010; Brasier *et al.*, 2010; Arenas *et al.*, 2014b).

As diferenças nas laminações podem também representar diferenças na velocidade do fluxo, variável ao longo do ano no mesmo local ou entre locais diferentes. Nesta situação, Sürmelihindi *et al.* (2013) associaram as camadas densas e esparíticas ao fluxo rápido e turbulento e as porosas e micríticas aos locais de fluxo lento, onde as biopelículas se podiam desenvolver.

Estas variações resultam em vários tipos de laminação, que são distintas não só entre diferentes ambientes, mas também entre camadas interanuais contínuas. Esta característica é assim um indício de que as diferentes condições hidroquímicas e climáticas podem ter influências semelhantes, contudo a diferenciação temporal e/ou espacial dos micro-organismos, e mudanças nos seus padrões de crescimento originam diferentes tipos de estrutura (Arenas *et al.*, 2000, 2007 e 2014b).

Os diferentes processos e laminações refletem-se nas variações de cor, espessura, porosidade, tamanho do cristal e/ou componentes microbianos, como referido por Arenas-Abad *et al.* (2010).

As bandas mais escuras são essencialmente compostas por micrite, que poderá ser marcada por transições difusas ou bem definidas, de aparência maciça de estrutura homogénea a grumosa ou finamente laminada. A estrutura e laminações micríticas têm recebido atenção em vários trabalhos sobre tufos calcários e travertinos, como por exemplo Arp *et al.* (2001), Pedley (2009), Arenas-Abad *et al.* (2010) e Manzo *et al.* (2011).

As variações têm vindo a ser apontadas como reflexo de interrupções devido à seca estival, à inibição dos processos metabólicos dos micro-organismos com as temperaturas baixas durante a estação fria (Brasier *et al.*, 2010) ou à presença de superfícies de dissolução entre as camadas (Nicoll *et al.*, 1999). Assume-se a atuação de ambos os processos no caso de estudo, onde as exsurgências são intermitentes (o que pode estar na origem de superfícies de dissolução ou microcarsificação na origem de contatos bem definidos) e as diferenças de produto foram confirmados entre períodos frios e quentes durante a sua formação (marcados desta forma por limites intrasazonais difusos).

As camadas mais claras são essencialmente compostas por esparite e microesparite, cuja estrutura está frequentemente associada ao desenvolvimento dos micro-organismos. Os processos de diagénese viabilizam a aglutinação dos cristais que também foram descritos noutros locais, formando crustas de esparite em paliçada (Pedley, 2009; Arp *et al.*, 2001) ou esparite radial justaposta (Janssen *et al.*, 1999; Brasier *et al.*, 2010; Arenas *et al.*, 2014b) alternadas por franjas de micrite densa a porosa mais finas (Freytet e Plet, 1990; Pedley, 2009; Martini e Capezzuoli, 2013; Arenas *et al.*, 2014b).

Estas bandas têm vindo a ser descritas como leques de esparite colunar (Manzo *et al.*, 2011), acicular em lâmina (Pedley, 2009), microesparite porosa dendrolítica (Manzo *et al.*, 2011), preservada pela incrustação de corpos filamentosos orgânicos por micrite (Brasier *et al.*, 2010).

Em condições de clima mediterrâneo, as lâminas esparíticas colunares foram associadas à estação fria e húmida, e as lâminas microesparíticas porosas à estação quente e seca por Sürmelihindi *et al.* (2013)⁸⁴.

O cimento das bandas claras é frequentemente composto por cristais esparíticos euédricos a subédricos, e residualmente é composto por micrite e/ou microesparite. Estas bandas são mais grossas, como foi também referido por Zamareño *et al.* (1997), Arenas-Abad *et al.* (2010) e

⁸⁴ O material analisado foi recolhido nas tubagens de um aqueduto romano

Arenas *et al.* (2014b), na Península Ibérica, mas também noutros climas como descrito por Gradziński (2010) na Europa Central. Ao representar períodos de maior atividade dos micro-organismos, estas bandas apresentam uma estrutura que pode ser herdada desta atividade que se reflete em alguns cristais de esparite.

As estruturas dos micro-organismos compostas por ramificações a partir de um ponto central, refletem-se na precipitação do carbonato de cálcio e preservada sob a forma de esparite ou estruturas dendríticas. O sentido de crescimento da calcite dá origem a inclusões com a mesma direção (Figura 5.1) ou ramificadas partir do ponto central (Figura 5.2) ou ao longo de uma nervura (Figura 5.3).

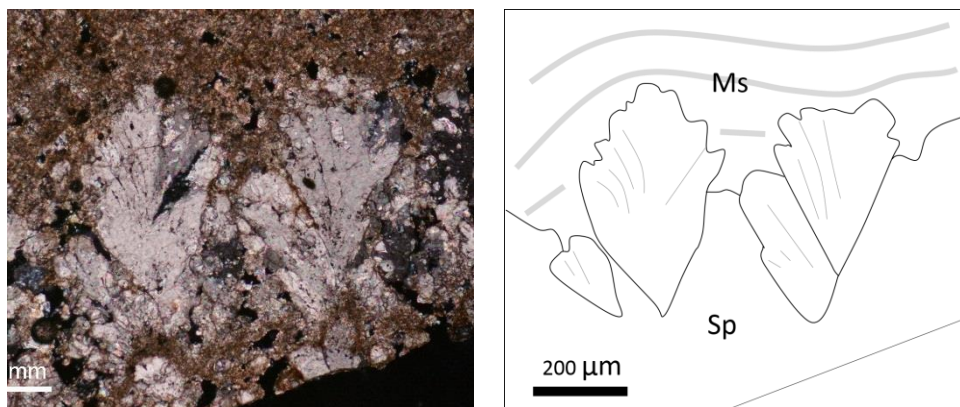


Figura 5.2 – Esparite em dendrítica subcristalina. Legenda: *Ms* – predominantemente microesparite e micrite; *Sp* – predominantemente esparite e microesparite, com alguma micrite.

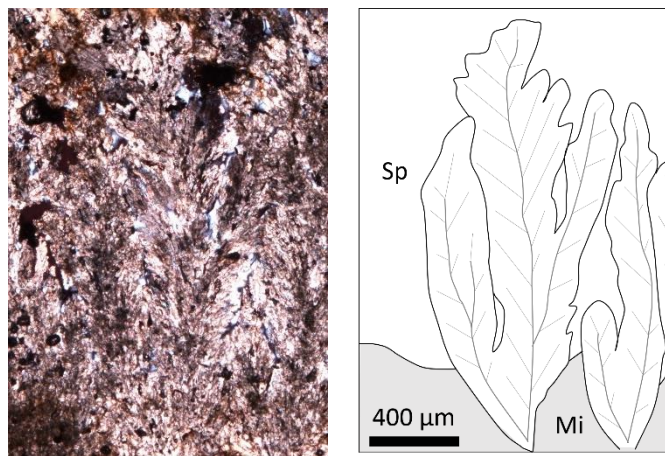


Figura 5.3 – Esparite em pluma ramificada. Note-se que por vezes uma das faces apresenta menor espessura, devido à competição de crescimento. Legenda: *Sp* – predominantemente esparite; *Mi* – p. micrite.

O desenvolvimento da esparite radial pode dar origem a estruturas colunares, que chegam a ultrapassar os dois milímetros de comprimento e ultrapassar vários ciclos de deposição (Figura 5.1a). Esta continuidade pode ser identificada através da continuidade de esparite de menores dimensões, mas ainda assim com inclusões com a mesma direção (Figura 5.1b).

Provavelmente associados a filamentos bacterianos, foram também identificadas inclusões relacionadas com filamentos negros arborescentes neste tipo de fácies. Apesar de nas lâminas

visualizadas neste conjunto de afloramentos se encontrarem ramificações menores e menos frequentes, estes são abundantes em algumas camadas deste tipo de fácies na rib.^a da Asseca (Tavira).

As estruturas radiais podem estar na origem da deformação da superfície de acumulação, contribuindo para a sua aparência ondulada como já havia sido identificado por Arenas-Abad *et al.* (2010). Estas perturbações na topografia original podem estar relacionadas com o crescimento mais rápido dos micro-organismos que estão na sua origem, que por sua vez são calcificados numa posição superior à área envolvente.

A expansão lateral de vários cristais a partir do núcleo de precipitação, leva ao seu encontro com os cristais adjacentes que limitam a sua expansão a vetores subperpendiculares. Desta forma, a sua direção de crescimento preferencial passa a ser perpendicular ao substrato, o que está na origem da formação de esparite em paliçada.

As bolsas de materiais detríticos, não só com origem no próprio tufo calcário mas também nas formações mais antigas, podem estar relacionadas com a acumulação em pequenas depressões (Brasier *et al.*, 2010) ou ao aprisionamento e/ou adesão e estabilização nas superfícies colonizadas por micro-organismos (Ordoñez e García del Cura, 1983; Zhang, *et al.*, 2001; Pedley, 2009; Pedley *et al.*, 2009).

Como referido anteriormente, o crescimento de algumas colónias de micro-organismos pode levar à criação de pequenas irregularidades no perfil das bandas. Contudo, ao mimetizar o substrato de acumulação, os perfis originais apresentam formas muito irregulares, que oferecem diferentes níveis de energia e de exposição solar.

O crescimento mais rápido dos micro-organismos em locais com condições mais próximas do ótimo ecológico das comunidades (*v. g.* exposição solar ou a competição), leva ao seu crescimento diferenciado. Nestas condições, o crescimento oblíquo nas partes convexas pode estar na origem do encerramento das cavidades, que juntamente com a acumulação preferencial de detritos nas cavidades leva à regularização do perfil do substrato, tornando-se as cavidades cada vez mais suaves (Fotografia 5.30). O processo de crescimento oblíquo pode também levar à formação de porosidade por oclusão das cavidades do perfil, o que está na origem de poros irregulares (Fotografia 5.30). O processo de regularização topográfica foi referido em várias situações, como por exemplo por Jones e Renaut (2010).

Para além da porosidade relacionada com o crescimento das algas sobre as cavidades, frequentemente as camadas mais claras são acompanhadas de porosidade relacionada com icnomorfologias. Parte desta porosidade pode estar relacionada com colonização e construção de casulos de larvas no leito durante a estação quente, morfologia que é importante sob

condições sinóticas quentes e secas (Drysdale *et al.*, 2003a). Outros autores referiram que parte desta porosidade poderá corresponder a bioturbação por vermes ou minhocas (v. g. Janssen *et al.* (1999), Drysdale *et al.* (2003a), Arenas *et al.* (2007) e Brasier *et al.* (2010)).

Nestes ambientes de acumulação rítmica e intensa, também é possível reconhecer marcas relacionadas com diferentes condições na acumulação, representados em bandas inferiores a 100 μm , que por vezes atingem os 30 μm . Estas bandas ou descontinuidades perpendiculares ao crescimento, são provavelmente reflexo das variações diárias do metabolismo dos microorganismos em virtude da temperatura e exposição solar como identificado por Kano *et al.* (2003).

Não foi feito o reconhecimento das comunidades microbiológicas a atuar como agentes ativos na formação deste tipo de fácies, que estão provavelmente associados a microalgas e bactérias.

Em trabalhos realizados sobre este tipo de depósitos foram identificadas unicamente cianobactérias, mesmo em ambientes extremos de tufos calcários e travertinos, indiciando que se existentes, as *Archaea* não eram organismos principais nestas comunidades (Santos *et al.*, 2010). Este predomínio reforça as propostas sobre a importância do papel das bactérias e dos seus componentes, como as substâncias polímeras extracelulares (*op. cit.*).

Foi também referida a importância das comunidades de firmiculites durante episódios de desidratação, que apesar de não terem uma função específica na formação tufo refletem a mudança ambiental (Foster e Green, 2011).

Os limites das lâminas são geralmente bem definidos na passagem das bandas claras para as escuras, e por vezes com inclusão de óxidos/hidróxidos de ferro. Brasier *et al.* (2010) refere-os como geralmente planares e mal calcificados, onde as bandas correspondem a depósitos sazonais de duas fases de crescimento das cianobactérias: as camadas da primeira, separadas das mais tardias por eventos sem deposição.

Devido à sua aparência semelhante às estruturas marinhas e à sua relação com os ritmos de desenvolvimento associados à atividade microbiológica (apontados tanto como diários, como sazonais por Kano *et al.* (2003)), as fácies de tufos calcários fitoconstruídos lamelares são frequentemente designadas por estromatólitos (v. g. Ali *et al.* (2003), Arenas-Abad *et al.* (2010) e Martini e Capezzuoli (2013)). Neste trabalho será usado o termo tufo fitoconstruído bandado, remetendo o termo estromatólito para depósitos microbianos bentónicos laminados, como sugerido por Riding (1999).

Outros autores referiram também este tipo de fácies como travertino cristalino (Jones e Renaut, 2010) ou apenas travertino (Soares *et al.*, 1997), contudo, para evitar a dicotomia

terminológica com os depósitos carbonatados termogénicos, evitou-se também a utilização destes termos.

5.2.2.2. Tufos calcários fitoconstruídos vacuolares

Descrição geral

A principal distinção entre estas fácies reside na estrutura definida pelas macrófitas incrustadas, cujo tipo de cimento varia em função da energia e velocidade de precipitação do tipo de ambiente onde as fácies em questão se inserem. O cimento varia de estrutura laminada associada a algas e/ou bactérias e estruturas micríticas maciças ou laminadas a envolver a porosidade móldica vegetal.

Nas estruturas sedimentares de tufo calcário associadas a ambientes de energia elevada e à deposição mais acelerada, predomina a estrutura bandada associada a algas e/ou bactérias que mimetiza o substrato. Os revestimentos apresentam bandas de calcite micrítica e esparítica com micra a milímetros de espessura, como descrito por Arenas-Abad *et al.* (2010) e García-García *et al.* (2014).

A componente de tufos microdetriticos e outros depósitos clásticos é variável, apesar de ser mais importante em depósitos de energia reduzida. Neste caso, os moldes podem não ser compostos por franjas esparíticas bem delineadas, mas sim por anéis de micrite móldica laminada ou maciça. Neste caso podem-se encontrar presentes corpos filamentosos micríticos a microesparíticos, com ou sem molde.

A relação entre os caules incrustados e a sua posição foi teorizada por Ordóñez e García del Cura (1983), que diferenciou as fácies de tubos verticais (1) e as fácies de tubos cruzados (2), aos quais Arenas *et al.* (2004) e Ordóñez *et al.* (2005) acrescentaram as cortinas de macrófitas (3). Neste trabalho, serão considerados três tipos de fácies de tufos fitoconstruídos com base na porosidade tubular de macrófitas, já referida nos trabalhos supra citados, com as designações de grupos de caules (1), fitoclástico a intraclástico (2) e em cortina (3).

A decomposição da matéria orgânica dá origem a porosidade móldica, cuja estrutura está relacionada com o padrão de crescimento e a ecologia da vegetação. Desta forma, tanto a ecologia vegetal como o tipo de cimento estão diretamente relacionados com o tipo de ambiente que se reflete em vários tipos de fácies dominadas pelos moldes de macrófitas.

Nestas condições, os materiais imersos são colonizados pelas comunidades de algas e bactérias que estimulam a precipitação do carbonato de cálcio e a incrustação destes materiais que estão na origem das fácies laminadas associadas a algas e/ou bactérias.

Os principais tipos de porosidade associados aos tipos de fácies relacionados com a incrustação de macrófitas são:

- Mórdica tubular (v. g. caules e troncos) a irregular (v. g. folhas e frutos);
- De abrigo, formada pelos espaços criados sob alguns objetos que impedem a acumulação de carbonato de cálcio;
- Intersticial, relacionada com os espaços ocluídos pela formação de meniscos entre os moldes.

Frequentemente a porosidade é preenchida por cimento, que pode ter a sua origem em calcite diagenética ou sedimentos detríticos, como foi também referido por Janssen *et al.* (1999) e Martini e Capezzuoli (2013). O cimento diagenético é inicialmente composto por franjas de esparite romboédrica ou escalenoédrica, que em fases posteriores será substituída por esparite em paliçada ou drusa a granular. Frequentemente estão dispostos em camadas, o que sugere vários episódios de acumulação dos sedimentos vadosos.

Dada a morfologia irregularidade e por vezes alongada da porosidade, frequentemente há formação de “meniscos” sinsedimentares.

Considerados como raros por Janssen *et al.* (1999), Jones e Renaut (2010) e Gradziński (2010), foram identificados casos de impregnação dos tecidos vegetais com carbonato de cálcio. Para além dos processos de incrustação (à superfície) dos materiais, foram identificada impregnação dos tecidos da casca de ramos de *Olea europaea* L., com a formação de cristais esparíticos no seu interior e a acumulação de micrite em áreas que marcam descontinuidade dos tecidos vegetais.

Cortinas de tufo calcário (Lpst2)

Frequentemente o curso de água é colonizado por comunidades de vegetação hidrófila e algas, que são incrustadas a uma velocidade variável. Em algumas situações, esta vegetação pode-se desenvolver na parte frontal de cascatas, onde a sua incrustação rápida.

Devido à sua adaptação à direção do fluxo e ao peso exercido pela acumulação de carbonato de cálcio, esta vegetação é tendencialmente inclinada na direção do fluxo e da gravidade. Desta forma, frequentemente formam-se estruturas em espeleotema, resultantes da sua incrustação e consequente alargamento.

O aumento de volume constante e o crescimento de várias estruturas favorece a sua coalescência, o que leva à formação de cortinas de vegetação hidrófila e algas incrustadas. Este conceito foi referido e desenvolvido por Ordóñez *et al.* (2005), Arenas *et al.* (2004, 2014b), Arenas-Abad *et al.* (2010) e Martini e Capezzuoli (2013).

Frequentemente a acumulação de carbonatos leva à progradação contínua e ao aumento de dimensões das cortinas de macrófitas, o que pode levar à sua quebra e acumulação na base da cascata. A união das cortinas com a base da cascata está na origem da formação de cavidades, que na área de estudo podem atingir cerca de 1 m. Estas cavidades podem atingir dezenas de metros de comprimento e altura, como no caso da gruta Iris na queda de água Cola de Caballo (província de Saragoça, Espanha).

Grupos de caules (Lpst1)

À semelhança da vegetação incrustada na parte frontal das cascatas, esta pode ser incrustada como conjuntos de caules que tendem a orientar-se perpendicularmente ao substrato mas podem estar ligeiramente inclinados, e geralmente formam-se nas margens das massas e cursos de água (Ordóñez e García del Cura, 1983; Chaftez e Folk, 1984; Arenas-Abad *et al.*, 2010). A vegetação implicada neste processo pode corresponder à vegetação hidrófila que se desenvolve nos canais ativos, ou à vegetação anual ou perene que coloniza os canais durante o período de estiagem nas áreas sazonalmente inundadas.

Os grupos de caules incrustados estão inseridos em estratos tabulares e lenticulares, maioritariamente compostos por outros tipos de fácies de incrustação rápida (tufos bandados associados a algas e/ou bactérias) ou de acumulação mais lenta e de componente detrítica importante (tufos microdetriticos).

Por vezes não é possível reconhecer moldes laminados resultantes da incrustação direta, especialmente quando associado a depósitos de energia muito reduzida. Nesta situação, os moldes são compostos pela acumulação lenta e homogénea, frequentemente de um pequeno molde micrítico ao qual se justapõe tufo calcário microdetritico. Arenas *et al.* (2014b) referiram igualmente situações em que os moldes não apresentam revestimento carbonatado em relação às fitoconstruções de grupos de caules.

Este tipo de morfologia corresponde às fácies de tubos verticais identificado por Ordóñez e García del Cura (1983), e é designada por fitohermas de grupos de caules por Arenas *et al.* (2014b) ou apenas fitohermas de tufo por Martini e Capezzuoli (2013).

Foi considerado como um tipo de fácies caraterístico de áreas de fluxo lento, de barragem ou palustres por Martini e Capezzuoli (2013). Contudo, estes também podem ocorrer no seio de barreiras de tufo calcário, posteriormente envolvidas numa matriz bandada.

Fitoclástico (Lpc)

O tipo de fácies tufos calcários fitoclásticos assemelha-se aos anteriores na medida em que a estrutura é definida por moldes de macrófitas, contudo a incrustação dá-se sobre fragmentos

da vegetação (v. g. ramos, caules, folhas, frutos), dispostos de forma irregular, e que frequentemente não têm precipitação anterior à sua deposição no leito (Arenas *et al.*, 2007).

Grande parte destes fragmentos corresponde a restos orgânicos transportados com facilidade, que se acumulam em locais diferentes onde ocorre a sua incrustação. Estes fragmentos são transportados até áreas de menor energia ou são barrados por elementos que cruzam o leito (tais como ramos ou áreas menos profundas), onde se acumulam e são incrustados no seu conjunto como referido por Arenas-Abad *et al.* (2010) e Martini e Capezzuoli (2013).

Enquanto depósito associado a uma energia mais reduzida, a componente micrítica móldica a bandada do cimento deste tipo de materiais é frequentemente mais importante face à esparítica, à semelhança do que foi identificado em depósitos antigos na Bélgica por Janssen *et al.* (1999). Contudo, a estrutura bandada associada a algas e/ou bactérias é igualmente importante, como também foi reconhecido por Arenas-Abad *et al.* (2010) e Martini e Capezzuoli (2013), e as franjas de calcite colunar referidas por Janssen *et al.* (1999).

As acumulações de fitoclastos podem estar na origem de pequenas barragens, onde têm início irregularidades no perfil longitudinal e se tornam numa área de acumulação preferencial. Desta forma, tem início uma área de acreção e progradação mais intensa nestas, onde os fitoclastos são renovados por novas séries fitoclásticas ou são gradualmente substituídos por fácies laminadas, tanto de algas e/ou bactérias como de briófitas. Por outro lado, os fragmentos mais leves, tais como como folhas ou frutos, podem ser incrustados em áreas tipicamente atribuídas às fácies bandadas, contudo nesta situação tratam-se de elementos isolados.

A presença de macrorestos vegetais de grande dimensão (troncos) foi referida como fator determinante para a formação de grandes barragens em rios de declive reduzido (Carthew *et al.*, 2003), assumindo-se que este poderá ser um processo relevante na localização de áreas de progradação preferencial na área de estudo.

Quanto à designação deste tipo de fácies, à semelhança de Martini e Capezzuoli (2013), Arenas *et al.* (2014b) e García-García *et al.* (2014) optou-se pela designação tufos calcários fitoclásticos.

Tufos de algas filamentosas (Lpfa)

Em situações de fluxo relativamente rápido e constante com pouca turbulência, o leito é colonizado por algas filamentosas paralelas entre si com alguns milímetros centímetros de comprimento e diâmetros geralmente com 24 a 29 μm respetivamente. Os filamentos são incrustados com uma densidade elevada por franjas de calcite micrítica a microesparítica

anádrlica a subédrica, com modelação hidrodinâmica. Freyter e Plet (1996) descreveram um tipo de fácies semelhante em tufos calcários localizados na bacia de Paris (França).

5.2.2.3. Fácies dominadas por elementos inorgânicos

Bolhas revestidas (foamrock) (Lfm)

Um dos principais processos de precipitação de carbonato de cálcio está relacionado com a perda do CO₂ da água para a atmosfera sob a forma de gás, bem como pela sua libertação através da atividade metabólica orgânica. Desta forma, há frequentemente formação de bolhas no leito, sob objetos ou retidas por redes de algas, onde ocorrem de forma isolada ou cobrem por completo todo o canal.

Uma vez retidas em meio aquático, a própria superfície das bolhas serve como superfície de acumulação para os carbonatos, que ficam total ou parcialmente envolvidas por calcite. O tufo calcário de bolhas revestidas⁸⁵ é assim um tipo de porosidade móldica, em que os carbonatos precipitam em volta das bolhas. Por vezes, o leito pode ficar completamente revestido de bolhas que servem de substrato para a acumulação dos tufos calcários (Fotografias 5.12 e 5.13, página 176).

Este é um processo raro, associado a condições de climáticas quentes. Na área de estudo foram identificadas em dias com temperatura máxima geralmente superior de 30 °C, e em áreas com pouca turbulência. Em consequência das condições de ocorrência muito específicas e à sua natureza frágil, só são preservadas caso sejam rapidamente cobertas e de qualquer forma protegidas (Jones e Renaut, 2010).

Como consequência da velocidade de precipitação mais lenta que nos depósitos travertínicos onde este tipo de morfologia já foi anteriormente identificado, e apesar de ter uma génese análoga, este tipo de fácies é distinto. Neste tipo de ambiente, a descontinuidade da deposição dá origem a moldes geralmente incompletos (ausência a parte superior da cúpula) e não se conhecem bolhas alongadas (túbulos) com origem na progressão vertical das bolhas como descrito em Capezzuoli *et al.* (2011).

5.2.3. Estruturas sedimentares com origem na erosão e modelação hidrodinâmica

Os tufos calcários são fundamentalmente um tipo de formação fluvial, o que favorece a sua modelação hidrodinâmica, em que os clastos alóctones podem ser importantes, tal como os

⁸⁵ A designação bolhas revestidas foi também utilizada por Rodríguez-Berriguete (2012), conhecendo-se também as designações “foamrock” (Chaftez e Folk, 1984; Pentecost, 2005; Jones e Renaut, 2010; Capezzuoli *et al.*, 2011) e “oólitos vacuolares” (Schreiber *et al.*, 1981).

materiais provenientes do próprio afloramento de tufo calcário, que complementa a sedimentação proporcionada pela acumulação direta dos carbonatos. A divisão tripartida dos constituintes tem vindo a ser aplicada a carbonatos palustres (v. g. Alonzo-Zarza e Wright, 2010; Valero-Garcés *et al.*, 2013).

Geralmente os materiais clásticos na origem deste tipo de fácies são acumulados em áreas de energia reduzida ou na sequência de perda de competência (Martini e Capezzuoli, 2013), acumulando-se por vezes em áreas de maior energia como as marmitas existentes na base das cascatas.

5.2.3.1. Tufos calcários granulares

Tufos calcários microdetriticos e tufos micríticos (Ld)

Em áreas de energia reduzida, com uma velocidade de precipitação do carbonato de cálcio relativamente lenta, os depósitos são frequentemente brandos e predominantemente micríticos e com alguns materiais detriticos. Estes tufos calcários são caracterizados por lentes de tufo calcário relativamente homogêneas ou com camadas cimentação sazonal mais intensa, frequentemente pontilhados por moldes vegetais com bandas formadas por mudanças de cor da micrite, por franjas microesparíticas a esparíticas ou por camadas de óxidos/hidróxidos de ferro. Esta será o equivalente à fácies B2 referida por Arenas *et al.* (2014a) ao abordar a variação espacial e temporal da sedimentação atual, apesar de nesse trabalho se ter considerado os depósitos de tufos de briófitas e fitoconstruídos vacuolares micríticos juntamente com os tufos calcários granulares (fácies B1).

Em consequência da sua natureza branda e da instabilidade da precipitação de carbonato de cálcio, frequentemente as áreas de ocorrência de tufos calcários micríticos⁸⁶ são acompanhados de tufos calcários microdetriticos. Os tufos calcários microdetriticos (fácies granulares a semelhantes à cré (Capezzuoli *et al.* (2010) e areias e siltes carbonatados segundo Arenas *et al.* (2014b)) são compostos por pequenas partículas de carbonato de cálcio, cuja principal origem está associada ao dismantelamento dos depósitos de tufo calcário micrítico (relativamente brandos) ou pela abrasão proporcionada em áreas de energia elevada.

Os microdetritos podem ser consolidados posteriormente por um cimento, que ocorre preferencialmente à superfície dos depósitos e dá origem a camadas de cimentação mais forte.

⁸⁶ Apesar de se tratar de um tipo de fácies característica de ambientes onde os processos de acumulação do carbonato de cálcio primário são predominantes, optou-se por apresentar os tufos calcários micríticos juntamente com os microdetriticos. Este tipo de tufos calcários faz a transição, o que por vezes dificulta o seu reconhecimento após a atuação de processos diagenéticos.

Estes depósitos, tanto microdetriticos como os cimentos diagenéticos são especialmente compostos por micrite, característica que levou Jones e Renaut (2010) a chamar a esta fácies de tufo calcário micrítico no seu conjunto, enquanto Janssen *et al.* (1999) a designam como de granular, onde consideram as partículas inferiores a 1 mm até 5 cm de diâmetro remobilizados da sua posição original.

Os depósitos podem ser relativamente maciços ou tabulares, intercalados ou não por testemunhos de episódios de energia mais elevada onde se acumulam intraclastos de maiores dimensões ou outros depósitos de natureza clástica. Esta característica é partilhada com outros depósitos, tais como os referidos por Arenas-Abad *et al.* (2010) e Arenas *et al.* (2014b) e Jones e Renaut (2010), e considerada como fácies B1 por Arenas *et al.* (2014a) ao abordar a variação espacial e temporal da sedimentação atual.

A precipitação primária dos carbonatos pode ser bioinduzida por micro-organismos presentes nas massas de água que favorecem a nucleação dos carbonatos e posterior sedimentação (Primc-Habdija *et al.*, 2001; Jones e Renaut, 2010) ou dever-se à evaporação elevada em algumas áreas e períodos do ano (Arenas-Abad *et al.*, 2010).

Por outro lado, a cimentação diagenética sinsedimentar, provocada pela criação de condições favoráveis para a precipitação direta de carbonatos durante alguns períodos, está na origem da formação de estratos subhorizontais a lenticulares com diferentes níveis de consolidação, como foi também proposto por Glover e Robertson (2003) e Arenas *et al.* (2003, 2014b). Estes podem estar representados por moldes predominantemente micríticos e/ou ser acompanhados por corpos filamentosos micríticos.

A estratificação dos depósitos pode estar relacionada com a variabilidade sazonal nas condições de formação de tufo calcário ou com a migração dos canais, o que representa a transição para os tufos calcários fitoconstruídos.

O predomínio de uma estrutura homogénea a estratificada e a sua passagem para camadas onde a componente fitoconstruída é cada vez mais importante, marca uma mudança gradual positiva da velocidade de formação de tufo calcário e vice-versa. Neste caso, representa a passagem de uma velocidade de precipitação lenta, para uma precipitação mais rápida característica dos tufos calcários fitoconstruídos.

Para além da sua ocorrência em planícies aluviais ou outros ambientes de energia reduzida, os tufos calcários microdetriticos e as lentes micríticas podem-se acumular também em bolsas na base das cascatas ou nos pequenos lagos que as antecedem.

Tufo calcário intraclástico (Li)

Os tufos calcários intraclásticos são compostos por fragmentos de tufo calcário remobilizados da sua posição original, que se acumulam como em depósitos fluviais de estrutura maciça a tabular. O cimento pode ter uma natureza aluvial ou ser composto por qualquer um dos tipos de tufo calcário fitoconstruído ou granular, e diferenciam-se dos tufos calcários microdetriticos pela sua dimensão.

Os intraclastos são fragmentos vegetais incrustados em posição de vida, remobilizados após a perda de um substrato rígido ou por meteorização mecânica durante episódios de energia elevada (Arenas-Abad *et al.*, 2010).

A perda de substrato rígido da vegetação está relacionado com o decaimento desta após a sua morte, seja porque a acumulação se deu sobre vegetação anual ou sobre outras espécies perenes cujo desenvolvimento é comprometido pela incrustação. Por outro lado, os episódios de energia elevada (*v. g.* caudal elevado ou animais) podem levar à quebra de materiais anteriormente firmes.

Por vezes, após a sua sedimentação, os intraclastos são novamente incrustados por carbonato de cálcio com novas películas que cobrem por completo o intraclasto, incluindo a porosidade móldica. Mediante a sua remobilização ou não durante a nova incrustação, podem constituir o núcleo de oncólitos.

Este tipo de fácies tem sido designada com frequência como tufos calcários intraclásticos, por autores como Pedley (1990), Arenas *et al.* (2007, 2014b), Arenas-Abad *et al.* (2010) e García-García *et al.* (2014).

Tufos calcários oncolíticos (Lo)

Os oncólitos correspondem a grãos geralmente inferiores a 1 cm, revestidos por carbonato de cálcio laminado que permanecem sob influência fluvial, que são remobilizados e assim a acumulação é concêntrica e contínua em todas as faces, o que proporciona a regularização da sua forma. Estes ocorrem nas represas das barreiras ou a montante de objetos que impedem o fluxo, em pequenos canais ou nos bancos dos cursos de água (Schöttle e Müller, 1968; Pedley, 1990; Arenas *et al.*, 2007; Domínguez-Villar *et al.*, 2011).

Estes elementos móveis são integrados em estruturas maciças a tabulares de tufos calcários granulares e a sua abundância face a outros elementos de outra natureza é variável. Frequentemente são consolidados em conjunto por cimentos carbonatados diagenéticos. A ocorrência de bolsas de oncólitos pode levar à sua designação como conglomerado de tufos calcários oncolíticos.

Na área de estudo foram identificados apenas grãos revestidos por uma película carbonatada de espessura reduzida. Apesar de por vezes atingirem alguns milímetros, estes revestimentos não são laminados ou apresentam uma laminação macroscópica quase impercetível.

Geralmente também apresentam dimensões reduzidas e têm como núcleo grãos de tufo microdetritico, elementos fluviais alóctones finos ou intraclastos que definem a sua morfologia (Arenas-Abad *et al.*, 2010). A morfologia dos oncólitos foi também relacionada com a energia ambiente de formação, que são preferencialmente esferoides e achatados em regimes de fluxo lento, quase esféricos/cilíndricos em rios ou com formas mamelonadas ou ramificações irregulares sob condições estáticas ou coalescentes (Schöttle e Müller, 1968; Pedley, 1990; Glover e Robertson, 2003).

Esta morfologia apresenta diferentes designações aplicadas relativamente ao seu tamanho, origem orgânica ou inorgânica (*v. g.* grãos revestidos, ooides, oncólitos, pisoides, písólitos) (Jones e Renaut, 2010).

Lamas carbonatadas (Lm)

As lamas carbonatadas podem ter a sua origem na desintegração de organismos carbonatados, por precipitação inorgânica direta ou associadas ao metabolismo microbiano (Scholle e Ulman-Scholle, 2003).

O cimento é predominantemente micrítico, e apresenta apenas alguns cristais de calcite esparítica a microesparítica e bioclastos, tais como fragmentos de conchas de gastrópodes. Estas lamas apresentam alguns moldes micríticos ou microesparíticos anelares, que podem representar os caules de pequenas algas ou outro tipo de filamentos orgânicos.

Segundo Pedley (2009), na presença de pontos de nucleação abundantes podem-se formar pequenas quantidades de cimento micrítico que se acumula em ambientes de energia muito reduzida. Podem formar depósitos maciços a laminados horizontalmente no fundo de charcos ou lagos, como referido por Pedley *et al.* (1996), Pentecost (2005) e Arenas-Abad *et al.* (2010).

Uma vez que se trata de depósitos friáveis, pode ocorrer a formação de esparite acicular diagenética nos poros, provavelmente relacionadas com o desenvolvimento de processos pedológicos relacionados com micro-organismos.

As lamas carbonatadas assemelham-se aos depósitos carbonatados friáveis que se acumulam no fundo de poços existentes em áreas cársicas, popularmente conhecidos por tufos calcários no Algarve.

Plaquetas carbonatadas (Lcr)

Em dias quentes há formação de películas carbonatadas na superfície de pequenos lagos (v. g. pequenas barragens isoladas) ou cavidades hipogéias (v. g. mina de água de Alface) em massas de água calmas ou paradas. Estas estruturas foram designadas como flutuadores carbonatados (Pentecost, 2005) ou como jangadas carbonatadas (do inglês *calcite rafts*, segundo Taylor *et al.*, 2004; Jones e Renaut, 2010), neste caso adaptado para plaquetas carbonatadas, que caracterizam os depósitos do fundo destes planos de água.

A precipitação à superfície resulta das trocas gasosas da mesma parcela de água com a atmosfera por períodos prolongados, e os mantém à tona devido à tensão hidrostática (Taylor *et al.*, 2004; Carthew *et al.*, 2006).

Quando o seu peso excede a capacidade de flutuação ou há uma perturbação da superfície da água que os fragmenta, estes afundam e acumulam-se no fundo da massa de água, como uma fácies composta por estas placas carbonatadas, intercaladas por outros materiais finos (Pentecost, 2005 e Taylor *et al.*, 2004). O único local encontrado com maior espessura deste material, foi na mina de água de Alface.

5.2.3.2. Conglomerados de cimento carbonatado

Ao estar associados a ambientes fluviais abertos, a formação de tufos calcários pode ser intercalada pela deposição de cascalheiras. Geralmente as cascalheiras são construídas por clastos com alguma esfericidade e acumulam-se em períodos de maior energia fluvial, pelo que são frequentemente mal calibradas. O predomínio de processos coluviais ou de movimentos em massa sobre os fluviais, está geralmente associado ao predomínio de clastos mais angulosos e de distribuição irregular.

Nos períodos de estabilidade, os materiais clásticos são cimentados por tufo calcário, resultante da percolação da água incrustante e são coroados por tufo calcário. Estes depósitos intercalados são assim reflexo da oscilação entre períodos de sedimentação detrítica (episódios de maior energia fluvial ou pontualmente de movimentos em massa) e períodos sazonais favoráveis à formação de tufos calcários, em que a atividade fluvial é regular e permite a acumulação rápida de tufos calcários durante períodos mais ou menos longos e a cimentação dos depósitos anteriores. Esta alternância está na origem de depósitos como o membro intermédio da rib.^a de São Lourenço (que será abordado na secção 6.2.2.3. *São Lourenço*, pág. 306).

Independentemente do seu cimento e da natureza dos clastos, a maior parte dos autores refere-se a estes depósitos apenas como conglomerados de cimento carbonatado (v. g. Martini

e Capezzuoli (2013)), por vezes diferenciados entre brechas e conglomerados (v. g. Arenas-Abad *et al.*, 2010).

5.2.4. Processos pedológicos

5.2.4.1. Paleosolos

A deposição dos tufos calcários pode ser intercalada por períodos de mais ou menos longos de interrupção da sedimentação, cuja intensidade pode estar relacionada com a posição dos afloramentos (v. g. topografia) e com a duração dos processos.

Durante os períodos de estabilidade há a colonização do substrato por vegetação, o que acelera os processos de meteorização química e física da parte superior deste. A alteração e a pedogênese dão gradualmente lugar à formação dos horizontes A, B e C de espessura variável, como é possível reconhecer em vários episódios (por exemplo, no membro superior da rib.^a de São Lourenço e na plataforma E_{RS+70} em Alface).

Entre os processos envolvidos em solos desenvolvidos sobre tufos calcários, é referido o empobrecimento do horizonte A em carbonato de cálcio e a sua reprecipitação em horizontes inferiores (Pentecost (2005) *cit.* Edmonds e Martens (1990)). A existência de condições climáticas favoráveis por um período de estabilidade seja longo o suficiente, pode ocorrer a formação de calcretos nestes perfis de solo, por vezes relativamente importantes, tal como os calcretos nodulares coalescentes existentes em Alface.

A estabilidade pode estar relacionada com a migração dos canais na planície aluvial ou no próprio terraço construído pela barreira de tufo (v. g. terraço do Olho de Paris ou o afloramento de Alface), áreas que posteriormente são inundadas pelos canais da exsurgência e os paleosolos ficam intercalados com tufo calcário (Pedley *et al.*, 2003; Pedley, 2009).

Por outro lado, os períodos de estabilidade podem ter influência climática, onde a interrupção de precipitação provoca a incisão fluvial e desta forma a evolução pedológica dos interflúvios. Estes paleosolos são posteriormente incluídos no início de novos ciclos de precipitação do tufo calcário (Vadour, 1994), incluindo por vezes *terra rossa* relacionada com a carsificação do substrato de tufo calcário como os fenómenos de lapiezação no Olho de Paris e em Alface.

5.3. Associações de litofácies

5.3.1. Morfotipos de base

5.3.1.1. Barreira fitoconstruída

A passagem do substrato ou de processos pedogenéticos, coluviais ou aluviais para condições de formação de tufo calcário ótimas é gradual. No caso das barreiras fitoconstruídas, numa primeira fase faz-se representar pela acumulação de tufo calcário microdetritico ou fitoclástico de cimento predominantemente micrítico e poroso, característico de uma velocidade de deposição lenta, que por vezes inclui clastos alóctones.

A velocidade de precipitação do carbonato de cálcio é mais rápida nas áreas onde a perda de CO₂ é mais acelerada, que será coincidente com as áreas de maior turbulência no talvegue (v. g. afloramento rochoso, rutura do perfil longitudinal, acumulação de fitoclastos). Nestas áreas, passa gradualmente à formação de fácies onde os processos de acumulação dos carbonatos são mais rápidos, nomeadamente de tufos calcários de fitoconstruídos (fitoclásticos, de grupos de caules e bandados).

A acreção e progradação rápida nas áreas turbulentas reflete-se na formação de uma barreira fitoconstruída⁸⁷ que, por sua vez, tem um efeito catalisador que resulta na progradação cada vez mais rápida da própria barreira. Este processo cumulativo foi também referido por Chaftez e Folk (1984) *cit.* Golubic (1969) e Vázquez-Urbez *et al.* (2010).

As barreiras fitoconstruídas fazem-se representar sobretudo por fácies bandadas associadas a musgos e a algas e/ou bactérias, que se acumulam como semidomos convexos. As áreas sazonalmente ou parcialmente imersas, ou expostas aos borrifos, são colonizadas por briófitas que são incrustadas, enquanto as áreas de fluxo rápido estão associadas às algas e/ou bactérias. Esta distribuição de fácies foi também reconhecida por Arenas *et al.* (2014b), onde é também referida a alternância entre ambas, tal como acontece atualmente nos afloramentos de Olho de Paris e Alface.

As áreas de cascata também são colonizadas por macrófitas higrófilas, que são incrustadas não só nas áreas imersas, mas também nas áreas marginais através dos salpicos. As fácies fitoconstruídas de grupos de caules são complementadas pela componente fitoclástica, são mais comuns em áreas de cascata intercaladas por degraus que de em quedas-de-água. Estes setores foram referidos como cascatas secundárias por Florsheim *et al.* (2013), e a natureza dos seus tipos de fácies referida por Pedley *et al.* (2003).

⁸⁷ Esta estrutura tem vindo a receber várias designações, tais como edifício de barreira (Fernández *et al.*, 1996).

Frequentemente as áreas de queda-de-água são caracterizadas por fácies fitoconstruídas em cortina, que ocorrem unicamente em ambiente de cascata. A formação das cortinas permite também a formação de cavidades na sua retaguarda.

Residualmente, os sectores aplanados da barreira fitoconstruída podem incluir pequenas lentes de tufo calcário microdetritico, intraclástico ou oncólitos nos sectores intercascata. A migração lateral dos canais pode também promover a estabilidade de algumas áreas por períodos mais longos, que permite a atuação de processos pedogenéticos ou de carsificação.

Em função das características do perfil longitudinal da cascata e das características do fluxo, pode haver variações entre os tipos de fácies complementares referidos atrás. Arenas-Abad *et al.* (2010) remeteu estas diferenças para o regime da descarga, em que os cursos de água intermitentes ou de descarga reduzida estão relacionados com os perfis em escadaria.

Em locais onde o perfil longitudinal se apresenta em escadaria, os tufos calcários bandados encontram-se intercalados por quantidades significativas de tufos calcários de fácies fitoconstruídas vacuolares e pequenas bolsas de tufos calcários granulares nas marmitas de abrasão, localizadas na base de algumas cascatas.

Em perfis longitudinais de ressalto único, as fácies bandadas são predominantes, e são frequentemente complementadas com o desenvolvimento de tufos calcários em cortina.

Na variação vertical de fácies, as fácies laminadas são progressivamente substituídas pela colmatação da plataforma formada a montante da barreira. O depósito apresenta diferentes características em função do tipo de ambiente fluvial ou lacustre a montante, dependendo do sistema de deposição e tipo de clima da área.

Fácies de transição

Os episódios ou períodos de incisão fluvial podem dar origem à acumulação de tufos calcários intraclásticos grosseiros nas áreas de declives mais elevados das barreiras fitoconstruídas ou na sua base. Estas acumulações ocorrem em áreas onde os cursos de água onde o declive permite uma competência elevada (Arenas *et al.*, 2014b) ou onde os movimentos em massa gravitacionais dão origem a blocos facilmente destacáveis (Florsheim *et al.*, 2013).

Estes depósitos podem ser intercalados por fases favoráveis à formação de tufos calcários de acumulação, que podem representar o início da formação de uma nova barreira fitoconstruída. Este conjunto de fácies de transição foi considerado como associação de fácies de canal de declive elevado por Arenas *et al.* (2014b), e os melhores exemplos da área de estudo localizam-se nas rib.^{as} do Cadoiço e de São Lourenço (perfis estratigráficos *d* e *g* respetivamente, Mapa 6.1, p. 134).

5.3.1.2. Planície aluvial com canais entrançados e cuvetas de acumulação.

As planícies aluviais são caracterizadas por canais de fluxo lento e frequentemente entrançados, que drenam sinuosamente ao longo desta área relativamente aplanada. A associação de fácies deste tipo de depósitos corresponde a corpos tabulares de tufo calcário de origem predominantemente clástica, tanto autóctone como alóctone, e processos pedogenéticos, cruzados por corpos lenticulares de tufos calcários de acumulação.

Neste tipo de ambientes, a velocidade de precipitação dos tufos calcários é geralmente lenta e as incrustações são brandas e, desta forma, facilmente destacáveis pela sua fragilidade e exposição à ação fluvial. Os detritos provenientes destas incrustações brandas são uma importante fonte de alimentação para os bancos de tufo calcário microdetritico, que formam depósitos tabulares ou lenticulares deste material, frequentemente cimentados por material micritico poroso e autogénico.

As variações das condições sazonais refletem-se também na incrustação de camadas subhorizontais mais ou menos ricas em pequenos moldes e de maior dureza à superfície, mas também através da acumulação de cimentos diagenéticos que consolidam os tufos calcários granulares em profundidade.

A velocidade de precipitação em algumas áreas dos canais pode ser mais intensa, o que leva à formação de tufos calcários de acumulação com uma distribuição relativamente irregular, nomeadamente de fácies laminadas associadas a algas e/ou bactérias e de tufos fitoconstruídos de grupos de caules a fitoclásticos. Estes canais fazem-se representar como lentes canaliformes pontilhadas pelos tufos de acumulação, tal como já havia sido descrito noutros locais por Capezzuoli *et al.* (2010).

Para além da meteorização mecânica sobre as incrustações de tufo calcário na origem do tufo calcário microdetritico, os episódios de energia fluvial elevada promovem também a formação de cascalheiras compostas por tufo calcário intraclástico, oncólitos e materiais clásticos alóctones. As fácies características de tufo calcário existem na interdependência com os depósitos aluviais detriticos que os compactam ou nos quais eles se interestratificam (Pedley, 1990; Arenas-Abad *et al.*, 2010; Vázquez-Urbez *et al.* 2011c), que podem ser consolidados por cimentos diagenéticos.

A acumulação dos materiais detriticos em canais pouco profundos leva à sua colmatação e posterior divergência (Pedley, 1990; Arenas-Abad *et al.*, 2010; Vázquez-Urbez *et al.*, 2011b) mas, ainda assim, os interflúvios apresentam períodos de estabilidade suficientemente longos para que a vegetação se desenvolva e decorram processos pedogenéticos (Capezzuolli *et al.*, 2010).

Para além dos processos pedogenéticos, podem decorrer processos tipicamente palustres em sectores periodicamente expostos à estiagem, como por exemplo fendas de retração ou processos de microcarsificação (Alonso-Zarza, 2003; Alonso-Zarza e Wright, 2010a; Arenas-Abad *et al.*, 2010).

As planícies aluviais podem também ser compostas por cuvetas de acumulação⁸⁸ onde se formam charcos sazonais, cuja formação está associada a canais abandonados ou a canais secundários (Arenas-Abad *et al.*, 2010; Arenas *et al.*, 2014b), formados pelas condições hidrodinâmicas dos canais ou pela acumulação de pequenas barreiras fitoconstruídas. Nestas cuvetas há a acumulação de materiais finos característicos de ambientes de energia muito reduzida, nomeadamente de lamas carbonatadas autogénicas, e de outros tufos calcários granulares.

As lamas carbonatadas podem apresentar intercalações de materiais grosseiros que correspondem a episódios de energia mais elevada (*v. g.* tufos de natureza clástica, bioclastos ou clastos alóctones) e a sua produtividade orgânica encontra-se confirmada pela presença de porosidade microtubular e pelos bioclastos. Nestas condições, os moldes microtubulares podem corresponder a micromoldes de filamentos de algas ou bactérias, fissuras radiculares ou icnomorfologias.

5.3.1.3. Ambiente palustre

As áreas de declive reduzido permitem a formação de zonas húmidas controladas por um fluxo de água lento mas contínuo, que viabiliza assim o fornecimento de água rica em carbonatos cuja precipitação decorre a um ritmo relativamente lento (Pedley *et al.*, 2003). Estes depósitos podem ser intercalados por depósitos litoclásticos associados a períodos mais húmidos e a paleosolos ricos em húmus, pontilhados por tufos calcários de acumulação, que são revestidos de camadas de tufo laminado predominantemente micrítico (Pedley, 1990; Pedley *et al.*, 2003).

Este morfotipo não se encontra bem caracterizado na área de estudo, contudo considerou-se pertinente uma breve descrição para articulação com os restantes modelos de deposição.

⁸⁸ Na bibliografia anglo-saxónica têm sido referidos como *pool* ou *pond*. Estes tratam-se de partes mais profundas dos canais, onde pode haver formação temporária de charcos após o início da estiagem. Desta forma, optou-se pela utilização da designação “cuveta de acumulação”, adaptado da terminologia utilizada para os interflúvios deltaicos.

5.3.1.4. Ambiente lacustre

A precipitação de tufos calcários em massas de água relativamente calmas está especialmente relacionada com processos como a perda de CO₂ através do metabolismo orgânico (Primc-Habdiya et al., 2001; Pentecost, 2005), da evaporação da água, especialmente em ambientes mais quentes (Carthew et al., 2003; Taylor et al., 2004), ou do contacto prolongado da mesma massa de água com a atmosfera (op. cit.).

Nas áreas marginais acumulam-se oncólitos e tufos calcários relacionados com algumas comunidades higrófilas incrustadas (Pedley *et al.*, 1996; Pedley, 2009), intercaladas por camadas onde há evidências de exsicação ou carsificação associadas a períodos secos que levam à descida do nível da água ou de acumulação de camadas detríticas alóctones associadas a inundações ou intraclásticas devido à fracturação motivada pela energia elevada que caracteriza estes episódios (Ordóñez *et al.*, 2005).

Nas partes mais profundas dos lagos podem-se acumular lamas carbonatadas (Pedley *et al.*, 1996; Pentecost, 2005), distantes dos leques sedimentares formados no sector montante e nas áreas marginais (Garcés *et al.*, 2008).

À semelhança dos depósitos palustres, este morfotipo não se encontra bem caracterizado na área de estudo, contudo considerou-se pertinente uma breve descrição para articulação com os restantes modelos de deposição.

5.3.2. Morfotipos compostos

5.3.2.1. Dominados por exurgências

Os sistemas de curso de água suspensos têm a sua génese relacionada com a formação de uma barreira fitoconstruída a jusante de uma exurgência, onde a influência fluvial é reduzida. Tendencialmente desenvolvem-se sobre o substrato, depósitos coluviais, aluviais ou do sector distal, e os solos são geralmente pouco desenvolvidos devido à sua posição geomorfológica (Soltner, 1986).

A instalação da barreira fitoconstruída é gradual, em que a progradação preferencial ocorre numa área intermédia que dá origem a um sistema de barreira única. O carácter progradante da barreira pode motivar também a instalação desta sobre os depósitos que antes corresponderiam a áreas de declives reduzidos, como por exemplo sobre o setor distal (v. g. rib.^a da Alface) ou sobre a aluvião de cursos de água vizinhos (v. g. Olho de Paris sobre a aluvião da rib.^a das Mercês).

Como consequência dos declives elevados existentes no sector de barreira fitoconstruída, os movimentos em massa são frequentes e a capacidade de transporte dos canais é relativamente elevada, o que alimenta a componente intraclástica do sector distal. O setor distal pode assim ser considerado como um depósito coluvial característico deste tipo de sistema, onde os depósitos de vertente, e por vezes depósitos aluviais, se encontram amalgamados com os de tufo calcário.

Para além da componente intraclástica, podem estar também presentes tufos calcários de acumulação, representada por depósitos tabulares a lenticulares. O conjunto de litofácies distais foi reconhecido por Pedley (1990) e desenvolvido em Pedley *et al.* (2003) e Pedley (2009).

A progradação da barreira fitoconstruída está na origem da formação de uma plataforma de declives muito reduzidos, onde o fluxo da água é lento e a velocidade de acumulação do carbonato de cálcio diminui rapidamente para montante. A sequência de litofácies reflete-se na passagem das fácies laminadas da barreira fitoconstruída, geralmente subverticais, para lentes de tufos calcários micríticos e tufos calcários microdetríticos, intercalados por lentes de tufo calcário laminado, onde a velocidade de acumulação é mais rápida. A porosidade microtubular é frequente neste grupo de transição, representando filamentos de algas e/ou bactérias.

Para além destas fácies de tufo calcário predominantes, ocorrem também com alguma frequência tufos calcários fitoconstruídos de grupos de caules e fitoclásticos, bem como de algas filamentosas, pequenas cascatas decimétricas dominadas por volutas de briófitas e cascalheiras. Podem estar representados outros tipos de fácies de oncólitos ou intraclásticos e cascalheiras alóctones, resultantes da perda de competência dos canais com o aumento da área da plataforma.

Devido ao abandono mais ou menos prolongado de alguns dos canais, podem ocorrer processos relacionados com a exsicação e dissolução (*v. g.* bandas de óxidos/hidróxidos de ferro ou superfícies de dissolução) e pedogénese (*v. g.* alteração, bioturbação, e mesmo calcretização) dos materiais. Os solos tornam-se numa componente cada vez mais importante com o aumento da área de plataforma, uma vez que este fator permite o abandono mais prolongado dos interflúvios.

A progradação contínua leva ao afastamento das áreas de turbulência, que dá lugar a um fluxo cada vez mais lento e à formação de pequenos charcos, que podem estar na origem de fácies geralmente associadas aos carbonatos palustres. Por outro lado, continuam sob a influência dos processos pedogenéticos e os materiais alóctones passam a ser mais finos.

Os afloramentos podem também apresentar uma estrutura interna heterogénea, como consequência da influência de fatores extrínsecos e geralmente de carácter mais longo ou

permanente (por exemplo eventos climáticos ou hidrogeológicos longos) com consequências sobre o modo de acumulação.

5.3.2.2. Ambientes fluviais em escadaria. Sequências de barreira-plataforma aluvial

Os cursos de água existentes na área de estudo apresentam especialmente áreas de deposição preferencial em vales relativamente estreitos, cuja principal associação de fácies é gerada em articulação com o desenvolvimento de pelo menos uma barreira fitoconstruída em ambiente fluvial.

Foram considerados os subtipos de associações de fácies fluviais de barreira referidos por Arenas *et al.* (2014b), em articulação com a proposta de modelo de deposição proposto por Vázquez-Urbez *et al.* (2011b) e Arenas *et al.* (2014b). Desta forma, foram consideradas as associações de fácies predominantemente fluviais relacionadas com o declive longitudinal elevado (em escadaria), com canais com declive reduzido (*idem* com lagoas) e as associações de fácies de barragem (as associações de fácies de barragem) (Arenas *et al.*, 2014b).

Estas barreiras podem ter o seu início sobre áreas em que o substrato se encontra exposto (*v. g.* barreira na origem do setor analisado da planície aluvial na rib.^a de São Lourenço) ou em ruras de declive (*v. g.* rib.^{as} do Cadouço e de Alfice) e provocam uma maior turbulência do fluxo de água, que impulsiona a acumulação dos carbonatos.

Em canal de declive reduzido

Pontualmente, o desenvolvimento dos tufos calcários pode ter uma origem essencialmente físico-química, em que a própria acumulação dos carbonatos ocorre numa área preferencial e as fitoconstruções consequentes estão na origem da construção da barreira.

A acreção nas barreiras fitoconstruídas na área de estudo é geralmente mais lenta que a velocidade de colmatção da bacia a montante, o que está na origem da formação de plataformas com depósitos aluviais a montante (tal como na rib.^a de São Lourenço). Devido à progradação da barreira, a migração desta para jusante abre espaço para a sua substituição por depósitos de fluxo lento na sequência vertical de fácies. Os depósitos a montante das barreiras fitoconstruídas são semelhantes à associação de fácies encontrada no morfotipo de planície aluvial, compostas por tufos calcários fitoconstruídos de grupos de caules, fitoclásticos, por vezes bandados e tufos calcários clásticos microdetriticos (frequentemente com cimentação lenticular), intraclásticos, oncólitos e materiais alóctones.

Por vezes, a velocidade de acumulação dos carbonatos na plataforma aluvial é relativamente acelerada e nestas situações, a barreira fitoconstruída é antecedida por pequenas volutas de fácies laminadas de briófitas associadas a cascatas até algumas dezenas de centímetros de altura.

Frequentemente, estas volutas são unidas por tufos laminados associadas a algas e/ou bactérias e moldes de macrófitas.

Algumas das barreiras fitoconstruídas encontram-se completamente envolvidas pelas fácies características da plataforma a montante. Esta característica é um indício da colmatação de uma barreira fitoconstruída pela plataforma de uma segunda barreira existente a jusante, cujo crescimento é mais rápido. Desta forma, o topo das fácies de barreira adquirem uma componente progressivamente menos carbonatada, com moldes mais brandos na parte superior, posteriormente substituídos por tufos calcários e outros materiais detríticos. Ordóñez *et al.* (2005) e Florsheim *et al.* (2013) identificaram processos semelhantes, em que a barreira a jusante ultrapassa cota da existente a montante, contudo nestes casos tratava-se de modelos fluvio-lacustres e as barreiras ficaram submersas.

Numa situação em que a velocidade de progradação é mais rápida que a de colmatação a montante da barreira fitoconstruída, tem início a formação de um sistema fluvial de barragem. Contudo, na área de estudo esta associação de fácies não foi identificada.

Canal de declive elevado

Nestes casos, a sequência tem início diretamente sobre o substrato, e a transição para barreira é rápida e frequentemente com início com tufos calcários microdetríticos porosos que podem cimentar cascalheiras, cuja componente fitoconstruída se torna cada vez mais importante.

As fácies de transição são particularmente importantes nesta associação de fácies, uma vez que devido ao declive elevado, este tipo de barreira é particularmente vulnerável à erosão.

Síntese

A sedimentologia dos tufos calcários tem vindo a ser debatida, não só numa tentativa de utilizar as fácies e associações de fácies como ferramenta de interpretação paleoambiental, mas também com o objetivo de compreender as condições inerentes à sua formação e importância dos diferentes agentes no processo fluvio-cársico da sua deposição.

Desta forma, têm sido propostas diferentes nomenclaturas de fácies de tufo calcário, adaptadas de acordo com o objetivo do trabalho. Tenta-se assim criar classificações que podem ser aplicadas em diferentes formações de tufo calcário, tanto antigas como atuais.

As microtexturas de tufo calcário são predominantemente compostas por calcite com uma grande diversidade de tamanhos e hábitos do grão, bem como de estruturas compostas por grupos de cristais. A principal diferença na distribuição entre o predomínio de estruturas de calcite micrítica e esparítica reside na energia e velocidade de deposição, em que as fácies

predominantemente micríticas estão especialmente associadas a ritmos de deposição mais lenta e de energia reduzida (v. g. canais de planícies aluviais e cuvetas de acumulação ou lagos). Pelo contrário, as fácies de calcite esparítica encontram-se predominantemente associadas a canais de fluxo rápido e turbulento (v. g. junto e/ou em cascatas ou perfis longitudinais acidentados ou canais rugosos).

A micrite tem a sua origem especialmente relacionada com carbonatos autogénicos microgranulares (v. g. nucleação em pequenos núcleos, orgânicos ou não) e em microdetritos resultantes do desmantelamento de outros depósitos por abrasão e erosão geralmente brandos. As estruturas micríticas estão predominantemente relacionadas com acumulação destes materiais em áreas abrigadas ou de energia mais reduzida (micrite laminar, interna ou maciça), à sua aglomeração por superfícies aderentes (micrite grumosa, móldica, filamentosa a dendrolítica ou maciça) ou por impregnação de filamentos ou estruturas orgânicas (filamentosa dendrolítica ou bandada a maciça).

Os cristais de esparite de grandes dimensões resultam especialmente de processos de crescimento da calcite a partir do substrato (v. g. esparite romboédrica ou escalenoédrica, por vezes colunar e em paliçada) ou da mimetização de estruturas orgânicas (v. g. esparite radial em leque a esferulítica ou colunar), tanto de cristais formados no momento da precipitação, como pela atuação provável de processos de diagenéticos de aglutinação de cristais euédricos mais pequenos ou de esparite anédrica a subédrica.

O tipo de esparite mais complexo corresponde aos polimorfos de esparite radial, por vezes com dois ou mais eixos de crescimento, cuja estrutura interna e desenvolvimento é diferente em função do tipo de organismo envolvido ou das condições hidrodinâmicas do local. Neste caso, considerou-se pertinente propor uma estrutura de base (esparite radial), a partir do qual se diferenciasse com base na sua estrutura interna (subcristalina, fibrosa ou com inclusões dendríticas) e no hábito do cristal (em leque, esferulito ou colunar em pluma ou escandulito).

A diagénese relacionada com os cimentos vadosos e pedogenéticos parece ter também um papel relevante na existência de alguns tipos de preenchimento da porosidade em ambiente vadoso. Nestes casos, assumem morfologias diferentes em função do processo relacionado com a circulação de fluidos vadosos (v. g. franjas de esparite euédrica ou escalenoédrica e calcite equigranular a drusa) ou processos pedogenéticos (v. g. calcite acicular).

Qualquer uma das estruturas associadas à micrite pode ter grãos residuais de outro tipo, não só quanto ao tamanho do grão, mas também quanto ao seu hábito e/ou aglomerado cristalino.

Na proposta de classificação dos tipos de fácies, optou-se por seguir níveis hierárquicos que se projetassem no tipos de fácies em função do principal agente a atuar na sua modelação. Desta

forma, foram consideradas as fácies cuja gênese se prende essencialmente com a acumulação de carbonatos autogênicos e as fácies cujos principais elementos tenham sido trabalhados pela energia fluvial, tanto na erosão como na sedimentação destes materiais.

Os tipos de fácies relacionadas com uma formação rápida dos tufos calcários apresentam uma natureza inorgânica a fitoconstruída. O segundo caso é importante na análise sedimentar dos tufos calcários, pois a acumulação mais ou menos rápida condiciona a evolução geomorfológica dos sistemas que envolvem barreiras fitoconstruídas.

A componente mais importante das barreiras fitoconstruídas consiste nos tufos calcários bandados associados a briófitas ou a algas e/ou bactérias. Nestas estruturas, ambos os tipos de fácies se relacionam, tanto lateral como verticalmente, em função do regime de funcionamento dos canais.

As cascatas de cursos de água sazonais são frequentemente ocupadas por briófitas, que podem ocupar áreas relativamente extensas colonizadas durante o período seco. A sua incrustação ocorre durante a inundação dos canais de topografia suave ou inclinados ou por salpicos das cascatas, que estão na origem de domos simples e isolados ou dispostos em escadaria ou multilobados.

Os canais de fluxo rápido e ativos durante períodos de tempo mais longos apresentam uma acumulação rápida de carbonatos, cuja sedimentação é catalisada pelos processos metabólicos dos micro-organismos e por processos mecânicos. Uma vez que estão associados à atividade metabólica e às variações do regime hidrológico, estas fácies apresentam bandas que refletem estes processos através de uma estrutura bandada que ocupa todo o canal.

As fácies associadas aos micro-organismos podem ocupar qualquer tipo de substrato não tóxico, mimetizando-o. Esta característica dá origem a estruturas canaliformes ou com a forma dos substratos, cujos moldes resultantes do decaimento da matéria orgânica definem a sua estrutura interna.

Estes tipos de fácies relacionam-se também com fácies de natureza fitoconstruída vacuolar, nos quais se tem em consideração o predomínio de algumas estruturas faciológicas em função da morfologia da barreira fitoconstruída. As fácies fitoconstruídas resultam da acumulação de carbonato de cálcio sobre estruturas orgânicas que, em ambientes de energia elevada (como é o caso das barreiras fitoconstruídas), são incrustados por fácies bandadas associadas a algas/ou bactérias.

Nas barreiras fitoconstruídas onde os processos de progradação são importantes na sua evolução, há tendência para a que a parte superior da barreira evolua para a frente e este setor fique suspenso. Nestas condições, a protuberância pode ser colonizada por macrófitas, que são

incrustadas em vida e tombam, o que dá origem à formação de uma cortina de macrófitas incrustadas.

As barreiras fitoconstruídas em escadaria são também propícias à articulação das fácies bandadas com as vacuolares, mas neste caso de macrófitas higrófilas em posição de vida ou por fitoclastos. Nos setores intermédios, onde se podem formar marmitas de erosão na base das cascatas, há tendência para a acumulação de tufos calcários granulares, nomeadamente microdetriticos e intraclásticos provenientes da abrasão neste ambiente de energia elevada.

O ambiente de formação das fácies fitoconstruídas vacuolares é variável (com a exceção dos tufos em cortina), e estas podem estar associadas a ambientes de energia elevada, como visto anteriormente, mas também a ambientes de fluxo lento e energia reduzida. A principal diferença entre os tipos de fácies mediante o tipo de ambiente de formação reside no tipo de cimento, que é predominantemente micrítico em ambientes de fluxo lento.

A natureza branda dos depósitos de fluxo lento também é importante enquanto fonte de alimentação para os tufos calcários microdetriticos. Ao serem facilmente quebrados, após a sua rutura, estes são transportados e acumulam-se em áreas de energia reduzida (v. g. bancos fluviais) ou que de alguma forma constituem um abrigo para a sua acumulação (v. g. marmitas de erosão das cascatas).

Estes depósitos podem ser acompanhados por intraclastos de tufo calcário até alguns centímetros de eixo máximo, provenientes dos moldes de macrófitas, que são quebrados e transportados para áreas de menor energia. Após a sua deposição, os microdetritos podem ser consolidados por cimento diagenético, nomeadamente pela percolação de águas incrustantes. Frequentemente, este cimento é micrítico, e as lentes microdetriticas são intercaladas por camadas anuais de tufo micrítico, o que dificulta a sua identificação.

Qualquer um dos tipos de tufo calcário granular pode servir de substrato para a acumulação de tufo calcário precipitado, à semelhança do que pode acontecer com outros detritos móveis existentes no canal. O seu transporte promove a incrustação em volta de todo o clasto em bandas concêntricas, que favorecem a formação de tufos oncolíticos.

Os tufos calcários granulares ocorrem frequentemente em conjunto nas planícies aluviais, formando corpos tabulares ou entrecruzados. Estas massas podem ser também cruzadas por lentes de tufo calcário bandado associado a algas e/ou bactérias e por volutas ou montículos de briófitas. Estas fácies podem ainda ser acompanhadas por tufos calcários fitoconstruídos em grupos de caules ou fitoclásticos, onde os filamentos micríticos em Y no cimento predominantemente micrítico são comuns.



VI. Os tufos calcários e as mudanças na paisagem

Resultados

Processos de acumulação fluvio-cársica

Classificação morfoambiental dos tufos calcários

6.1. Resultados

6.1.1. Morfologia, sedimentologia e estratigrafia dos tufos calcários

Os afloramentos de tufo calcário encontram-se distribuídos por diferentes contextos geomorfológicos, que resulta numa grande diversidade. Esta diversidade é reflexo do seu ambiente de formação, que por sua vez dá origem a diferentes associações de fácies, como pode ser observado nas secções estratigráficas associadas ao Mapa 6.1

6.1.1.1. Campina de Galegos

O vale encaixado desenvolvido no flanco norte do setor de ocidental da superfície cársica de Campina de Galegos-Almargens, apresenta tufos calcários na margem esquerda, cerca de 15 metros acima do talvegue atual, a aproximadamente de 175 m de altitude e com sensivelmente 1,5 m de espessura. A sequência de fácies visível é composta por conglomerados calciclásticos do Jurássico, comuns numa em matriz carbonatada pouco consolidada, que passa progressivamente a tufo calcário microdetítico, intercalado por pequenas camadas predominantemente detríticas e raros moldes de macrófitas. Por vezes, o cimento passa de maciço a bandado, provavelmente associado a algas e/ou bactérias (Fotografias 6.1 e 6.2).

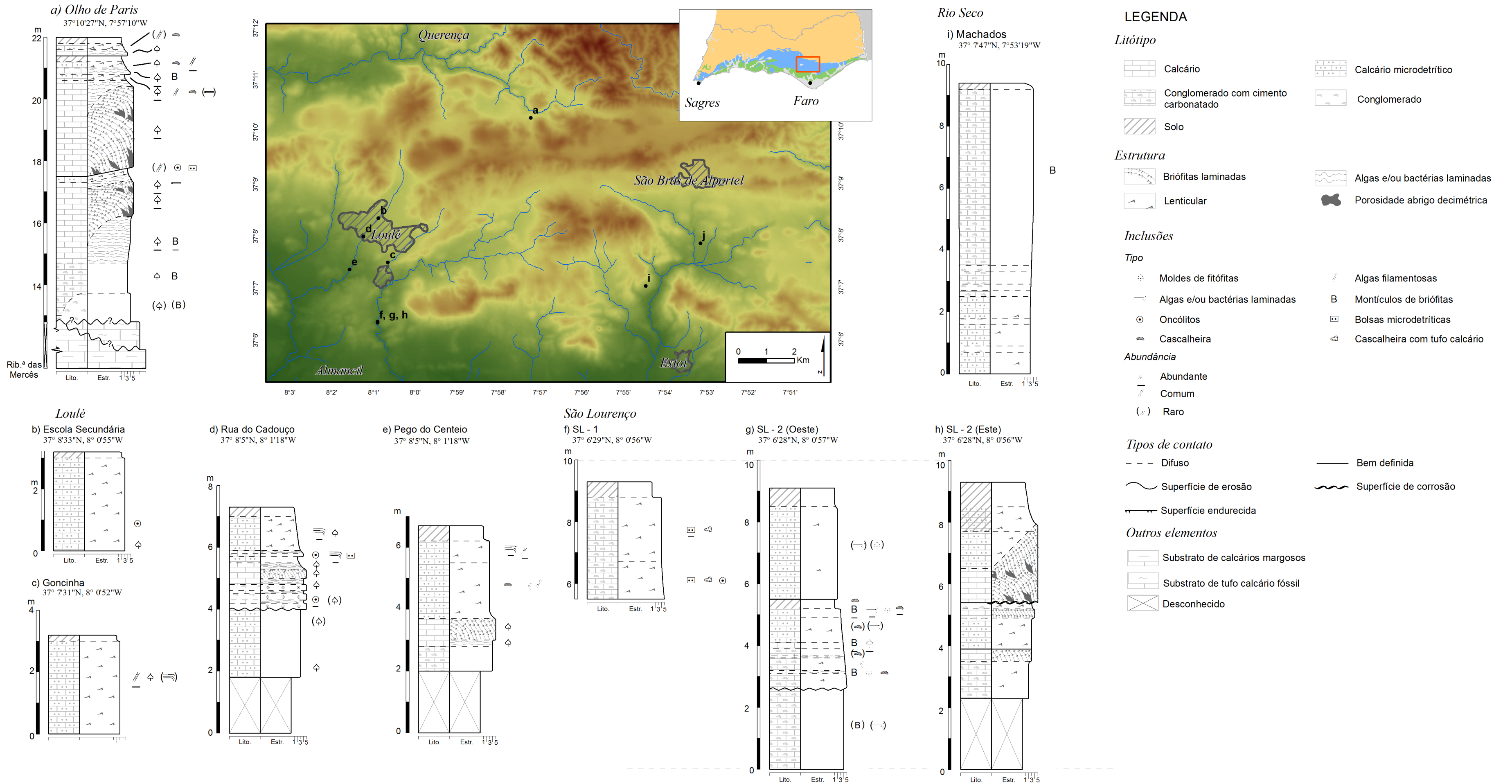


Fotografia 6.1 – Bancada de tufos calcários superior, aproximadamente 15 m acima do talvegue atual.



Fotografia 6.2 – Pormenor da bancada de tufos calcários superior, predominantemente conglomerado.

Mapa de localização dos tufos calcários e secções estratigráficas de tufos calcários no Algarve Central



(esta página foi intencionalmente deixada em branco)

6.1.1.2. Ribeira das Mercês

Ribeiro do Cerro de Legra⁸⁹

O primeiro vale da margem esquerda da rib.^a das Mercês a montante do Olho de Paris, tem uma pequena plataforma de tufo calcário, associado a uma exsurgência tem um funcionamento mais irregular que a exsurgência do Olho de Paris. A plataforma chega a ultrapassar os 2 m de altura em relação ao talvegue (não se conhecendo o seu limite inferior) e é composta por depósitos aluviais clásticos de tufo calcário e do Mesozóico, intercalados por incrustações de tufo calcário laminado e também moldes de macrófitas (Figura 6.1).

No final, a água do ribeiro mergulha sob a cascalheira da rib.^a das Mercês, uma vez que a confluência ocorre numa área de sumidouro difuso.

Secções estratigráficas dos tufos calcários do rib.^o de Legra

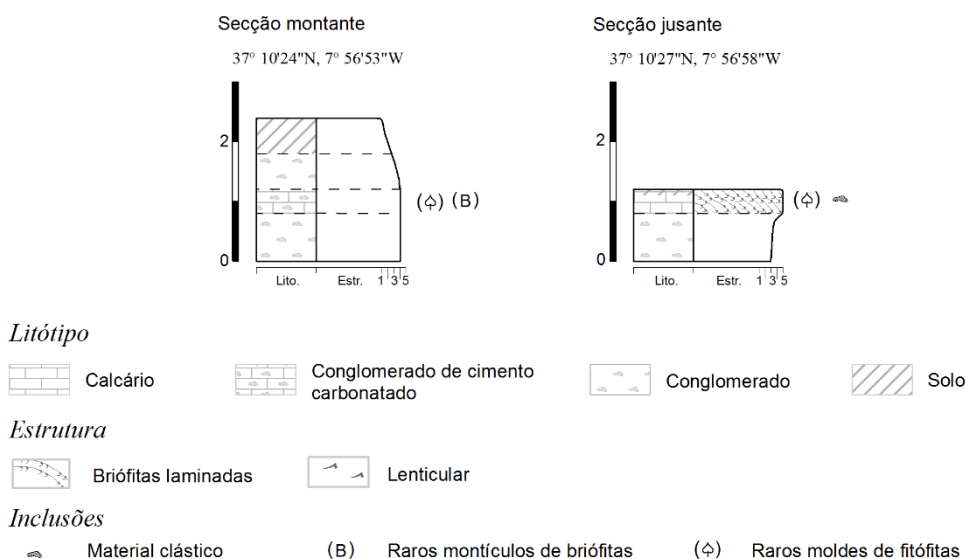


Figura 6.1 – Secções estratigráficas no ribeiro do Cerro de Legra (a leste do Olho de Paris).

Olho de Paris

O topo do afloramento de tufo calcário do Olho de Paris encontra-se nivelado a cotas pouco inferiores à exsurgência, desenvolvendo um terraço de tufo calcário que desce suavemente dos 232 até aos 222 m. Após cerca de 280 m com um declive de aproximadamente 2,4°, a plataforma precipita-se sobre a rib.^a das Mercês a 198-202 m em 40 a 60 m de distância, com uma vertente convexa no topo (declive aproximado de 27°).

Em secção perpendicular, o afloramento tem a forma de leque, com dimensões máximas de aproximadamente 320 m de largura e outro tanto de comprimento e, entre a exsurgência e a

⁸⁹ Para simplificar, chamou-se rib.^o do Cerro de Legra ao primeiro afluente da ribeira das Mercês a montante do Olho de Paris.

base da cascata, a variação de fácies é essencialmente longitudinal (Figuras 6.2 e 6.3, Mapa 6.2 e secção estratigráfica *a*) do Mapa 6.1 (p. 250).

Corte geológico dos tufos calcários do Olho de Paris

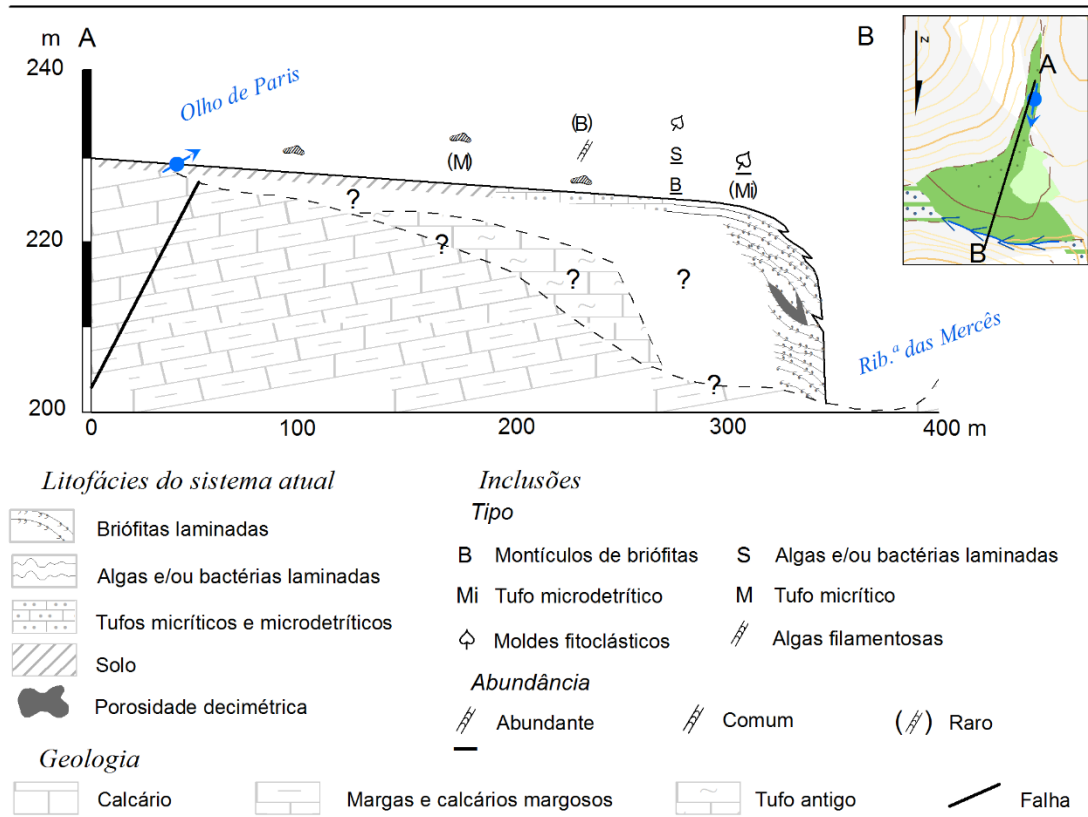
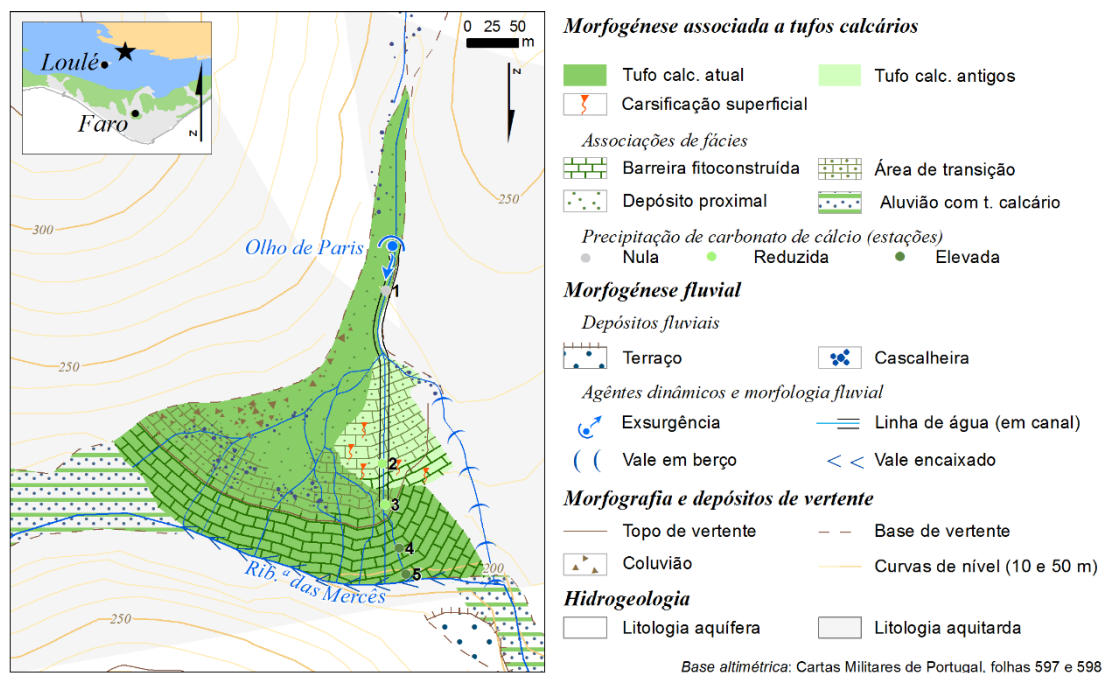


Figura 6.2 – Corte geológico e distribuição faciológica no afloramento de tufo calcário do Olho de Paris.

Distribuição de fácies de tufo calcário no Olho de Paris



Mapa 6.2 – Distribuição de fácies de tufo calcário no Olho de Paris.

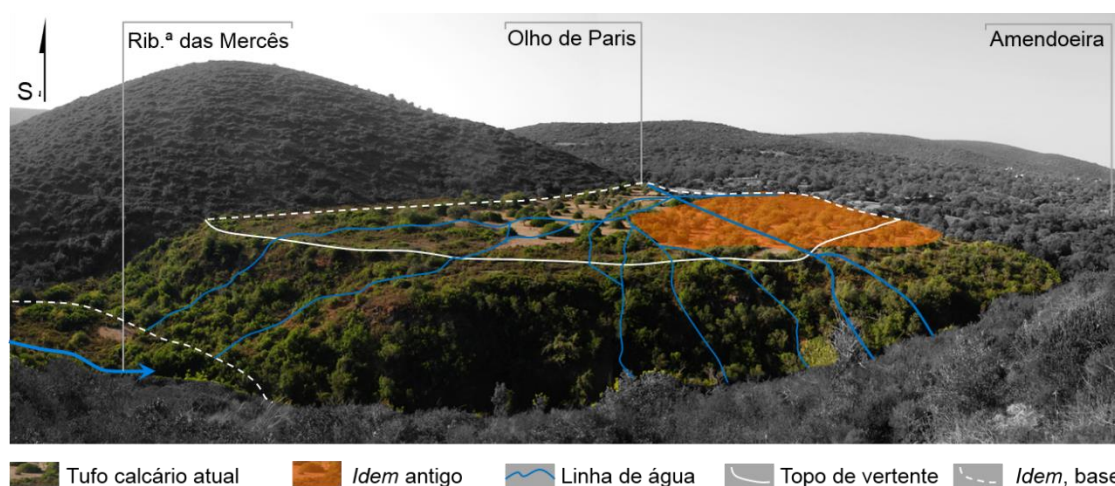


Figura 6.3 – Aspeto geral do afloramento de tufo calcário associado à exsurgência do Olho de Paris.

Relativamente ao funcionamento hidrológico, os canais que atravessam este tufo calcário são alimentados pelo escoamento da pequena bacia hidrográfica a montante que drena uma área cársica (aproximadamente 1,4 km²) e pela exsurgência temporária do Olho de Paris. O canal principal é conduzido por levadas antrópicas degradadas, através parte mais elevada, onde existem lapiás semi-enterrados e a partir do qual divergem canais entrançados na direção da barreira fitoconstruída. No setor aplanado com cobertura de solo, o escoamento dos canais perde-se gradualmente por infiltração.

A área aplanada da plataforma é dominada por um solo pouco desenvolvido, atravessado por canais entrançados cuja capacidade incrustante aumenta gradualmente para jusante. A plataforma é também ocupada por cascalheiras, que têm maior expressão no setor de transição.

As fácies de tufo calcário predominantes são tufos microdetríticos de estrutura maciça a lenticular, com alguns moldes de macrófitas em posição de vida e de fitoclastos, de filamentos de algas e tufos calcários laminados associados a briófitas, algas e/ou bactérias e conglomerados com cimento carbonatado. A dureza e frequência das acumulações de tufo calcário aumentam em direção à barreira fitoconstruída, e a pequena patine carbonatada é progressivamente substituída por uma franja de carbonados de maior espessura.

As cascalheiras do setor aplanado são mais frequentes na área de transição para o setor de barreira, e contêm materiais clásticos com origem nos sedimentos carbonatados da bacia mesoceno-zóica, mas também no Maciço Hespérico, nos *Arenitos de Silves* e *Complexo Vulcano-sedimentar*. Estas cascalheiras acumulam-se durante episódios de chuva torrencial, com capacidade de transporte não só em canais normalmente ativos durante o período de funcionamento da exsurgência, mas também canais cuja inundações tem um carácter excepcional.

A extremidade leste do sector aplanado apresenta-se coberta pela coluvião associado às vertentes vizinhas, de declives elevados, representado por uma franja até aproximadamente 20 m de largura, mais elevada que o topo da superfície atual.

O setor de cascata é caracterizado por declives elevados, cuja morfologia é em uma escadaria, com pequenas cascatas e setores aplanados, ou uma única barreira subvertical. Nos setores subverticais predominam os tufos calcários associados a briófitas e a algas e/ou bactérias dispostos em camadas de espessura uniforme convexas progradantes (Fotografia 5.14, pág. 184), que podem ser colonizados por macroalgas durante períodos de menor fluxo e de temperatura mais elevada (Fotografia 6.3). Nos setores aplanados das cascatas, formam-se pequenos planos de água retidos na retaguarda de barreiras fitoconstruídas por briófitas ou fitoclastos (Fotografia 6.5). Na parte mais profunda destes planos de água acumulam-se tufos calcários fitoclásticos, intraclásticos e microdetriticos.

Em partes pouco profundas e com declive reduzido de fluxo laminar, formam-se tufos calcários de fácies laminadas, provavelmente resultantes da atividade de algas e/ou bactérias, intercaladas por fragmentos intraclásticos ou microdetriticos (por vezes está na origem de pequenas dunas hidráulicas (Fotografia 5.61, pág. 199) e moldes de macrófitas, tanto em posição de vida como remobilizados. Na margem dos canais há incrustação de macrófitas em posição de vida, tanto por submersão como por exposição aos salpicos da cascata.

Na parte frontal da cascata conhecem-se pequenas cavidades com algumas dezenas de centímetros, em alguns casos com formação de espeleotemas (Fotografia 6.4).

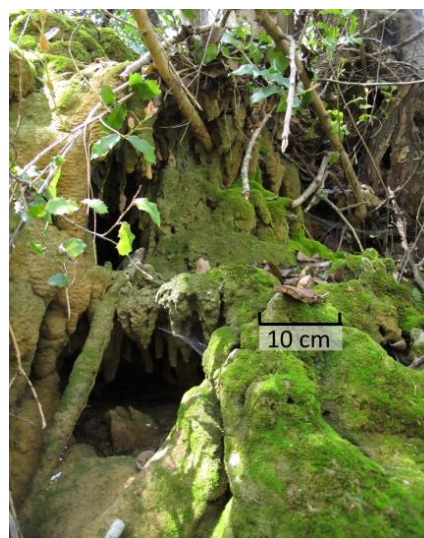
A sequência de cascatas encontram-se suspensas sobre a rib.^a das Mercês, e têm um desnível de aproximadamente 23 m de altura. No sector de cascata, onde a velocidade de precipitação é mais rápida, o cimento carbonatado é composto por tufo calcário fitoconstruído laminado associado a algas e/ou bactérias ou de aspeto maciço.

Após os períodos húmidos, a exsurgência do Olho de Paris permanece frequentemente ativa durante períodos longos, o que leva à consolidação por cimento de tufo calcário da carga de fundo desta ribeira de maior competência, o que está na origem da formação de conglomerados. Posteriormente, durante eventos de precipitação excecional, a carga de fundo da rib.^a das Mercês. Esta ribeira está sobretudo desenvolvida sobre litologias do Maciço Hespérico, o que lhe confere maior competência e uma carga de fundo com clastos de grandes dimensões (frequentemente superiores a 20 cm). Durante eventos de precipitação elevada, a carga de fundo atua de forma abrasiva sobre o tufo calcário recentemente acumulado, nomeadamente os moldes de macrófitas mais expostos, o que leva à sua destruição parcial.

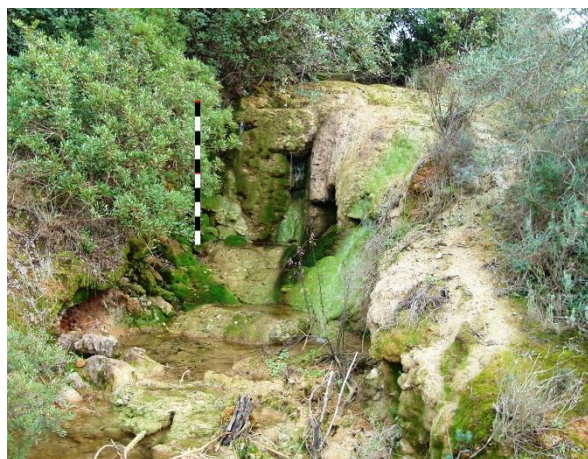
Na parte oeste do afloramento, as fácies da barreira fitoconstruída encontram-se para montante em relação à sua posição atual, e as fácies predominantemente microdetriticas prolongam-se igualmente para montante e a uma cota mais elevada que o resto do aplanamento. Estes materiais encontram-se lapiezados, nomeadamente lapiás em fendas (*Kluftkarren*, Fotografia 6.7), pias de dissolução (*Kamenitzas*), lapiás alveolares (*Grubchenkarren*) e lapiás cavernosos (*Kavernosenkarren*) (Fotografia 6.8).



Fotografia 6.3 – Cascata recoberta por marcroalgas no Olho de Paris.



Fotografia 6.4 – Pequena cascata fitoconstruída de macrófitas e briófitas com cavidade na parte frontal.



Fotografia 6.5 – Sector de cascatas intercaladas por áreas de declive reduzido (barra com 2 m de altura).



Fotografia 6.6 – Pasta de carbonato de cálcio.



Fotografia 6.7 – Lapiás em fenda em bloco de tufo calcário laminado associado a algas e briófitas



Fotografia 6.8 – Lapiás cavernosos em bloco de tufo calcário laminado com moldes de macrófitas.

Fonte Felipe e Amendoeira

A precipitação de carbonato de cálcio cessa entre o Olho de Paris e a Fonte Felipe, conhecendo-se apenas bancadas com menos de 0,5 m de espessura de conglomerados com cimento carbonatado maciço na aluvião da rib.^a das Mercês a jusante deste troço. Atualmente, tanto o valeiro proveniente do Olho da Várzea como da Fonte Felipe são incrustantes, contudo ambos de menor importância que o Olho de Paris.

No primeiro nível de terraço, na margem esquerda, foram também encontrados fragmentos de tufo calcário laminado associado a briófitas, a jusante da confluência da rib.^a das Mercês com o rib.^o do Olho da Várzea.

Porto Nobre

O afloramento de tufo calcário de Porto Nobre é composto por duas plataformas distintas, e a plataforma atual tem aproximadamente de 1000 m² de extensão

A margem direita tem uma plataforma de tufo calcário cerca de 10 m acima do canal atual (à cota de 170 m), sobre os *Arenitos de Silves*. O depósito é dominado por tufos calcários associados a briófitas e conglomerados com clastos predominantemente jurássicos com cimento de tufo calcário maciço a bandado. Neste depósito antigo, a identificação macroscópica das fácies é dificultada por processos diagénicos e de carsificação (especialmente de lapiás cavernosos de até 2 cm de diâmetro).

No leito do curso de água atual existe uma plataforma em leque com cerca de 30 m de largura e a mesma distância longitudinal, cuja estrutura associada à barreira fitoconstruída tem cerca de 10 m de altura (entre as cotas de 180 e de 190 m). A parte frontal da cascata é composta por os tufos calcários associados a briófitas e a algas e/ou bactérias, dispostos em camadas de espessura uniforme convexas progradantes, pontualmente com macrófitas que se desenvolvem

penduradas na cascata e são incrustadas nessa posição subvertical (Fotografias 6.9 e 6.10). À semelhança do Olho de Paris, conhecem-se pequenas cavidades na parte frontal da cascata.

A plataforma encontra-se rasgada por um ravinamento com cerca de 1 m de profundidade no canal atual, apesar de este curso de água ser incrustante na cacata, e se prolonga algumas centenas de metros a jusante.



Fotografia 6.9 – Parte frontal da cascata de Porto Nobre composta por camadas de briófitas.



Fotografia 6.10 – Pormenor das camadas de briófitas com bioturbação na cascata de Porto Nobre.

6.1.1.3. Loulé

Os topos da plataforma com tufos calcários de Loulé desenvolvem-se a uma cota de 200-220 m de altitude (Superfície Intermédia), onde cobrem grande parte da sua extensão até aproximadamente às cotas de 160 m e de 150 m (na rib.^a do Cadoiço, junto da rua homónima⁹⁰, e Goncinha respetivamente). Na rib.^a do Cadoiço podem ser encontrados de tufos calcários até aproximadamente à cota de 85 m.

A área urbana de Loulé ocupa grande parte desta superfície aplanada e dos flancos desta, o que dificulta a observação dos depósitos. O único setor em que os tufos calcários estão expostos no seio da superfície intermédia é junto da Escola Secundária de Loulé, antes de a rib.^a ser canalizada ao longo da área urbana de Loulé. Este setor é representado por tufos calcários micríticos a microdetríticos de cimentação lenticular, com raros moldes, e conglomerado de clastos do Mesozóico com cimento carbonatado (secção estratigráfica *b*) do Mapa 6.1, página 250).

Nos resultados de escavações arqueológicas descritas por Luzia (1999) junto ao terminal rodoviário e na extremidade ocidental da superfície de Loulé, aproximadamente à cota de 180

⁹⁰ Enquanto referência a um local específico, este sector da ribeira será designado enquanto rua do Cadoiço.

m, o substrato onde as sepulturas se encontravam escavadas foi identificado como “esbranquiçado e de consistência macia, tratava-se de uma variedade de calcário tufosos popularmente designado na região por caliço”. Atualmente, esta área encontra-se urbanizada e apenas é possível observar uma pequena camada de solo com materiais coluviais.

Estes materiais poderiam corresponder a calcretos desenvolvidos em materiais coluviais, semelhante aos encontrados na extremidade ocidental da Superfície Intermédia na área de São Brás de Alportel ou outros depósitos coluviais relativamente comuns nesta área (por exemplo, em Alfarrobeira). Contudo, não se poderá excluir a hipótese de estes serem depósitos de tufos calcários micríticos a microdetríticos pouco consolidados ou a lamias carbonatadas

Na Goncinha, a mina de água-trincheira aberta para drenar a água de uma nora, rasga a partir da extremidade sudeste da superfície, e atinge uma profundidade de 3,20 m (a uma altitude aproximada de 160 m). Todo o perfil é composto por tufo microdetrítico de cimentação lenticular (Fotografia 5.57, página 198), com alguns moldes de macrófitas e filamentos de algas, intercalados por materiais pouco consolidados da mesma natureza (secção estratigráfica *c*) do Mapa 6.1, página 250).

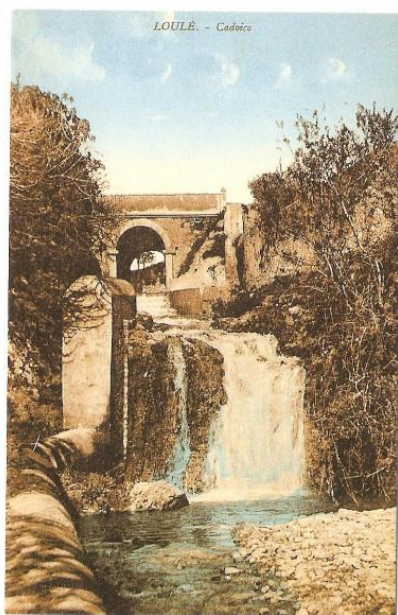
O perfil da rua do Cadoiço, a aproximadamente 155m, tem início com tufo calcário microdetrítico com cimentação heterogénea que passa a blocos revestidos (oncólitos) em matriz terrígena (secção estratigráfica *d*) do Mapa 6.1, página 250). Estes materiais são truncados por uma superfície erosiva, a que se seguem tufos calcários associados a briófitas em voluta, que passam gradualmente a laminações de algas e/ou bactérias e alguns moldes intercalados por camadas microdetríticas a clásticas finas. A sequência passa gradualmente a tufo microdetrítico com algumas lentes mais fortemente consolidadas, com alguns moldes e camadas clásticas finas (possivelmente com alguma componente intraclástica a microdetrítica).

Cerca de 400 m a su-sudoeste deste ponto (a ~130 m de altitude), desenvolvem-se tufos calcários de fluxo lento (essencialmente de fácies microdetríticas, com alguns moldes e períodos mais fortemente consolidados) com cerca de 2 m de espessura, depois cobertos por tufos calcários associados a briófitas e materiais detríticos do leito de cimentação vertical variável junto do leito da ribeira. Neste local, conhecem-se também moldes de filamentos de microalgas.

A cotas mais baixas (~110-115 m), a rib.^a do Cadoiço encontra-se encaixada cerca de 6,5 m em tufo calcário (secção estratigráfica *e*) do Mapa 6.1, página 250). O perfil tem início em conglomerados de cimento carbonatado, que passam gradualmente a tufos calcários fitoconstruídos de briófitas e posteriormente a tufo microdetrítico, de cimentação lenticular, intercalados por cascalheiras e finas camadas de tufo calcário laminado, provavelmente

associado a algas e/ou bactérias. A sequência de tufos é completamente coberta por materiais detríticos do leito, com algumas lentes mais fortemente cimentadas, e com a parte superior alterada devido a processos pedogenéticos.

O canal moderno da rib.^a do Cadoiço, a jusante de Loulé, tem caudal perene⁹¹ e é incrustante, com a formação de tufo calcário mais rápida nas áreas de fluxo turbulento, ou imediatamente a jusante destas. A queda de água da rua do Cadoiço (~3 m) é essencialmente composta por tufos calcários associados a algas e bactérias e com crescimento lento, motivado pelo fluxo perene, seguido de um pego⁹² de profundidade desconhecida (Fotografias 6.11 e 6.12).



Fotografia 6.11 – Queda de água da rua do Cadoiço na década de 1940.

(fonte: <http://www.louletania.com/?p=106>).

Fotografia 6.12 – Queda de água da rua do Cadoiço atualmente.

Entre as quedas de água de maior dimensão, encontram-se outras mais pequenas com um desnível até 2 m de altura, seguidas de pegos que podem atingir os 4 m de profundidade. Neste setor, tanto a precipitação moderna como os tufos calcários mais antigos são descontínuos.

Apenas a jusante da queda-de-água do Pego do Centeio (~6 m), a velocidade de precipitação se torna mais rápida e contínua, onde se podem observar a formação de tufos calcários de moldes de macrófitas em posição de vida, bem como fitoclastos e cimentação da carga de fundo, geralmente por películas de algas e/ou bactérias calcificadas. Na queda-de-água há formação atual de uma cortina de algas e macrófitas na sua parte frontal, fixada apenas pelo topo e cujo tamanho aumenta rapidamente (Fotografias 5.7 e 5.8, pág. 179). Na base da cascata existem

⁹¹ Este escoamento resulta parcialmente de efluentes urbanos

⁹² Etimologicamente, cadoiço é uma variante de cadouço, com o significado de “pego, lago ou reservatório de água, junto de um rio, que pode servir de esconderijo para peixes” (Ferreira, 1999)

vários blocos que variam de dezenas de centímetros a mais de 2 m, por vezes com arestas vivas resultantes da rutura destas “cortinas”.

Esta queda de água localiza-se cerca de 50 m a montante de uma rutura de declive onde o substrato de uma fase mais carbonatada de calcários margosos e margas do Oxfordiano-Kimeridgiano aflora diretamente, com um desnível subvertical de aproximadamente 3 m.

6.1.1.4. Rio Seco

Alface

Os depósitos com tufo calcário mais elevados em relação ao talvegue do rio Seco são encontrados em Alface, e correspondem também aos depósitos fluviais mais elevados do rio, com o topo a aproximadamente 150 m de altitude, 70 m acima do leito do rio Seco (terraço E_{RS+70}).

O setor sobranceiro ao rio Seco, corresponde a uma sequência de tufos calcários fitoconstruídos, intercalados por tufos calcários microdetriticos e materiais clásticos predominantemente mesozóicos, por vezes com lentes mais fortemente cimentadas. Os tufos calcários fitoconstruídos são constituídos por moldes de macrófitas em posição de vida e fitoclastos, que se podem repetir noutros pontos mais centrais da plataforma.

Na área central, perto da atual exurgência, o tufo tem um aspeto pulverulento e uma cor esbranquiçada. Este material é essencialmente micrítico a microesparítico com alguns moldes e poros subcirculares inferiores a 100 µm, intercalado por ténues cimentações subhorizontais. A sequência termina com uma crosta de óxidos/hidróxidos de ferro até 2 cm de espessura e fortemente endurecida (5.70, pág. 206).

Com a construção da EM523⁹³ foi aberta uma trincheira ao longo dos materiais friáveis, que por vezes ultrapassa os 5 m de espessura e permite a observação do afloramento na sua maior extensão e compreensão estratigráfica.

O membro inferior desta formação é reconhecível na extremidade sul do corte feito com a construção da estrada, onde existe uma barreira fitoconstruída de pequenas dimensões e predominam fácies laminadas associadas a briófitas, assim como alguns moldes vegetais e de fitoclastos, com uma espessura de tufo calcário laminado que pode atingir vários centímetros. A montante desta barreira, os tipos de fácies mais comuns são tufos calcários microdetriticos e outros materiais detriticos, tanto de tufo calcário como alóctones, cuja componente carbonatada diminui gradualmente e termina num solo de espessura reduzida. Por vezes, neste corpo de

⁹³ Estrada Municipal que liga Estoi a Clareanes, via Bordeira e São Romão

materiais friáveis, é possível reconhecer que atuam processos pedogenéticos eluviais com o enriquecimento do horizontem B em Ca^{2+} , nomeadamente de nódulos carbonatados pulverulentos a endurecidos.

Este período de formação de solo é seguido por um novo período de acreção, onde predominam processos de acumulação de tufos calcários microdetríticos, que por vezes formam lentes mais fortemente consolidadas, com moldes vegetais tubulares que atingem algumas dezenas de micra de diâmetro relativamente frequentes e, por vezes, com moldes de folhas. No sector sul, a sul de uma falha, estas lentes encontram-se ligeiramente inclinadas para norte.

Este membro, predominantemente detrítico, apresenta por vezes camadas compostas por cascalheiras, onde estão incluídos materiais calciclásticos (tanto de tufo calcário como de carbonatos do Mesozóico), assim como de outros materiais siliciclásticos. Estes materiais predominam na parte norte, que se estende aproximadamente à mina de água.

Estas cascalheiras são seguidas por uma brecha de clastos geralmente inferiores a 0,5 mesmo, inseridos numa matriz de tufo calcário predominantemente micrítico a microdetrítico com consolidação lenticular (Fotografias 6.13 e 6.14). Os clastos são carbonatados do Mesozóico e de cor bege, por vezes substituídos por materiais de cor negra ou avermelhada, por vezes envolvidos numa patine carbonatada. Por vezes, pode ser composto apenas pela matriz (Fotografia 6.15) ou cimentados por materiais carbonatados bege a acastanhados, quer por cimento ocre-avermelhado (Fotografia 6.16).

Este membro é progressivamente menos carbonatado, e termina num solo com uma camada de alteração até aproximadamente 60 cm de espessura. Os calcretos são relativamente comuns neste membro, e tornam-se salientes entre as camadas de tufo calcário microdetrítico e detríticas fluviais, mais brandas. Os calcretos do tipo alfa são relativamente comuns, com nódulos pulverulentos a endurecidos na base, que são progressivamente substituídos por calcretos nodulares alongados na vertical, os nódulos são frequentemente unidos entre si e dão origem um horizonte de calcretos nodulares coalescentes (também designado “em favo de mel” (Wright e Tucker, 1991)).

No membro intermédio, conhecem-se também vários rizólitos de tamanho variável (calcretos do tipo beta), por vezes com vários centímetros, que podem ocupar várias posições na estratigrafia (Fotografias 6.17 e 6.18).

Na extremidade norte do corte, este membro é rasgado por um canal com aproximadamente 3 m de profundidade, atualmente preenchido por materiais geralmente detríticos finos, por vezes com calcretos nodulares e rizólitos, ou por planos ao longo dos quais ocorreu precipitação secundária de carbonatos (Figura 6.5). Apesar de geralmente serem subparalelas, podem-se

observar interseções das estruturas planares de cimentação secundária com a superfície do corte.

Esta fase sobrepõe-se ao nível de solo do membro intermédio, inicialmente com tufo calcários microdetriticos mais brandos, que passam progressivamente a um nível de conglomerados, geralmente com cimento carbonatado maciço a fitoconstruído.

No topo deste membro destaca-se a presença de uma crosta de óxidos/hidróxidos de ferro, que cobre grande parte desde afloramento. Esta crosta pedogénica pode aflorar diretamente, ou ser sobreposta por uma fina camada de solo.

Junto ao canal atual da rib.^a da Alface existe uma pequena plataforma de tufo calcário, formada por uma barreira fitoconstruída. Na barreira predominam fácies de tufos calcários laminados associados a briófitas e por vezes algas e bactérias, com alguns moldes de macrófitas incrustadas, frequentemente cortinas de moldes de macrófitas, algas e briófitas, que crescem penduradas na parte frontal da cascata (Fotografia 6.20). Frequentemente ocorrem pequenas bolsas até 1 m de tufo microdetritico com tufos calcários intraclásticos, intercaladas em volutas de tufo laminado e ricos em malacofauna (Fotografia 6.21).

Alguns metros a montante, em secção transversal, encontram-se grandes sequências de tufo microdetritico pouco consolidado com algumas camadas de tufo calcário laminado, no sector onde atualmente existe uma cascata.

Sambada

Na área de Sambada, junto do rio Seco, encontram-se indícios de pequenas paleocascatas até cerca de 15 m acima do talvegue atual. Nestes pequenos afloramentos de tufo calcário a que elas se associam, encontram-se especialmente volutas de briófitas incrustadas, juntamente com alguns moldes de macrófitas em posição de vida e fitoclastos e conglomerados de oncólitos até 5 mm (Fotografia 6.22).



Fotografia 6.13 – Tufos calcários microdetriticos com lentes mais fortemente cimentadas e nódulos carbonatados, possivelmente calcretos.



Fotografia 6.14 – Tufos calcários microdetriticos, intercalados por lentes de crustas de óxidos/hidróxidos de ferro maciças ou com brecha de clastos até 1 cm.



Fotografia 6.15 – Brecha de clastos carbonatados, geralmente até 5 mm, com cimento de tufos calcários microdetriticos.



Fotografia 6.16 – Brecha de clastos carbonatados, geralmente até 5 mm, com cimento de cor ocre-avermelhada.



Fotografia 6.17 - Calcreto beta do tipo rizólito.



Fotografia 6.18 – Calcreto beta do tipo rizólito.

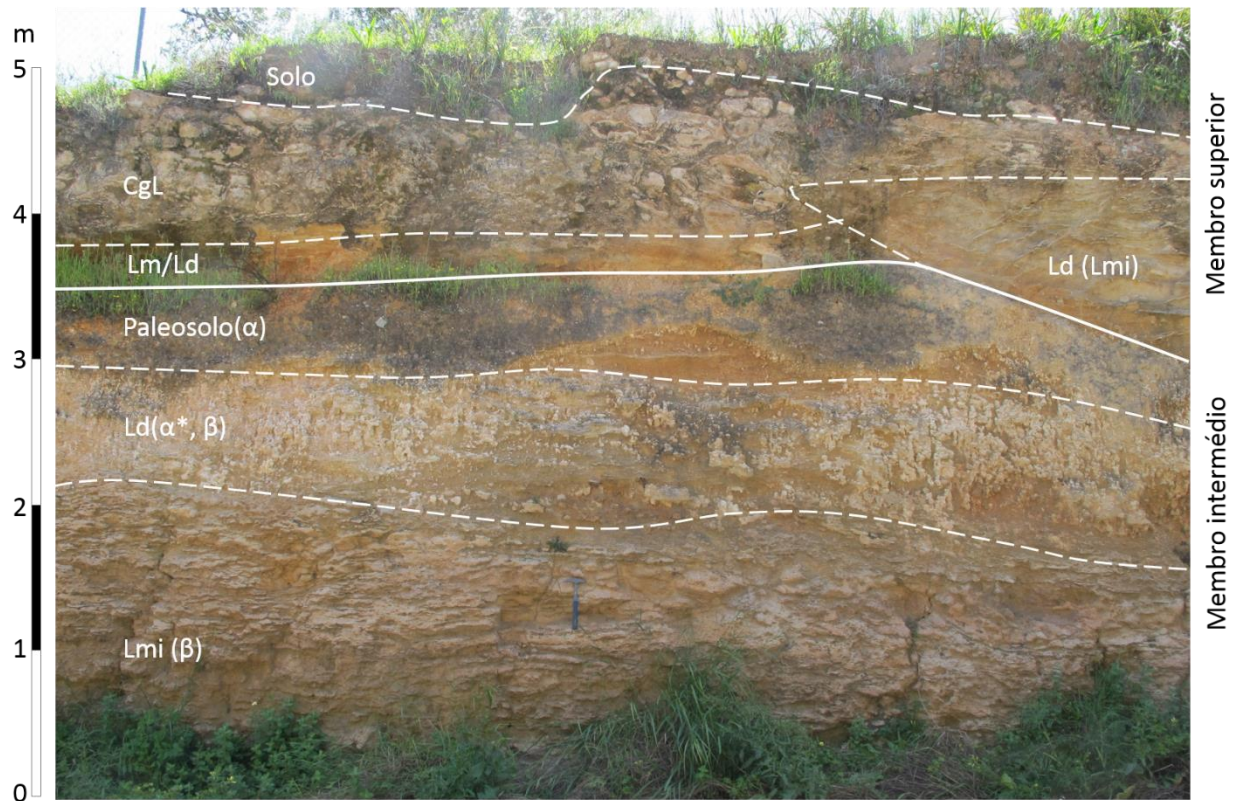


Figura 6.4 – Aspeto geral dos membros intermédio e superior da formação de Alfaiço. *Legenda:* Lmi – tufo calcário micrítico; Ld – tufo calcário microdetritico; CgL – conglomerado com cimento carbonatado; α – com calcretos alfa nodulares; α* – idem coalescentes; β – rizoconcreções.

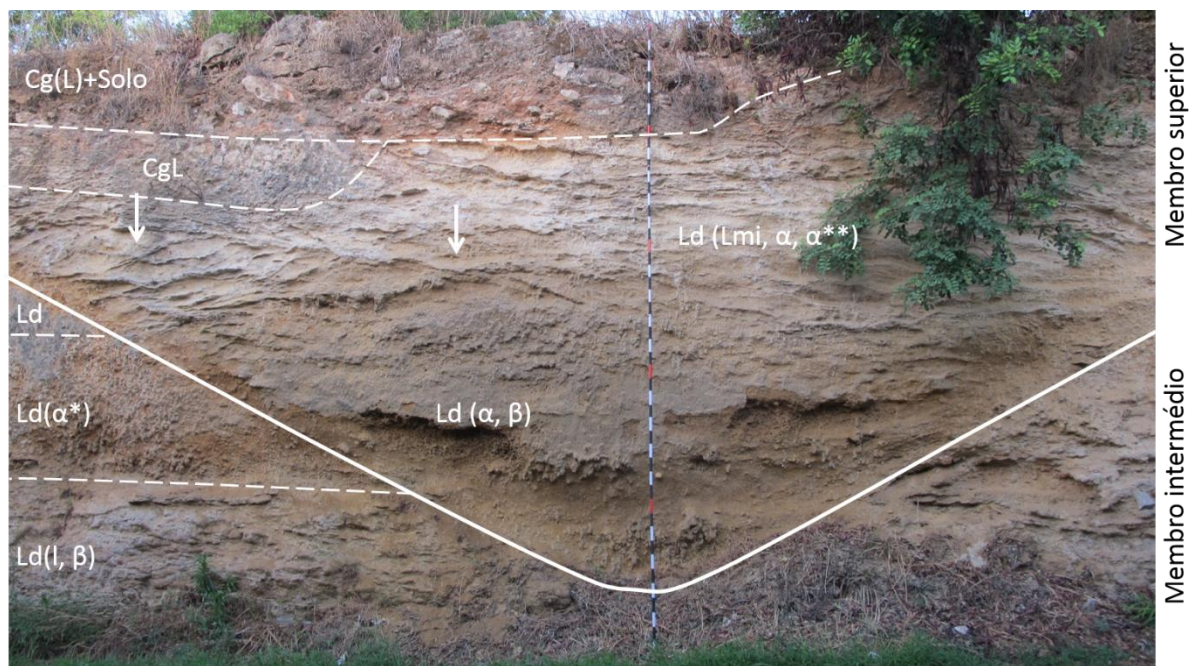


Figura 6.5 – Canal fluvial encaixado no membro intermédio da formação de Alfaiço. *Legenda:* Lmi – tufo calcário micrítico; Ld – tufo calcário microdetritico; – com nódulos carbonatados; Cg – conglomerado; CgL – idem com cimento carbonatado; α – com calcretos alfa nodulares; α* – idem coalescentes; α** – idem com lineamentos de cimentação carbonatada; β – rizoconcreções; → - interseção de estruturas planares de cimentação secundária com as superfícies originais. Escala: 5 m, cada barra corresponde a 10 cm, marcação vermelha entre 1 e 1,10 m.



Fotografia 6.19 – Horizonte enriquecido em calcretos nodulares coalescentes (do tipo alfa).



Fotografia 6.20 – Cortina de macrófitas que crescem penduradas na parte frontal da cascata junto do canal moderno da rib.ª de Alface.



Fotografia 6.21 – Bolsa de tufo microdetritico com intraclastos e malacofauna abundante intercalado por tufos fitoconstruídos laminares de algas e/ou bactérias junto do canal moderno da rib.ª de Alface.



Fotografia 6.22 – Conglomerado de cimento carbonatado formado por oncólitos até 2 mm em Sambada.

Ribeira da Gaifona (Machados)

A base do perfil estratigráfico do afloramento de Machados é formada por uma espessa camada de materiais detríticos, por vezes com cimentação carbonatada lenticular e de espessura vertical e continuidade lateral irregulares (secção estratigráfica *i*) do Mapa 6.1, página 250). Frequentemente, o cimento apresenta diferentes níveis de dureza formando lentes subhorizontais, e pode também ser constituído por poros subcirculares alongados, provavelmente tufos calcários micríticos.

A passagem vertical para conglomerados de cimento carbonatado é gradual e os clastos bem rolados têm origem tanto na orla meso-cenozóica como no Maciço Hespérico.

Algumas dezenas de metros a sul (jusante), sensivelmente à mesma cota, afloram tufos calcários dominados por fácies laminadas associadas a briófitas, aos quais estão também associados moldes de macrófitas e conglomerados.

No leito atual da ribeira encontram-se algumas incrustações brandas, especialmente compostas por macrófitas em posição de vida e fitoclastos e, por vezes, a carga de fundo encontra-se cimentada por tufos calcários. Noutros sectores, a carga de fundo apresenta apenas uma ligeira patine carbonatada.

São Brás de Alportel

O afloramento de São Brás de Alportel é visível apenas no limite sul da área urbana da cidade, o que dificulta a sua observação. Nas pequenas áreas onde é possível observar o afloramento (nas ruas da Fonte e do Emigrante e nos caminhos adjacentes), predominam as fácies de tufo calcário laminado associado a briófitas e algas e/ou bactérias e moldes de macrófitas.

No sector de São Brás de Alportel da Superfície Intermédia, os depósitos fluviais correspondem essencialmente a materiais siliciclásticos rolados, predominantemente oriundos do Maciço Hespérico, sem indícios de tufos calcários. Apenas foi possível observar esta área em secção transversal junto da Escola Secundária José Belchior Viegas, onde se observam depósitos cuja origem deverá ser coluvial.

6.1.1.5. Ribeira de São Lourenço

A sul da estrada Areeiro-Alfarrobeira, a rib.^a de São Lourenço encontra-se encaixada num afloramento de tufo calcário, onde se conhece uma espessura máxima de aproximadamente 9 m, com uma superfície de erosão, seguida de uma superfície de estabilidade, com um paleosolo. Este afloramento localiza-se a jusante da exurgência do Poço de Alfarrobeira.

A extremidade montante do afloramento é composta por bancadas de conglomerado com cimento carbonatado maciço até 1 m de espessura, desenvolvidas na aluvião da ribeira (secção estratigráfica *f*) do Mapa 6.1, página 250).

Na parte central do afloramento, as fácies dominantes são as volutas de tufos laminados associados a briófitas e a espessas camadas de materiais detríticos, por vezes consolidados, formando camadas horizontais (secções estratigráficas *g* e *h*) do Mapa 6.1, página 250).

Na margem oeste, o membro inferior é dominado por conglomerados calciclásticos do Mesozóico de cimento de tufo calcário maciço a laminado, provavelmente associado a algas e/ou bactérias (Figura 6.6).

A formação do membro inferior apresenta uma superfície de erosão, sobre a qual assentam tufos calcários laminados relacionados com algas e/ou bactérias que passam gradualmente a briófitas. Por fim, passa gradualmente a materiais microdetriticos carbonatados, por vezes de cimentação lenticular mais forte, intercalados por camadas descontínuas de tufos calcários laminados de algas e/ou bactérias ou briófitas, com alguns moldes de macrófitas. A sequência evolui numa tendência cada vez mais terrígena, para um paleosolo que corresponde à parte superior.

Após o paleosolo, há uma nova sequência de materiais detriticos carbonatados, com alguns nódulos e, raramente, com consolidação lenticular e com montículos de briófitas e moldes de macrófitas. Encontram-se também alguns rizólitos na parte superior.

Na margem este, o membro inferior é dominado por tufos calcários laminados associados a briófitas, com uma tonalidade rosa-alaranjada moderada (*Moderate Orange-pink* (5Y 8/4) (Munsell, 2009) (Figura 6.7).

A base do segundo membro é composta por conglomerados de cimento carbonatado maciço, que passam gradualmente a tufos calcários laminados associados a briófitas e algas e/ou bactérias com alguns moldes de fitoclastos. O topo deste membro apresenta uma camada de solo muito reduzida, sendo no lado leste marcado por uma pequena crusta carbonatada até 2 mm de espessura.

O início do membro superior é marcado por conglomerados de cimento carbonatado, que passam gradualmente a tufos calcários laminados associados a briófitas em voluta. A voluta é gradualmente substituída por camadas de briófitas e algas e/ou bactérias dispostas na horizontal, que correspondem à crista da barreira fitoconstruída.

Os materiais que representam a crista da barreira fitoconstruída passam verticalmente a materiais detriticos carbonatados, de tufos calcários micríticos a microdetriticos, por vezes com cimentação lenticular associada aos tufos micríticos. Este membro apresenta vários exemplares de malacofauna macroscópica, por vezes muito fragmentados.

Esta transição é feita apenas na associação vertical de fácies, que é acompanhada de uma evolução progradante para jusante da crista da cascata, como previsto nos princípios da lei de Walther, onde a passagem gradual entre duas fácies sugere que estas estão associadas e se formaram em ambientes contíguos (Vera-Torres, 1994). Neste caso em particular, há também uma transição para uma incrustação progressivamente mais branda.

Ambas as sequências terminam com o solo atual, com cerca de 0,5 m de espessura.

Atualmente o afloramento é composto uma série de pequenas cascatas até 2,5 m de altura e pequenos pegos, o mais profundo com cerca de 3,70 m de profundidade, que seca durante o período de estiagem.

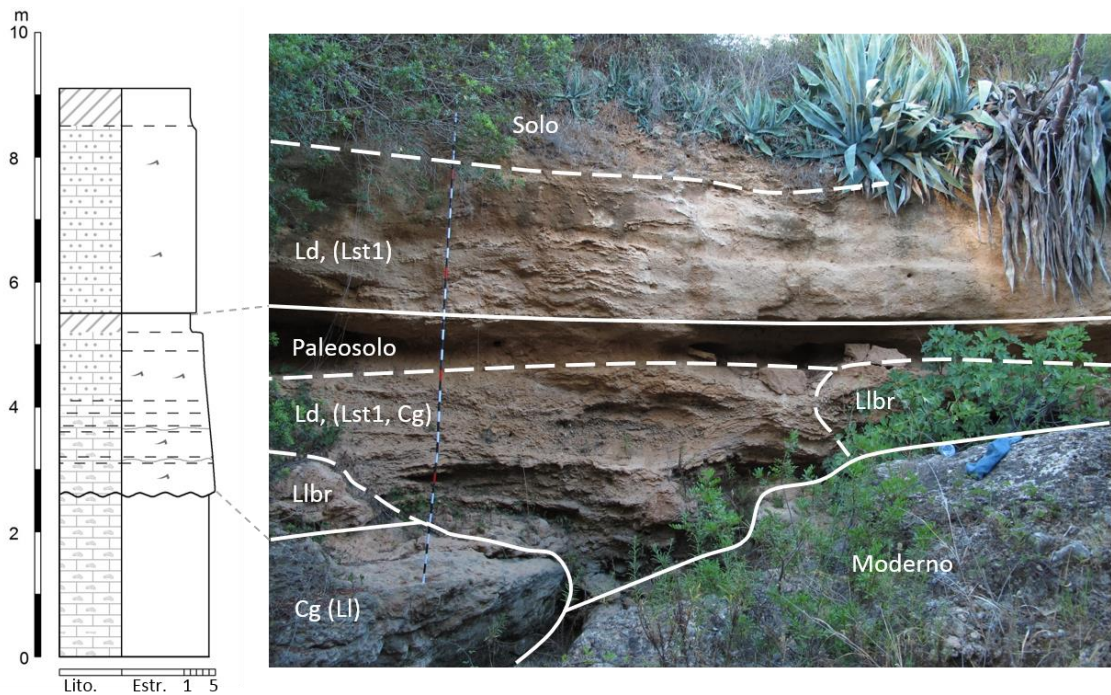


Figura 6.6 – Representação da margem oeste da rib.^a de São Lourenço numa fase intermédia do afloramento (s. estrati. g) do Mapa 6.1 , pág. 250). *Legenda:* Llbr – Tufo calcário laminado associado a briófitas); LI – tufo calcário laminado (indefinido); Ld – Tufo calcário microdetritico; Lst1 – tufo calcário de moldes de macrófitas em posição de vida; Cg – Conglomerado. *Simbologia da coluna estrat. do Mapa 6.1, pág. 250.*

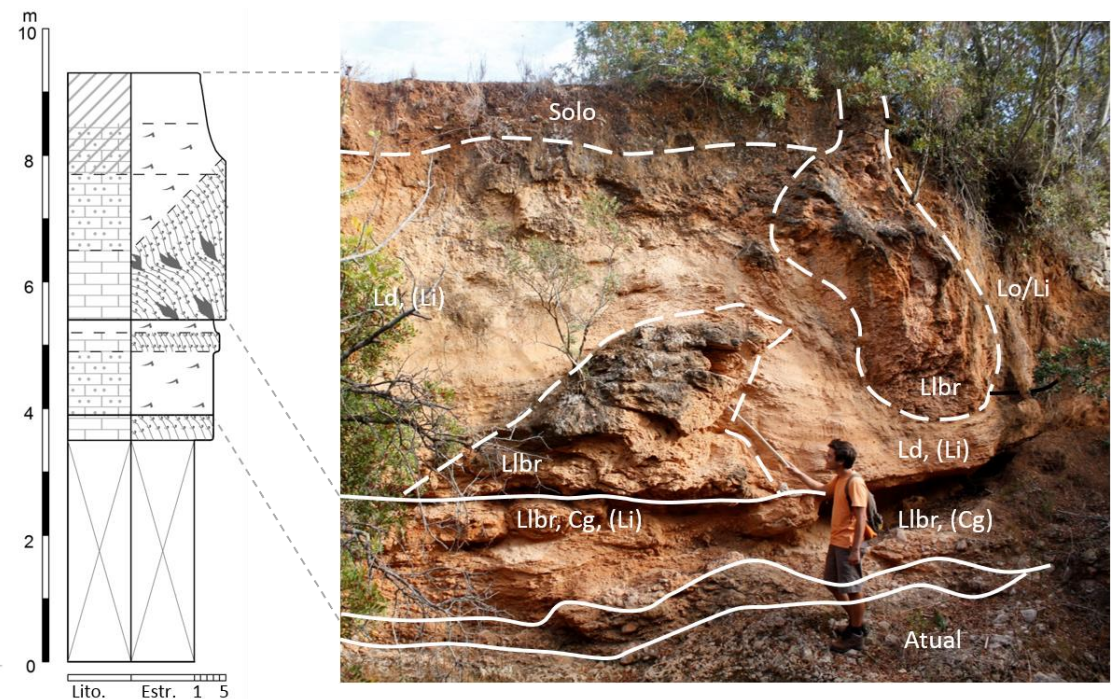


Figura 6.7 – Representação da margem leste da rib.^a de São Lourenço numa fase intermédia do afloramento (secção estratigráfica h) do Mapa 6.1 , pág. 250). *Legenda:* Llbr – Tufo calcário laminado associado a briófitas); Li – Tufo calcário intraclástico; Ld – Tufo calcário microdetritico; Cg – Conglomerado. *Simbologia da coluna estratigráfica apresentada no Mapa 6.1, pág. 250.*

6.1.2. Sedimentação atual de tufos calcários

No âmbito deste trabalho considerou-se importante quantificar a taxa de sedimentação carbonatada em ambiente natural, para o qual avaliamos o peso e a espessura de material precipitado. Para isso é necessário utilizar uma superfície homogênea e que tenha uma interação reduzida sobre a precipitação dos carbonatos em meio natural, para o qual Hoffmann (2005) sugere a utilização de varetas de vidro ou de bambu. Contudo não se optou por estas superfícies, as primeiras porque foram consideradas demasiado frágeis para ambientes de energia elevada e as varetas de bambu devido à sua replicação com as mesmas condições e dimensões difícil.

Numa experiência piloto optou-se pela utilização de parafusos em aço zincado, devido à relação elevada que estes têm entre as dimensões para uma superfície de acumulação maior, pela padronização de dimensões e pela facilidade de aquisição em grandes quantidades. Numa amostra de 59 parafusos com estas características, o seu peso médio é de 30,775 g e o desvio padrão de 0,392. Os pesos máximo e mínimo são 31,385 g e 30,060 g respetivamente.

Com esta experiência, procurou-se compreender a distribuição espacial da deposição de carbonatos de um sistema, para depois alargar e/ou adaptar a metodologia ao conjunto da área.

Quanto à área piloto, foi selecionado o afloramento associado ao Olho de Paris. Após a pesagem, os parafusos foram colocados em suspensão por fios de pesca de 0,05 mm de diâmetro em cinco pontos (estações) no canal principal entre a exsurgência e a rib.^a das Mercês, que representassem os diferentes tipos de sedimentação visíveis no campo.

Os tipos de sedimentação esperada foram os seguintes: inexistente (estação 1, localizada junto da exsurgência), incrustações brandas associadas a tufos calcários micríticos (estação 2, a aproximadamente dois terços da distância entre a exsurgência e o início da cascata, e a estação 3, no topo da cascata) e sedimentação rápida (estações 4 e 5, respetivamente a meio e na base da cascata, imediatamente antes da confluência com a rib.^a das Mercês) (Mapa 6.2, p. 254). Em cada estação foram colocados três parafusos, um para recolha mensal e dois para o conjunto do período analisado. Na estação 5 foi ainda colocado um parafuso adicional, que estava apenas exposto aos salpicos da cascata contudo, este parafuso foi perdido durante a experiência.

O período analisado prolongou-se de 24 de Dezembro de 2010 a 14 de Abril de 2011, que se subdividiu em três períodos: um período invernal (de 24 de Dezembro de 2010 a 24 de Janeiro de 2011), um período intermédio (de 24 de Janeiro até 14 de Março de 2011 (c)) e, por fim, um período primaveril (de 14 de Março até 14 de Abril de 2011) (Gráfico 6.1 e Tabela 6 do Anexo VI).

Com base nas observações macroscópicas no campo relativamente à oxidação dos parafusos no período invernal, os parafusos da estação 1 oxidaram até ao dia 31 de Dezembro, pelo que a

sua cor acastanhada foi ficando cada vez mais forte. O mesmo aconteceu com a estação 2 até 17 de Janeiro e a 3 só apresentou oxidação aquando da recolha em 24 de Janeiro. Registou-se perda de massa registada nas estações 1, 2 e 3 nos três períodos analisados, provavelmente relacionada com a alteração da superfície dos parafusos (Quadro 6.1).

Quanto à precipitação de carbonatos, apenas houve acumulação nas estações 4 e 5 em todos os períodos analisados. No período invernal, no dia 27 de Dezembro na estação 5 já se havia formado uma patine carbonatada descontínua (Fotografia 6.23). A partir daqui, começaram a desenvolver uma franja carbonatada, de maior espessura na estação 5 (Quadro 6.1 e Fotografia 6.24).

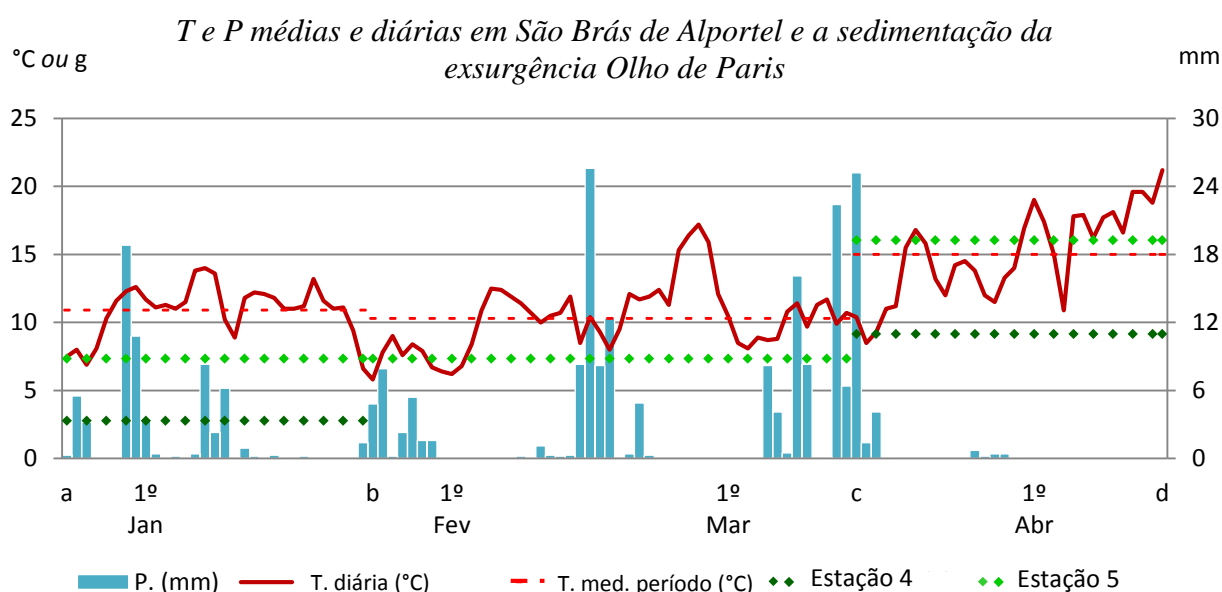


Gráfico 6.1 – Temperatura média diária e precipitação diária durante os períodos analisados, na estação meteorológica de São Brás de Alportel. *Legenda do eixo X:* a) 24 de Dezembro de 2010; b) 24 de Janeiro de 2011; c) 14 de Março de 2011; d) 14 de Abril de 2011 (informação da temperatura adaptada de [http://snirh.pt/\(2013/05/16\)](http://snirh.pt/(2013/05/16))).

Quadro 6.1 – Diferença de peso dos parafusos em cada uma das estações em diferentes períodos e normalizado ao dia. Períodos: a) 24 de Dezembro de 2010; b) 24 de Janeiro de 2011; c) 14 de Março de 2011; d) 14 de Abril de 2011.

Período	Invernal (\bar{ab})		Intermédio (\bar{bc})		Primaveril (\bar{cd})		\bar{ad}	
	total (g)	g/dia	total (g)	g/dia	total (g)	g/dia	total	g/dia
1	-0,125	-	-	-	-0,170	-	-	-
2	-0,090	-	-0,090	-	-0,120	-	-	-
3	-0,030	-	-0,105	-	-0,055	-	-	-
4	2,785	0,090	-	-	9,150	0,300	-	-
5	7,350	0,237	7,345	0,150	16,050	0,518	22,375	0,278



Fotografia 6.23 – Patine carbonatada em manchas na estação 5 (2011.12.27).



Fotografia 6.24 – Camada de carbonatos na estação 5 (2011.01.17).

As condições sinóticas dos períodos invernal e primaveril foram bastante distintas. O período invernal foi especialmente influenciado por vales frios em altitude, pela injeção de massas de ar polar escandinavo e por gotas frias⁹⁴, contra apenas dois períodos de abrigo aerológico, ambos inferiores a 5 dias (*interpretado de www.wetterzentrale.de e IM, I.P. (2011a e b)*). Estas condições refletiram-se numa temperatura média diária de 10,9 °C e precipitação de 63,5 mm. Pelo contrário, o período primaveril foi dominado por situações de abrigo aerológico, que se refletiu num em longos períodos de tempo seco e quente (numa temperatura média diária de 15 °C e uma precipitação reduzida de 32,5 mm⁹⁵) (*interpretado de www.wetterzentrale.de e IM, I.P. (2011c e d)*).

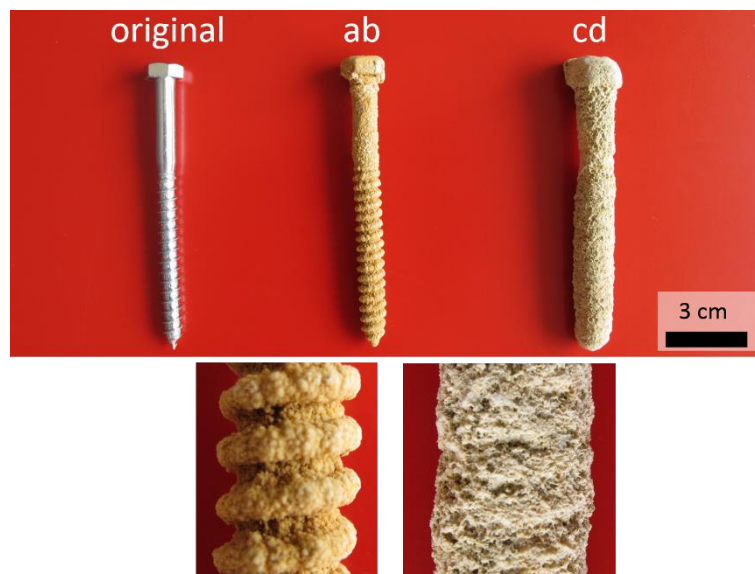
Durante os períodos estudados, os valores de insolação também variaram entre 120-140 horas em Dezembro de 2010 e Janeiro e Fevereiro de 2011, 220-240 horas em Março e 250-260 horas em Abril (IM, I.P., 2011a, b, c, d).

As diferenças no total de carbonatos acumulados foram também acompanhadas por uma estrutura sedimentar distinta entre ambos os períodos (Fotografia 6.25). No período invernal, o precipitado tem uma cor castanha e é compacto e relativamente resistente. Pelo contrário, o precipitado do período primaveril é bastante friável, poroso e de cor clara, com uma estrutura que apresenta alguns filamentos.

Os anos hidrológicos seguintes à primeira experiência foram anos secos, pelo que não foi possível dar continuidade à experiência nem extrapolar para outros afloramentos de forma a permitir a sua comparação.

⁹⁴ *Cut-off low*

⁹⁵ O período intermédio, entre 24 de Janeiro e 14 de Março foi caracterizado por uma precipitação intensa, de 152,4 mm, que permitiu recarga suficiente para a manutenção da exurgência ativa até ao final de Abril



Fotografia 6.25 – Aspeto da superfície de acumulação da estação 5 no invernal (*ab*) e primaveril (*cd*).

A velocidade de precipitação do carbonato de cálcio está também acompanhada pela sucessão ecológica de algas filamentosas, identificada no rib.^o do Cerro de Legra e na rib.^a das Mercês entre o Olho de Paris e a Fonte Felipe.

No setor intermédio do rib.^o do Cerro de Legra, onde as águas cársicas ainda não são incrustantes, as algas filamentosas são abundantes, cobrindo o leito quase por completo. Estas tornam-se cada vez menos abundantes, até desaparecerem no sector final onde a velocidade de precipitação do carbonato de cálcio é mais rápida. Esta variação estará relacionada com o ótimo ecológico e os limites de tolerância destes tipos de algas, provavelmente condicionada pela velocidade de crescimento ou pelas características hidroquímicas da água.

Onde a precipitação de carbonato de cálcio já ocorre, mas ainda a um ritmo lento, a rede de algas pode reter bolhas de dióxido carbono, tal como foi referido no capítulo anterior (Fotografia 5.15, página 180).

Ao percorrer a rib.^a das Mercês seca, os depósitos carbonatados são substituídos pelo depósito de algas do mesmo tipo, que formam uma pequena capa de algas secas que cobre o leito da ribeira.

6.2. Processos de acumulação fluvio-cársica

6.2.1. Plataformas de tufos calcários não conformes com a geomorfologia atual

6.2.1.1. Plataforma de Loulé

Grande parte da plataforma de Loulé encontra-se coberta pela área urbana da cidade, e que esta plataforma se encontra exposta apenas em algumas partes. Pelo menos superficialmente e

nas áreas marginais da superfície, atualmente degradadas, a plataforma é constituída por tufos calcários, juntamente com materiais fluviais sem precipitação de carbonato de cálcio no momento da sedimentação. Contudo, pela informação disponível em Manuppella *et al.* (2007), esta é constituída por materiais carbonatados eluviais.

O preenchimento detrítico e carbonatado prolonga-se para sul, onde se encontra dissecado pela rede de drenagem atual. Junto ao Cemitério Municipal de Loulé encontra-se um depósito detrítico e carbonatado pulverulento. Nesta formação, encontram-se calcretos do tipo alfa formados na camada de solo junto aos bombeiros (aproximadamente entre os 130 a 145 m de altitude), representados por nódulos carbonatados friáveis arredondados a alongados verticalmente.

Nos interflúvios próximos às margens da rib.^a do Cadouço e ao rib.^o das Bicas Velhas, encontram-se depósitos de fluxo lento à cota aproximada de 135-145 m. A sua relação estratigráfica com as plataformas identificadas não é conhecida, contudo, estes podem estar relacionados com a formação da plataforma principal ou com uma fase de estabilidade na incisão da rede fluvial (v. g. período de formação da S120-130_{Litoral}).

À semelhança dos depósitos existentes na Goncinha (a uma altitude aproximada de 160 m), trata-se de tufos calcários predominantemente micríticos e microdetríticos. A principal característica destes depósitos está relacionada com a consolidação mais forte de algumas lentes por carbonatos, que representa as variações temporais na precipitação do carbonato de cálcio ao longo dos canais. Provavelmente as variações de cimentação, que se refletem na resistência dos materiais, representam variações sazonais devido à temperatura ou ao regime de descarga do aquífero.

Estes depósitos caracterizam-se ainda pela incrustação de macrófitas em posição de vida e de fitoclastos, de filamentos de microalgas e intraclastos de tufo calcário (Fotografia 5.58, pág. 198). Em algumas situações, pode ter uma aparência mais maciça ou ser intercalado por lentes de materiais litoclásticos e intraclastos (Fotografia 5.57, página 198).

O setor sudoeste desta formação encontra-se por vezes coberto por uma crosta de óxidos/hidróxidos de ferro idêntica à encontrada nos depósitos de Alface.

Para além dos setores marginais da Superfície Intermédia, em Loulé, a única referência que se conhece do centro da cobertura do complexo diapírico, provavelmente quaternária, corresponde ao testemunho da sondagem da mina de sal-gema de Loulé. No relatório desta sondagem, são descritos como depósitos conglomeráticos e finos intercalados e fortemente basculados para sul que cobrem a mina (Pedro Terrinha, *informação oral*).

Atualmente, esta superfície é atravessada por pequenos canais entrançados de fluxo lento, que resultam da descarga dos aquíferos cársicos correspondentes às formações do Jurássico Médio e Superior.

Evolução geomorfológica

O conjunto de aplanamentos à cota 230-250 m comum no vale da rib.^a das Mercês pode constituir uma herança de um sistema de recarga alóctone, onde estas superfícies representavam os contornos da antiga planície aluvial da rib.^a das Mercês ou mesmo de um terraço de corrosão de um antigo polje (S240_{Mercês}).

A norte, esta paleosuperfície é delineada pelo conjunto de rechãs às cotas 230-240 que talham a vertente sul do Cerro dos Negros e a norte de Alcaria do Gato, que a par da mudança brusca nos declives das vertentes sul e sudoeste da Superfície do Caldeirão-1 em Almarjão e no vale desenvolvido a norte, sugere a delimitação desta paleosuperfície.

Os limites meridionais desta superfície seriam delineados pela base dos relevos meso-cenozóicos, a aproximadamente 230-240 m na área de Amendoeira e Penedos Altos, e a oeste na área de Penedos Altos, onde atualmente é feita a ligação com a rib.^a de Algibre. O prolongamento desta superfície nos terrenos carsificáveis meso-cenozóicos, por vezes em áreas circunscritas onde a influência fluvial será reduzida, indicia que estas rechãs podem ser herança de uma antiga superfície cársica.

A existência de uma superfície cársica nessa área pressupõe a existência de um nível freático estável a esta cota durante o seu período de formação, o que seria proporcionado pelo alto piezométrico atual na área do Cerro da Cabeça, juntamente com uma barreira aquitarda na área de Porto Nobre-Querença. A reconstituição de condições favoráveis à formação de uma superfície cársica, pressupõe também a existência de condições de precipitação abundante. A precipitação abundante é importante para a renovação da água saturada, que cria também condições para a corrosão vertical pela adição de água da chuva.

Assume-se desta forma que esta superfície se terá desenvolvido preferencialmente durante um período interglaciar anterior ao MIS2-4 (Würm), períodos em que as condições climáticas eram húmidas (v. g. Pailler e Bard (2002), Turner (2002), Sánchez Goñi *et al.* (2005), Incarbona *et al.* (2010) e Bahr *et al.* (2013)). Particularmente em relação às mudanças climáticas do clima português, a diminuição da solubilidade do CO₂ com temperaturas elevadas, característica dos períodos interestaduais, é compensada pelo desenvolvimento dos solos e da vegetação (que aumentam a pCO₂ da água percolante) e, por consequência, a capacidade corrosiva da água, que por sua vez é renovada com maior eficiência.

Não se conhecem depósitos que testemunhem a passagem da rib.^a das Mercês por terrenos meso-cenozóicos. Contudo, a existência de materiais siliciclásticos com origem no *Complexo Vulcano-sedimentar*, de Arenitos de Silves e grauvaques rolados nas cascalheiras da plataforma do afloramento de tufo calcário do Olho de Paris, sugere que durante determinado período a ribeira atravessasse a S240_{Mercês} na área de Amendoeira.

A carsificação dos terrenos da orla meso-cenozóica teria assim especial relevância no funcionamento hidrológico da rib.^a, em que a existência de sumidouros ou *ponors* no seu leito que permitiriam a drenagem subterrânea total ou parcial (Figura 6.8 e Mapa 6.3). Estas condutas podem ter sido herdadas pelo funcionamento hidrológico atual, representadas pelo conjunto de exsurgências da área de Amendoeira e Porto Nobre.

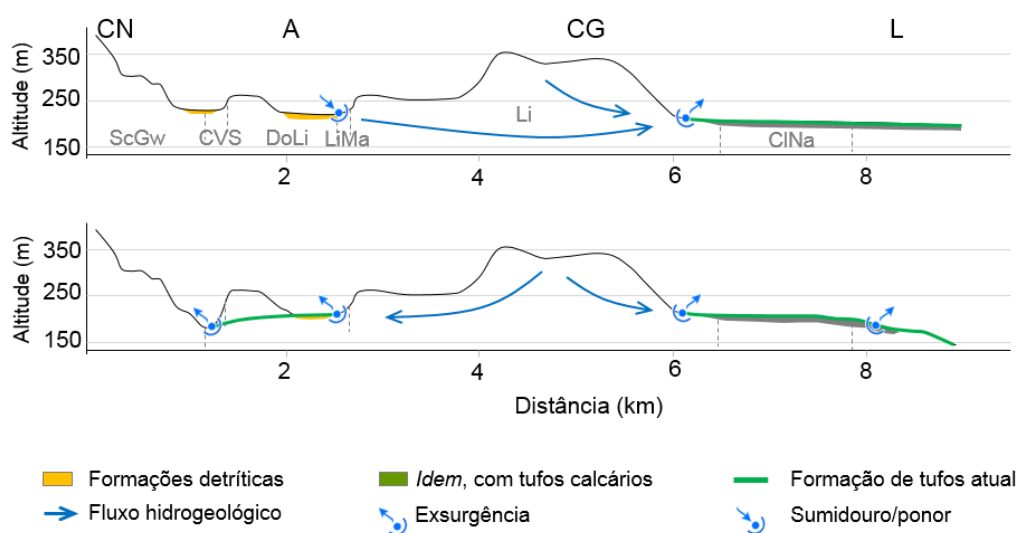
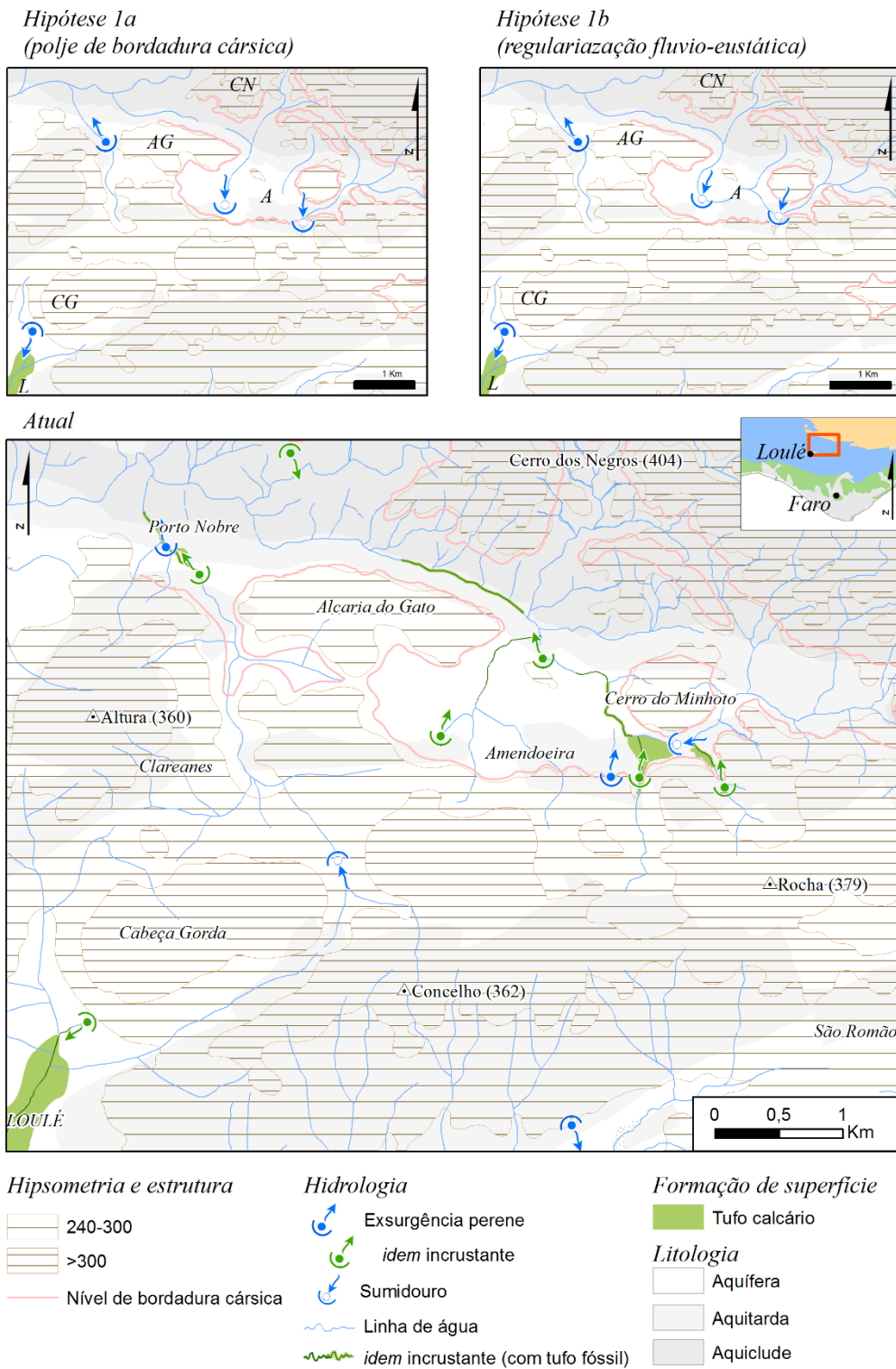


Figura 6.8 – Tentativa de reconstituição das fases evolutivas da rede de drenagem na área da rib.^a das Mercês e Loulé. *Legenda da litologia:* ScGw – Turbiditos; CVS – Complexo vulcano-sedimentar; DoLi – Dolomitos e calcários dolomíticos; LiMa – Calcários margosos e margas; Li – Calcários; CINa – sal-gema. *Legenda dos topónimos:* CN – Cerro dos Negros; A – Amendoeira; CG – Cabeça Gorda; L – Loulé.

Segundo este modelo, a planície aluvial teria continuidade para oeste, à semelhança do curso atual. Neste caso, o nível eustático seria definido também na rib.^a de Menalva com níveis aplanados à cota aproximada de 240-250 m, superfície definida por Feio (1952) e Crispim (1982). Por outro lado, este traçado pode ser consequente à captura de uma bacia fechada correspondente a um polje de bordadura cársica pela rib.^a de Algibre. O nível de base associado a este polje seria correspondente à atual S240_{Mercês}, representado também a sul de Porto Nobre, cuja drenagem seria assegurada por sumidouros e/ou *ponor* localizados na área de Amendoeira.

A falha de Machados, de direção NW-SE e inversa no setor noroeste (Manuppella *et al.*, 2007), poderá ter desempenhado uma função importante na captura com o abatimento do bloco nordeste e na criação de áreas de fragilidade com esta direção aproximada. Estas estruturas tectónicas podem ter contribuído para a capturas e/ou encaixe da rib.^a das Mercês, o que terá

Tentativa de reconstrução geomorfológica da evolução da rib.^a das Mêrcês



Mapa 6.3 – Tentativa de reconstituição das fases evolutivas da rede de drenagem na área da rib.^a das Mercês e Loulé (*cartografia de base adaptada das Cartas Militares de Portugal 597, 598, 606, 607 e Manuppella (1992b)*).

ocorrido durante um período glacial, possivelmente o último (MIS2-4). A degradação da superfície cársica de Campina de Galegos-Almargens, na continuidade da S240_{Mercês}, terá ocorrido também durante o último período glacial. Assume-se que, durante este período, o remontar de cabeceiras dos afluentes da rib.^a de Alportel e da rib.^a das Mercês talharam as barreiras aquitardas e levaram à descida do nível do aquífero, dando assim início à degradação da superfície cársica por dolinização e lapiezação e por processos fluviais.

Em qualquer uma das situações, a alimentação deste aquífero de gradiente hidráulico tendencialmente para sul assegurava a alimentação das exurgências na área de Loulé e assim a formação de uma espessa plataforma de depósitos fluviais, por vezes com componente carbonatada eluvial importante.

O encaixe da rib.^a das Mercês e o desmantelamento da superfície foi condicionado pelas áreas de fragilidade associadas aos *Arenitos de Silves* e evaporitos associados e ao *Complexo Vulcano-sedimentar* e também às redes tectónicas nos setores a norte do Olho de Paris e a norte de Porto Nobre.

Por consequência, houve uma adaptação do funcionamento hidrogeológico do aquífero à nova morfologia. Esta adaptação gerou uma inversão do gradiente hidrogeológico do sector norte do aquífero, e os antigos sumidouros e/ou *ponor* da área de Amendoeira e Porto Nobre passaram a ser pontos de descarga do aquífero. A instalação de condições frias e com predomínio da incisão fluvial durante o último período glacial (MIS2-4/Würm) terá levado ao desmantelamento de grande parte dos tufos calcários de fundo de vale existentes na área e à formação de um vale relativamente encaixado a norte do Olho de Paris e dos declives elevados no rib.^o de Porto Nobre. Assume-se desta forma que a formação de tufos calcários de curso de água suspenso observados em alguns tributários da margem esquerda da rib.^a das Mercês, são provavelmente contemporâneos à Terminação I, ou mesmo um dos episódios quentes que a antecederam.

6.2.1.2. Plataformas do Rio Seco

O vale do rio Seco é constituído por várias superfícies aplanadas, por vezes sem qualquer tipo de depósito fluvial, que se encontram desenvolvidas em continuidade topográfica. Este é o caso do nível mais elevado, o terraço E_{RS+70}.

O setor superior do rio encontra-se desenvolvido nas S240-260_{Alportel} e S200-220_{Peral}. Em Vale do Joio, o rio apresenta uma área aluvial extensa antes de atravessar o alinhamento de relevos Goldra-Monte Figo num vale encaixado (canhão fluvio-cársico segundo Crispim (1982)). Esta área encontra-se estruturalmente mais baixa, o que pode ser resultado de

movimentos verticais com abatimento do bordo nordeste da falha de Machados, à semelhança do setor noroeste desta (Manuppella *et al.*, 2007).

Não se podem excluir também os processos cársicos no aprofundamento da área de Vale do Joio, cujo substrato é composto por calcários kimeridgianos.

O terraço existente na área de Alface (E_{RS+70}), apresenta uma grande área aplanada com topos a aproximadamente 155 m, que representa uma vasta superfície com rede de drenagem entrançada. Os materiais que compõem este terraço, aqui chamados *Formação de Alface*, são característicos de um ambiente de fluxo lento onde há formação de tufos calcários, provavelmente associado a canais entrançados, com inundações periódicas, sendo reconhecíveis três períodos de formação.

O membro inferior, do qual não se conhece o limite inferior, é essencialmente composto por tufos calcários onde é possível reconhecer uma barreira fitoconstruída de dimensões reduzidas. Nesta área, provavelmente devido à rutura do perfil longitudinal proporcionada pela própria barreira, conhecem-se também algumas bolsas de materiais detríticos com origem fluvial, e possivelmente colúviais, não só dos terrenos mesozoicos como também de tufo calcário. A montante desta barreira, os depósitos são mais finos e friáveis, terminando com um período de formação de solo e calcretização, o que sugere alguma estabilidade na acreção e, possivelmente, erosão noutra área.

A fase pedogenética é seguida por um novo período de acreção, que tem início em lentes até 20 cm de espessura de cascalheiras pouco calibradas e de clastos angulosos. Estes materiais podem estar associados a episódios de energia elevada ou à migração dos canais na planície aluvial, onde há deposição de clastos de tufos precipitados noutros locais e de outros materiais detríticos do Mesozóico.

Este tipo de ambiente, característico de episódios de energia elevada, contrasta com a precipitação de carbonato de cálcio lenta e talvez sazonal, que ocorre sob a forma de franjas carbonatadas, frequentemente brandas e friáveis, sobre todos os materiais existentes no leito. Estas lentes mais fortemente consolidadas podem estar associadas às variações sazonais da precipitação dos tufos calcários, cuja origem pode estar relacionada com o abrandamento da precipitação do carbonato de cálcio (*v.g.* devido às variações da temperatura ou metabolismo dos micro-organismos) como aos períodos de estiagem com caudal nulo.

Estas incrustações quebram-se com facilidade em pequenas partículas, devido à agitação provocada pela água, vento e animais, e as partículas remobilizadas pela ação fluvial acumulam-se em áreas favoráveis. Estes depósitos dão origem a pequenas lentes de tufo microdetrítico, que posteriormente podem ser consolidadas.

A sedimentação carbonatada é progressivamente substituída por materiais cada vez mais detríticos, aos quais se segue um período de incisão fluvial, reconhecido pela presença de um canal que rasga o membro intermédio. Este período interrompeu a acreção nos interflúvios, e deu origem a um período de estabilidade, que viabilizou a atuação de processos pedogenéticos durante um período mais ou menos longo, durante o qual se deu o desenvolvimento de uma camada de solo.

Ao tratar-se de um ambiente com grande abundância de carbonato de cálcio, sobre qual há formação de uma camada de solo e acidificação da água meteórica, podem ocorrer processos de remobilização dos carbonatos no perfil do solo. Foram identificados calcretos do tipo *beta*, nomeadamente rizólitos de dimensão variável formados por calcificação da estrutura radicular, bem como do tipo alfa (Figura 6.4 e Fotografias 6.17 e 6.18, pág. 265). Pode-se desta forma deduzir que este período de estabilidade foi longo o suficiente para a remobilização dos carbonatos, devido aos processos pedogenéticos, que estão na origem de um horizonte enriquecido em calcretos nodulares coalescentes (do tipo alfa) e de rizólitos (do tipo beta) no interior do membro intermédio.

Por vezes, a diferenciação entre os tufos calcários microdetríticos e os calcretos do tipo *alfa* é dificultada a nível macroscópico devido à ausência de elementos texturais distintos, como por exemplo os moldes vegetais. Os diferentes estádios de evolução identificados por Alonso-Zarza (2003) podem ser confundidos com esta fácies de tufo calcário, nomeadamente quando apresentam lâminas subhorizontais mais fortemente cimentados, semelhante aos tufos calcários microdetríticos de estrutura lenticular.

Posteriormente, um novo período de acreção dá origem ao preenchimento dos valeiros por materiais detríticos finos e friáveis, apesar de apresentarem cimento carbonatado associado a tufos calcários microdetríticos.

A parte inferior deste membro, predominantemente detrítica, apresenta estruturas planares que cruzam as superfícies de sedimentação, o que exclui assim a possibilidade de que, pelo menos em parte, estes estejam relacionados com a estrutura sedimentar. A estrutura sedimentar com lentes mais fortemente consolidadas pode corresponder à precipitação sazonal do carbonato de cálcio ou a camadas sazonais mais impermeáveis, que favoreçam a percolação da água ao longo destas e a consolidação sinsedimentar dos depósitos (calcretos).

Por outro lado, as estruturas planares que cruzam as superfícies sedimentares podem representar calcretos, desenvolvidos devido à percolação da água através de estruturas sinsedimentares. Estas estruturas favorecem a precipitação de carbonato de cálcio ao longo de

áreas de percolação preferencial, que podem estar relacionadas com pequenas fraturas ou com o sistema radicular da vegetação.

Este período, onde a acumulação de materiais predominantemente micríticos passa progressivamente a um período mais favorável à formação de tufos calcários, caracteriza-se por fácies de conglomerados com cimento carbonatado. Nos sectores central e oriental do afloramento, provavelmente sob o domínio do rio Seco, os depósitos apresentam indícios de condições mais favoráveis à formação de tufos calcários, onde se reconhecem vários estratos com fácies de tufos calcário fitoconstruído (nomeadamente moldes de plantas e laminados, provavelmente associados a algas e bactérias) e microdetritico a fitoclástico.

Também no sector central, é possível observar um depósito carbonatado esbranquiçado e pulverulento com parece corresponder a um depósito lacustre, cuja inundação permite precipitação do carbonato em ambiente de energia reduzida com variações sazonais no ritmo de deposição. Provavelmente, estes materiais estão associados a uma parte mais profunda do leito do rio ou, possivelmente, a uma pequena barragem formada pela acumulação dos tufos calcários.

Evolução paleoambiental

Os tufos calcários que compõe o terraço E_{RS+70} representam assim três períodos favoráveis à formação de tufos calcários, aos quais se seguiram episódios de pedogénese com calcretização. Os tufos calcários estão especialmente relacionados com períodos quentes e húmidos (Farabollini *et al.*, 2005; Domínguez-Villar *et al.*, 2011; Vázquez-Urbez *et al.*, 2011a), intercalados por períodos de incisão fluvial que permitiram a estabilização das zonas intercanais e favoreceram os processos pedogenéticos. O desenvolvimento de calcretos nodulares, por vezes coalescentes, e de rizoconcreções nos dois membros inferiores indica que os períodos pedogenéticos seriam quentes e secos, possivelmente marcados por uma estação quente e seca vincada.

Assume-se desta forma que esta formação corresponderá a um período interstadial com fortes variações climáticas (*v. g.* MIS5 e MIS7), com a degradação das condições favoráveis à formação de tufos calcários (possivelmente forte aridez). Ainda assim, os períodos pouco favoráveis à formação de tufos calcários seriam caracterizados com temperaturas elevadas favoráveis à pedogénese com calcretização e formação de crustas.

Esta crusta encontra-se adaptada à morfologia atual dos depósitos e não se encontra degradada, pelo que a sua formação deverá ter decorrido durante o Holocénico. Por outro lado,

os calcretos nodulares presentes na aluvião do rio Seco indicam que o Holocénico já apresentou condições quentes e secas favoráveis à calcretização.

6.2.2. Tufos calcários conformes com a geomorfologia e deposição atuais

6.2.2.1. Ribeira das Mercês

A rib.^a das Mercês está desenvolvida ao longo da depressão marginal, encaixada entre o Maciço Hespérico e a Orla Meso-cenozóica. Contudo, a sul de Almarjão, a ribeira é conduzida por um conjunto de falhas através de litologias mesozóicas, ao longo de um canhão fluvio-cársico pouco profundo.

A margem esquerda da ribeira é dominada por vertentes de declives elevados, talhadas no *Complexo Vulcano-sedimentar*, que pode ter argilas intercaladas, e em calcários margosos e margas do Oxfordiano-Kimeridgiano. Estas litologias aquitardas levam à formação de um aquífero suspenso na sua retaguarda, às quais estão associadas exurgências suspensas acima delas (Olho de Paris e Olho da Várzea).

A existência de exurgências suspensas nas vertentes a sul da ribeira e uma drenagem superficial pouco eficiente condiciona a atuação fluvial sobre as incrustações carbonatadas, que permite a manutenção das incrustações e a formação de afloramentos de tufo calcário. Dadas as características indicadas acima, o modelo de curso de água suspenso impera sobre a formação destes depósitos.

As áreas de maior turbulência (v. g. os ressaltos no perfil longitudinal, o afloramento do substrato rugoso ou a acumulação de detritos) intensificam os processos de acumulação do carbonato de cálcio, o que conduz à formação de uma barreira fitoconstruída dominada por tufos calcários laminados e moldes de macrófitas em posição de vida, bem como de fitoclastos.

O aumento da taxa de sedimentação para jusante foi confirmada no Olho de Paris, onde a estação 5 foi a que obteve valores mais elevados, mesmo quando comparada com a estação 4 (numa parte intermédia das cascatas). A precipitação do carbonato de cálcio em zonas preferenciais leva à formação de barreiras subverticais de tufo calcário, às quais geralmente estão associadas cascatas. Esta mudança deverá prender-se com fatores como a turbulência e o efeito cumulativos dos processos biológicos na redução da $p\text{CO}_2$.

A morfologia da barreira fitoconstruída varia em função das condições locais, sendo subvertical nas áreas onde a sua progressão é limitada pela abrasão na base (vertentes norte e nordeste da plataforma do Olho de Paris) e em patamares que regularizam o declive nas áreas abrigadas da ação fluvial e, possivelmente, de acumulação recente de tufos calcários (noroeste

do mesmo afloramento). No afloramento de Porto Nobre, a verticalidade pode estar associada, ao seu desmantelamento pela base (promovido pela existência de uma exurgência por um lado, e por outro devido aos substratos compostos pelos *Arenitos de Silves*, evaporitos e *CVS*, mais brandos que os *Calcários e dolomitos de Boavista*).

As associações de fácies são ligeiramente diferentes em função da verticalidade da cascata, sendo ambas as associações dominadas por fácies laminadas associadas a briófitas ou a algas e/ou bactérias.

Em casos de maior verticalidade os processos de acreção são mais importantes que os de progradação e predominam as fácies subverticais laminadas e de aparência cavernosa ao nível do afloramento. O crescimento mais rápido na parte frontal superior da queda de água proporciona o seu avanço em suspensão, que promove a formação de uma cortina de caules de macrófitas e/ou filamentos algares calcificados. A ligação das cortinas com a base da queda de água permite a sustentação desta, o que forma uma pequena cavidade na sua retaguarda e o avanço da cascata. Sem este suporte, o desenvolvimento de uma estrutura suspensa de grandes dimensões provoca a sua rutura por ação da gravidade. Por vezes estas cavidades e/ou abrigos encontram-se revestidos por espeleotemas, estruturas semelhantes às identificadas por Ordóñez e García del Cura (1983), Ford e Pedley (1996) e Arenas-Abad *et al.* (2010), que os atribuíram a processos de dissolução e a formação de pequenos espeleotemas contemporâneos à formação das cavidades.

Os declives do setor da barreira podem ser mais reduzidos, e a descida processa-se em cascata através de uma sequência de patamares intercalados por ressaltos de até 2 m de altura. Nesta situação, os sectores verticais atuam como pequenas quedas de água, mas com cavidades de dimensão mais reduzida, fechadas pelo desenvolvimento das briófitas ou pela incrustação de plantas. A formação de ressaltos secundários é proporcionada pela acumulação de fitoclastos (*v.g.* ramos e folhas), incrustação de macrófitas ou intraclastos, que atuam como catalisador para a precipitação mais intensa num determinado local. Os processos progradantes predominam face à acreção simples.

Frequentemente formam-se pequenos charcos nos patamares intercalados pelas cascatas, uma vez que a acreção nas barreiras fitoconstruídas é mais rápida que nos canais horizontais, onde o fluxo é mais lento. Nestes charcos há acumulação de tufo microdetritico, intraclástico e/ou de oncólitos. Excepcionalmente, em dias quentes e secos e em áreas mais abrigadas da agitação das quedas de água e/ou de fluxo lento podem formar-se tufos calcários de bolhas revestidas (Fotografia 5.4, pág. 178 e Fotografias 5.12 a 5.15, pág. 180), plaquetas carbonatadas (Fotografia 5.14, pág. 180) ou uma pasta carbonatada (Fotografia 6.6).

A evolução da barreira fitoconstruída permite a formação de uma plataforma aplanada a montante, o sector de fluxo lento atribuído por Pedley (1990) aos depósitos proximais. A origem desta plataforma está associada à subida de cota da barreira, que promove a acumulação detrítica a montante, intercalada pela acumulação de tufos calcários predominantemente micríticos e à progradação da própria barreira.

Apesar de, atualmente, o escoamento associado à exurgência estar condicionado por um canal, em condições naturais, este deveria ramificar-se em vários pequenos canais sinuosos de pequeno caudal e fluxo lento.

Neste sector onde a velocidade de sedimentação de carbonato de cálcio é mais lenta, há a formação de pequenas lentes de tufo calcário de fácies microdetrítica e fitoconstruída, intercaladas por depósitos clásticos (tanto do Mesozóico como do Paleozóico) que, no seu conjunto, proporcionam uma acreção rápida e a migração dos canais. Os espaços intercanais estão associados a períodos de estabilidade mais longos, que permitem a evolução pedológica da cobertura, com formação do horizonte A.

A formação da plataforma leva à perda de competência do curso de água para montante, devido à diminuição dos declives e à divergência do escoamento, que desta forma protege a barreira fitoconstruída da abrasão durante episódios de precipitação mais forte.

Ainda assim, as cascalheiras existentes na plataforma do afloramento do Olho de Paris são mais frequentes na área de transição para a barreira, no setor nordeste (Mapa 6.2). A inundação desta área apenas em episódios de chuva extrema poderá justificar a maior quantidade destes materiais numa área distal da plataforma, como por exemplo, durante o episódio de 8 de Novembro de 2012. Estes depósitos podem assim ser mais raros na área central porque esta área é inundada com maior frequência, estes são cobertos com maior rapidez pelo fluxo de energia mais reduzida, e predomina uma granulometria mais fina e uma sedimentação muito lenta de carbonato de calcário. Atualmente esta área não se encontra agricultada, contudo, uma ocupação agrícola do solo da área central poderá igualmente justificar a menor quantidade de materiais clásticos, que terão sido removidos manualmente.

Numa posição 1 a 2 m mais elevada que a plataforma atual, é possível observar uma associação de fácies característica da barreira fitoconstruída e da área de transição, atualmente carsificada. Tratar-se-ia de um sistema de tufo calcário de curso de água suspenso semelhante ao atual, cujos materiais clásticos não cimentados e solo de cobertura terão sido erodidos. A extremidade leste do afloramento, mais elevada, pode conservar materiais associados a este período, contudo estes encontram-se cobertos pela colúvia.

Após a formação deste primeiro cone (Estádio B), uma fase de erosão que deverá corresponder a um período pouco favorável à acumulação de tufos (frio e/ou seco) e à formação de um valeiro na parte leste deste que pode não ter atingido o substrato (Estádio C) (Mapa 6.4). O Estádio C corresponderia, desta forma, a um período pouco favorável ao desenvolvimento da vegetação devido à aridez e a temperaturas baixas e, assim, com a uma $p\text{CO}_2$ da atmosfera do solo mais reduzida. O maior equilíbrio entre a $p\text{CO}_2$ da água e da atmosfera, a menor disponibilidade de água e as temperaturas eventualmente mais baixas, serão assim importantes condicionantes na formação de tufos calcários

A mudança para um clima mais favorável à formação dos tufos calcários, provavelmente mais quente e húmido (estádio D), deverá ter revertido a tendência para um novo período de formação de tufos calcários. Este período estará na origem da formação da plataforma de tufo calcário atual, formada neste paleovaleiro, e a barreira fitoconstruída existente prolonga-se até junto do contato com a rib.^a das Mercês e respetiva aluvião no setor leste. A infiltração que ocorre atualmente nos canais que atravessam a plataforma atual, pode sugerir a existência de um substrato de tufo calcário carsificado como substrato ou da carsificação do próprio tufo calcário moderno.

A passagem do canal atual canalizado através da parte mais elevada estará associada à construção um canal antrópico, para evitar assim que o terreno mais fértil do depósito proximal fosse inundado durante o período de funcionamento da exsurgência.

A construção do canal antrópico em Olho de Paris poderá estar associado à formação de uma ravina na barreira fitoconstruída atual, uma vez que o escoamento com origem na precipitação afeta preferencialmente a vertente na direção do mesmo.

Atualmente, a deposição de tufo calcário na área de ravinamento é mais rápida que a de erosão, o que pode ser um indício de que esta ravina também estará associada a um período cujas condições climáticas não seriam tão favoráveis à formação de tufos calcários como atualmente. Esta fase de incisão poderá assim estar associada a um período recente menos favorável, como por exemplo a pequena idade do gelo, documentada historicamente (v. g. Behringer (2007)).

A par desta mudança no período histórico, o abandono agrícola na segunda metade do século XX pode ter tido igualmente alguma relevância na retoma do processo de formação de tufos calcários. A atividade agro-pastoril estará relacionada com a degradação dos ecossistemas e dos solos do Barrocal, que desta forma afetará a produção de CO_2 e ácidos orgânicos do solo, que têm vindo a recuperar após o abandono agrícola.

Evolução da plataforma de tufos calcários do Olho de Paris



Mapa 6.4 – Proposta de estádios de evolução da plataforma de tufos calcários do Olho de Paris.

Devido às suas dimensões reduzidas e à ausência de uma área aplanada a jusante, o afloramento de Porto Nobre é dominado pelo setor de barreira, cuja pequena plataforma é composta apenas pela barreira fitoconstruída.

Esta morfologia e associação de fácies permitem enquadrar estes afloramentos no modelo morfológico de tufo calcário de curso de água suspenso proposto por Pedley (1990 e 2009) e Pedley *et al.* (2003), contudo, dado o seu enquadramento geomorfológico têm um depósito distal diferente dos modelos propostos a jusante da barreira fitoconstruída. No Olho de Paris, a rib.^a das Mercês é o principal agente modelador.

Neste modelo, a exsurgência e o declive elevado são os principais agentes modeladores, e a componente fluvial é pouco importante. A presença da componente fluvial é confirmada pela existência de cascalheiras grosseiras e mal calibradas, associadas ao regime torrencial do curso de água, que têm uma ação abrasiva sobre os depósitos mais brandos e cobrem o tufo restante. Posteriormente, estes depósitos são cimentados durante o período de funcionamento da exsurgência num cimento laminado a maciço ou incorporados em finas camadas de solo. Os depósitos intraclásticos são, desta forma, remobilizados para áreas de menor energia, onde se acumulam juntamente com outros depósitos alóctones na aluvião.

Os restantes afloramentos nesta área têm uma expressão morfológica reduzida, e estão limitados aos canais e aluviões atuais, como por exemplo a aluvião da rib.^a das Mercês a jusante da Fonte Felipe. Apesar se tratar da exsurgência com o regime ativo mais longo nesta área, tem uma capacidade incrustante inferior às restantes.

A exsurgência Olho da Várzea pode também ter contribuído para a formação de tufo calcário sobre as cascalheiras da rib.^a das Mercês. Esta exsurgência é também incrustante, como é possível observar nos depósitos de tufo calcário do canal de escoamento deste afluente, que são removidos periodicamente com recurso a maquinaria, de forma a manter o nível do talvegue profundo em relação à estrada Amendoeira-Fonte Felipe.

6.2.2.2. Loulé

O afloramento de tufo calcário de Loulé apresenta dois tipos de ambientes distintos: o primeiro corresponde à drenagem ao longo da Superfície Intermédia e o segundo ao encaixe da rede de drenagem nesta superfície.

Desta forma, as duas exsurgências incrustantes existentes nesta superfície contribuem para a acumulação de tufos calcários micríticos com raros moldes vegetais e, por vezes, microdetritos provenientes da fragmentação dos depósitos de tufos calcários. Este tipo de depósitos é característico de áreas de energia reduzida, que por sua vez, refletem o declive

reduzido, intercalados por cascalheiras cimentadas por tufo calcário que indicam períodos ou episódios de maior energia intercalados pela precipitação de carbonato de cálcio.

A migração lateral dos canais dá origem a longos períodos de estabilidade que permitem a formação de solo, atualmente com utilização agrícola. Os depósitos da secção estratigráfica observada junto da Escola Secundária de Loulé (secção estratigráfica *b*) do Mapa 6.1, página 250) são subhorizontais, e não “fortemente basculados para sul” como na sondagem da mina de sal-gema (Terrinha, *informação oral*), pelo que se assume que correspondem a depósitos recentes. Não se eliminando esta possibilidade, estes podem corresponder a um depósito anterior ao encaixe da rede de drenagem na Superfície Intermédia, e são representativos deste tipo de ambiente onde os declives eram reduzidos.

A bordadura da superfície aplanada é caracterizada por ambientes de maior energia, que representam a acumulação de tufos calcários nos cursos de água encaixados, como a rib.^a do Cadoiço, o rib.^o das Bicas Velhas e a zona da Goncinha.

A rib.^a do Cadoiço é o principal curso de água nesta área, à qual estão também associados os principais afloramentos de tufo calcário contemporâneos aos materiais detríticos desenvolvidos na Superfície Intermédia, que servem de substrato. A parte moderna deste afloramento desenvolve-se a montante da ETAR de Loulé, até ao limite urbano da cidade, não se conhecendo a sua distribuição na área urbana. Junto da cidade predomina uma associação de fácies característica de sistemas de cascata, intercaladas por sectores onde predomina o fluxo lento (ver secção estratigráfica *d*) do Mapa 6.1, página 250).

Na rua do Cadoiço, a base da sequência tem início com tufo calcário microdetrítico heterogeneamente consolidado com alguns moldes de macrófitas, característico de ambientes de energia reduzida. Este depósito é sobreposto por uma associação de fácies característica de energia mais elevada, separados por uma superfície de erosão cujo hiato é desconhecido, podendo representar a degradação da Superfície Intermédia em Loulé ou apenas um período ou episódio erosivo no depósito que lhe é contemporâneo.

A associação de fácies que se segue, em parte estruturada por fácies laminada associada a briófitas, está associada a ambientes de cascata. Este tipo de fácies é antecedida pela influência fluvial alóctone e seguida de ambientes de energia reduzida acumulado a montante da barreira, mesmo que de pequenas dimensões. A associação de fácies é pouco variável até ao limite sul do afloramento, variando na espessura e representatividade de ambientes de maior ou menor energia.

Os ambientes de energia reduzida podem dar origem a espessas camadas de tufo microdetrítico de cimentação lenticular, pontilhados com quantidades variáveis de moldes de

macrófitas em posição de vida ou de fitoclastos. Junto da cascata do Pego do Centeio, esta camada ultrapassa os 2 m de espessura, formada na retaguarda de uma barreira fitoconstruída progradante na vertical que avança para jusante.

Morfotipos atuais

A geomorfologia e estratigrafia dos tufos calcários atualmente em formação, assemelham-se aos depósitos mais antigos, onde os setores de turbulência mais elevada (cascatas e quedas-de-água) são intercalados por pequenas depressões no leito e pegos que podem atingir vários metros de profundidade, onde se acumulam sedimentos mais finos.

Os setores turbulentos são intercalados por sectores de menor declive, onde predominam fácies de tufos laminados, provavelmente associados a algas e/ou bactérias, juntamente com moldes de macrófitas (em posição de vida e clásticas), oncólitos, tufos microdetriticos e tufos intraclásticos. Por vezes, a precipitação de carbonatos rápida nos setores de maior turbulência é intercalada por setores onde é praticamente nula.

Nos setores de turbulência elevada acumulam-se especialmente tufos calcários laminados associados a briófitas e algas e/ou bactérias, com alguns moldes de macrófitas. A acumulação progradante (mais rápida na parte frontal da cascata), proporciona a formação de cortinas constituídas por moldes de macrófitas e algas penduradas. O aumento de tamanho e peso levam ao desabamento das estruturas, cujos blocos variam de dezenas de centímetros até mais de 2 m de diâmetro se acumulam na base da cascata (Fotografias 5.7 e 5.8, pág. 179).

Regra geral, as principais associações de fácies dos depósitos conformes com a topografia atual na rib.^a do Cadoiço a jusante de Loulé apresentam um predomínio fluvial com energia elevada proporcionada pelo declive elevado. Estes depósitos enquadram-se no modelo fluvial de barreira sem lago a montante, semelhantes aos apresentados por Vázquez-Urbez *et al.* (2012) e Arenas *et al.* (2014b).

No curso de água a jusante das Bicas Velhas, o afloramento de tufos calcários tem uma espessura visível inferior⁹⁶. Aqui, a associação de fácies representa pequenas cascatas com fácies laminadas associadas a briófitas, com bolsas de tufo microdetritico e oncólitos até 5 mm, bem como pequenas camadas de tufo laminado e moldes de macrófitas.

Na extremidade oeste do vale, cerca de 2 m acima do talvegue, o tipo de fácies dominante é de tufo calcário microdetritico intercalado de camadas calciclásticas. Este é um ambiente de deposição de tufo calcário descontínuo, modelado por um curso de água de regime variável.

⁹⁶ Desconhece-se o seu limite inferior

A noroeste de Goncinha, o depósito encontrado na área aplanada corresponde a um depósito de fluxo lento com pelo menos 3 metros de espessura. Ao contrário dos depósitos encontrados na área da Escola Secundária de Loulé, este depósito é muito regular na vertical, e predomina uma sequência de tufo calcário micrítico a microdetritico com algumas lentes mais fortemente consolidadas, onde se incluem moldes de caules em posição de vida e filamentos de algas. Não se conhece qualquer contacto entre diferentes períodos de formação que permita estabelecer a idade relativa do depósito.

Já na vertente sul, a camada de solo apresenta uma fratura vertical, estando esta fratura impregnada em carbonatos a partir do seu eixo (Fotografias 6.26 e 6.27). O domo alongado formado no topo sugere a formação de tufo calcário fissural, contudo este encontra-se destruído devido à construção de uma habitação privada e a sua interpretação é assim comprometida. Apesar disso, direção desta fratura é, aparentemente, subparalelas à falha de Carcavai nesta área.



Fotografia 6.26 – Impregnação carbonatada fissural (Goncinha)



Fotografia 6.27 – Pormenor de impregnação carbonatada fissural (Goncinha)

6.2.2.3. São Lourenço

O afloramento da rib.^a de São Lourenço localiza-se a jusante da exurgência do Poço de Alfarrobeira, cuja água é, em grande parte canalizada para regadio. Atualmente, o vale da rib.^a de São Lourenço é mais largo neste setor (largura máxima de aproximadamente 470 m, apresentando o fundo atapetado pela aluvião da ribeira, onde esta se encontra encaixada.

Seguindo um padrão semelhante à formação dos tufos calcários atualmente, a aluvião é cruzada por bancadas de conglomerados com cimento carbonatado, que aumentam de importância para jusante. Estas bancadas aumentam consideravelmente de espessura na

transição para o setor de barreiras fitoconstruídas, onde apresenta alguns setores mais brandos associados a pequenas lentes de tufo microdetritico ou de cascalheiras pouco ou não consolidadas e oncólitos (secção estratigráfica *f*) do Mapa 6.1, página 250).

As diferenças nas condições de formação de tufo calcário são variáveis no tempo de deposição e no espaço aluvial, o que dá origem à formação de camadas consolidadas dentro da aluvião. Estas diferenças de dureza verticais, juntamente com a abrasão fluvial na base, dão origem à formação de reentrâncias profundas no afloramento. A ribeira encontra-se encaixada nestas camadas fortemente endurecidas, onde poderá não ultrapassar 1 m de largura, formando abrigos sob-rocha escavados nas camadas subjacentes, mais friáveis. Estes abrigos sob-rocha podem estar escavados nas margens até um máximo de 3 m e um máximo de 1,5 m de altura.

Após este sector, a aluvião passa a friável no seu todo, e o leito da ribeira volta a ser mais largo num sector com cerca de 100 m. As incrustações neste sector limitam-se ao talvegue, não se encontram tufos calcários na aluvião onde a ribeira se encontra encaixada.

Na parte inicial do setor com associações de fácies típicas de ambientes de barreira fitoconstruída, reconhecem-se três períodos de acumulação. O primeiro período tem a interpretação dificultada pela acumulação de uma capa de tufos calcários atuais sobre a parte exumada, apesar de se reconhecer neste uma espessa camada de conglomerados de cimento carbonatado, por vezes intercalado por camadas tufos laminados na margem direita. Na margem esquerda, a sequência termina com pequenas volutas de briófitas, mas não é possível reconhecer uma cascata.

Esta associação de fácies caracteriza um ambiente fluvial com influência importante do curso de água, onde a variação de caudal está na origem das camadas calciclásticas do Mesozóico, posteriormente consolidadas. A exposição à ação fluvial poderá estar relacionada com um regime climático mais húmido e frio que atualmente, talvez de carácter torrencial, onde apesar de um escoamento que permitisse a formação de cascalheiras neste setor a formação de tufos calcários não era rápida o suficiente para dar origem à formação um sistema de cascata nesta área.

Neste sector, a planície aluvial encontra-se sobreelevada em relação ao leito no sector do vale em V a jusante. Esta diferença de cotas relativamente acentuada, e atualmente marcada pela sequência de cascatas deste sistema, cujo limite jusante da barreira fitoconstruída seria a jusante da atual, apesar de não se conhecerem os seus limites.

A este episódio de formação de tufo calcário seguiu-se uma fase erosiva importante, que pode corresponder a um período de arrefecimento climático, possivelmente acompanhado de maior aridez, que levou à interrupção ou abrandamento da formação de tufo calcário e ao seu

desmantelamento e levou à incisão da rede de drenagem. Por outro lado, uma precipitação ainda elevada acompanhado de um arrefecimento da temperatura, tal como aconteceu durante os MIS 5a, c (Guiot *et al.*, 1989; McManus *et al.*, 1994), pode ter determinado a ausência de condições favoráveis à formação de tufos calcários e favorecido a erosão fluvial.

A segunda fase de formação é reconhecível por uma primeira colmatação do canal encaixado com blocos de tufo calcário até cerca 60 cm de diâmetro e outros blocos alóctones de dimensões mais reduzidas, e passa gradualmente a uma granulometria menor, com episódios de conglomerados cimentados por tufos calcários intercalados por tufos calcários laminados. Esta intercalação é representativa da instalação de condições favoráveis à formação de tufos calcários, ainda sob influência de episódios de energia fluvial elevada e desfavorável à formação de tufos calcários. Esta sequência é atravessada por um período de formação rápida, onde se reconhecem pequenas volutas de fácies associadas a briófitas que representam cascatas até 20 cm unidas por canais onde se formam fácies laminadas de algas e/ou bactérias. A partir deste *optimum* de formação, há a acumulação de tufos calcários microdetriticos, intercalados por fácies de fluxo mais rápido. Verticalmente, as fácies de fluxo lento são cada vez mais brandas, terminando com um perfil de paleosolo, indicando uma deterioração das condições para a formação de tufo calcário.

O paleosolo é sobreposto por um último período de formação de tufos calcários que parece estar associado à formação de grande parte do afloramento atual. Este período é caracterizado por cascatas de grandes dimensões, compostas por fácies laminadas associadas a briófitas, que se tornam mais brandas com a evolução temporal. As fácies de cascata são seguidas por espessas camadas de tufo microdetritico que ocupam a sua retaguarda, e bolsas de tufo microdetritico e oncólitos na parte frontal. As camadas de tufo microdetritico podem atingir até 3,5 m de espessura e correspondem ao preenchimento do terraço de tufo calcário formado pela barreira.

6.2.2.4. Rio Seco

O rio Seco e os seus afluentes apresentam formação atual de tufos calcários, onde existem algumas plataformas de tufo calcário que refletem a geomorfologia atual. Os mais importantes neste contexto são os tufos calcários da rib.^a da Alface, do rio Seco junto de Sambada e das rib.^{as} da Gaifona e Alportel.

Ribeira da Alface

A rib.^a da Alface é um afluente do rio Seco, ao qual estão associados importantes afloramentos de tufo calcário, por vezes sobrepostos à grande plataforma de tufo calcário do

rio Seco. A rib.^a da Alface é uma pequena bacia de ordem 5 que drena uma área essencialmente composta por calcários margosos e margas do oxfordiano-kimeridgiano, que lhe conferem uma densidade de drenagem elevada relativamente à área envolvente (uma densidade de drenagem de 4,8 km/km² numa área de 9 km²).

Os depósitos de tufos calcários a montante de Alface justificam-se pela existência de áreas efluentes a sul de Bordeira, cujas condutas permanecem ativas atualmente. Os depósitos de tufo calcário em formação na atualidade correspondem a pequenas cascatas representadas por volutas de briófitas decimétricas, com o canal entre cascatas representado por fácies laminadas associadas a algas e/ou bactérias e moldes de macrófitas em posição de vida e fitoclastos. Os depósitos fósseis são semelhantes aos tufos calcários atualmente em formação, atingindo uma espessura máxima visível de aproximadamente 1 m.

Estes tufos calcários correspondem a exsurgências associadas a um aquífero confinado sob as litologias aquitardas, cuja ascensão será feita através de redes tectono-cársicas que atravessam os calcários margosos e margas do oxfordiano-kimeridgiano.

Apesar da extensão mais ou menos longa com depósitos de tufo calcário, estes só atingem maior espessura a jusante da ponte de Alface, onde a ribeira se encontra encaixada entre os calcários margosos e margas calovianas e a plataforma de tufos calcários mais elevada do rio Seco que cobre o substrato. A maior importância deste sector deve-se à existência de exsurgências de caudal mais importante junto do contato entre os calcários e margas batonianos com os calcários margosos e margas do oxfordiano-kimeridgiano (teto) (exsurgências do lavadouro público e do topo da plataforma), cuja descarga alimenta estes cursos de água.

Por outro lado, as condições morfo-estruturais associadas às falhas inversas E-W localizadas a norte de Guilhim, referidas por Manuppella *et al.* (2007), favorecem a existência do ressalto e assim da turbulência das águas e aceleram a precipitação dos carbonatos. Estas falhas inversas são herdadas de movimentos compressivos mesozóicos precoces pré-oxfordianos, na origem do *fault-bent-fold anticline* com terminações periclinais, vergente para norte, de Guilhim (Terrinha *et al.*, 2002).

Este afloramento corresponderá a um sistema intermédio entre os sistemas fluvial de barreira e o sistema de curso de água suspenso, dada a importância reduzida do curso de água a montante. O setor de cascata do canal atual encontra-se encaixado num sector de barreira fóssil com 7 a 8 metros de altura, que corresponderia a uma queda-de-água, como evidenciado pela associação de fácies onde dominam tufos calcários laminados associados a briófitas e cortinas de caules de macrófitas que crescem na parte frontal da cascata.

A jusante da barreira, a aluvião da rib.^a da Alface apresenta características semelhantes aos depósitos distais dos sistemas de curso de água suspenso. Ao longo do canal, formam-se lentes de tufo calcário laminado associado a algas e/ou bactérias intercalados por pequenas volutas de briófitas e moldes de macrófitas em posição de vida e fitoclastos. Estas fases são intercaladas por camadas de depósitos clásticos, que poderão estar cimentados, correspondentes ao leito de inundação da ribeira.

Apesar de atualmente suspensa sobre o rio Seco, a rib.^a da Alface encontra-se em fase de ajustamento a esta, e hoje em dia encontra-se parcialmente encaixada no sector terminal.

Com estas características, este afloramento não se enquadra nos modelos anteriormente descritos e sistematizados. Apesar de se assemelhar em grande parte aos modelos de curso de água suspenso, possuindo os setores de barreira e distal relativamente bem caracterizados, a rib.^a de Alface apresenta-se como um importante agente modelador.

O vale encaixado da ribeira oblitera quase por completo os depósitos do setor proximal, e desta forma a plataforma a montante da barreira apresenta dimensões reduzidas. Os setores identificados caracterizam-se por fácies de tufo calcário microdetritico com intraclastos e alguns moldes de fitófitas ou fitoclastos intercalados por cascalheiras, por vezes consolidadas por tufo calcário.

Ao considerar o sistema de formação dos tufos calcários como ponto de equilíbrio entre a influência da exurgência, a geomorfografia e a ação fluvial, trata-se de um sistema de energia elevada enquadrado entre os modelos de curso de água suspenso (predomínio da exurgência) e o de barreira fitoconstruída (predomínio da ação fluvial).

Vale do Joio-Sambada

Apesar de apresentar diversos terraços fluviais a montante da confluência com a rib.^a da Alface, apenas o terraço junto a Sambada apresenta tufos calcários, cuja associação de fácies é característica de tufos calcários fluviais de barreira fitoconstruída. Estes depósitos fósseis desenvolvem-se desde a cota do talvegue atual até cerca de 15 m acima.

Ao nível do talvegue, junto da ponte da A22, foram também encontrados nódulos carbonatados fortemente endurecidos e bastante arredondados, que se consideram como calcretos do tipo alfa.

Ribeira da Gaifona

Na plataforma a leste de Machados, na margem esquerda da rib.^a da Gaifona, encontram-se depósitos tufosos intercalados por depósitos siliciclásticos não cimentados até 15 a 20 m acima do talvegue atual.

A natureza da cimentação carbonatada encontrada no interior da mina de água (?) da margem esquerda na base do depósito não foi identificada, podendo tratar-se de tufo calcário ou de calcretos. No primeiro caso, tratar-se-á da consolidação de tufo calcário microdetritico com micromoldes de filamentos orgânicos, intercalado por camadas siliciclásticas de origem fluvial não independente da formação de tufos calcários. Por outro lado, pode tratar-se de calcretos formados numa fase de equilíbrio da sedimentação fluvial. Neste caso, as microcavidades correspondem aos moldes de redes radiculares ou de filamentos de fungos, nos quais tem início a acumulação de carbonato de cálcio, tal como nos casos identificados por Alonso-Zarza e Wright (2010b).

Esta sequência passa depois gradualmente a um ambiente cada vez mais propício à acumulação de tufos calcários, que correspondem a tufos de barreira fitoconstruídos que migram para sul, onde atingem maior espessura e dão origem a uma área aplanada em que o curso de água perde competência. Estes materiais podem ter a sua origem na drenagem direta da partir do Maciço Antigo, ou indiretamente, através da sua remobilização a partir da Superfície Intermédia de São Brás de Alportel.

A montante destes depósitos encontram-se terraços aproximadamente à mesma altitude em ambas as margens. Na margem direita foram encontrados moldes de fitoclastos e alguns depósitos subhorizontais consolidados intercalados por cascalheiras, que representam a área de declives reduzidos formada a montante da barreira fitoconstruída.

Colmeal

À semelhança dos tufos calcários da rib.^a de Alface, mas de menor importância, foram encontrados depósitos de tufo calcário antigo, de espessura muito reduzida, na rib.^a do Colmeal. A exurgência associada estaria localizada em calcários margosos e margas do oxfordiano-kimmeridgiano, a norte do primeiro alinhamento de relevos da orla meso-cenozóica.

6.2.3. Fatores de precipitação de calcite e formação atual de tufos calcários

6.2.3.1. Influência climática e da perda de CO₂ na formação dos tufos calcários

A grande diferença de acumulação entre os períodos invernal e primaveril é consequência da mudança para condições mais favoráveis, com um grande incremento de massa precipitada nas estações 4 e 5 no período mais quente (mais 329 % e 218 % respetivamente). O material precipitado é igualmente diferente em ambos os períodos, sendo mais poroso e friável no período primaveril (Fotografia 6.25, página 250).

Com a visualização macroscópica, a superfície de acumulação da estação 4 tem um tom esverdeado, enquanto a estação 5 tem um tom amarelo-seco, o que deve estar relacionado com a presença de microalgas na estação 4. Esta diferença deverá estar relacionada com uma taxa de sedimentação mais elevada e menor radiação solar na estação 5 (encontra-se numa posição mais baixa no vale e sob uma oliveira), que condicionam o desenvolvimento dos micro-organismos. O contributo dos micro-organismos para a formação dos tufos calcários já havia sido referido noutros trabalhos, como por exemplo o efeito cumulativo da sua atividade metabólica para jusante (v. g. Hoffmann, 2005; Arenas-Abad *et al.*, 2010; Vazquez-Urbez *et al.*, 2010; Arenas *et al.*, 2014a), a sua importância enquanto núcleos de sedimentação (v. g. Emeis *et al.*, 1987; Pedley, 2009; Jones e Renaut, 2010) e da sua biopelícula extracelular constituída por substâncias polímeras que fixam as partículas em suspensão que, por sua vez, servem de núcleos de sedimentação (v. g. Pedley, 2009; Pedley *et al.*, 2009; Arenas-Abad *et al.*, 2010; Pedley, 2014).

Desta forma, ao confrontar os dois períodos com temperatura, precipitação e insolação diferentes, verificamos que o período primaveril é mais propício à saturação e a precipitação dos carbonatos. Para uma saturação mais reduzida durante o período invernal contribuem a diluição com a água da chuva e do escoamento superficial, a reduzida evaporação e atividade metabólica mais lenta devido à temperatura e insolação mais baixas. Esta conjugação de fatores pode conduzir à redução da saturação da água e assim da precipitação de carbonato de cálcio, e mesmo à dissolução temporária dos tufos calcários recentemente precipitados, tal como observado por Arenas *et al.* (2014a) no rio Piedra (Zaragoza, Espanha).

A solubilidade do CO₂ na água é inversamente proporcional à temperatura, desta forma há uma desgaseificação mais acentuada quando a temperatura atmosférica é elevada e há aquecimento da água. Este efeito é ainda acentuado pela perda de água através da evaporação e através da atividade metabólica dos micro-organismos, tendo assim um efeito positivo sobre a velocidade de precipitação de CaCO₃ (v. g. Primc-Habdija *et al.* (2001), Drysdale *et al.* (2003b), Kano *et al.* (2003), Arenas-Abad *et al.* (2010)).

A perda de CO₂ é igualmente importante para a sobresaturação da água, tanto através de processos físico-químicos como biológicos. Quanto mais longa a exposição à atmosfera, mais efetivo será o equilíbrio entre a pCO₂ na água e na atmosfera, sendo a perda do dióxido carbono pela água mais rápida quando há turbulência e uma renovação mais eficaz da massa de ar (Chaftez e Folk, 1984; Zhang *et al.*, 2001; Arenas-Abad *et al.*, 2010; Jones e Renaut, 2010; Auqué *et al.*, 2013 e 2014; Arenas *et al.*, 2014a). A par da renovação mais eficaz do ar, as áreas pouco profundas têm também sido referidas como favoráveis à perda de pCO₂ de toda a massa

de água (Zhang *et al.*, 2001; Arenas *et al.*, 2014a), o que pode ser considerado na área de estudo devido às sucessivas divergências dos canais e perda de caudal entre os canais.

A grande variabilidade da deposição foi também reconhecida noutros trabalhos, que para além da turbulência referem a velocidade da água como um fator importante diretamente proporcional à velocidade de precipitação dos carbonatos (Vázquez-Urbez *et al.*, 2010; Auqué *et al.*, 2013 e 2014; Arenas *et al.*, 2014). Contudo, é necessário ter em conta que sob algumas condições de fluxo rápido, tais como episódios de precipitação elevada, a erosão pode comprometer a precipitação dos carbonatos nestas áreas.

As algas filamentosas identificadas na rib.^a das Mercês e rib.^o do Cerro de Legra são também indicadores que refletem a velocidade de precipitação dos tufos calcários, uma vez que quando esta é intensa, alguns setores podem estar além dos limites de tolerância desta espécie e inviabilizam o seu desenvolvimento (provavelmente porque a velocidade de acumulação ultrapassa a de desenvolvimento ou por a limitação é química).

6.2.3.2. Contato com rochas evaporíticas e troca do ião comum

A troca do ião comum⁹⁷ poderá ser também um dos processos envolvidos na precipitação dos tufos calcários, onde a de adição águas salobras ou gipsíferas pode contribuir para a saturação de águas que se encontram próximas do ponto de saturação ou aumenta a velocidade de precipitação em águas sobressaturadas em calcite. Ford e Williams (2007) e Jin *et al.* (2010) referiram que a diminuição da solubilidade e precipitação de carbonatos (e outros elementos-traço associados) pode ser induzida pela troca do ião comum, após a mistura de cursos de água carbonatados com cursos de água gipsíferos ou enriquecidos em magnésio. Segundo Jin *et al.* (2010), a cinética pela perda de CO₂ e pela troca do ião comum processa-se, aparentemente, com a mesma magnitude. Pentecost (2005) considera a troca do ião comum como um processo que atua na formação de depósitos subaéreos (tufos calcários e travertinos) e hipogeus.

No contexto da bacia sedimentar mesozóica do Algarve, os evaporitos sedimentaram durante os estádios iniciais de distensão e fragmentação da Pangea, o que coloca estes materiais numa posição estratigráfica que serve de base às bacias sedimentares mesozóicas. Estes afloram diretamente nas áreas de contato entre os materiais do Jurássico Inferior e do Triásico não evaporíticos, por vezes com exurgências incrustantes próximas (v. g. a presença de gesso fibroso junto da mina de água de Bengado), ou enquanto substrato impermeável em áreas de

⁹⁷ A adição de aniões a uma solução saturada em bicarbonato de cálcio, irá diminuir a solubilidade da calcite e criar um fator de stress num sistema em equilíbrio (Benfield e Morgan, 1999). A adição de um sal a uma solução saturada em bicarbonato de cálcio, o carbonato de cálcio irá precipitar até que o produto tenha um valor igual à constante de solubilidade deste (*op. cit.*).

espessura mais reduzida (v. g. subbacias hidrogeológicas de Rocha-Almargens, de Querença, de Salir e de Alte).

O caráter dúctil destes materiais permitiu a sua deformação halocinética em vários pontos, o que provavelmente permite o contacto dos aquíferos com estas formações salíferas (v. g. Loulé, Areeiro, Goldra-Gorjões e Machados), como será o caso dos afloramentos de tufo calcário de Loulé, São Lourenço e Alface, por exemplo (Mapa 4.7, pág. 158).

Os resultados hidroquímicos obtidos por van Beers (1980) apontam para uma condutividade elétrica muito elevada nas áreas de São Romão (a sul de Campina de Galegos) e Mesquita (a sudoeste de Bengado). O autor indica que estes valores são proporcionados por níveis de SO_4 mais elevados nestas áreas devido ao contato com gesso, mesmo quando comparado com os valores de áreas adjacentes. No caso de São Romão, o contato com as formações evaporíticas ocorre no centro do anticlinal E-W, cujo alinhamento de relevos se prolonga para oeste na área de recarga localizada em Cabeça Gorda-Rocha, o que sugere o contato das águas do aquífero com estas formações. Este contato poderá influenciar a capacidade incrustante das águas associadas a este aquífero, onde se inserem por exemplo, as exurgências Olho de Paris e Olho da Várzea, a norte, e o Olho de Água, a sul. Carreira (1989) *cit.* L. Ribeiro *et al.* (1998) e ARH Algarve (2012b) referem também que a dissolução de rochas evaporíticas em profundidade pode estar na origem da presença de alguns resultados com níveis elevados de cloretos nos aquíferos da área de estudo

Pelo contrário, em áreas onde o contacto não é esperado ou conhecido, as exurgências podem não apresentar aptidão para a precipitação de carbonato de cálcio. Nesta situação, conhecem-se as exurgências da Quinta do Morgado e da Fábrica de Cerâmica da Tôr (não incrustantes) e as da bacia hidrogeológica Cabeça Gorda-Rocha (incrustantes), que drenam calcários do Oxfordiano-Kimeridgiano, do Kimeridgiano e do Kimeridgiano-Titoniano.

As exurgências localizadas nos aquíferos litorais semi-confinados (Fonte Santa e exurgência do Poço Quebrado de Escanchinas), onde as bacias meso-cenozóicas apresentam maior espessura e sem contacto conhecido com as formações evaporíticas, não são incrustantes. No entanto, são alimentadas por litologias dos relevos do Jurássico Superior localizados a norte, por vezes através do transvase de outras áreas onde as águas são incrustantes.

A formação de tufos calcários no Algarve surge assim numa situação diferente do caso de estudo apresentado por Jin *et al.* (2010), onde era referida a mistura de águas à superfície. A pressão elevada existente no interior do aquífero poderá condicionar a troca do ião comum devido à incapacidade de libertação do dióxido de carbono (CO_2) ligado ao bicarbonato de

cálcio ($\text{Ca}(\text{HCO}_3)_2$), o que pode retardar o processo para áreas de pressão reduzida junto à superfície ou após a exurgência da água.

A precipitação do carbonato de cálcio poderá assim ser acelerada por processos resultantes da perda de CO_2 através da adição e/ou troca do ião comum com rochas evaporíticas de maior solubilidade (NaCl ou $\text{Ca}(\text{SO}_4) \cdot 2\text{H}_2\text{O}$) em alguns dos aquíferos conhecidos. A adição e troca do ião comum pode assim contribuir para a saturação precoce com a instalação de condições climáticas favoráveis à formação de tufos calcários ou para níveis de sobressaturação da solução mais elevados durante estes períodos.

A mistura de águas gipsíferas foi confirmada no caso de São Romão através da presença de SO_4 . Contudo, a carência de informação relativa a outras exurgências na área de estudo não permite a confirmação desde contato em profundidade, o que poderá vir a ser colmatado com a caracterização hidroquímica das águas das exurgências e de elementos-traço nos depósitos de tufo calcário antigos onde se assume a possibilidade de contato do aquífero com rochas evaporíticas.

6.2.4. Carsificação dos tufos calcários

À semelhança da dissolução de outras rochas carbonatadas, também os tufos calcários são meteorizados por processos de dissolução, que ocorre preferencialmente ao longo dos seus planos de fragilidade, mais suscetíveis à dissolução, e pelo alargamento das descontinuidades e/ou porosidade já existentes.

Os lapiás em fenda estão tradicionalmente desenvolvidos ao longo das juntas de estratificação, reconheceram-se nos tufos calcários ao longo das descontinuidades de desenvolvimento das fácies laminadas (Fotografia 6.7, p. 258). Esta evolução pode dever-se à natureza intrínseca das bandas sazonais ou mesmo à diferenciação interanual das bandas, mais ou menos suscetíveis à meteorização.

A existência de uma estrutura muito porosa, por vezes caótica, associada a macrófitas em posição de vida e a fitoclastos pode também proporcionar o desenvolvimento de canais de dissolução preferencial. Em função da posição dos fitoclastos, pode dar origem a lapiás alveolares e cavernosos e a pias de dissolução.

Relativamente à carsificação à escala do afloramento, podem-se formar pequenos campos de lapiás, como por exemplo no sector antigo do afloramento do Olho de Paris.

Também em Olho de Paris, a perda total de alguns cursos de água da plataforma poderá estar relacionada com a carsificação em profundidade do afloramento fóssil ou mesmo do afloramento mais recente. Esta carsificação estará associada a períodos pouco favoráveis à

formação de tufos calcários em que as águas são mais agressivas, à dissolução direta pela água meteórica e ao escoamento superficial ou à absorção de CO₂ produzido no solo associado aos períodos de estabilidade.

A superfície mais elevada de Alface apresenta também vestígios de processos de carsificação, nomeadamente bolsas de *terra rossa* no seio dos tufos calcários.

6.2.5. Proposta de evolução dos tufos calcários durante o glaciador final e Holocénico

O último período glaciador (MIS 2-4/Würm) esteve geralmente associado ao desmantelamento e incisão fluvial na maior parte dos afloramentos de tufo calcário da Península Ibérica, e conhecem-se poucas referências tufos calcários formados durante os estádios MIS 2-4 e MIS 6. As referências conhecidas localizam-se na fachada da costa mediterrânea (Cruz-Sanjulian, 1981; Lozano *et al.*, 2012), no Alto Guadiana (Ordóñez *et al.*, 2005) nas cordilheiras dos Pirenéus e dos Cantábricos (Amuchastegui e Cañadas, 2013; Pellicer *et al.*, 2014).

O clima frio e árido, característico do último período glaciador, é desfavorável ao desenvolvimento de vegetação e solos e à formação de tufos calcários que, a par de uma forte incisão fluvial, deverá ter levado à erosão quase total (ou total) dos afloramentos de tufo calcário de fundo de vale relativos ao interestádio anterior (MIS 5).

Após o último máximo glaciador, o aquecimento climático e o aumento de humidade criaram condições favoráveis à formação de tufos calcários. A transição MIS 2-1 e as condições climáticas características do D-O 1 (*Interestádio Bølling-Allerød*) estiveram associadas à formação de tufos calcários na Península Ibérica, nomeadamente no flanco norte da Cordilheira Bética e Montes de Toledo (Martín-Algarra *et al.*, 2003; Ordóñez *et al.*, 2005), na cordilheira Ibérica (Valero-Garcés *et al.*, 2008; Ortiz *et al.*, 2009) e na costa mediterrânea (Delannoy *et al.*, 1993).

Os períodos Boreal e Atlântico, que se seguiram ao Dryas Recente, são geralmente considerados como os períodos mais favoráveis à formação dos tufos calcários após o pleniglaciador do último ciclo glaciador, nomeadamente entre aproximadamente 10-6 ka BP e 4-2 ka BP em função da distribuição e características dos afloramentos estudados (*v. g.* Sancho *et al.* (1997) *cit.* Ordóñez *et al.* (2005), Taylor *et al.* (1998), Valero-Garcés *et al.* (2008), Arenas *et al.* (2010b, 2011), Lozano *et al.* (2012) e Rico-Herrero *et al.* (2013)).

Após este período são frequentemente descritos depósitos de períodos predominantemente detriticos e com incisão (Valero-Garcés *et al.*, 2008; Lozano *et al.*, 2012) ou com uma forte diminuição na velocidade de precipitação dos tufos calcários em tufos calcários distribuídos em grande parte da península (Ordóñez *et al.*, 2005; Domínguez-Villar *et al.*, 2012).

Os afloramentos de tufo calcário desenvolvidos no Algarve Central encontram-se sobretudo no fundo dos vales atuais e, em alguns dos quais onde é possível fazer a reconstituição da sua evolução paleoambiental. Os afloramentos localizados nos afluentes da rib.^a das Mercês e na rib.^a de São Lourenço apresentam dois períodos de acumulação preferencial de carbonato de cálcio com expressão na paisagem.

A primeira geração de tufos calcários que se localizam numa posição elevada em relação à paisagem atual é provavelmente holocénica e, tanto em Porto Nobre como em Olho de Paris, apresentam sinais claros de dissolução. Ao inferir os tufos calcários existentes no fundo dos vales atuais ao período tardiglacial e Holocénico, estes tufos calcários podem representar o interestádio (D-O1), período húmido e temperado no sudoeste da Península Ibérica (v. g. Pons e Reille (1988), Santos e Sánchez Goñi (2003) e Fletcher *et al.* (2007)).

Como foi sugerido por Dramis *et al.* (1999) para o declínio da formação de tufos calcários na Itália, as condições favoráveis à formação de tufos calcários podem ter sido reforçadas no fim do MIS 2 e início do Holocénico devido ao contraste térmico entre o interior dos maciços cársicos e atmosfera. Segundo esta proposta, a amplitude térmica é provocada pelo aquecimento lento do maciço calcário face à atmosfera, o que leva à redução da solubilidade do CO₂ na água após a sua exsurgência.

A instalação de um período mais ou menos longo de condições desfavoráveis à formação de tufos calcários terá levado ao entalhe dos cursos de águas e ao desmantelamento progressivo dos depósitos acumulados durante o interestádio anterior. Na rib.^a de São Lourenço, este período é representado pela acumulação de clastos de grandes dimensões sobre a primeira geração de tufos holocénicos. Provavelmente este período corresponde ao Dryas Recente, subestádio árido e caracterizado por um forte arrefecimento (Carrión e van Geel, 1999; Carrión *et al.*, 2010). A incisão profunda dos tufos calcários e do vale a norte de Campina de Galegos durante este período, pode ter estado na origem do aprofundamento do nível freático na superfície cársica de Campina de Galegos-Almargens, o que proporcionou a degradação definitiva desta superfície.

O início do Holocénico fez-se representar pelo aquecimento e aumento da precipitação, com máximos durante a fase climática atlântica (Pons e Reille, 1988; Santos e Sánchez Goñi, 2003; Fletcher *et al.*, 2007; Queiroz, 2011; Marcott *et al.*, 2014). Este período deverá estar na origem dos maiores e mais espessos afloramentos de tufo calcário holocénicos, provavelmente aqueles que têm maior expressão geomorfológica no relevo do Algarve.

As fases climáticas subboreal e subatlântica (após ~5000 *cal.* BP) registam uma mudança para um regime climático geralmente mais seco, com vários episódios de aridez elevada, e com

tendência para a diminuição da temperatura (Santos e Sánchez Goñi, 2003; Fletcher *et al.*, 2007; Jiménez-Moreno *et al.*, 2013; Marcott *et al.*, 2013) e quatro longos períodos de aridificação (Jalut *et al.* (2000) *cit.* Carrión *et al.* (2010)). A mudança climática foi acompanhada por uma maior pressão humana sobre os ecossistemas, que conduziu à degradação da vegetação e dos solos e à exploração dos recursos hídricos (Fletcher *et al.*, 2007; Schneider *et al.*, 2010). A relação entre a diminuição da velocidade de acumulação de tufos calcários e o predomínio dos depósitos detríticos e incisão fluvial com as atividades humanas já aplicada a outros locais (v. g. Vadour (1986, 1994), Soligo *et al.* (2002), Carthew e Drysdale (2003) e Nicod (2010)).

A redução da produção de CO₂ orgânico, por sua vez, conduziu à diminuição da dissolução e atenuação das diferenças de pCO₂ da água e da atmosfera após a exurgência, e assim da velocidade de acumulação dos tufos calcários. Este período deverá ter representado uma diminuição das condições ótimas para a formação de tufos calcários, que poderá ter culminado na fase incisão evidente nos afloramentos de tufos calcários atuais.

Atualmente é possível reconhecer a acumulação de tufos calcários, por vezes intensa, nos afloramentos de tufo calcário do Algarve Central. Atribuem-se duas hipóteses para a confrontação do antagonismo de uma velocidade de acumulação de tufos calcários rápida em canais encaixados: por um lado a acumulação de carbonatos poderá ser incipiente para a existência de progradação/acrecção; por outro assume-se a recuperação recente de condições de acumulação ótimas.

A acumulação incipiente dos carbonatos indicará desta forma que, apesar de uma precipitação intensa, esta não terá expressão suficiente devido ao caráter periódico das exurgências, por vezes inativas durante períodos de seca prolongada, e aos episódios de chuva torrencial. Ambos os fatores terão um efeito cumulativo no sentido da incisão dos depósitos, onde o balanço erosivo predomina sobre o volume de carbonato de cálcio precipitado. Da mesma forma, o caráter localizado da acumulação dos tufos calcários, juntamente com pequenas oscilações espaciais no ponto ótimo de sedimentação devido a variações da temperatura ou das características hidroquímicas, contribuem para a degradação nas restantes áreas.

Por outro lado, pode ser sugerida a recuperação recente da aptidão incrustante dos cursos de água. A Ibéria mediterrânica foi exposta a várias fases de aridificação recentes mais ou menos prolongadas⁹⁸ que, a par da Pequena Idade do Gelo, se assume terem construído para a

⁹⁸ Os episódios de aridificação pós-Atlânticos terão ocorrido em aproximadamente 5300-4200, 4300-3400, 2850-1730 e 1300-750 cal. BP (segundo Jalut *et al.* (2000) *cit.* Carrión *et al.* (2010)); em aproximadamente 4800, 3100 e 1700 cal. BP (segundo Fletcher *et al.*, 2007); em aproximadamente 5200, 4000, 1620 e 300 BP (segundo

interrupção ou abrandamento da acumulação dos tufos calcários e sucessiva incisão dos cursos de água. A recuperação dos episódios de aridificação e das condições frias recentes, juntamente com as melhores condições edáficas consequentes do abandono agro-silvo-pastoril nas últimas décadas, podem contribuir para que as condições de acumulação de tufos calcários não sejam suficientemente longas para que predomine a colmatação dos vales.

6.3. Classificação morfoambiental dos tufos calcários

A morfologia e associação de fácies dos tufos calcários reflete o tipo de ambiente no momento da deposição, cujos principais agentes são o declive e a morfologia geral (v. g. Viles *et al.*, 2007; Jones e Renaut, 2010), bem como a relação entre a exurgência e a influência fluvial (v. g. Jones e Renaut, 2010) e o tipo de clima associado (Pedley *et al.*, 1996; Carthew *et al.*, 2003 e 2006; Vázquez-Urbez *et al.*, 2012; Arenas *et al.*, 2014b) (Figura 6.9).

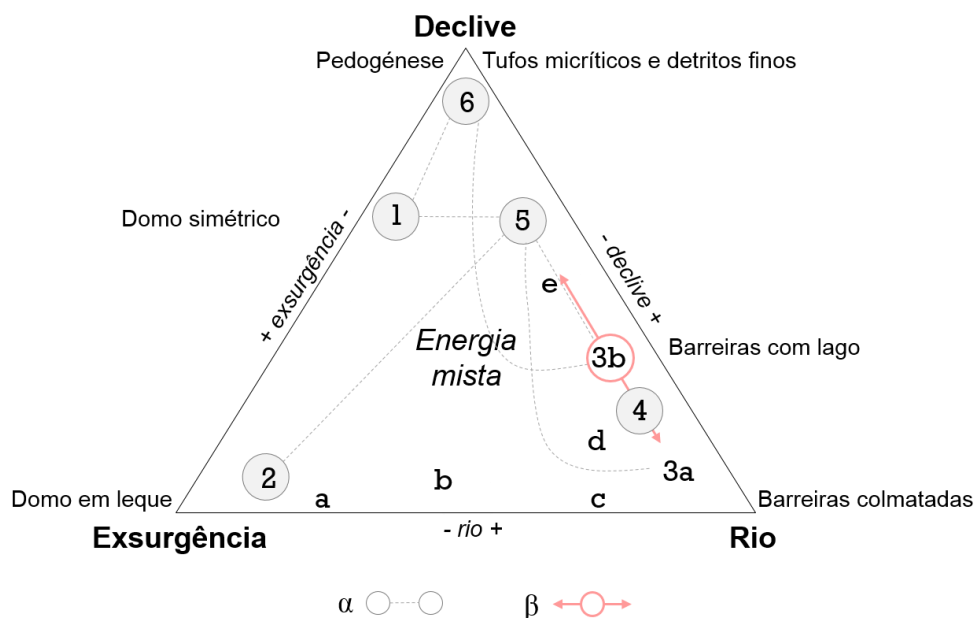


Figura 6.9 – Classificação morfoambiental dos modelos de deposição de tufo calcário determinada pelo predomínio relativo entre a exurgência, o rio e o declive. *Legenda:* 1 – domo fitoconstruído; 2 – curso de água suspenso; 3a – fluvial de barreira fitoconstruída (de índole morfoestrutural); 3b – fluvial de barreira fitoconstruída (de índole morfoclimática); 4 – fluvial de barragem fitoconstruída; 5 – fluvial de planície aluvial; 6 – palustre; a – Olho de Paris; b – rib.º de Alface (moderno); c – rib.º do Cadoiço (moderno); d – rib.º de São Lourenço; e – Alface; α – justaposição de modelos; β – influência morfoclimática.

O declive elevado tem vindo a ser apontado como um fator determinante para o tipo de deposição dos tufos calcários, onde se enquadram os modelos de curso de água suspenso (v. g. Pedley, 1990 e 2009; Pedley *et al.*, 2003; Hoffmann, 2005) e fluvial de barreira fitoconstruída (Vázquez-Urbez *et al.*, 2012; Arenas *et al.*, 2014b).

Santos e Sánchez Goñi (2003)); e em aproximadamente 3800-3100 e 1850-650 cal. BP (Jiménez-Moreno *et al.* (2013)).

Os tufos calcários de curso de água suspenso (ou de nascente), caracterizam-se por um predomínio da descarga do aquífero sobre o escoamento superficial da bacia a montante e a precipitação direta (Jones e Renaut, 2010). Este modelo tem vindo a ser dividido em setor proximal e distal (*e. g.* Ford e Pedley, 1996; Pedley *et al.*, 2003; Pedley, 2009), contudo devido às diferenças ambientais no setor proximal, propõe-se a sua divisão entre setor proximal e setor de barreira fitoconstruída.

Segundo esta divisão, o setor da barreira fitoconstruída é o ambiente dinamizador da morfologia deste sistema.

A descida pode ser feita em escadaria, em que cascatas até três metros são intercaladas por canais horizontais, com pequenos charcos onde se acumulam tufos calcários micríticos, intraclastos de fitófitas e oncólitos. Os canais menos profundos e de fluxo contínuo são atapetados por fácies de tufo calcário laminado, associado a algas e/ou bactérias, pontualmente com moldes de macrófitas em posição de vida ou fitoclastos.

Por outro lado, a paisagem pode ser dominada por uma cascata subvertical (que passa os 15 m de altura no Olho de Paris), dominando aqui as fácies laminadas, juntamente com cortinas de algas e macrófitas penduradas e de cavidades formadas na retaguarda das cortinas.

A subida da barreira proporciona a formação de uma plataforma subhorizontal a montante, o setor proximal. A associação de fácies deste setor é característica do modelo de planície aluvial, onde há formação de tufo calcário de fácies micrítica a microdetrítica, com moldes de macrófitas, mas também de algas filamentosas, montículos de briófitas ao longo dos canais e moldes de macrófitas em posição de vida, fitoclastos e intraclastos. Nas áreas intercanais há pedogénese, cujos vestígios se encontram intercalados entre os níveis de tufo calcário.

Na transição entre o setor proximal e a barreira, a precipitação de tufo calcário é mais rápida que no setor proximal, o que resulta em moldes melhor consolidados e com mais componente carbonatada que os tufos calcários micríticos. A barreira fitoconstruída corresponde a um ambiente de energia elevada onde a deposição dos tufos calcários é rápida, dominada por fácies laminadas associadas a briófitas e a algas e bactérias em camadas anuais, juntamente como moldes de fitófitas com origem em diferentes contextos.

O principal afloramento com estas características está associado ao Olho de Paris, cuja plataforma apresenta cascalheiras importantes, mesmo junto da barreira fitoconstruída. Estas cascalheiras representam episódios de precipitação intensa características do clima mediterrâneo, mas também um incremento da influência fluvial sobre os depósitos encontrados.

Os modelos de curso de água suspenso e fluvial de barreira representam uma mudança contínua e sem uma fronteira rígida, em que a abertura do sistema ao escoamento superficial

concentrado é gradual. Em função da abertura do sistema à influência da energia hidráulica fluvial, os materiais clásticos alóctones podem estar intercalados nos depósitos do setor proximal, e mesmo de barreira.

Apesar de ser um sistema de curso de água suspenso relativamente bem caracterizado, os depósitos de tufos calcários associados ao Olho de Paris (tanto o atual como o antigo), apresentam cascalheiras à superfície, que têm origem em episódios de energia elevada. Estes são apenas reflexo de alguma abertura do sistema que, no entanto, é dominado pela exurgência e lhe confere um perfil em cunha e uma planta em leque.

Para além deste afloramento, conhece-se também o afloramento de Porto Nobre, que apesar de ser atravessados por um curso de água que drena uma área maior, as marcas deste sobre o afloramento não passam da incisão fluvial. O afloramento apresenta apenas o setor de barreira fitoconstruída, todo ele subvertical.

Dos afloramentos que se podem enquadrar no sistema de curso de água suspenso, o da rib.^a de Alface é o único que apresentam setor distal, ainda que neste caso a influência fluvial seja relativamente importante. Este setor é caracterizado por canais entrançados incrustantes numa área de declive reduzido, onde predominam fácies laminadas associadas a algas e bactérias e moldes de macrófitas em posição de vida. Em áreas intercanal acumulam-se cascalheiras, onde os intraclastos de tufo calcário e materiais clásticos são comuns.

Os modelos fluviais de barreira diferem do modelo de curso de água suspenso pela abertura do sistema aos fatores alóctones, nomeadamente o escoamento superficial concentrado e à precipitação. Morfológicamente, caracterizam-se por uma sequência de barreiras fitoconstruídas que dão origem a uma plataforma aplanada a montante onde se acumulam os depósitos fluviais de fluxo lento.

O afloramento mais recente da rib.^a de Alface representa um sistema de transição entre o curso de água suspenso e o fluvial de barreira, cuja maior barreira se localiza a jusante do Lavadouro de Alface, com a respetiva plataforma a montante. A componente fluvial é representada por tufos calcários dominados por fácies laminadas associadas a briófitas pouco espessas intercaladas por cascalheiras no curso de água entre Bordeira e Alface.

Mediante as condições locais, uma acreção/progradação mais rápida da barreira que a velocidade de colmatção a montante e leva à formação de um lago, que pode ser consequência de um declive reduzido e de barreiras com maior distância entre si (Vázquez-Urbez *et al.*, 2012) e/ou de um vale encaixado onde a velocidade de acreção na barreira é mais rápida.

Segundo Vázquez-Urbez *et al.* (2012) e Arenas *et al.* (2014b) os modelos de barreira fitoconstruída e o de barragem estão inseridos num *continuum*, no qual a diminuição do declive

do perfil longitudinal dos cursos de água está relacionado com o tamanho crescente da área da albufeira. Pentecost (2005) referiu também que barragens de grandes dimensões raramente são encontradas em declives superiores a 25 °, e com um declive mais elevado no perfil longitudinal, as barragens tornam-se mais altas e o intervalo entre elas é mais curto. Para o desenvolvimento dos lagos, será desta forma necessário que a velocidade de acreção e/ou progradação seja superior à de colmatação da bacia formada a montante.

Ao considerar cursos de água com condições incrustantes, mas de declives reduzidos e sem pontos de turbulência elevada, deixa de haver arcos onde a acreção é suficientemente rápida para erguer barreiras fitoconstruídas na planície aluvial. Sob estas condições, os processos de divergência dos canais são frequentes devido à sua profundidade reduzida e à acumulação de tufos calcários no seu interior. Desta forma, os canais entrançados na planície aluvial formam lentes de tufo calcário canaliformes, intercaladas por processos edáficos nos interflúvios, e formados em períodos de maior estabilidade.

Os principais tipos de fácies que ocorrem nestes ambientes são lentes de tufo calcário laminado, provavelmente associados a algas e/ou a bactérias e tufo calcário microdetritico abundante, resultante da quebra das incrustações friáveis que ocorrem sobre as macrófitas nestes canais de energia muito variável. Da mesma forma, a inundação periódica, leva à acumulação de cascalheiras, tanto nos canais como nos interflúvios, frequentemente com intraclastos de tufo calcário.

Na área de estudo, o afloramento melhor caracterizado é o do nível fluvial mais elevado do rio Seco, em Alface (E_{RS+70}). A influência fluvial carbonatada é mais vincada no topo do setor nordeste do afloramento, aproximadamente ao mesmo nível que as margas provavelmente lacustres. A acumulação destas margas pode estar associada à existência de partes mais profundas do leito, com origem hidrodinâmica, ou à formação de uma barreira fitoconstruída, mesmo que de pequenas dimensões, que permita a formação de um lago e a acumulação de lamas carbonatadas neste ambiente de energia mais reduzida.

A diminuição gradual do declive leva a uma influência fluvial cada vez mais residual sobre os processos edáficos e de acumulação de matéria orgânica, sendo a velocidade de precipitação de carbonato de cálcio igualmente lenta. Neste tipo de ambiente palustre predominam os tufos calcários microdetriticos, com alguns moldes de vegetação em posição de vida, intercalados por lentes de matéria orgânica e processos edáficos hidromórficos ou cascalheiras consequentes dos episódios de cheia.

Exsurgências artesianas incrustantes em áreas de declive baixo podem dar origem à formação de uma coroa de tufo calcário fitoconstruído em volta da mesma e por vezes com um

charco no centro, o que dá origem à formação de um domo fitoconstruído simétrico (Keppel *et al.*, 2011 e 2012; Pellicer *et al.*, 2014). Este modelo terá, desta forma, origem numa área pantanosa ou de planície aluvial e o declive é criado pela acumulação dos carbonatos em camadas fitoconstruídas convexas para cima e a exsurgência rodeada de vegetação e sedimentos finos (Clarke e Bourke, 2011; Keppel *et al.*, 2011, 2012; Pellicer *et al.*, 2014).

As associações de fácies e as características dos afloramentos adquirem diferentes proporções ou tipos de fácies individualizadoras em função das condições subambientais locais (*v. g.* clima, morfologia fluvial, litologia da bacia, tectónica). Por exemplo, Carthew *et al.* (2006) referem condições climáticas como condições de controlo a média escala, referindo a frequência e magnitude das inundações, geologia da bacia, fornecimento sedimentar, a vegetação, hidroquímica e taxas de evaporação.

Os modelos de barreira encontram-se melhor diferenciados nesse aspeto pela relevância dada, conhecendo-se trabalhos comparativos entre os climas temperados mediterrâneo e oceânico de estação fria, árido e quente de monção.

A montante destas barreiras dominam associações de fácies e morfologias características de tufos calcários lacustres de profundidade variável, com desenvolvimento de fácies laminadas associadas a algas e/ou bactérias mamelonadas. No centro do lago acumulam-se lamas carbonatadas com bandas enriquecidas em matéria orgânica, sendo as últimas pouco comuns em clima mediterrâneo como nas Lagunas de Ruidera (Pedley *et al.*, 1996).

Pedley *et al.* (1996) relacionam a grande espessura de depósitos ricos em matéria orgânica pretos a castanho-escuros com o tipo de clima britânico. Estes representam o centro de lagos provavelmente pouco profundos, que viabilizam também a variabilidade entre depósitos ricos em matéria orgânica e depósitos de lamas carbonatadas (*op. cit.*). Dada a sua profundidade reduzida, os lagos acabam por ser preenchidos pelos depósitos quando a velocidade de colmatação supera a de acreção/progradação da barreira fitoconstruída, podendo este evento estar associado às mudanças climáticas (*op. cit.*).

Também com uma forte componente morfoclimática, Viles *et al.* (2007) e *al.* (2010) descreveram tufos calcários de ambiente árido de montanha em cursos de água efémeros e de vales estreitos, nas montanhas Naukluft (Namíbia). Neste sistema de tufo calcário de barreira fitoconstruída, os autores referem a capacidade abrasiva e incisiva dos cursos de água, em episódios de precipitação elevadas, e de deposição em períodos de precipitação moderada. Estas características resultam numa colmatação rápida do setor plano, sendo as próprias fácies laminadas associadas a briófitas intercalada por cascalheiras heterométricas cimentadas.

A diminuição do declive e um vale mais largo associado a um tipo de clima mediterrâneo promove uma acreção mais lenta da barreira fitoconstruída, permitindo a colmatação a montante e inviabilizando a formação de um lago. A associação de fácies a montante é desta forma característica de um modelo de planície aluvial com setores palustres ou mesmo com pequenos charcos, à semelhança dos tufos calcários da rib.^a da Asseca no Algarve.

Síntese

O Algarve apresenta domínios geomorfológicos distintos, e a distribuição dos terrenos holocársicos, merocársicos e de litologias não carsificáveis é facilmente reconhecida.

A descontinuidade temporal na formação dos tufos calcários é marcada por períodos de erosão e de incisão fluvial que se refletem no tipo de fácies e em descontinuidades erosivas e períodos em que a acumulação de tufo dá lugar à pedogénese e sedimentação detrítica. Estas interrupções no processo de precipitação de carbonato de cálcio podem ser reflexo das mudanças climáticas, em que deixam de existir condições ambientais para a formação de tufo calcário e há um período de ajustamento da rede de drenagem, ou podem estar associados à migração dos canais fluviais durante períodos de tempo relativamente longos.

A diminuição da $p\text{CO}_2$ é igualmente importante na velocidade de acumulação de tufo calcário, diminuição esta que pode ter origem orgânica ou inorgânica. A desgaseificação físico-química tem vindo a ser apontada como a mais importante, através de mecanismos de compensação que levam ao ajustamento da $p\text{CO}_2$ entre a água e a atmosfera. Nas experiências efetuadas, a turbulência e velocidade da água são o principal fator com expressão espacial na velocidade de acumulação do tufo calcário, sendo mais elevada em locais de cascata (crescente na direção da base desta em condições semelhantes) e sectores em que o leito é mais rugoso (casalheiras mais grosseiras ou afloramento rochoso).

O regime climático tipicamente mediterrâneo que caracteriza o Algarve reflete-se numa evolução vincadamente sazonal e mesmo episódica, tanto na acumulação de carbonato de cálcio como na sua erosão. Se durante o Verão, a acumulação de tufo calcário é interrompida pela estiagem e pela perda de caudal das exurgências, por outro, os períodos de chuva intensa, em especial o carácter torrencial de alguns episódios de precipitação, podem ser fatores de erosão dos afloramentos. A formação dos tufos calcários sob as condições climáticas atuais será assim favorecida ao final do Inverno e na Primavera, enquanto as exurgências estão ativas e, em especial, nos períodos mais quentes.

Durante os períodos de precipitação contínua de carbonato de cálcio, os efeitos da sazonalidade também se fazem notar. A acumulação sob condições associadas a temperaturas elevadas e céu predominantemente limpo é mais intensa e o precipitado mais poroso e friável, enquanto com um estado do tempo frio e céu predominantemente nublado a precipitação é mais lenta e o precipitado mais compacto e endurecido.

Os principais fatores nas diferenças da sedimentação devem estar relacionados com o efeito cumulativo da atividade metabólica dos micro-organismos (mais intensa com a temperatura elevada e mais radiação solar), da evaporação e da perda de CO₂ (cuja solubilidade na água é inversamente proporcional à temperatura).

Os tipos de ambiente e o contexto geomorfológico onde há formação de tufos calcários reflete-se na sua morfologia e associação de fácies. O modelo de deposição dos tufos calcários é reflexo da influência relativa dos principais agentes implicados no momento da deposição, nomeadamente a exsurgência, o declive e a influência fluvial (Figura 6.9).

A posição geomorfológica das exsurgências desempenha um papel importante nas características de sedimentação dos tufos calcários, que refletem a turbulência e a importância fluvial.

Os sistemas de curso de água suspenso têm como principais agentes modeladores a exsurgência e o declive elevado, sendo a influência fluvial reduzida a pequenos cursos de água ou mesmo inexistente (v. g. bacia hidrográfica pequena, cársica, ou com um tempo de concentração moroso).

A barreira fitoconstruída é um ambiente de energia elevada onde a deposição dos tufos calcários é mais rápida (geralmente uma área de maior turbulência), onde a progradação rápida, na qual se dá a formação da barreira. Este setor é dominado por fácies laminadas de briófitas e algas e bactérias em camadas anuais, juntamente como moldes de macrófitas com origem em diferentes contextos.

A barreira pode ser subvertical, formando cavidades ocultas pelo crescimento para baixo das briófitas e outras espécies vegetais na parte frontal da cascata, ou em escadaria, com uma sequência de cascatas mais pequenas intercaladas por plataformas subhorizontais.

A descida pode ser feita em escadaria, em que cascatas até três metros são intercaladas por canais horizontais, com pequenos charcos onde se acumulam tufos calcários microdetriticos, intraclastos de moldes de macrófitas e oncólitos. Os canais menos profundos e de fluxo contínuo são atapetados por fácies de tufo calcário laminado associado a algas e/ou bactérias, pontualmente com moldes de macrófitas em posição de vida ou de fitoclastos.

A formação de uma plataforma subhorizontal pela subida da barreira, dá origem a um tipo de associação de fácies dominada por canais entrançados de fluxo lento e caudal reduzido, o setor proximal. Nas áreas intercanais pode ocorrer há pedogénese.

Dependendo da abertura dos sistemas à influência fluvial, estes podem apresentar características que refletem este ambiente. É caso do Olho de Paris, apesar de bem caracterizado, a plataforma apresenta cascalheiras relacionadas com episódios de precipitação intensa característicos do clima mediterrâneo.

Com o aumento da influência fluvial sobre a exsurgência é acrescentada carga detrítica com origem fluvial, que se junta às condições de energia elevada relacionadas com o declive elevado e pela turbulência associada. Num sistema dominado pelo rio, a principal característica são as cascatas ou quedas de água formadas pelas barreiras fitoconstruídas, intercaladas por plataformas na retaguarda.

A associação de fácies característica da barreira fitoconstruída é semelhante ao setor de barreira do modelo de curso de água suspenso, com adaptações associadas ao regime das exsurgências. Na rib.^a do Cadoiço, onde o período de estiagem pode não levar à paragem de escoamento, há um predomínio das fácies laminadas associadas a algas e/ou bactérias e das cortinas de moldes de macrófitas na parte progradante da cascata. Devido à última característica há também acumulação de blocos de dimensões variáveis na base da cascata, produto do desabamento devido à gravidade.

A montante da barreira há formação de um setor aplanado que pode ser relativamente curto. Neste espaço, há acumulação de tufo calcário microdetrítico e intraclastos, com algumas lentes mais fortemente consolidadas. Estratigraficamente, os tufos calcários podem ser intercalados por lentes de tufos calcários fitoconstruídos laminados ou de moldes de macrófitas em posição de vida ou não, ou cascalheiras cimentadas ou processos edáficos que representam a migração dos canais e/ou o seu funcionamento sazonal.

A diminuição do declive leva à perda de energia e de competência fluvial, que juntamente com as condições climáticas permite que a velocidade de acreção e/ou progradação das barreiras fitoconstruídas seja mais rápida que a velocidade de colmatação.

Assume-se também a existência de modelos de barreira fitoconstruída sem lago em condições de declive mais reduzido, cuja colmatação tem uma origem morfoclimática. O crescimento mais lento da barreira leva a que se forme um lago de profundidade reduzida ou que este seja mesmo inexistente, e a associação de fácies é assim adaptada às condições morfoclimáticas locais.

Com a diminuição para declives muito reduzidos, os tufos calcários enquadram-se no modelo de planície aluvial, onde a energia é demasiado reduzida para que exista a formação de um arco de barreira fitoconstruída com expressão geomorfológica significativa. Ao atingir declives próximos de zero, potencia-se uma diminuição crescente da influência fluvial, e passam a predominar processos palustres.

Em situação de predomínio da exsurgência sobre a hidráulica fluvial, mas com declives reduzidos, dará origem ao modelo de domo fitoconstruído. Ao implicar a existência de uma exsurgência em áreas com declives reduzidos que permitam o predomínio da exsurgência, estas deverão desta forma estar associadas a exsurgências artesianas.

Por vezes é possível identificar períodos onde a estabilidade na acumulação de materiais de tufos calcários ou detríticos, aos quais estão associados processos pedogenéticos facilmente reconhecidos. Estes períodos podem estar relacionados com a migração dos canais na planície aluvial ou plataforma de tufos calcários, ou dever-se a fatores alóctones que interrompem a acumulação de tufo calcário.

O desenvolvimento do coberto vegetal após a acumulação do tufo calcário dá início a formação do Horizonte A, mais enriquecido em matéria orgânica. Este horizontes são seguidos de uma camada de alteração que afeta o substrato, podendo evoluir no sentido da carsificação, e da pedogénese com o solo enriquecido em óxidos de ferro (*terra rossa*).

O caráter sazonal do clima mediterrâneo, com uma estação seca prolongada e relativamente intensa, permite a formação de calcretos nos tipos de clima mais áridos (tanto de caráter continental como zonal). A presença destes materiais na aluvião do rio Seco indicam que o Holocénico já apresentou (ou apresenta) condições favoráveis à formação de calcretos. O processo de calcretização também já se verificou após a formação dos tufos calcários da plataforma E_{RS+70} de Alface, mas neste caso os depósitos devem corresponder a um período interglaciar anterior ao atual.

Os horizontes enriquecidos em carbonato de cálcio por iluviação (B_{Ca}), são mais comuns em tufos calcários microdetríticos, onde a percolação é facilitada e a disponibilidade de carbonato de cálcio elevada. Devido à cimentação heterogénea que caracteriza as fácies micríticas e microdetríticas, a identificação genética dos nódulos carbonatados é dificultada, sendo apenas clara no caso do calcretos beta.

As características dos tufos calcários são reflexo do tipo de ambiente e enquadramento geomorfológico da sua deposição, pelo que estes fatores são importantes ferramentas de auxílio à interpretação paleoambiental ao nível local e regional.

O afloramento de tufos calcários mais antigo deverá ser representado pelos tufos calcários da plataforma de Loulé e/ou do terraço E₊₇₀ do rio Seco. Ambos os depósitos conhecidos são representados por tufos calcários que se enquadram no modelo fluvial de planície aluvial (declive reduzido e formação de tufo lenta) ou materiais siliciclásticos, devendo representar uma plataforma.

O terraço E₊₇₀ do rio Seco deve estar relacionado com as rechãs da S150-165_{Litoral}, que se prolonga até à base da S200-220_{Loulé-Peral}. Em Loulé, a subida da segunda dá-se gradualmente a partir da cota 170 m nesta localidade e a sudeste de Goncinha, estando os depósitos supostamente Quaternários que a compõem fortemente basculados para sul. A importância de ambos os níveis e a falta de evidências da sua ocorrência em simultâneo, poderá ser indício de uma paleosuperfície, agora em escadaria.

A continuidade deste nível de estabilidade seria representada em continuidade ao longo da rib.^a de Algibre até à rib.^a das Mercês no nível S240_{Mercês}, ou este representaria um polje de bordadura cársica.

Em ambos os casos, a rib.^a das Mercês terá alimentado a bacia aquífera de Loulé-Amendoeira, no primeiro caso através de perdas no leito ou mesmo de um vale cego, a jusante do qual a ribeira só estivesse ativa em períodos de chuva intensa. No segundo caso, toda a drenagem seria subterrânea, e esta superfície corresponderia a um *polje* de bordadura cársica, à qual se segue a captura desta bacia pela rib.^a de Algibre, ao longo da depressão marginal e de áreas de fragilidade e a norte e nordeste das falhas localizadas na continuidade da falha de Machados.

Durante este período, a descarga seria feita no flanco sul da flexura de Algibre, alimentando desta forma as exurgências incrustantes na origem dos tufos calcários de Loulé e do rio Seco.

A superfície relacionada com a superfície cársica de Campina de Galegos-Almargens (à cota aproximada de 300m) também não manifesta continuidade com as restantes superfícies na área envolvente. Neste caso tem-se em consideração a sua evolução local independente das condições regionais, representando uma superfície cársica relativamente bem conservada e não basculada, cujo nível de base corresponde a um aquífero suspenso.

O remontar de cabeceiras das rib.^{as} das Mercês e de Alportel levou à incisão das litologias aquitardas, o que levou à descida do nível freático e à degradação da superfície por processos fluviais e de carsificação. A existência de um nível freático mais elevado é comprovado no valeiro a norte de Campina de Galegos, cujo curso de água com características incrustantes terá passado a aproximadamente 175 m de altitude onde existe atualmente um pequeno afloramento de tufos calcários. O processo de incisão das litologias aquitardas deverá ter tido início durante

o MIS2-4, e posteriormente durante os períodos pouco favoráveis à formação de tufos calcários do Holocénico, que se vieram a formar a uma cota cada vez mais baixa.

Os restantes afloramentos apresentam características adequadas às condições geomorfológicas atuais, que à exceção de um, correspondem aos modelos de curso de água suspenso a fluvial de barreira fitoconstruída.

Ao longo das vertentes e valeiros da margem esquerda da rib.^a das Mercês, os pontos de descarga encontram-se associados a exurgências suspensas por litologias aquitardas. Com uma drenagem superficial reduzida dos cursos de água, há um domínio da exurgência sobre o ambiente fluvial, que associado a declives elevados induz à formação de afloramentos ajustados ao modelo de curso de água suspenso. Pelo menos em parte, estas exurgências serão herdadas das condutas de drenagem associadas à S240_{Mercês}.

Os principais afloramentos (Olho de Paris e Porto Nobre) apresentam duas fases de acumulação de tufo calcário intercaladas por uma fase erosiva de idade desconhecida. A primeira fase de acumulação de tufos calcários deverá corresponder ao *Interestádio Bølling-Allerød* e a segunda fase de acumulação à recuperação com a instalação do Holocénico, após a incisão associada ao Dryas Recente. Noutros locais da Península Ibérica, grande parte dos afloramentos já estudados na Península Ibérica perderam a sua aptidão incrustante há cerca de 5000 anos atrás.

Os declives mais suaves no flanco sul da flexura de Algibre, a posição das exurgências próximo ao fundo do vale dos principais cursos de água e um regime mais regular destas, leva ao aumento da influência fluvial sobre o regime da exurgência.

Tanto os afloramentos modernos da rib.^a de Alface como do Cadoiço assentam diretamente sobre os afloramentos precedentes, formando atualmente sistemas com algum equilíbrio entre o domínio fluvial e o da exurgência para o primeiro, e de domínio fluvial no segundo. A descida da superfície de Loulé até à ETAR da cidade é feita através de vários ressaltos, o maior com uma cascata com aproximadamente 6 m de altura.

Os tufos calcários da rib.^a de São Lourenço encontram-se inseridos no primeiro terraço da ribeira, provavelmente a planície aluvial anteriormente à atividade antrópica que levou ao encaixe da mesma. Trata-se de um sistema fluvial de barreira, com cascatas de dimensões reduzidas e apresenta pelo menos três níveis de descontinuidade, um erosivo e outro de estabilidade com evolução edáfica. Os períodos de formação e de incisão fluvial deverão ser correspondentes aos identificados nos tufos calcários da rib.^a das Mercês.

Síntese e conclusões

Geomorfologia do Algarve Central

A diversidade geomorfológica do Algarve é facilmente reconhecida ao atravessar a região no sentido meridiano, distinguindo-se três unidades da paisagem distintas naquilo que diz respeito às suas características naturais e culturais. Estas unidades de paisagem (Serra algarvia, Barrocal e Litoral) apresentam diferentes características geomorfológicas, que podem apresentar alguma heterogeneidade no seu interior. No caso particular do Barrocal, estas variações estão especialmente relacionadas com a própria geometria das bacias sedimentares meso-cenozóicas, assim como com a deformação estrutural destes terrenos e o entalhe do relevo por processos fluvio-cársicos.

A elaboração de cartografia geomorfológica revelou-se determinante na inventariação e interpretação dos processos geomorfológicos da área e enquanto ferramenta de análise integrada, sobrepondo vários níveis de informação representados de forma coerente no mesmo cartograma.

O alinhamento de relevos correspondente à flexura de Algibre marca a linha divisória de águas a sul da rib.^a de Algibre, entre os tributários da rib.^a de Quarteira e do rio Gilão e as linhas de água que drenam diretamente para o mar e para a laguna da Ria Formosa. No caso da rede de drenagem da rib.^a de Quarteira e do rio Gilão, juntamente com o alinhamento de relevos Albufeira-Santo Estêvão, este relevo estrutural representa a linha de festa entre as bacias hidrológicas cuja drenagem é feita para sul, e aquelas cuja drenagem conduzida para leste ou para oeste até zonas de fragilidade que permitam a sua passagem para sul.

Estas áreas elevadas estão frequentemente talhadas em litologias carbonatadas que, devido à sua posição elevada face ao nível de base, são marcadas pela presença de lapiás, dolinas e outras formas cársicas que promovem infiltração e, assim, a recarga das subbacias hidrogeológicas associadas. Estas bacias hidrogeológicas têm alguns pontos de descarga direta (v. g. Olho de Paris, a Fonte dos Vilarinhos e o Olho de Água), mas alimentam também outros aquíferos topograficamente mais baixos através de transbordo (v. g. área de São Romão), de

redes tectono-cársicas (v. g. área de São Romão e rib.^a de São Lourenço) e de aquíferos porosos das formações de superfície (v. g. área de Loulé).

O aquífero associado às subbacias hidrogeológicas de Loulé-Almargens e às que se localizam a jusante destas (v. g. Loulé-rib.^a de São Lourenço e São Romão-Alface) são os mais importantes na formação de tufos calcários nesta área. O nível do aquífero associado à formação da superfície cársica de Campina de Galegos-Almargens está relacionado com os tufos calcários e exurgências incrustantes localizados a uma cota mais elevada na área de estudo (acima dos 270 m de altitude).

No setor ocidental (a oeste do VG Rocha), esta bacia aquífera é limitada a norte pelas litologias aquitardas da margem esquerda da rib.^a das Mercês, que promovem a existência de exurgências suspensas sobre o leito deste curso de água estruturante. Os declives elevados e as rupturas do perfil longitudinal destes cursos de água pouco importantes, levam a uma perda de pCO₂ rápida, e assim precipitação de carbonato de cálcio intensa, que está na origem da formação de tufos calcários de curso de água suspenso.

No flanco sul da flexura de Algibre, os cursos de água alimentados pelas exurgências associadas a esta bacia hidrogeológica incrustante apresentam geralmente um declive mais reduzido e com bacias hidrológicas de maior escoamento superficial (maior área das bacias representada por litologias aquitardas), o que está na origem de afloramentos com condições diferentes. As principais áreas de descarga com estas condições localizam-se em Loulé (rib.^a do Cadouço e Goncinha), na rib.^a de São Lourenço, na rib.^a de Alface e no rio Seco (junto a Machados).

A presença de exurgências incrustantes no seio de litologias aquitardas nas áreas de Bordeira, juntamente com as exurgências de Alface e a paleoexurgência de Colmeal, indica a existência de um aquífero confinado entre área a norte de Guilhim e a sul de São Romão.

Apesar da existência de exurgências importantes associadas aos aquíferos litorais e ao aquífero de Querença-Silves, geralmente estas não apresentam grande aptidão incrustante.

As exurgências incrustantes estão assim relacionadas com aquíferos que são especialmente desenvolvidos em calcários batonianos, oxfordianos-kimeridgianos e kimeridgianos e, com menor expressão quando desenvolvidos em calcários dolomíticos kimeridgianos e calcários dolomíticos e dolomitos sinemurianos-aalenianos, e excepcionalmente em margas do Aaleniano-Bajociano e calcários argilosos e margas do oxfordiano-kimeridgiano. Não foi reconhecida uma relação direta entre as litologias que servem de substrato ao aquífero e a sua aptidão incrustante, contudo, a própria geometria das bacias sedimentares é complexa, pelo que se presume o contato entre terrenos de idades diferentes em profundidade.

A superfície culminante da Serra do Caldeirão é a superfície mais elevada no Algarve Central, desenvolvida a aproximadamente 500 m de altitude e prolonga-se nos terrenos mesozoicos a sul, geralmente a cotas mais baixas. O relevo atual encontra-se talhado em terrenos inseridos nos antigos domínios desta superfície ou contíguos, agrupados em 6 grupos de níveis aplanados atualmente acima da cota 60 m.

Foi possível reconhecer processos com diferentes origens, tais como tectónicos, estruturais, fluviais ou cárnicos, intimamente relacionados com a geomorfologia do território. A erosão diferencial esteve na origem da formação da Depressão Marginal que condiciona a organização da rede de drenagem ao longo de zonas de fragilidade. Ao longo da rib.^a das Mercês, é possível reconhecer uma paleosuperfície, cuja origem estará relacionada com processos cárnicos de dissolução até ao nível do aquífero que poderá ter existido até ao último período glacial (Quadro 7.1). Esta superfície poderá representar o fundo de um polje de bordadura cárnica com a drenagem através de *ponors*, ou um antigo leito da ribeira acima do atual, com algumas áreas onde o caudal se infiltrava e alimentava um aquífero cuja principal área de descarga se localizaria a norte de Loulé.

A norte da flexura de Algibre, esta superfície poderá corresponder à plataforma da Superfície Intermédia na área de Loulé, superfície esta que atualmente com uma espessura de ~30 m de formações detríticas com episódios de acumulação de carbonatos eluviais, acumulados sobre os evaporitos da mina de Loulé. A acumulação de tufos calcários e outras formações detríticas mantém-se até à atualidade, apesar de esta superfície já se encontrar degradada a sul de Loulé.

A reconstituição desta paleosuperfície da rib.^a das Mercês para leste sugere a sua ligação com a superfície cárnica de Campina de Galegos-Almargens, cuja evolução se prolongou por mais tempo devido à manutenção de um aquífero suspenso.

A captura da rib.^a das Mercês pela rib.^a de Algibre, ou simplesmente o entalhe desta, levou à incisão da rib.^a das Mercês ao longo da depressão marginal ou ao longo de outros corredores fragilizados pela tectónica. A formação dos tufos calcários ao longo da rib.^a das Mercês é assim contemporânea do dismantelamento desta superfície que, mantendo-se numa posição elevada em algumas áreas, dá origem a ruturas de declive que promovem o desenvolvimento de tufos calcários de curso de água suspenso (Olho de Paris e Porto Nobre).

Clima	Aspectos geomorfológicos relevantes		Período proposto
	Geomorfologia	Morfogénese	
Quente e húmido (períodos secos)	Superfície da rib.ª das Mercês (SM)	<ul style="list-style-type: none"> - Vale da rib.ª de Algibre elevado vs. Polje das Mercês (ambos os modelos com <i>ponor</i> nas áreas cársicas); - Superfície cársica de Campina de Galegos-Almargens (SCCG-A). 	MIS5 e/ou anterior (pré-Würm)
	Flanco sul da flexura de Algibre	<ul style="list-style-type: none"> - Formação de tufos calcários de planície aluvial (até 70 m acima do leito atual), intercalada por períodos de incisão (abrandamento ou interrupção da acumulação de tufos) e pedogénese (incluindo calcritização); - Outros tufos calcários concordantes com a topografia atual. 	
Frio e seco	Degradação SM	<ul style="list-style-type: none"> - Degradação da SM nas áreas mais friáveis (talvez anterior); - Captura provável da SC_{CG-A} pela rib.ª de Alportel e primeira descida do nível freático. 	MIS2-4 (Würm)
	Flanco sul da flexura de Algibre	<ul style="list-style-type: none"> - Incisão fluvial e degradação dos tufos de fundo de vale. 	
Quente e húmido (períodos secos e frios e períodos de maior aridez)	<ul style="list-style-type: none"> - Incisão fluvial progressiva (exceto nas áreas de tufização ativa). 1ª Fase (quente e húmida): - Primeira geração de tufos holocénicos; - Degradação fluvial da SC_{CG-A} e tufização a norte do setor oeste. 2ª Fase (árida, talvez fria): - Recuo das espécies florestais e da produção de CO₂ no solo; - Degradação dos tufos calcários da primeira fase. - Aprofundamento fluvial das áreas degradadas da SC_{CG-A} e carsificação desta. 3ª Fase (clima quente, com períodos de maior aridez): - Segunda geração de tufos holocénicos, com períodos de deposição lenta ou inexistente; 4ª Fase (clima árido e atividade agro-pastoril intensiva): - Degradação dos tufos calcários. 		MIS2-1 (Würm final e Holocénico)
	<p>Acumulação atual de tufos em cursos de água encaixados em depósitos Holocénicos:</p> <p>Hipótese 1: Condições climáticas favoráveis, mas com acumulação de carbonatos incipiente;</p> <p>Hipótese 2: Recuperação recente das condições de acumulação ótimas:</p> <ul style="list-style-type: none"> - Condições climáticas favoráveis após a Pequena Idade do Gelo e o período mais árido antecedente; - Melhores condições edáficas (abandono agro-pastoril e recuperação dos solos nas últimas décadas). 		
Quente e seco (sazonal?)	<ul style="list-style-type: none"> - Formação de calcretos na aluvião atual do rio Seco. 		Holocénico

Quadro 7.1 – Proposta para a evolução do relevo do Algarve Central estudado neste trabalho.

Os períodos de incisão fluvial que se seguiram neste afloramento de tufos calcários e dos afluentes da rib.^a de Alportel e, possivelmente uma maior eficiência da rede tectono-cársica na área de São Romão, foram determinantes para a degradação desta superfície cársica e a formação do campo de dolinas de Campina de Galegos.

Frequentemente é possível reconhecer três fases favoráveis à acumulação de tufos calcários, provavelmente holocénicos, intercaladas por períodos de incisão, com outros episódios menores onde ocorreu pedogénese e calcretização (provavelmente devido à migração dos canais, a par do possível carácter climático destes episódios). Os períodos mais quentes e húmidos terão assim contribuído para uma acumulação de tufos calcários mais rápida, em consequência do desenvolvimento do coberto vegetal e pedogénese, o que aumentou a disponibilidade de CO₂ no solo, e assim uma diferença da pCO₂ do solo e da atmosfera maior. A mudança para condições climáticas quentes, a par de uma evapotranspiração elevada (mesmo que sazonal) e da estabilidade dos solos devido à incisão fluvial no período anterior, poderá também favorecer o desenvolvimento de calcretos durante este período de recuperação climática.

Pelo contrário, a diminuição do coberto vegetal e da pedogénese em períodos frios e áridos, a par de uma atividade agro-pastoril mais intensa, contribuíram para o abrandamento da formação de tufos calcários e para a incisão fluvial.

As condições atuais parecem favoráveis à formação de tufos calcários em canais encaixados, pelo que se sugerem duas hipóteses: a mudança recente para condições favoráveis à formação de tufos calcários; ou a acumulação incipiente para que exista acreção/progradação dos tufos calcários.

Por um lado, a recuperação de condições favoráveis à formação de tufos calcários pode ser recente, proporcionada pela mudança para condições mais favoráveis após a Pequena Idade do Gelo e o período mais árido antecedente. Juntamente com estas mudanças das condições climáticas globais, devem ser consideradas as melhores condições edáficas que se encontram atualmente. Esta melhoria dos solos será consequência do abandono agro-silvo-pastoril e da recuperação do solo nas últimas décadas, que aumenta os níveis de CO₂ orgânico e uma diferença mais significativa pCO₂ das exsurgências e da atmosfera.

Por outro lado, apesar de a acumulação de tufos ser aparentemente rápida, os canais atuais encontram-se encaixados nas planícies aluviais e nos próprios tufos calcários. Desta forma, a longo prazo esta acumulação poderá ser incipiente e o balanço entre a acumulação e a erosão pode ser negativo. Isto significa que os episódios de energia elevada, intercalados por longos

períodos de seca característicos do clima mediterrâneo, comprometem a manutenção dos afloramentos de tufo calcário existentes.

Os processos cárnicos já referidos são importantes na compreensão da evolução do relevo em terrenos meso-cenozóicos, onde a imunidade cársica promove a manutenção das superfícies de aplanamento (v. g. Cerro da Cabeça Gorda e Goldra-Nexe) e a formação de vales fluvio-cárnicos, nesta área ainda mal definidos ou de extensão reduzida (v. g. rib.^a de São Lourenço a este da Goldra e o rio Seco no setor entre Machados e Estoi).

Os lapiás são um tipo de morfologia cársica importante para justificar a ausência de escoamento superficial organizado em algumas áreas e, assim, para a manutenção de morfologias herdadas (v. g. superfícies aplanadas e vales secos). Para além de campos de lapiás exumados, é importante referir a existência de áreas relativamente vastas de megalapiás (v. g. Varejota, Malhada Velha), já abordado em trabalhos anteriores, e outras de menor extensão (v. g. a oeste de Campina de Galegos). O campo de lapiás de Varejota é acompanhado da maior densidade de grutas conhecidas no Algarve Central, e as restantes cavidades apresentam uma distribuição irregular e, frequentemente, um carácter isolado.

À semelhança das cavidades subterrâneas, as dolinas apresentam frequentemente um carácter isolado e são pouco desenvolvidas, mas surgem por vezes agrupadas, tal como em Campina de Galegos, Cerro de Manuel Viegas e Santa Bárbara de Nexe. As maiores dolinas preservadas da área localizam-se no Cerro de Manuel Viegas, acompanhadas do vale cego de Fojo. Anteriormente considerado como dolina, este vale cego está formado em terrenos pouco carsificáveis, cujos materiais não solúveis terão sido removidos mecanicamente através do sumidouro de Fojo. As dolinas abertas de Santa Bárbara de Nexe correspondem às maiores dolinas conhecidas nesta área, apesar de atualmente se apresentarem degradadas por aberturas no flanco sul. Estas dolinas apresentam-se desenvolvidas em terrenos calcários, com o limite sul representado por uma barra de calcários intercalados por margas e talhadas na superfície S80-90_{Litoral}.

Geomorfologia e sedimentologia dos tufos calcários

A formação dos tufos calcários está fortemente relacionada com a geomorfologia da área onde a formação ocorre, desempenhando outros fatores como as condições (paleo)climáticas e os aspetos biológicos um papel determinante. O trabalho de campo efetuado, tanto a nível experimental como das observações feitas diretamente, permitiu reforçar as ideias já descritas, em que a turbulência da água (v. g. fluxo rápido e leitos irregulares) e as temperaturas elevadas

desempenham um papel importantes no incremento da velocidade de precipitação dos carbonatos.

O clima mediterrâneo cria, desta forma, condições para a formação de tufos calcários durante a primavera nos cursos de água temporários da região. A variabilidade climática intra-sazonal pode estar na origem da formação de camadas distintas, que podem ser confundidas com a ideia clássica de que as bandas correspondem a camadas anuais.

A estação húmida caracteriza-se pela formação de camadas carbonatadas, claras em períodos quentes, e escuras em períodos frios com transições graduais, que assentam sobre as camadas de anos anteriores com contatos geralmente bem definidos. Os contatos interanuais bem definidos, geralmente marcados por frentes de corrosão e/ou por finas camadas de óxidos/hidróxidos de ferro, resultam da atuação de agentes externos durante o período de estiagem. Os depósitos de tufo calcário podem apresentar hiatos mais importantes, associados ao desmantelamento das camadas superficiais por episódios de chuva torrencial, que estão na origem da formação de cascalheiras no seio dos depósitos, muitas vezes consolidadas por tufo calcário.

O conhecimento sobre os tipos de fácies e sobre a geomorfologia dos tufos calcários têm sofrido uma importante evolução e sucessivas adaptações, frequentemente sob a ótica e objetivos do trabalho em desenvolvimento. Neste trabalho deu-se relevância às características sedimentológicas dos depósitos e às associações de fácies representativas aos ambientes relacionados com a geomorfologia dos depósitos.

Consideraram-se dois grandes grupos de fácies de tufos calcários dependentes do principal agente modelador, onde a acumulação de carbonatos (com origem na precipitação direta) se opõe à modelação hidrodinâmica de materiais clásticos (com a remobilização dos carbonatos do seu ponto de precipitação inicial).

Os tufos calcários com origem na acumulação dos carbonatos ocorre, geralmente, sobre a vegetação e briófitas, onde as fácies estão relacionadas com os vários tipos de subambientes de acumulação dos tufos calcários e são especialmente constituídos por calcite. Os tufos calcários bandados ou lenticulares associados a briófitas ou a algas e/ou bactérias são frequentemente descritos em trabalhos sobre tufos calcários, grupo no qual se optou por integrar também os tufos calcários micríticos.

Os tufos calcários micríticos são caracterizados por uma textura predominantemente micrítica, onde se incluem moldes vegetais formados por franjas de cristais com diferentes características granulométricas ou mineralógicas. Estes depósitos são importantes na medida em que permitem identificar áreas onde a velocidade de precipitação dos carbonatos é mais

reduzida, que pode anteceder áreas onde o ótimo de precipitação é mais elevado (v. g. barreira fitoconstruída em tufos calcários de curso de água suspenso) ou em áreas de declive reduzido onde a formação de tufos calcários é lenta (v. g. tufos calcários de planície aluvial). Este tipo de fácies encontra-se frequentemente associado a outros tufos calcários de acumulação com uma matriz predominantemente micrítica, resultante de variação espaciotemporal das condições de formação dos tufos calcários.

Frequentemente, os tufos calcários de acumulação são caracterizados pela presença de moldes vegetais de macrófitas que definem quatro tipos de estrutura. Estas fácies incluem-se no grupo de tufos calcários vacuolares, em virtude da grande quantidade de vacúolos associada à decomposição da matéria orgânica que lhes serviu de suporte.

O segundo grande grupo de fácies é o dos tufos calcários de natureza clástica, nomeadamente o grupo dos tufos calcários granulares. Estas fácies resultam da acumulação de tufos calcários sobre materiais móveis (v. g. tufo oncolítico) ou resultam da fragmentação de outros depósitos (v. g. tufo calcário intraclástico e microdetritico).

Apesar da sua ocorrência pouco expressiva, na área de estudo foram identificados tipos de fácies raramente associadas a tufos calcários, apesar de comuns em travertinos. São estes os tufos calcários de bolhas revestidas (*foamrock*) e as plaquetas carbonatadas (*calcite rafts*).

O recurso à análise petrográfica revelou-se bastante útil na compreensão e individualização dos vários tipos de fácies, que resultou numa proposta de classificação morfológica das estruturas micríticas e esparíticas com base nas observações feitas e nas classificações já existentes. As texturas estão frequentemente associadas à variação temporal dos ritmos de acumulação, metabolismo e estrutura dos micro-organismos envolvidos na formação dos tufos calcários, como por exemplo onde as estruturas radiais, por vezes alongadas segundo a direção de acumulação preferencial dos carbonados.

As texturas reconhecidas atualmente apresentam frequentemente elementos relacionados com processos diagenéticos, nomeadamente de aglutinação de cristais e de cimentação. A aglutinação de cristais respeita frequentemente a morfologia herdada das estruturas policristalinas que, nos cristais esparíticos, se fazem representar por inclusões ou extremidades subcristalinas. A cimentação está normalmente relacionada com processos vadosos e de compactação ou pedológicos, que estão na origem da formação de uma franja de cristais isolados (romboédricos, em lâmina e aciculares) ou em paliçada, de meniscos, ou do preenchimento total dos poros por calcite granular ou drusa. À semelhança do que ocorre à superfície, os cimentos vadosos podem ser intercalados por lâminas de óxidos/hidróxidos de ferro.

As importantes variações morfológicas dos tufos calcários resultam do equilíbrio entre principais fatores implicados na sua formação: a influência fluvial, a influência da exurgência e o declive. O domínio dos diferentes tipos de agente modelador tem consequências na associação de fácies de tufos calcários, considerando-se vários tipos de morfotipos base, que se podem repetir em diferentes contextos geomorfológicos.

As associações de fácies estão assim relacionadas com o tipo de ambiente de formação, onde a apresentação sequencial das fácies e a abundância relativa destas em cada momento de deposição é reflexo das condições morfoclimáticas. Os modelos de deposição de tufo calcário são assim o reflexo da conjugação de vários subambientes, aqui considerados como morfotipos base: a barreira fitoconstruída, as planícies aluviais com canais entrançados e cuvetes de acumulação, os ambientes palustres e os ambientes lacustres.

As planícies aluviais marcam a transição entre os tufos calcários de declive muito reduzido (ambientes palustres e lacustres) e os de declive elevado (com formação de barreiras fitoconstruídas), onde canais com uma velocidade de precipitação dos carbonatos relativamente reduzida está na origem de fácies de acumulação, por vezes micríticas. Estes materiais são intercalados por lentes relacionadas com a ação hidrodinâmica, onde predominam fácies de tufo calcário granular juntamente com outros materiais aluviais, intercalados por uma camada de alteração pedogenética, como os depósitos existentes no afloramento de Alface (E_{RS+70}) e sobre a Superfície Intermédia, em Loulé. Estes ambientes são frequentemente acompanhados por cuvetas de acumulação, onde há deposição de materiais geralmente finos e estratificados (*v. g.* lentes carbonatadas micríticas e margas lacustres), semelhantes aos depósitos encontrados na parte central do afloramento de Alface (E_{RS+70}). A acumulação de tufos calcários de planície aluvial é acompanhada por processos pedogenéticos nas superfícies intercanal, que por vezes podem ocorrer durante períodos mais ou menos longos de acreção reduzida ou mesmo inexistente. Estes depósitos são ricos em carbonatos e relativamente permeáveis, pelo que os períodos favoráveis à pedogénese podem proporcionar a remobilização dos carbonatos e a formação de calcretos, que atingem graus de desenvolvimento variável em função da duração do período de estabilidade e da intensidade dos processos pedogenéticos.

A barreira fitoconstruída corresponde às áreas de cascata onde a formação de tufo calcário é mais rápida, o que está na origem de processos de progradação que catalisam a formação de fácies de acumulação nessa área preferencial. A barreira é frequentemente um elemento estruturante nos morfotipos compostos, ao criar plataformas de tufo calcário com um declive reduzido a montante ou bacias lacustres. No caso dos tufos calcários de curso de água suspenso (*v. g.* Olho de Paris e Porto Nobre), há formação de uma plataforma a montante com a forma

de um leque, onde a acumulação dos tufos calcários se assemelha aos tufos calcários de planície aluvial, mas neste caso, com uma ação fluvial limitada.

A influência crescente da ação fluvial sobre as exurgências é acompanhada pela acumulação progressivamente mais detrítica a montante da barreira fitoconstruída, e frequentemente predominam fácies de tufo calcário microdetrítico, assim como outras fácies granulares (v. g. depósitos existentes ao longo da rib.^a de Alface, a montante da cascata fóssil, paralela à atual). No caso da rib.^a de São Lourenço, a formação da barreira ocorreu na área de estrangulamento da planície aluvial, que proporcionou a progradação da barreira e a formação de uma plataforma a montante, pela acreção e colmatação da bacia formada a montante com depósitos aluviais e tufos calcários de características de planície aluvial. Pelo contrário, em Loulé, o declive moderado da rib.^a do Cadouço está na origem da formação de várias barreiras com declive e desnível variáveis e plataformas de expressão reduzida.

Perspetivas de investigação

Os tufos calcários têm vindo a ser objeto de estudo por diversas equipas de investigadores e, apesar da sua importância enquanto arquivo paleoambiental, em Portugal estes depósitos apenas têm sido objeto de estudo complementar ou em trabalhos descontinuados. O seu estudo é, desta forma, de grande importância para a compreensão global da evolução da paisagem onde se inserem.

Para isso, é necessário compreender a relação entre os modos de deposição dos tufos calcários e a geomorfologia local. Os tufos calcários do Algarve Central contribuem ativamente neste sentido, uma vez que, enquanto depósitos atualmente em formação, podem ser utilizados como laboratório vivo, onde é possível observar os processos diretamente no campo e recolher informação experimental.

Neste sentido, é possível fazer o reconhecimento das condições físicas e químicas necessárias (tanto atmosféricas como hidrológicas) para a formação dos tufos calcários em geral, assim como para a ocorrência de estruturas e processos pouco conhecidos (v. g. filamentos arborescentes e diagénese), e por vezes atípicas (v. g. plaquetas carbonatadas e tufos de bolhas revestidas). É possível verificar no campo como diferentes velocidades de precipitação resultam em diferentes tipos de fácies, e a sua articulação com as particularidades geomorfológicas dos depósitos.

A evolução do relevo no Algarve Central é complexa, uma vez que implica estruturas cuja morfologia está especialmente relacionada com processos tectónicos, cársicos e fluviais, com

uma forte variabilidade temporal de índole morfoclimática, e local, de acordo com as diferentes características morfoestruturais. Foram identificados depósitos importantes para a compreensão da evolução do relevo, tanto carbonatados (fluviais, hipogeios e pedogénicos) como detríticos (aluviais e coluviais) ou de alteração (solos e carso).

É assim determinante compreender o tempo e os ambientes de construção destes materiais, o que pode ser conseguido com recurso às técnicas de datação disponíveis, para desta forma permitir a reconstituição paleoambiental e a evolução da paisagem. Nos depósitos carbonatados em particular (tanto de tufos calcários como hipogeios), a realização de análises geoquímicas (v. g. $\delta^{18}\text{O}$, $\delta^{13}\text{C}$, elementos-traço e argilas) e biológicas (v. g. palinologia, malacofauna, ostracodos ou mesmo de moldes vegetais), com expressão paleoclimática, permite clarificar as condições climáticas de formação. A utilização dos parâmetros geoquímicos pode também contribuir para a compreensão das bacias hidrogeológicas e assim das bacias sedimentares mesocenozóicas onde estes processos se desenvolveram.

Apesar de integrados parte dos objetivos deste trabalho com o fim de caracterizar as condições paleoclimáticas associadas à forma e para a caracterização dos vários depósitos existentes na área de estudo, não foi possível apresentar os resultados das análises dos isótopos $\delta^{18}\text{O}$ e $\delta^{13}\text{C}$ e datações absolutas. A apresentação destes resultados em tempo útil foi comprometida devido aos atrasos consecutivos por parte de laboratórios externos, e serão desta forma dados a conhecer posteriormente.

A compreensão da evolução do relevo do Algarve Central, juntamente com as características associadas ao período de formação, permitirá posteriormente o seu enquadramento nos períodos climáticos do Quaternário algarvio, contribuindo para a compreensão do cronoestratigrafia regional. Para isso, é também relevante o estudo de outros depósitos do Algarve (v. g. rib.^a da Asseca e rib.^a de Alte) e do território adjacente, ainda não estudados (v. g. Santiago do Cacém, bordadura do anticlinal de Estremoz, Torres Novas e Condeixa), bem como de depósitos hipogeios carbonatados.

Reconhece-se a importância de alguns aspetos da morfologia cársica e de alguns depósitos de tufo calcário no Algarve Central e o seu potencial como arquivo paleoambiental, pelo que se sugere também a sua inclusão como elementos de Património Geomorfológico na lista áreas de especial interesse geológico no *Inventário de Património Geológico Português*. Nesta lista, sugere-se a consideração de aspetos de geomorfologia cársica o relevo ruiforme de Malhada Velha (juntamente com o já incluído campo de megalapiás de Varejota), o vale cego de Fojo e a superfície cársica de Campina de Galegos-Almargens. Em relação aos tufos calcários e áreas húmidas associadas, devem ser considerados os afloramentos de Olho de Paris, o afloramento

de Porto Nobre e das rib.^{as} de Alface, São Lourenço e Cadouço, nenhum deles protegidos enquanto “Nascentes petrificantes com formação de travertinos (*Cratoneurion*) (7220)” do anexo I da Diretiva Habitats, referenciado na 2.^a Fase da Lista Nacional de Sítios de Conservação dos Habitats Naturais e da Flora e Fauna Selvagens dedicado ao Barrocal.

Referências

Bibliografia

- ABAD, M.; RODRÍGUEZ-VIDAL, J.; ABOUMARIA, Q.; ZANGHLOUL, M. N.; CÁCERES, L. M.; RUIZ, F.; MARTÍNEZ-AGUIRRE, A.; IZQUIERDO, T.; CHAMORRO, S. (2013). Evidence of MIS 5 sea-level highstands in Gebel Mousa coast (Strait of Gibraltar, North of Africa). *Geomorphology*, 182, 133-146.
- ALCOFORADO, M. J. ; ALEGRIA, M. F.; RAMOS-PEREIRA, A.; SIRGADO, C. (2009). *Domínios bioclimáticos em Portugal* (Relatórios do Núcleo CliMA, 1). Lisboa: Centro de Estudos Geográficos da Universidade de Lisboa. 59 p.
- ALEXANDROWICZ, W. P. (2013). Malacological sequence from profile of calcareous tufa in Groń (Podhale Basin, southern Poland) as an indicator of the Late Glacial/Holocene boundary” in *Quaternary International*, 293, 196-206.
- ALI, A. A.; GUENDON, J.-L.; TERRAL, J.-L.; ROIRON, P. (2003). Les systèmes travertineux holocènes et les paléopaysages méditerranéens et subalpins (France) : une analyse géobotanique séquentielle à haute résolution spatiale. *Géographie physique et Quaternaire*, 57, 219-235.
- ALI, A. A.; MARTINEZ, M.; FAUVART, N.; ROIRON, P.; FIORASO, G.; GUENDON, J.-L.; TERRAL, J.-L.; CARCAILLET, C. (2006). Incendies et peuplements à *Pinus mugo* Turra dans les Alpes occidentales (Val de Suse, Italie) durant la transition Tardiglaciaire–Holocène : une zone refuge évidente. *Comptes Rendus Biologies*, 329, 494-501.
- ALLEY, R. B. (2000). The Younger Dryas cold interval as viewed from central Greenland. *Quaternary Science Reviews*, 19, 213-226.

- ALLEY, R. B.; MAYENSKI, P. A.; SOWERS, T.; STUIVER, M.; TAYLOR, K. C.; CLARK, P. U. (1997) Holocene climatic instability: a prominent widespread event 8200 yr ago. *Geology*, 25, 483-486.
- ALMEIDA, C. A. C. (1985). *Hidrogeologia do Algarve Central* (Tese de Doutoramento em Geologia). Faculdade de Ciências da Universidade de Lisboa. 333 p.
- ALMEIDA, C.; CRISPIM, J. A. (1987). Traçagens com uranina no Algar do Escarpão (Albufeira-Algarve). *Algar – Boletim da Sociedade Portuguesa de Espeleologia*, 1, 9-16.
- ALMEIDA, C.; GALOPIM DE CARVALHO, A. M. (1987). Caracterização de uma Formação Paleozóica “Pós-Tectónica” do Algarve. *Boletim da Sociedade Geológica de Portugal*, 24, 179-182.
- ALMEIDA, C.; SILVA, M. L. (1987a). Novas observações sobre o efeito de maré em aquíferos costeiros do Algarve. *Boletim da Sociedade Geológica de Portugal*, 24, 289-293.
- ALMEIDA, C.; SILVA, M. L. (1987b). Incidence of Agriculture on water quality at Campina de Faro (South Portugal). *Hidrogeologia y Recursos Hidráulicos*, 12, 249-257. IV Simposio de Hidrogeología.
- ALMEIDA, C.; ROMARIZ, C. (1989). Aspectos quantitativos da drenagem superficial do Algarve (Portugal). *Geolis*, 2, 110-114.
- ALMEIDA, C.; SILVA, M. L. (1992). Hidrogeologia do sistema aquífero de Quarteira (Algarve). *Geolis*, 6, 61-79.
- ALMEIDA, C.; MENDONÇA, J. J. L.; JESUS, M. R.; GOMES, A. J. (2000). *Sistemas aquíferos de Portugal Continental*. Sistema Nacional de Informação de Recursos Hídricos. Retirado de <http://snirh.pt/index.php?idMain=4&idItem=3&idISubtem=link1>
- ALONSO-ZARZA, M. (2003). Palaeoenvironmental significance of palustrine carbonates and calcretes in the geological record. *Earth-Science Reviews*, 60, 261–298.
- ALONSO-ZARZA, A. M.; WRIGHT, V. P. (2010a). Palustrine Carbonates. In A. M. ALONSO-ZARZA e L. H. TANNER (Eds.), *Carbonates in Continental Settings – Facies, Environments and Processes* (pp. 103-131), *Developments in Sedimentology*, 61.
- ALONSO-ZARZA, A. M.; WRIGHT, V. P. (2010b). Calcretes. In A. M. ALONSO-ZARZA e L. H. TANNER (Eds.), *Carbonates in Continental Settings – Facies, Environments and Processes* (pp. 225-267), *Developments in Sedimentology*, 61.
- AMUCHASTEGI, G.; CAÑADAS, E. S. (2013). Acumulaciones tobáceas y evolución del paisaje: cronología y fases morfogenéticas en el Alto Ebro (Burgos). *Cuaternario y Geomorfología*, 27, 9-32.

- ANDERSON, D. E.; GOUDIE, A. S.; PARKER, A. G. (2007). *Global environments through the Quaternary*. Reino Unido: Oxford University Press. 359 p.
- ANDREWS, J. E. (2006). Paleoclimatic records from stable isotopes in riverine tufas: synthesis and review. *Earth-Science Reviews*, 75, 85-104.
- ANDREWS, J. E.; PEDLEY, M.; DENNIS, P.F. (2000). Palaeoenvironmental records in Holocene Spanish tufas: a stable isotope approach in search of reliable climatic archives. *Sedimentology*, 47, 961-978.
- ANDREWS, J. E.; BRASIER, A. T. (2005). Seasonal records of climatic change in annually laminated tufas: short review and future prospects. *Journal of Quaternary Science*, 20, 411-421.
- ÂNGELO, C.; BETTENCOURT, P.; FERNÁNDEZ-PALACIOS, A.; OJEDA, J. (2001). *Mapa fisiográfico del litoral atlántico Algarve-Andaluzia (memoria). Carta fisiográfica do litoral atlântico Algarve-Andaluzia 1/50.000 (nota explicativa)*. Junta de Andalucía. Ministério do Ambiente e do Ordenamento do Território de Portugal. 96 p.
- ANTOINE, P.; LIMONDIN-LOZOUET, N.; AUGUSTE, P.; LOCHT, J-L.; GALHEB, B.; REYS, J-L; ESCUDÉ, É.; CARBONEL, P.; MERCIER, N.; BAHAI, J-J.; FALGUÈRES, C.; VOINCHET, P. (2006). Le tuf de Caours (Somme, France): mise en évidence d'une séquence eemienne et d'un site paléolithique associé. *Quaternaire*, 17. 281-320.
- ARENAS, C.; POMAR, L. (2010). Microbial deposits in upper Miocene carbonates, Mallorca, Spain. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 297, 465-485.
- ARENAS, C.; GUTIERREZ, F.; OSACAR, C.; SANCHO, C. (2000). Sedimentology and geochemistry of fluvio-lacustrine tufa deposits controlled by evaporite solution subsidence in the central Ebro Depression, NE Spain. *Sedimentology*, 47, 883-909.
- ARENAS, C.; SANCHO, C.; OSÁCAR, M. C.; VÁZQUEZ, M.; AUQUÉ, L. F. (2004). La sedimentación tobácea actual en el parque del Monasterio de Piedra (provincia de Zaragoza). *Geo-Temas*, 6, 27-30.
- ARENAS, C.; CABRERA, L.; RAMOS, E. (2007). Sedimentology of tufa facies and continental microbialites from the Palaeogene of Mallorca Island (Spain). *Sedimentary Geology*, 197, 1-27.
- ARENAS, C.; OSÁCAR, C.; SANCHO, C.; VÁZQUEZ-URBEZ, M.; AUQUÉ, L.; PARDO, G. (2010). Seasonal record from recent fluvial tufa deposits (Monasterio de Piedra, NE Spain): sedimentological and stable isotope data. In H. M. PEDLEY e M. ROGERSON (Eds.), *Tufas and Speleothems: Unravelling the Microbial and Physical Controls* (pp. 119-142). Londres (Reino Unido): Geological Society Special Publications, 336.

- ARENAS, C.; SANCHO, C.; VÁZQUEZ-URBEZ, M.; PARDO, G.; HELLSTROM, J.; ORTIZ, J. E.; TORRES, T.; OSÁCAR, M. C.; AUQUÉ, L. (2010b). Las tobas cuaternarias del río Añamaza (provincia de Soria, Cordillera Ibérica): aproximación cronológica. *Geogaceta*, 49, 51-54.
- ARENAS, C.; VÁZQUEZ-URBEZ, M.; AUQUÉ, L.; SANCHO, C.; OSÁCAR, C.; PARDO, G. (2014a). Intrinsic and extrinsic controls of spatial and temporal variations in modern fluvial tufa sedimentation: A thirteen-year record from a semi-arid environment. *Sedimentology*, 61, 90-132.
- ARENAS, C.; VÁZQUEZ-URBEZ, M.; AUQUÉ, L.; SANCHO, C.; OSÁCAR, C.; PARDO, G. (2014b). Sedimentology and depositional architecture of tufas deposited in stepped fluvial systems of changing slope: Lessons from the Quaternary Añamaza valley (Iberian Range, Spain). *Sedimentology*, 61, 133-171.
- ARENAS-ABAD, C.; VÁSQUEZ-URBEZ, M.; PARDO-TIRAPU, G.; SANCHO-MARCÉN, C. (2010). Fluvial and associated carbonate deposits. In A. M. ALONSO-ZARZA e L. H. TANNER (Eds.), *Carbonates in Continental Settings – Facies, Environments and Processes* (pp. 133-175), *Developments in Sedimentology*, 61.
- ARH ALGARVE (2012A). *Caraterização territorial e fisiográfica* (Plano de gestão das bacias hidrográficas que integram a região hidrográfica das ribeiras do Algarve (RH8), Vol. I, Parte 2, Tomo 1), 234 p. Administração da Região Hidrográfica do Algarve LP. Acedido em <http://planogestaorh8.arh.algarve.pt/> em 16 de Dezembro de 2012.
- ARH ALGARVE (2012B). *Caraterização das massas de água superficiais e subterrâneas* (Plano de gestão das bacias hidrográficas que integram a região hidrográfica das ribeiras do Algarve (RH8), Vol. I, Parte 2, Tomo 2), 670 p. Administração da Região Hidrográfica do Algarve LP. Acedido em <http://planogestaorh8.arh.algarve.pt/> em 16 de Dezembro de 2012.
- ARP, G.; WEDEMEYER, N.; REITNER, J. (2001). Fluvial Tufa Formation in a Hard-Water Creek (Deinschwanger Bach, Franconian Alb, Germany). *Facies*, 44, 1-22.
- ARP, G.; BISSET, A.; BRINKMANN, N.; COUSIN, S.; DE BEER, D.; FRIEDL, T.; MOHR, K. I.; NEU, T. R.; REIMER, A.; SHIRAISHI, F.; STACKEBRANDT, E.; ZIPPEL, B. (2010). Tufa-forming biofilms of German karstwater streams: microorganisms, exopolymers, hydrochemistry and calcification. In H. M. PEDLEY e M. ROGERSON (Eds.), *Tufas and Speleothems: Unravelling the Microbial and Physical Controls* (pp. 83-118). Londres (Reino Unido): Geological Society Special Publications, 336.

- ARTIGAS, P.; DIAZ DEL OLMO, F.; ESCUDEIRO, R. (1997). Carbonatos bio-sedimentarios en el travertino y acueduto de Santa Lucia. Litoral atlântico de Cadiz (Vejer, España). *Études de Géographie Physique, Supplément au N^o XXVI*, 71-74.
- AUBRY, T.; DIMUCCIO, L. A.; ALMEIDA, M.; NEVES, M. J.; ANGELUCCI, D. E.; CUNHA, L. (2011). Palaeoenvironmental forcing during the Middle-Upper Palaeolithic transition in central-western Portugal. *Quaternary Research*, 75, 66-79.
- AUQUÉ, L.; ARENAS, C.; OSÁCAR, C.; PARDO, G.; SANCHO, C.; VÁZQUEZ-URBEZ, M. (2013). Tufa sedimentation in changing hydrological conditions: the River Mesa (Spain). *Geologica Acta*, 11, 85-102.
- AUQUÉ, L.; ARENAS, C., OSÁCAR, C.; PARDO, G.; SANCHO, C.; VÁZQUEZ-URBEZ, M. (2014). Current tufa sedimentation in a changing-slope valley: The River Añamaza (Iberian Range, NE Spain). *Sedimentary Geology*, 303, 26-48.
- BARKER, S.; KNORR, G.; EDWARDS, R. L.; PARRENIN, F.; PUTNAM, A. E.; SKINNER, L. C.; WOLFF, E.; ZIEGLER, M. (2011). 800,000 years of abrupt climate variability. *Science*, 334, 347-351.
- VAN BEERS (1980). *Geohydrological investigations to the groundwater basin of Alportel, Algarve, Portugal*. Amesterdão (Holanda): Vrije Universiteit. 44 p.
- BEHRINGER, W. (2007) *Kulturgeschichte des Klimas von der Eiszeit bis zur globalen Erwärmung*. Alemanha: Verlag C. H. Beck. 352 p.
- BENEFIELD, L. D.; MORGAN, J. M. (1999). Chemical precipitation. In RAYMOND D. LETTERMAN (Ed.), *Water Quality and Treatment: A Handbook of Community Water Supplies* (pp. 10.1-10.60). American Water Works Association: McGraw-Hill.
- BERTINI, A.; MINISSALE, A.; RICCI, M. (2014). Palynological approach in upper Quaternary terrestrial carbonates of central Italy: Anything but a ‘mission impossible’. *Sedimentology*, 61, 200-220.
- BJÖRK, S.; WALKER, M. J. C.; CWYNAR, L. C.; JOHSEN, S.; KNUDSEN, K-L.; LOWE, J. J.; WOHLFARTH, B.; INTIMATE MEMBERS (1998). An event stratigraphy for the Last Termination in the North Atlantic region based on the Greenland ice-core record: a proposal by the INTIMATE group. *Journal of the Quaternary Science*, 13, 283-292
- BONNET, C. (1850) *Algarve (Portugal). Description géographique et géologique de cette province*, Lisboa: Real Academia das Ciências de Lisboa. 186 p.
- BONNY, S. M.; JONES, B. (2008). Petrography and textural development of inorganic and biogenic lithotypes in a relict barite tufa deposit at Flybye Springs, NT, Canada. *Sedimentology*, 55, 275-303.

- BOSKI, T.; CAMACHO, S.; MOURA, D.; FLETCHER, W.; WILAMOWSKI, A.; VEIGA-PIRES, C.; CORREIA, V.; LOUREIRO, C.; SANTANA, P. (2008) Chronology of the sedimentary processes during the postglacial sea level rise in two estuaries of the Algarve coast, Southern Portugal. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 77, 230-244.
- BRASIER, A. T. (2011) Searching for travertines, calcretes and speleothems in deep time: processes, appearances, predictions and the impact of plants. *Earth-Science Reviews*, 104, 213-239.
- BRASIER, A. T.; ANDREWS, J. E.; MARCA-BELL, A. D.; DENNIS, P. F. (2010) Depositional continuity of seasonally laminated tufas: Implications for $\delta^{18}\text{O}$ based palaeotemperatures. *Global and Planetary Change*, 71, 160-167.
- BRASIER, A. T.; ANDREWS, J. E.; KENDALL, A. C. (2011) Diagenesis or diagenesis? The origin of columnar spar in tufa stromatolites of central Greece and the role of chironomid larvae. *Sedimentology*, 58, 1283-1302.
- BRILHA, J.; ANDRADE, C.; AZERÊDO, A.; BARRIGA, F. J. A. S.; CACHÃO, M.; COUTO, H.; CUNHA, P. P.; CRISPIM, J. A.; DANTAS, P.; DUARTE, L. V.; FREITAS, M. C.; GRANJA, H. M.; HENRIQUES, M. H.; HENRIQUES, P.; LOPES, L.; MADEIRA, J.; MATOS, J. M. X.; NORONHA, F.; PAIS, J.; PIÇARRA, J.; RAMALHO, M. M.; RELVAS, J. M. R. S.; RIBEIRO, A.; SANTOS, A.; SANTOS, V. F.; TERRINHA, P. (2005). Definition of the Portuguese frameworks with international relevance as an input for the European geological heritage characterisation. *Episodes*, 28, 177-186.
- BROGI, A.; CAPEZZUOLI, E.; BURACCHI, E.; BRANCA, M. (2012). Tectonic control on travertine and calcareous tufa deposition in a low-temperature geothermal system (Sarteano, Central Italy). *Journal of the Geological Society*, 169, 461-476.
- BRUM FERREIRA, A. DE (2005). Geomorfologia das bacias sedimentares. In C. A. MEDEIROS e A. B. FERREIRA, *Geografia de Portugal – O Ambiente Físico (Vol. 1)* (pp. 103-120). Rio de Mouro: Círculo de Leitores.
- BRUM FERREIRA, A. DE; RODRIGUES, M. L.; ZÊZERE, J. L. (1988). Problemas de evolução geomorfológica do Maciço Calcário Estremenho. *Finisterra*, 23 (45), 5-28.
- BRUM FERREIRA, D. DE (2005). Parte III – O Ambiente Climático. In C. A. MEDEIROS e A. B. FERREIRA, *Geografia de Portugal – O Ambiente Físico (Vol. 1)* (pp. 304-385). Rio de Mouro: Círculo de Leitores.
- BRUM FERREIRA, D. DE; BRUM FERREIRA, A. DE (1981). *Alguns Aspectos da Seca Invernal e 1980-81 em Portugal* (Linha de Acção de Geografia Física. Relatório Nº 13). Lisboa: Centro de Estudos Geográficos. 46 p.

- BURNS, S. J. ; FLEITMANN, D. ; MATTER, A.; NEFF, U.; MANGINI, A. (2001). Speleothem evidence from Oman for continental pluvial events during interglacial periods. *Geology*, 29, 623-626.
- CACHO, I.; GRIMALT, J. O.; PELEJERO, C.; CANALS, M.; SIERRO, F. J.; FLORES, J. A.; SHACKELTON, N. (1999). Dansgaard-Oeschger and Heinrich event imprints in Alboran Sea paleotemperatures. *Paleoceanography*, 14, 698-705.
- CAMPY, M.; MACAIRE, J.-J. (1989). *Géologie des formations superficielles – géodynamique – facies – utilization*. Paris (França): Masson. 443 p.
- CAMUERA, J.; ALONSO-ZARZA, A. M.; RODRIGUEZ-BERRIGUETE, Á.; RODRIGUEZ-GONZALEZ, A. (2014). Origin and palaeo-environmental significance of the Berrazales carbonate spring deposit, North of Gran Canaria Island, Spain. *Sedimentary Geology*, 308, 32-43.
- CANDY, I.; BLACK, S. (2009). The timing of Quaternary calcrete development in semi-arid southeast Spain: Investigating the role of climate on calcrete genesis. *Sedimentary Geology*, 218, 6-15.
- CANTOS, J. O.; AMORÓS, A. R. (1995). Sequías y Golpes de Calor en el Sureste Ibérico: Efectos Territoriales y Económicos. *Investigaciones Geográficas*, 13, 47-79.
- CAPEZZUOLI, E., GANDIN, A.; SANDRELLI, F. (2010). Calcareous tufa as indicators of climatic variability: a case study from southern Tuscany (Italy). In H. M. PEDLEY e M. ROGERSON (Eds.), *Tufas and Speleothems: Unravelling the Microbial and Physical Controls* (pp. 263-281). Londres (Reino Unido): Geological Society Special Publications, 336.
- CAPEZZUOLI, E.; BROGI, A.; RICCI, M.; BERTINI, A. (2011). *Travertines and calcarerous tufa in southern Tuscany (Central Italy)* (Fieldtrip Guidebook da International School of Travertine & Tufa 2011). Itália: Edizioni Il Campano. 65 p.
- CAPEZZUOLI, E.; GANDIN, A.; PEDLEY, M. (2013). Decoding tufa and travertine (fresh water carbonates) in the sedimentary record: The state of the art. *Sedimentology*, 61, 1-21.
- CARDOSO, J. L. (1996). Les grands mammifères du Pléistocène Supérieur du Portugal. Essai de Synthèse. *Geobios*, 29, 235-250.
- CARMO, R. M.; SANTOS, S. (2011). Os perfis territoriais do Algarve: análise sociodemográfica. *Finisterra*, 46 (91), 67-85.
- CARRIÓN, J. S.; VAN GEEL, B. (1999). Fine-resolution Upper Weichselian and Holocene palynological record from Navarrés (Valencia, Spain) and a discussion about factors of Mediterranean forest succession. *Review of Palaeobotany and Palynology*, 106, 209-236.

- CARRIÓN, J.S.; SCOTT, L.; ARRIBAS, A.; FUENTES, N.; GIL-ROMERA, G; MONTOYA, E. (2007). Pleistocene landscapes in central Iberia inferred from pollen analysis of hyena coprolites. *Journal of Quaternary Science*, 22, 191-202.
- CARRIÓN, J. S.; FERNÁNDEZ, S.; GONZÁLEZ-SAMPÉRIZ, P.; GIL-ROMERA, G.; BADAL, E.; CARRIÓN-MARCO, Y.; LÓPEZ-MERINO, L.; LÓPEZ-SÁEZ, J. A.; FIERRO, E.; BURJACHS, F. (2010). Expected trends and surprises in the Lateglacial and Holocene vegetation history of the Iberian Peninsula and Balearic Islands. *Review of Palaeobotany and Palynology*, 162, 458-475.
- CARTHEW, K. D.; DRYSDALE, R. N. (2003). Late Holocene Fluvial Change in a Tufa-depositing Stream: Davys Creek, New South Wales, Australia. *Australian Geographer*, 34, 123-139
- CARTHEW, K. D.; TAYLOR, M. P.; DRYSDALE, R. N. (2003) Are current models of tufa sedimentary environments applicable to tropical systems? A case study from the Gregory River. *Sedimentary Geology*, 162, 199-218.
- CARTHEW, K. D.; TAYLOR, M. P.; DRYSDALE, R. N. (2006). An environmental model of fluvial tufas in the monsoonal tropics, Barkly karst, northern Australia. *Geomorphology*, 73, 78-100.
- CARVALHO, J.; RAMALHO, E.; DIAS, R.; PINTO, C.; RESURREIÇÃO, R. (2012a). A Geophysical Study of the Carcavai Fault Zone, Portugal. *Pure and Applied Geophysics*, 169, 183-200.
- CARVALHO, J.; MATIAS, H.; RABEH, T.; MENEZES, P. T. L.; BARBOSA, V. C. F.; DIAS, R.; CARRILHO, F. (2012b). Connecting onshore structures in the Algarve with the southern Portuguese continental margin: The Carcavai fault zone. *Tectonophysics*, 570-571, 151-162.
- CARVALHOSA, A.; GONÇALVES, F.; OLIVEIRA, V. (1987). *Notícia explicativa da folha 36-D. Redondo*. Lisboa: Serviços Geológicos de Portugal. 63 p.
- CASCALHEIRA, J.; BICHO, N. (2013). Hunter-gatherer ecodynamics and the impact of the Heinrich event 2 in Central and Southern Portugal. *Quaternary International*, 318, 117-127.
- CHAFTEZ, H. S.; FOLK, R. L. (1984). Travertines: depositional morphology and the bacterially constructed constituents. *Journal of Sedimentary Petrology*, 54, 289-316.
- CHAFTEZ, H. S.; GUIDRY, S. A. (1999). Bacterial shrubs, crystal shrubs, and ray-crystal shrubs: bacterial vs. abiotic precipitation. *Sedimentary Geology*, 126, 57-74.
- CHAFTEZ, H. S.; SRDOC, D.; HORVATINCIC, N. (1994). Early Diagenesis of Plitvice Lakes Waterfall and Barrier Treavertine Deposits. *Géographie physique et quaternaire*, 48, 247-255.

- CHESTER, D. K. (2012). Pleistocene and Holocene geomorphological development in the Algarve, Southern Portugal. *Geomorphology*, 153-154, 17-28.
- CHESTER, D. K.; JAMES, P. A. (1995). The Pleistocene Faro/Quarteira formation of the Algarve region, southern Portugal. *Geomorphology*, 12, 133-149.
- CHOFFAT, P. (1895). Notes sur les tufs de Condeixa et la découverte de l'hippopotame en Portugal. *Comunicações dos Serviços Geológicos de Portugal*, Vol. VIII (15), 112-114.
- CHRISTOFOLETTI, A. (1980). *Geomorfologia*. Brasil: Editora Blücher Ltda. 183 p.
- CLARKE, J. D. A.; BOURKE, M. C. (2011). Travertine and tufa from Dalhousie Springs (Australia) – Implications for recognizing Martian springs. *The Geological Society of America Special Papers*, 483, 231-247.
- CNRS (1970). *Légende pour la carte géomorphologique de la France au 1/50 000* (Centre National de Recherche Scientifique. RCP 77). Paris (França): Editeur scientifique. 75 p.
- COHEN, K. M.; GIBBARD, P. L. (2011). *Global chronostratigraphical correlation table for the last 2.7 million years, v. 2011*. http://www.quaternary.stratigraphy.org.uk/correlation/POSTERSTRAT_v2011.pdf.20110222-162627, em 13 de Novembro de 2012.
- COLE, J. M.; RASBURY, E. T.; MONTAÑEZ, I. P.; PEDONE, V. A.; LANZIROTTI, A.; HANSON, G. N. (2004). Petrographic and trace element analysis of uranium-rich tufa calcite, middle Miocene Barstow Formation, California, USA. *Sedimentology*, 51, 433-453.
- COMISSÃO EUROPEIA (2013). *Interpretation manual of European Union habitats. EUR28* (Nature ENV B.3) (144 p.). European Commission, DG Environment, Natura 2000, http://ec.europa.eu/environment/nature/legislation/habitatsdirective/docs/Int_Manual_EU28.pdf, em 20 de Outubro de 2013.
- CONNOR, S. E.; ARAÚJO, J.; VAN DER KNAAP, W. O.; VAN LEEUWEN, J. F. N. (2012). A long-term perspective on biomass burning in the Serra da Estrela, Portugal. *Quaternary Science Reviews*, 55, 114-124.
- COOLEY, S.W. (2013). *GIS4Geomorphology*. <http://www.gis4geomorphology.com>, em 16 de Junho de 2013.
- COSTA, F. E. (1983). Hidrogeologia do Lias-Dogger a Oriente do Rio Arade. *Comunicações dos Serviços Geológicos de Portugal*, 69, 107-145.
- COSTA, J. C.; AGUIAR, C.; CAPELO, J. H.; LOUSÃ, M.; NETO, C. (1998). Biogeografia de Portugal Continental. *Quercetea*, 0, 5-56.
- CRISPIM A., J. A. (1982). *Morfologia cársica do Algarve* (estágio científico da licenciatura em geologia). Lisboa, Faculdade de Ciências da Universidade de Lisboa. 171 p.

- CRISPIM A., J. A. (1987). Os lapiás do carso do Algarve. *Sociedade Portuguesa de Espeleologia – Publicação Especial*, 8. 8 p.
- CRISPIM A., J. A.; PÓVOAS, L.; STRAUS, L. G. (1993). Novos estudos do Algarão da Goldra e Igrejinha dos Soidos, grutas arqueológicas do Algarve (Portugal). *Algar. Revista da sociedade Portuguesa de Espeleologia*, 4, 21-44.
- CRISPIM A., J. A. (1995). *Dinâmica cársica e implicações ambientais nas depressões de Alvalos e Minde* (Tese de Doutoramento em Geologia). Lisboa: Faculdade de Ciências da Universidade de Lisboa. 394 p.
- CRUZ-SANJULIAN, J. (1981). Evolución geomorfológica e hidrogeológica reciente en el sector Teba-Cañete la Real (Málaga) a la luz de la datación de formaciones travertínicas. *Boletín Geológico y Minero*, 92, 297-308.
- CUADRAT, J. M.; PITA, M. F. (2006). *Climatología*. Madrid (Espanha): Cátedra. 496 p.
- CUNHA, L. (1981). O Dueça a montante de Miranda do Corvo. Apresentação de alguns problemas geomorfológicos. *Revista da Universidade de Coimbra*, 29, 451-520.
- CUNHA, L. (1988). *As Serras Calcárias de Condeixa-Sicó-Alvaiázere – Estudo de Geomorfologia* (Tese de Doutoramento). Coimbra: Faculdade de Letras da Universidade de Coimbra. 329 p.
- CURRÁS, A.; ZAMORA, L.; REED, J. M.; GARCÍA-SOTO, E.; FERRERO, S.; ARMENGOL, X.; MEZQUITA-JOANES, F.; MARQUÉS, M. A.; RIERA, S.; JULIÀ, R. (2012). Climate change and human impact in central Spain during Roman times: High-resolution multi-proxy analysis of a tufa lake record (Somolinos, 1280 m asl). *Catena*, 89, 31-53.
- DANIAU, A.-L.; SANCHEZ-GOÑI, M. F.; BEAUFORT, L.; LAGGOUN-DEFARGE, F.; LOUTRE, M.-F.; DUPRAT, J. (2007). Dansgaard-Oeschger climatic variability revealed by fire emissions in southwestern Iberia. *Quaternary Science Reviews*, 26, 1369-1383.
- DANIELSEN, R.; CASTILHO, A. M.; DINIS, P. A.; ALMEIDA, A. C.; CALLAPEZ, P. M. (2012). Holocene interplay between a dune field and coastal lakes in the Quiaios– Tocha region, central littoral Portugal. *The Holocene*, 22, 383-395.
- DANSGAARD, W.; JOHNSEN, S. J.; CLAUSEN, H. B.; DAHL-JENSEN, D.; GUNDESTRUP, N. S.; HAMMER, C. U.; HVIDBERG, C. S.; STEFFENSEN, J.-P.; SVEINBJÖRNEDOTTIR, A. E.; JOUZEI, J.; BOND, G. (1993). Evidence for general instability of past climate from 250-kyr ice-core record. *Nature*, 364, 218-220.
- DAVEAU, S. (1971). La glaciation de la Serra da Estrela. *Finisterra*, 6 (11), 5-40.

- DAVEAU, S. (1980). Espaço e tempo. Evolução do ambiente geográfico de Portugal ao longo dos tempos pré-históricos. *Clio – Revista do Centro de História da Universidade de Lisboa*, 2, 13-37.
- DAVEAU, S. (1995). *Portugal Geográfico*. Lisboa: Edições João Sá da Costa. 223 p.
- DELAHAYE, D.; DOUVINET, J. (2013). De la morphométrie à la géo-simulation. D. MERCIER (Ed.), *Géomorphologie de la France* (pp. 245-259). França: Dunod.
- DELANNOY, J. J.; GUENDON, J. L.; QUINIF, Y.; ROIRON, P. (1993). Formaciones travertínicas del piedemonte mediterráneo de la Serranía de Ronda (Málaga). *Cuadernos de Geografía*, 54, 189-222.
- DOMÍNGUEZ-VILLAR, D.; VÁZQUEZ-NAVARRO, J. A.; CHENG, H.; EDWARDS, L. (2011). Freshwater tufa record from Spain supports evidence for the past interglacial being wetter than the Holocene in the Mediterranean region. *Global and Planetary Change*, 77, 129-241.
- DOMÍNGUEZ-VILLAR, D.; VÁZQUEZ-NAVARRO, J. A.; CARRASCO, R. M. (2012). Mid-Holocene erosive episodes in tufa deposits from Trabaque Canyon, central Spain, as a result of abrupt arid climate transitions. *Geomorphology*, 161-162, 15-25.
- DRYSDALE, R. N.; CARTHEW, K. D.; TAYLOR, M. P. (2003a). Larval caddis-fly nets and retreats: a unique biosedimentary paleocurrent indicator for fossil tufa deposits. *Sedimentary Geology*, 161, 207-215.
- DRYSDALE, R. N.; LUCAS, S.; CARTHEW, K. (2003b). The influence of diurnal temperatures on the hydrochemistry of a tufa-depositing stream. *Hydrological Processes*, 17, 3421-3441.
- DUPRAZ, C.; REID, R. P.; BRAISSANT, O.; DECHO, A. W.; NORMAN, R. S.; VISSCHER, P. T. (2009). Processes of carbonate precipitation in modern microbial mats. *Earth-Science Reviews*, 96, 141-162.
- EMEIS, K. C.; RICHNOW, H. N.; KEMPE, S. (1987). Travertine formation in Plitvice National Park, Yugoslavia: chemical versus biological control. *Sedimentology*, 34, 595-609.
- ENGELEN, G. B.; VAN BEERS, P. H. (1986). Groundwater systems in the Eastern Algarve, Portugal. In G. B. ENGELEN; G. P. JONES (Eds.), *Developments in the analysis of groundwater flow systems. IAHS-AISH publication*, 163. (pp. 323-332). Wallingford (Reino Unido): International Association of Hydrological Sciences, Working Group of the International Commission on Groundwater (ICGW).
- EVANS, M. N.; TOLWINSKI-WARD, S. E.; THOMPSON, D. M.; ANCHUKAITIS, K. J. (2013). Applications of proxy system modeling in high resolution paleoclimatology. *Quaternary Science Reviews*, 76, 16-28.

- FARABOLLINI, B.; GENTILI, M.; MATERAZZI; PAMBIANCHI, G. (2005). Freshwater travertines in Central Apennine (Italy): genesis and climatic and neotectonic significance. *Revista de Geomorfologie*, 7, 61-75.
- DE FARIA, D. L. A.; VENÂNCIO SILVA, S.; DE OLIVEIRA, M. T. (1997). Raman Microspectroscopy of Some Iron Oxides and Oxyhydroxides. *Journal of Raman Spectroscopy*, 28, 873-878.
- DE FARIA, D. L. A.; LOPES, F. N. (2007). Heated goethite and natural hematite: Can Raman spectroscopy be used to differentiate them?. *Vibrational Spectroscopy*, 45, 117-121.
- FEIO, M. (1952). *A Evolução do Relevo do Baixo Alentejo e Algarve* (Tese de Doutoramento em Geografia) Lisboa: Faculdade de Letras da Universidade de Lisboa. 186 p.
- FEIO, M. (2004). Capítulo II – O Baixo Alentejo e as serras envolventes. In M. FEIO e S. DAVEAU (Eds.), *O Relevo de Portugal – Grandes Unidades Regionais II* (pp. 21-32). Coimbra: Associação Portuguesa de Geomorfólogos.
- FEIO, M.; HENRIQUES, V. (1986). *As secas de 1980-81 e de 1982-83 e as principais secas anteriores – Intensidade e Distribuição regional* (Memórias do Centro de Estudos Geográficos, 10). Braga: Instituto Nacional de Investigação Científica, Universidade de Lisboa. 113 p.
- FERGUSON, J. E.; HENDERSON, G. M.; FA, D. A.; FINLAYSON, J. C.; CHARNLEY, N. R. (2011). Increased seasonality in the Western Mediterranean during the last glacial from limpet Shell geochemistry. *Earth and Planetary Science Letters*, 308, 325-333.
- FERNÁNDEZ, A.; GONZÁLEZ-MARTÍN, J. A.; GARCÍS DEL CURA, M. A.; ORDÓÑEZ, S. (1996). Edifícios tobáceos actuais en el cauce del río Júcar (provincia de Albacete). *Geogaceta*, 20, 281-284.
- FERRÃO, J. (2003). Dinâmicas Territoriais e Trajectórias de Desenvolvimento, Portugal 1991-2001. *Revista de Estudos Demográficos*, 34, 17-25.
- FERREIRA, M. V. G. (1999). A negatividade social de certas formas linguísticas e o eufemismo. Cadoiço/Carcavai – o nome eufemístico de uma ribeira de Loulé. *Al-Ulyã – Revista do Arquivo Histórico Municipal de Loulé*, 7, 277-296.
- FINNEY, S. C. (2010). Formal definition of the Quaternary System/Period and redefinition of the Pleistocene Series/Epoch. *Episodes*, 33, 159-163.
- FLETCHER, W. J.; BOSKI, T.; MOURA, D. (2007). Palynological evidence for environmental and climatic change in the lower Guadiana valley, Portugal, during the last 13 000 years. *The Holocene*, 17, 481-494.

- FLETCHER, W. J.; SÁNCHEZ GOÑI, M. F. (2008). Orbital- and sub-orbital-scale climate impacts on vegetation of the western Mediterranean basin over the last 48,000 yr. *Quaternary Research*, 70, 451-464.
- FLORSHEIM, J. L.; USTIN, S. L.; TANG, Y.; DI, B.; HUANG, C.; QIAO, X.; PENG, H.; ZHANG, M.; CAI, Y. (2013). Basin-scale and travertine dam-scale controls on fluvial travertine, Jiuzhaigou, southwestern China. *Geomorphology*, 180-181, 267-280.
- FLÜGEL, E. (2010). *Microfacies of carbonate rocks. Analysis, interpretation and application*. Springer. 984 p.
- FORBES, M.; VOGWILL, R.; ONTON, K. (2010). A characterization of the coastal tufa deposits of south-west Western Australia. *Sedimentary Geology*, 232, 52-65.
- FORD, T. D.; PEDLEY, H. M. (1996). A review of tufa and travertine deposits of the world. *Earth-Science Reviews*, 41, 117-175.
- FORD, D.; WILLIAMS, P. (2007). *Karst Hydrogeology and Geomorphology*. Reino Unido: John Wiley & Sons, Inc. 562 p.
- FOSTER, J. S.; GREEN, S. J. (2011). Microbial diversity in modern stromatolites. In V. C. TEWARI e J. SECKBACH, *Stromatolites: interaction of microbes with sediments* (pp. 383-405). Springer. Cellular Origin, Life in Extreme Habitats and Astrobiology series, 18.
- FOUKE, B. W.; FARMER, J. D.; DES MARAIS, D. J.; PRATT, L.; STURCHIO, N. C.; BURNS, P. C.; DISCIPULO, M. K. (2000). Depositional facies and aqueous-solid geochemistry of travertine-depositing hot springs (Angel Terrace, Mammoth Hot Springs, Yellowstone National Park, USA). *Journal of Sedimentary Research*, 70, 565-585.
- FRAGOSO, M. (2004). *O contexto atmosférico dos episódios de precipitações intensas no Sul de Portugal* (CEGUL, área de Geografia Física e Ambiente, 39). Lisboa: Centro de Estudos Geográficos da Universidade de Lisboa. 148 p.
- FRAGOSO, M.; GOMES, P. T. (2008). Classification of daily abundant rainfall patterns and associated large-scale atmospheric circulation types in Southern Portugal. *International Journal of Climatology*, 28, 537-544.
- FREITAS, M. C.; ANDRADE, C.; CRUCES, A. (2002). The geological record of environmental changes in southwestern Portuguese coastal lagoons since the Lateglacial. *Quaternary International*, 93-94, 161-170.
- FREYTET, P.; PLET, A. (1990). Les formations stromatolitiques (tufs calcaires) récentes de la région de tournus (Saône et Loire). *Geobios*, 24, 123-139.

- FREYTET, P.; PLET, A. (1996). Modern freshwater microbial carbonates: the *Phormidium* stromatolites (tufa-travertine) of southeastern Burgundy (Paris basin, France). *Facies*, 34, 219-238.
- FREYTET, P.; VERRECCHIA, E. P. (2002). Lacustrine and palustrine carbonate petrography: an overview. *Journal of Paleolimnology*, 27, 221-237.
- GADOUIN, E.; PONEL, P.; ANDRIEU-PONEL, V.; FRANQUET, É. ; DE BEAULIEU, J-L.; REILLE, M.; GUITER, F.; BRULHET, J.; LALLIER-VERGES, É.; KERAVIDIS, D.; VON GRAFENSTEIN, U.; VERES, D. (2007). Past environment and climate changes at the last Interglacial/Glacial transition (Les Échets, France) inferred from subfossil chironomids (Insecta). *Comptes Rendus Geoscience*, 339, 337-346.
- GAIDA, R.; RADTKE, U. (1983). Datation de tufs calcaires quaternaires du Baixo Alentejo par les méthodes Th/U et ESR. *Finisterra*, 18 (35), 107-111.
- GALOPIM DE CARVALHO, A. M.; ROMARIZ, C. (1973). Tufos calcários quaternários de Santiago do Cacém. *Finisterra*, 8 (15). 112-114.
- GALOPIM DE CARVALHO, A. M.; PRATES, S. (1985). Sobre a ocorrência de caliços no Algarve. *Boletim da Sociedade Geológica de Portugal. Vol. XXIV*, 21-24. Lisboa: I Congresso Nacional de Geologia.
- GARCÉS, B.; MORENO, A.; NAVAS, A.; MATA, P.; MMACHÍN, J.; HUERTAS, A.; SAMPÉRIZ, P.; SCHWALB, A.; MORELLÓN, M.; EDWARDS, L. (2008). The Taravilla lake and tufa deposits (Central Iberian Range, Spain) as palaeohydrological and palaeoclimatic indicators. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 259, 136-156.
- GARCÍA-ALIX, A.; JIMÉNEZ-MORENO, G.; JIMÉNEZ-ESPEJO, F. J.; GARCÍA-GARCÍA, F.; HUERTAS, A. D. (2014). An environmental snapshot of the Bølling interstadial in Southern Iberia. *Quaternary Research*, 81, 284-294.
- GARCÍA-AMORENA, I.; MANZANEQUE, F. G.; RUBIALES, J. M.; GRANJA, H. M.; CARVALHO, G. S.; MORLA, C. (2007). The Late Quaternary coastal forests of western Iberia: A study of their macroremains. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 254, 448-461.
- GARCÍA-DEL-CURAM, Á.; BENAVENTE, D.; MARTÍNEZ-MARTÍNEZ, J.; CUETO, N. (2012). Sedimentary structures and physical properties of travertine and carbonate tufa building stone. *Construction and Building Materials*, 28, 456-467.
- GARCÍA-GARCÍA, E.; PLA-PUEYO, S.; NIETO, L. M.; VISERAS, C. (2014). Sedimentology of geomorphologically controlled Quaternary tufas in a valley in southern Spain. *Facies*, 60, 53-72.

- GASCOYNE, M.; CURRANT, A. P.; LORD, T. C. (1981). Ipswichian fauna of Victoria Cave and the marine palaeoclimatic record. *Nature*, 294, 652-654.
- GEDDA, B. (2001). *Environmental and climatic aspects of the early to mid Holocene calcareous tufa and land mollusc fauna in southern Sweden* (Tese de Doutoramento). Suécia: Universidade de Lund. *Lundqua thesis 45*. 50 pp.
- GEIRNAERT, W.; VAN BEERS, P.; DE VRIES, J. J.; HOOGEVEEN, H. (1982). A geo-electric of the Miocene aquifer between Quarteira and Olhão. In W. GEIRNAERT, P. H. VAN BEERS e J. J. DE VRIES (Eds.), *Hydrogeologic studies in the East Algarve, Portugal – A contribution to the III Semana de Hidrogeologia*, 10-14 de Maio, Lisboa (pp. 2-11). Amesterdão, Vrije Universiteit.
- GIBBARD, P. L. (2009) – *Climatostratigraphy*. <http://www.quaternary.stratigraphy.org.uk/about/climatostrat.html>, em 6 de Fevereiro de 2012.
- GIBBARD, P. L.; HEAD, M. J. (2009). The newly-ratified definition of the Quaternary System/Period and redefinition of the Pleistocene Series/Epoch, and comparison of proposals advanced prior to formal ratification. *Episodes*, 33, 152-158.
- GIRONE, A.; MAIORANO, P.; MARINO, M.; KUCERA, M. (2013). Calcareous plankton response to orbital and millennial-scale climate changes across the Middle Pleistocene in the western Mediterranean. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 392, 105-116.
- GLOVER, C.; ROBERTSON, A. H. F. (2003). Origin of tufa (cool-water carbonate) and related terraces in the Antalya area, SW Turkey. *Geological Journal*, 38, 329-358.
- GOMES, C. J. P.; FERREIRA, R. J. P. P. (2006). *Flora e vegetação. Barrocal algarvio. Tavira-Portimão*. Portugal: Comissão de Coordenação e Desenvolvimento Regional do Algarve. 354 p.
- GOMES, C. S. R. (2000). Variação dos parâmetros paleomagnéticos em perfis dos Tufos de Condeixa (Baixo Mondego, Portugal). *Ciências da Terra (UNL)*, 14, 155-162. Lisboa: 1º Congresso sobre o Cenozóico em Portugal.
- GOMES, M. V.; PAULO, L. C. (1999). A gruta da Quinta do Ribeiro (Goncinha, Loulé). *Al-Ulyã – Revista do Arquivo Histórico Municipal de Loulé*, 7, 9-17.
- GRADZIŃSKI, M.; JACH, R.; STWORZEWICZ, E. (2001). Origin of calcite-cemented Holocene slope breccias from the Długa valley (the western Tatra Mountains). *Annales Societatis Geologorum Poloniae*, 71, 105-113.
- GRADZIŃSKI, M. (2010). Factors controlling growth of modern tufa: results of a field experiment”. In H. M. PEDLEY e M. ROGERSON (Eds.), *Tufas and Speleothems: Unravelling*

- the Microbial and Physical Controls* (pp. 143-191). Londres (Reino Unido): Geological Society Special Publications, 336.
- GRIFFITHS, J. S.; SMITH, M. J.; PARON, P. (2011). Introduction to applied geomorphological mapping. *Developments in Earth Science Processes*, 15, 3-11.
- GRILLOT, J.-C.; ALMEIDA, C. (1982). Tectonique cassante posthercynienne dans l'Algarve (Sud du Portugal). Incidence sur l'hydrogéologie karstique. *Révue de Géologie Dynamique et de Géographie Physique*, 23, 119-130.
- GUERREIRO, P.; CUNHA, L.; RIBEIRO, C.; CANDEIAS, A. (2010). Os tufos calcários das áreas de Estoi, Loulé e ribeira das Mercês (Algarve, Portugal): caracterização e significado paleoambiental. *e-Terra*, Vol. 21 (7), 4p. <http://e-terra.geopor.pt>
- GUERREIRO, P.; CUNHA, L.; RIBEIRO, C. (2011a). Geomorphological settings and tufa models in Algibre flexure (Algarve, Portugal). *Rendiconti Online della Società Geologica Italiana*, 16, 19-20. Abbadia San Salvatore (Siena, Itália): International School of Travertine & Tufa. 5 a 9 de Setembro.
- GUERREIRO, P.; CUNHA, L.; RIBEIRO, C. (2011b). Interpretação geomorfológica da ribeira das Mercês e afloramentos de tufo calcário associados (Algarve Central). *Actas do VIII Congresso da Geografia Portuguesa* (CD-ROM). Lisboa. 4 p.
- GUERREIRO, P.; RIBEIRO, C.; CUNHA, L. (2011c). Perched springline tufa in Algibre flexure northern slopes. *5th Meeting of Post-Graduation in Physics and Earth Sciences of University of Évora* (CD-ROM). Évora. 1 p.
- GUERREIRO, P.; CUNHA, L.; RIBEIRO, C. (2013a). Caracterização geomorfológica e sedimentológica dos tufos calcários no flanco Sul da flexura de Algibre, Algarve Central (Portugal). *Atas do VI Congresso Nacional de Geomorfologia*. 21 a 23 de Fevereiro, Coimbra. pp. 4-7.
- GUERREIRO, P.; CUNHA, L.; RIBEIRO, C. (2013b). Central Algarve tufa platforms, Southern Portugal. Geomorphological characterization and genesis. *Actas do 8th IAG International Conference on Geomorphology*. 27 a 31 de Agosto, Paris (França).
- GUIOT, J.; PONS, A.; DE BEAULIEU, J. L.; REILLE, M. (1989). A 140,000-year continental climate reconstruction from two European pollen records. *Nature*, 338, 309-313.
- GUIOT, J.; DE BEAULIEU, J. L.; CHEDDADI, R.; DAVID, F.; PONEL, P.; REILLE, M. (1993). The climate in Western Europe during the last Glacial/Interglacial cycle derived from pollen and insect remains. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 103, 73-93.

- GUSTAVSSON, M.; KOLSTRUP, E.; SEIJMONSBERGEN, A. C. (2006). A new symbol-and-GIS based detailed geomorphological mapping system: Renewal of a scientific discipline for understanding landscape development. *Geomorphology*, 77, 90-111.
- HANECA, K.; ČUFAR, K.; BEECKMAN, H. (2009). Oaks, tree-rings and wooden cultural heritage: a review of the main characteristics and applications of oak dendrochronology in Europe. *Journal of Archaeological Science*, 36, 1-11.
- HAWS, J. A. (2012). Paleolithic socionatural relationships during MIS 3 and 2 in central Portugal. *Quaternary International*, 264, 61-77.
- HAYS, J. D.; IMBRIE, J.M.; SHACKLETON, N. J. (1976). Variations in the Earth's orbit: pacemaker of the Ice Ages. *Science*, 194, 1121-1132.
- HENNING, G. J.; GRÜN, R.; BRUNNACKER, K. (1983). Speleothems, travertines, and paleoclimates. *Quaternary Research*, 20, 1-29.
- HOFFMANN, F. (2005). *Les Tufs et Travertins en Périgord-Quercy* (Karstologia Mémoires 13). França: Presses Universitaires de Bordeaux. 260 p.
- HORI, M.; HOSHINO, K.; OKUMURA, K.; KANO, A. (2008). Seasonal patterns of carbon chemistry and isotopes in tufa depositing groundwaters of southwestern Japan. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 72, 480-492.
- HORTON, R. E. (1945). Erosional development of streams and their drainage basins; hydrophysical approach to quantitative morphology. *Bulletin of the Geological Society of America*, 56, 275-370.
- HORVATINČIČ, N.; BRONIČ, I. K., OBELIČ, B. (2003). Differences in the ^{14}C age, $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$ of Holocene tufa and speleothem in the Dinaric Karst. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 193, 139-157.
- HUGHES, M. K. (2002). Dendrochronology in climatology. *Dendrochronologia*, 20, 95-116.
- HUGHES, P. D.; GIBBARD, P.L. (2014). A stratigraphical basis for the Last Glacial Maximum (LGM). *Quaternary International*, <http://dx.doi.org/10.1016/j.quaint.2014.06.006>.
- IM, I.P. (2011a). *Boletim climatológico mensal – dezembro 2010*. Lisboa: Instituto de Meteorologia, I. P. www.ipma.pt. 14 p.
- IM, I.P. (2011b). *Boletim climatológico mensal – Janeiro 2011*. Lisboa: Instituto de Meteorologia, I. P. www.ipma.pt. 10 p.
- IM, I.P. (2011c). *Boletim climatológico mensal – Março 2011*. Lisboa: Instituto de Meteorologia, I. P. www.ipma.pt. 8 p.
- IM, I.P. (2011d) *Boletim climatológico mensal – Abril 2010*. Lisboa: Instituto de Meteorologia, I. P. www.ipma.pt. 14 p.

- IM, I.P. (2011e). *Boletim climatológico mensal – Abril 2011*. Lisboa: Instituto de Meteorologia, I. P. www.ipma.pt. 13 p.
- INCARBONA, A.; STEFANO, E. DI; SPROVIERI, R.; BONOMO, S.; PELOSI, N.; SPROVIERI, M. (2010). Millennial-scale paleoenvironmental changes in the central Mediterranean during the last interglacial: Comparison with European and North Atlantic records. *Geobios*, 43, 111-122.
- IRION, G.; MÜLLER, G. (1968). Mineralogy, petrology and chemical composition of some calcareous tufa from the Schwäbische Alb, Germany. In G. MÜLLER e G. M. FRIEDMAN (Eds.), *Recent developments in carbonate sedimentology in Central Europe* (pp. 157-171). Springer Berlin Heidelberg.
- IPMA, I.P. (2012). *Boletim climatológico mensal – novembro 2012*. Instituto Português do Mar e da Atmosfera, I. P. www.ipma.pt. 14 p.
- JANSSEN, A.; SWENNEN, R.; PODOOR, N.; KEPPENS, E. (1999). Biological and diagenetic influence in recent and fossil tufa deposits from Belgium. *Sedimentary Geology*, 126, 75-95.
- JIMÉNEZ-ESPEJO, F. J.; RODRÍGUEZ-VIDAL, J.; FINLAYSON, C.; MARTÍNEZ-RUIZ, F.; CARRIÓN, J. S.; GARCÍA-ALIX, A.; PAYTAN, A.; PACHECO, F. G.; FA, D. A.; FINLAYSON, G.; CORTÉZ-SÁNCHEZ, M.; GÁMIZ, M. R.; GONZÁLEZ-DONOSO, J. M.; LINARES, M. D.; CÁCERES, L. M.; FÉRNANDEZ, S.; IJIMA, K.; AGUIRRE, A. M. (2013). Environmental conditions and geomorphologic changes during the Middle-Upper Paleolithic in the southern Iberian Peninsula. *Geomorphology*, 180-181, 205-216.
- JIMÉNEZ-MORENO, G.; GARCÍA-ALIX, A.; HERNÁNDEZ-CORBLÁN, M. D.; ANDERSON, R. S.; DELGADO-HUERTAS, A. (2013). Vegetation, fire, climate and human disturbance history in the southwestern Mediterranean area during the late Holocene. *Quaternary Research*, 79, 110-122.
- JIN, L.; SIEGEL, D. I.; LAUTZ, L. K.; MITCHELL, M. J.; DAHMS, D. E.; MAYER, B. (2010). Calcite precipitation driven by the common ion effect during groundwater–surface-water mixing: A potentially common process in streams with geologic settings containing gypsum. *The Geological Society of America Bulletin*, 122, 1027-1038.
- JOLY, F. (1997) *Glossaire de Géomorphologie – Base de Données Sémiologiques pour la Cartographie*. Paris (França): Armand Colin. 324 p.
- JONES, B.; RENAUT, R. W. (2010). Calcareous spring deposits in continental settings. In A. M. ALONSO-ZARZA e L. H. TANNER. (Eds.), *Carbonates in Continental Settings – Facies, Environments and Processes* (pp. 177-219), *Developments in Sedimentology*, 61.
- JONES, B. PENG, X. (2014). Hot spring deposits on a cliff face: A case study from Jifei, Yunnan Province, China. *Sedimentary Geology*, 302, 1-28.

- JONES, B.; RENAUT, R. W.; OWEN, R. B.; TORFASON, H. (2005). Growth patterns and implications of complex dendrites in calcite travertines from Lýsuhóll, Snæfellsnes, Iceland. *Sedimentology*, 52, 1277-1301.
- JONES, W. K. (2013). Physical structure of the epikarst. *Acta Carsologica*, 42, 311-314.
- KAGEYAMA, M.; NEBOUT, N. C.; SEPULCHRE, P.; PEYRON, O.; KRINNER, G.; RAMSTEIN, G.; CAZET, J.-P. (2005). The Last Glacial Maximum and Heinrich Event 1 in terms of climate and vegetation around the Alboran Sea: a preliminary model-data comparison. *Comptes Rendues Geoscience*, 337, 983-992.
- KANO, A.; MATSUOKA, J.; KOJO, T.; FUJII, H. (2003). Origin of anual laminations in tufa deposits, southwest Japan. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 191, 243-262.
- KEPPEL, M. N.; CLARKE, J. D. A.; HALIHAN, T.; LOVE, A. J.; WERNER, A. D. (2011). Mound springs in the arid Lake Eyre South region of South Australia: A new depositional tufa model and its controls. *Sedimentary Geology*, 240, 55-70.
- KEPPEL, M. N.; POST, V. E. A.; LOVE, A. J.; CLARKE, J. D. A.; WERNER, A. D. (2012). Influences on the carbonate hydrochemistry of mound spring environments, Lake Eyre South region, South Australia. *Chemical Geology*, 296-297, 50-65.
- KLOOSTERMAN, F. H (1976). *A Hydrogeological Reconnaissance Study in the Middle Algarve, Portugal* (Free University of Amsterdam). Não editado, sujeito a consulta na Biblioteca Central da UALG. 97 p.
- VAN DER KNAAP, W. O.; VAN LEEUWEN, J. F. N. (1997). Late glacial and early Holocene vegetation succession altitudinal vegetation zonation, and climatic change in the Serra da Estrela, Portugal. *Review of Palaeobotany and Palynology*, 97, 239-285.
- KUKLA, G. J.; BENDER, M. L.; DE BEAULIEU, J.-L.; BOND, G.; BROECKER, W.S.; CLEVERINGA, P.; GAVIN, J. E.; HERBERT, T. D; IMBRIE, J.; JOUZEL, J.; KEIGWIN, L. D.; KNUDSEN, K-L.; MCMANUS, J. F.; MERKT, J.; MUHS, D. R.; MÜLLER, H.; POORE, R. Z.; PORTER, S. C.; SERET, G.; SHACKLETON, N. J.; TURNER, C.; TZEDAKIS, P. C.; WINOGRAD, I. J. (2002). Last interglacial climates. *Quaternary Research*, 58, 2-13.
- LEBREIRO, S. M.; MORENO, J. C.; MCCAVE, I. N.; WEAVER, P. P. E. (1996). Evidence for Heinrich layers off Portugal (Tore Seamount: 39 °N, 12 °W). *Marine Geology*, 131, 47-56.
- LEE, R. K. L.; OWEN, R. B.; RENAUT, R.W.; BEHRENSMEYER, A. K.; POTTS, R.; SHARP, W. D. (2013). Facies, geochemistry and diatoms of late Pleistocene Olorgesailie tufas, southern Kenya Rift. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 374, 197-217.

- LENOBLE, A.; BERTRAN, P.; MERCIER, N.; SITZIA, L. (2012). Le site du Lac Bleu et la question de l'extension du pergélisol en France au Pléistocène supérieur. In BERTRAN, P.; LENOBLE, A. (Eds.), *Quaternaire continental d'Aquitaine : un point sur les travaux récents* (pp. 109-121). Bordéus (França): Excursão da AFEQ – ASF. 30 de Maio – 1 de Junho de 2012.
- LIMONDIN-LOZOUET, N.; ANTOINE, P.; AUGUSTE, P.; BAHAIN, J. J.; CARBONEL, P.; CHAUSSÉ, C.; CONNET, N.; DUPERON, J.; DUPERON, M.; FALGUERES, C.; FREYTET, P.; GHALEB, B.; JOLLY-SAAD, M. C.; LHOMME, V.; LOZOUET, P.; MERCIER, N.; PASTRE, J. F.; VOINCHET, P. (2006). Le tuf calcaire de la Celle-Sur-Seine (Seine et Marne) : nouvelles données sur un site clé du stade 11 dans le nord de la France. *Quaternaire*, 17, 5-29.
- LONG, J. A.; STOY, P. C. (2013). Quantifying the periodicity of Heinrich and Dansgaard-Oeschger events during Marine Oxygen Isotope Stage 3. *Quaternary Research*, 79, 413-423.
- LOPES, F. M. V. (2006). *Rocha da Pena (Loulé, Algarve): Ao encontro da Geodiversidade*. <http://rochadapena.no.sapo.pt.>, em 3 de Março de 2013.
- LOPES, J. B. S. (1841). *Corografia ou memoria economica, estadística e topografica do reino do Algarve*. Lisboa: Academia Real das Sciencias de Lisboa. 528 p.
- LÓPEZ-GARCÍA, J. M.; CUENCA-BESCÓS, G.; FINLAYSON, C.; BROWN, K.; PACHECO, F. G. (2011). Palaeoenvironmental and palaeoclimatic proxies of the Gorham's cave small mammal sequence, Gibraltar, southern Iberia. *Quaternary International*, 243, 137-142.
- LOUREIRO, J. M. (1983). *Monografia hidrológica do Algarve*. Faro: Universidade do Algarve. Direção-geral dos recursos e aproveitamentos hidráulicos. 66 p.
- LOURENÇO, L. (1988). *Caderno de Trabalhos Práticos de Geografia Física – 1ª Parte*. Coimbra: Faculdade de Letras da Universidade de Coimbra. 266 p.
- LOURENÇO, L. (1989). *O rio Alva: hidrogeologia, geomorfologia, climatologia, hidrologia*. Coimbra: Instituto de Estudos Geográficos, Faculdade de Letras. 162 p.
- LOZANO, M. V.; SANCHO, C.; ARENAS, C.; VÁZQUEZ-URBEZ, M.; ORTIZ, J. E.; TORRES, T.; PARDO, G.; OSÁCAR, M. C.; AUQUÉ, L. (2012). Análisis preliminar de las tobas cuaternarias del río Ebrón (Castielfabib, Valencia, Cordillera Ibérica). *Geogaceta*, 51, 51-54.
- LUCIA, F. J. (1995). Rock-fabric/Petrophysical classification of carbonate por space for reservoir characterization. *AAPG Bulletin*, 79, 1275-1300.
- LUZIA, I. (1999). A escavação arqueológica de emergência do cemitério muçulmano da “Quinta da Boavista”/Loulé. *Al-Ulyã – Revista do Arquivo Histórico Municipal de Loulé*, 7, 129-185.

- MALATO-BELIZ, J. (1986). *O Barrocal Algarvio – Flora e Vegetação da Amendoeira (Loulé)* (Coleção Parques Naturais, 17). Lisboa: Serviço Nacional de Parques, Reservas e Conservação da Natureza. 51 p.
- MANGERUD, J.; ANDERSEN, S. T.; BERGLUND, B. E.; DONNER, J. J. (1974). Quaternary stratigraphy of Norden, a proposal for terminology and classification. *Boreas*, 3, 109-128.
- MANGERUD, J.; BERGLUND, B.E. (1978). The subdivision of the Quaternary of Norden: a discussion. *Boreas*, 7, 179-181.
- MANUPPELLA, G. (1992a). *Notícia explicativa*. In G. MANUPPELLA (Ed.), *Carta Geológica da Região do Algarve 1:100 000*. Lisboa: Serviços Geológicos de Portugal. 15 p.
- MANUPPELLA, G.; RAMALHO, M.; ANTUNES, M. T.; PAIS, J. (2007) – *Carta Geológica de Portugal 1:50 000. Notícia explicativa 53-A. Faro*. Lisboa: Departamento de Geologia do Instituto Nacional de Engenharia, Tecnologia e Inovação. 40 p.
- MANZO, E.; PERRI, E.; TUCKER, M. E. (2011). Carbonate deposition in a fluvial tufa system: processes and products (Corvino Valley – southern Italy). *Sedimentology*, 59, 553-577.
- MARCOTT, S. A.; SHAKUN, J. D.; CLARK, P. U.; MIX, A. C. (2013). A Reconstruction of Regional and Global Temperature for the Past 11,300 Years, *Science*, 339, 1198-1201.
- MARTÍN-ALGARRA, A.; MARTÍN-MARTÍN, M.; ANDREO, B.; JULIÀ, R.; GONZÁLEZ-GOMEZ, C. (2003). Sedimentary patterns in perched spring travertines near Granada (Spain) as indicators of the paleohydrological and paleoclimatological evolution of a karst massif. *Sedimentary Geology*, 161, 217-228.
- MARTÍNEZ-RAMIREZ, S.; FERNÁNDEZ-CARRASCO (2011). Raman spectroscopy: application to cementitious systems. In S. G. DOYLE (Ed.), *Construction and building: design, materials, and techniques* (pp. 233-244). Nova Science publishers, Inc.
- MARTINI, I.; CAPEZZUOLI, E. (2013). Interdigitated fluvial clastic deposits and calcareous tufa testifying an uplift of the catchment area: An example from the Pianizzoli area (southern Tuscany, Italy). *Sedimentary Geology*, 299, 60-73.
- MARTINS, A. F. (1949). *Maciço Calcário Estremenho. Contribuição para um estudo de Geografia Física* (Tese de Doutoramento em Ciências Geográficas). Coimbra: Faculdade de Letras da Universidade de Coimbra. 248 p.
- MARTINS, L. T.; MADEIRA, J.; YUBI, N.; MUNHÁ, J.; MATA, J.; KERRICH, R. (2008). Rift-related magmatism of the Central Atlantic magmatic province in Algarve, Southern Portugal. *Lithos*, 101, 102-124.
- MARTONNE, E. DE (1953). *Traité de Géographie Physique*. In M. GODINHO e A. F. MARTINS (Eds.), *Panorama da Geografia – Volume I* (979 p.). Lisboa: Edições Cosmos.

- MASSON-DELMOTTE, V. (2012). Les grandes oscillations du climat depuis 800 000 ans. In F. F. BERGER (Ed.), *Des climats et des hommes* (pp. 57-72). França: La Découverte.
- MCDERMOTT, F. (2004). Palaeo-climate reconstruction from stable isotope variations in speleothems: a review. *Quaternary Science Reviews*, 23, 901-918.
- MEDEIROS-GOUVÊA, A. DE (1938). *Algarve (aspectos fisiográficos)* (Tese de Doutoramento em Ciências Geográficas). Coimbra: Faculdade de Letras da Universidade de Coimbra. 160 p.
- MENDES, A. G. (1985). Os tufos de Condeixa – estudo de geomorfologia. *Cadernos de Geografia*, 4, 53-119
- MORAIS, J. C. (1966). *Clima de Portugal*. Lisboa: Ministério das Obras Públicas – Centro de Estudos de Urbanismo e Habitação Engenheiro Duarte Pacheco. 70 p.
- MORALES-MOLINO, C.; POSTIGO-MIJARRA, J. M.; GARCÍA-ANTÓN, M.; ZAZO, C. (2011). Vegetation and environmental conditions in the Doñana Natural Park coastal area (SW Iberia) at the beginning of the last glacial cycle. *Quaternary Research*, 75, 205-212.
- MOREIRA, M. E.; NETO, C. DA S. (2005). Parte VI – Vegetação. In C. A. MEDEIROS e A. B. FERREIRA, *Geografia de Portugal – O Ambiente Físico (Vol. 1)* (pp. 103-120). Rio de Mouro: Círculo de Leitores.
- MOURA, D.; GOMES, A.; GABRIEL, S.; HORTA, J. (2012). Mean sea level and coastline – Late Quaternary. In A. CAMPAR ALMEIDA, A. M. S. BETTENCOURT, D. MOURA, S. MONTEIRO-RODRIGUES e M. I. C. ALVES (Eds.) *Environmental changes and human interaction along the western Atlantic edge* (pp. 219-226). Coimbra: Associação Portuguesa para o Estudo do Quaternário.
- MORENO, E.; THOUVENY, N.; DELANGHE, D.; MCCAVE, N.; SHACKLETON, N. J. (2002). Climatic and oceanographic changes in the Northeast Atlantic reflected by magnetic properties of sediments deposited on the Portuguese Margin during the last 340 ka. *Earth and Planetary Science Letters*, 202, 465-480.
- MORENO, E.; CACHO, I.; CANALS, M.; GRIMALT, J. O.; SÁNCHEZ-GOÑI, M. F.; SHACKLETON, N.; SIERRA, F. J. (2005). Links between marine and atmospheric processes oscillating on a millennial time-scale. A multi-proxy study of the last 50,000 yr from the Alboran Sea (Western Mediterranean Sea). *Quaternary Science Reviews*, 24, 1623-1636.
- Munsell Color (2009) *Geological Rock-color Chart*.
- NGRIP MEMBERS (2004). High-resolution record of Northern Hemisphere climate extending into the last interglacial period. *Nature*, 431, 147-151.

- NICOD, J. (2010). Barrages de tufs calcaires et cascades dans le Centre Var: rapport avec les eaux des sources karstiques, historique et déclin actuel. *Physio-Géo – Géographie Physique et Environnement*, 4, 43-67.
- NICOLL, K.; GIEGENGACK, R.; KLEINDIENST, M. (1999). Petrogenesis of Artifact-Bearing Fossil-Spring Tufa Deposits from Kharga Oasis, Egypt. *Geoarchaeology: an international journal*, 14, 849-863.
- DO Ó, A.; ROXO, M. J. (2008). Drought events in Southern Portugal from the 12th to the 19th centuries: integrated research from descriptive sources, *Natural Hazards*, 47, 55-63.
- OLIVEIRA, J. T.; RELVAS, J.; PEREIRA, Z.; MATOS, J.; ROSA, C.; ROSA, D.; MUNHÁ, J.; FERNANDES, P.; JORGE, R.; PINTO, Á. (2013). Geologia Sul Portuguesa, com ênfase na estratigrafia, vulcanologia física, geoquímica e mineralizações da faixa piritosa. In R. DIAS, A. ARAÚJO, P. TERRINHA e J. C. KULLBERG (Eds.), *Geologia de Portugal no contexto da Ibéria. Vol. I. Geologia Pré-mesozóica de Portugal (673-765)*. Portugal: Escolar Editora.
- ORDÓÑEZ, S.; GARCÍA DEL CURA, M.A. (1983). Recent and Tertiary Fluvial carbonates in Central Spain. In J. D. COLLINSON e J. LEWIN (Eds.), *Ancient and Modern Fluvial Systems* (pp. 485-497). Oxford (Reino Unido): Blackwell Publishing Ltd. International Association of Sedimentologists, Special Publication 6.
- ORDÓÑEZ, S.; GONZALEZ, J. A.; GARCÍA DEL CURA (1986). Pétrographie et morphologie des édifices tuffeux quaternaires du centre de l'Espagne. *Méditerranée*, 57, 52-60.
- ORDÓÑEZ, S.; GARCÍA DEL CURA, M.A.; GONZALEZ, J.; FERNAND, A. (1997). Isótopos de Carbono y oxígeno en carbonatos fluviales actuales del centro de la Península Ibérica: significado climático y ambiental. *Études de Géographie Physique, Supplément au N° XXVI*, 139-141.
- ORDÓÑEZ, S.; GONZALEZ MARTIN, J. A.; GARCIA DEL CURA, M. A.; PEDLEY, H. M. (2005). Temperate and semi-arid tufas in the Pleistocene to recent fluvial barrage system in the Mediterranean area: the Ruidera Lakes Natural Park (Central Spain). *Geomorphology*, 69, 332-350.
- ORTIZ, J. E.; TORRES, T.; DELGADO, A.; REYES, E.; DÍAZ-BAUTISTA, A. (2009). A review of the Tagus river tufa deposits (central Spain): age and palaeoenvironmental record. *Quaternary Science Reviews*, 28, 947-963.
- OTTO, J.-C.; DIKAU, R. (2004). Geomorphologic system analysis of a high mountain valley in the Swiss Alps. *Zeitschrift für Geomorphologie*, 48, 323-341.
- ÖZKUL, M.; KELE, S.; GÖKGÖZ, A.; SHEN, C-C.; JONES, B.; BAYKARA, M. O.; FÓRIZS, I.; NÉMETH, T.; CHANG, Y-W.; ALÇIÇEK, M. C. (2013). Comparison of the Quaternary

- travertine sites in the Denizli extensional basin based on their depositional and geochemical data. *Sedimentary Geology*, 294, 179-204.
- PAILLER, D.; BARD, E. (2002). High frequency palaeoceanographic changes during the past 140 000 yr recorded by the organic matter in sediments of the Iberian Margin. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 181, 431-452.
- PAIS, J.; CUNHA, P. P.; PEREIRA, D. I.; LEGOINHA, P.; RÚBEN, D.; MOURA, D.; SILVEIRA, A. B.; KULLBERG, J. C.; GONZÁLEZ-DELGADO, J. A. (2012). *The Paleogene and Neogene of Western Iberia (Portugal). A Cenozoic record in the European Atlantic domain*. Springer-Verlag Berlin and Heidelberg GMBH & Co. 158 p.
- PAIS, J.; ROCHA, R. (2013). Quadro de divisões estratigráficas pós-Paleozóico. In R. DIAS, A. ARAÚJO, P. TERRINHA e J. C. KULLBERG. PORTUGAL (Eds.), *Geologia de Portugal. Volume II. Geologia Meso-cenozóica de Portugal* (Estampa XVI). Portugal: Escolar Editora.
- PAZZAGLIA, F.; BARCHI, M. R.; BURATTI, N.; CHERIN, M.; PANDOLFI, L.; RICCI, M. (2013). Pleistocene calcareous tufa from the Ellera basin (Umbria, central Italy) as a key for an integrated paleoenvironmental and tectonic reconstruction. *Quaternary International*, 292, 59-70.
- PEDLEY, H. M. (1990). Classification and environmental models of cool freshwater tufas. *Sedimentary Geology*, 68, 143-154.
- PEDLEY, H. M. (2009). Tufas and travertines of the Mediterranean region: a testing ground for freshwater carbonate concepts and developments. *Sedimentology*, 56, 221-246.
- PEDLEY, H. M. (2014). The morphology and function of thrombolitic calcite precipitating biofilms: A universal model derived from freshwater mesocosm experiments. *Sedimentology*, 61, 22-40.
- PEDLEY, H. M.; ROGERSON, M. (2010). Introduction to tufas and speleothems. In H. M. PEDLEY e M. ROGERSON (Eds.), *Tufas and Speleothems: Unravelling the Microbial and Physical Controls* (pp. 1-5). Londres (Reino Unido): Geological Society Special Publications, 336.
- PEDLEY, H. M.; ANDREWS, J.; ORDÓÑEZ, S.; GARCÍA DEL CURA, M. A.; MARTÍN, J.-A. G.; TAYLOR, D. (1996). Does climate control the morphological fabric of freshwater carbonates? A comparative study of Holocene barrage tufas from Spain and Britain. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 121, 239-257.
- PEDLEY, H. M.; MARTÍN, J. A. G.; ORDÓÑEZ, S.; GARCÍA DEL CURA, Á. (2003). Sedimentology of Quaternary perched springline and paludal tufas: criteria for recognition, with examples from Guadalajara Province, Spain. *Sedimentology*, 50, 23-44.

- PEDLEY, H. M.; ROGERSON, M.; MIDDLETON, R. (2009). Freshwater calcite precipitates from *in vitro* mesocosm flume experiments: a case for biomediation of tufas, *Sedimentology*, 56, 511-527.
- PELLICER, X. M.; LINARES, R.; GUTIÉRREZ, F.; COMAS, X.; ROQUÉ, C.; CARBONEL, D.; ZARROCA, M.; RODRÍGUEZ, J. A. P. (2014). Morpho-stratigraphic characterization of a tufa mound complex in the Spanish Pyrenees using ground penetrating radar and trenching, implications for studies in Mars. *Earth and Planetary Science Letters*, 388, 197-210.
- PENTECOST, A. (1995). The Quaternary Travertine Deposits of Europe and Asia Minor” in *Quaternary Science Reviews*, 14, 1005-1028.
- PENTECOST, A. (2005). *Travertine*. Berlim (Alemanha): Springer. 445 pp.
- PENTECOST, A.; VILES, H. (1994). A review reassessment for travertine classification. *Géographie Physique et Quaternaire*, 48, 305-314.
- PEREIRA, A. P. R. R. (1991). *A geomorfologia da margem continental portuguesa: conhecimento actual e linhas de pesquisa* (Prova complementar de Doutoramento em Geografia Física). Lisboa: Faculdade de Letras da Universidade de Lisboa. 79 p.
- PETIT, J. R.; JOUZEL, J.; RAYNAUD, D. ; BARKOV, N. I.; BARNOLA, J-M.; BASILE, I.; BENDER, M.; CHAPPELLAZ, J.; DAVIS, M.; DELAYGUE, G.; DELMOTTE, M.; KOTLYAKOV, V. M.; LEGRAND, M.; LIPENKOV, V. I.; LORIUS, C.; PÉPIN, L.; RITZ, C.; SALTZMAN, E.; STIEVENARD, M. (1999). Climate and atmospheric history of the past 420,000 years from the Vostok ice core, Antarctica. *Nature*, 399, 429-436.
- PINET, P. R. (2003). *Invitation to oceanography*. EUA: Jones and Bartlett Publishers. 555 p.
- PLA PUEYO, S. (2009). *Contexto estratigráfico y sedimentario de los yacimientos de grande mamíferos del sector central de la Cuenca de Guadix (Cordillera Bética)* (Tese de Doutoramento em Geologia). Granada (Espanha): Faculdade de Ciências da Universidade de Granada. 252 p.
- PONS, A.; REILLE, M. (1988). The Holocene- and Upper Pleistocene pollen record from Padul (Granada, Spain): a new study. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 66, 243-263.
- PRIMC-HABDIJA, B.; HABDIJA, I.; PLENKOVI-MORAJČ, A. (2001). Tufa deposition and periphyton overgrowth as factor affecting the ciliate community on travertine barriers in different velocity conditions, *Hydrobiologia*, 457, 87-96.
- QUEIROZ, P. F.; MATEUS, J. E. (2011). *Estudo polínico dos tufos calcários da ribeira da Asseca, Tavira – Relatório Final* (Terras Scenica – Território Antigo, 24). Lisboa: Projeto HOLOCLIMA. 23 p.

- RAMBERT, B. (1973). *Recherches sur la signification hydrogéologique de la densité du drainage. Application à la détermination et à la cartographie de l'écoulement souterrain*. Bureau de Recherches Géologiques et Minières, 73 SGN 422 AME. 63 p.
- RAINEY, D. K.; JONES, B. (2009). Abiotic versus biotic controls on the development of the Fairmont Hot Springs carbonate deposit, British Columbia, Canada. *Sedimentology*, 56, 1832-1857.
- REBELO, F. (2003). *Riscos Naturais e Acção Antrópica – Estudos e Reflexões*. Coimbra: Imprensa da Universidade de Coimbra. 286 p.
- REIS, E. (Coord.) (2007) *Contribuição para o Cálculo do Balanço Hídrico dos Principais Sistemas Aquíferos do Algarve*. Portugal: Comissão de Coordenação e Desenvolvimento Regional do Algarve. Ministério do Ambiente, Ordenamento do Território e do Desenvolvimento Regional. Acedido em <http://www.arh Algarve.pt/site/index.php?module=ContentExpress&func=display&ceid=12>, em 15 de Dezembro de 2012. 41 p.
- RESSURREIÇÃO, R.; CABRAL, J.; DIAS, R. P.; CARVALHO, J.; PINTO, C. (2011). Neotectonic activity on the Carcavai fault zone (Algarve, Portugal). *Comunicações Geológicas*, 98, 5-14.
- RIBEIRO, A. (2013). Evolução geodinâmica de Portugal; os ciclos ante-mesozóicos. In R. DIAS, A. ARAÚJO, P. TERRINHA, J. C. KULLBERG (Eds.), *Geologia de Portugal no contexto da Ibéria. Vol. I. Geologia Pré-mesozóica de Portugal* (pp.15-57). Portugal: Escolar Editora.
- RIBEIRO, C.; TERRINHA, P.; VOELKER, A.; CANDEIAS, A.; ROSADO, L.; GUERREIRO, P. (2013). The Holocene Climatic Recovery in SW Iberia Preserved in Limestone Tuff Deposits. *Ciências da Terra (UNL), n.º especial 7*. Strati 2013. 1st International Congress on Stratigraphy. 1 a 7 de Julho, Lisboa. 1 p.
- RIBEIRO, C.; TERRINHA, P.; VOELKER, A.; CANDEIAS, A.; ROSADO, L.; GUERREIRO, P. (2013). The Holocene Climatic Recovery in SW Iberia Preserved in Limestone Tuff Deposits. *Ciências da Terra (UNL), n.º especial 7*. Strati 2013. 1st International Congress on Stratigraphy. 1 a 7 de Julho, Lisboa. 1 p.
- RIBEIRO, C.; TERRINHA, P.; VOELKER, A.; CANDEIAS, A.; ROSADO, L.; GUERREIRO, P. (2014). The Holocene Climatic Recovery in South-Western Iberia as recorded in Limestone Tuff Deposits. In R. ROCHA, J. PAIS, J. C. KULLBERG E S. FINNEY (Eds.), *Strati 2013 – First International Congress on Stratigraphy At the Cutting Edge of Stratigraphy* (pp. 869-872). Springer Geology.

- RIBEIRO, L.; SANTOS, A. C.; DIAS DA SILVA, J. (1998). Caracterização geostatística da contaminação salina por dissolução de evaporitos – um caso na zona da Maragota. Lisboa: 4^o Congresso da Água. 8p.
- RIDING, R. (1999). The term stromatolite: towards an essential definition. *Lethaia*, 32, 321-330.
- ROCHA, R. B.; MARQUES, B. L.; ANTUNES, M. T.; PAIS, J. (1989) – *Carta Geológica de Portugal. Notícia explicativa 52-B*. Albufeira. Lisboa: Serviços Geológicos de Portugal. 36 p.
- RODRIGUES, M. L. (2012). Classificação e tipologia dos lapiás. Contributo para uma terminologia das formas cársicas. *Finisterra*, 47 (93), 147-158.
- RODRIGUES, M. L.; CUNHA, L.; RAMOS, C.; PEREIRA, A. R.; TELES, V.; DIMUCCIO, L. (2007) – *Glossário Ilustrado de Termos Cársicos*. Lisboa: Edições Colibri. 167 p.
- RODRÍGUEZ-BERRIGUETE, A.; ALONSO-ZARZA, A. M.; CABRERA, M. C.; RODRÍGUEZ-GONZALEZ (2012). The Azuaje travertine: an example of aragonite deposition in a recent volcanic setting, N Gran Canaria Island, Spain. *Sedimentary Geology*, 277-278, 61-71.
- RODRÍGUEZ-VIDAL, J.; FINLAYSON, G.; FINLAYSON, C.; NEGRO, J. J.; CÁCERES, L. M.; FA, D. A.; CARRIÓN, J. S. (2013). Undrowning a lost world — The Marine Isotope Stage 3 landscape of Gibraltar. *Geomorphology*, 203, 105-114.
- RODRÍGUEZ-TOVAR, F. J.; DORADOR, J. (2014). Ichnological analysis of Pleistocene sediments from the IODP Site U1385 “Shackleton Site” on the Iberian margin: Approaching paleoenvironmental conditions. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 409, 24-32.
- ROIRON, P.; ALI, A. A.; GUENDON, J-L.; MIGUERES, M-E.; MULLER, S. D.; OLLIVIER, V. (2006). La flore fossile du système travertineux du Serre de Montdenier (Alpes de Haute Provence, France) : un nouveaux jalon dans l’histoire de la végétation holocène des Alpes du Sud. *Quaternaire*, 17, 69-77.
- ROLAND, T. P.; CASELDINE, C. J.; CHARMAN, D. J.; TURNEY, C. S. M.; AMESBURY, M. J. (2013). Was there a ‘4.2 ka event’ in Great Britain and Ireland? Evidence from the peatland record. *Quaternary Science Reviews*, 83, 11-27.
- ROUCOUX, K. H.; SHACKLETON, N. J.; ABREU, L., SCHÖNFELD, J.; TZEDAKIS, P. C. (2001). Combined marine proxy and pollen analyses reveal rapid Iberian vegetation response to North Atlantic Millennial-scale climate oscillations. *Quaternary Research*, 56, 128-132.
- ROWBERRY, M.; BREWER, P.; MACKLIN, M. (2007). The number, form and origin of sub-horizontal surfaces of north Ceredigion, Wales U.K. *Norwegian Journal of Geology*, 87. 207-222.

- SALOMON, J.-N. (2000). *Précis de karstologie*. França: Presse Universitaires de Bordeaux. 251 p.
- SÁNCHEZ GOÑI, M. F.; EYNAUD, F.; TURON, J. L.; SHACKLETON, N. J. (1999). High resolution palynological record off the Iberian margin: direct land-sea correlation for the Last Interglacial complex. *Earth and Planetary Science Letters*, 171, 123-137.
- SÁNCHEZ GOÑI, M. F.; TURON, J.-L.; EYNAYS, F.; GENDREAU, S. (2000). European climatic response to millennial-scale changes in the atmosphere-ocean system during the last Glacial Period. *Quaternary Research*, 54, 394-403.
- SÁNCHEZ GOÑI, M. F.; LOUTRE, M. F.; CRICIFIX, M.; PEYRON, O.; SANTOS, L.; DUPRAT, J.; MALAIZÉ, B.; TURON, J.-L.; PEYPOUQUET, J.-P. (2005). Increasing vegetation and climate gradient in Western Europe over the Last Glacial Inception (122–110 ka: data-model comparison. *Earth and Planetary Earth Science Letters*, 231, 111-130.
- SANDERS, D.; WERTL, W.; ROTT, E. (2011). Spring-associated limestones of the Eastern Alps: overview of facies, deposystems, minerals, and biota. *Facies*, 57, 395-416.
- SANTOS, F.; PEÑA, A.; NOGALES, B.; SORIA-SORIA, E.; GARCÍA DEL CURA, M.^a Á.; GONZÁLEZ-MARTÍN, J. A.; ANTÓN, J. (2010). Bacterial diversity in dry modern freshwater stromatolites from Ruidera Pools Natural Park, Spain. *Systematic and applied microbiology*, 33, 209-221.
- SANTOS, J. G. (1996). *A depressão marginal. Elementos para a caracterização geomorfológica do sector Coimbra-Penela e análise de riscos de movimentos de terreno* (Dissertação de Mestrado em Geografia Física) Coimbra: Faculdade de Letras da Universidade de Coimbra. 214 p.
- SANTOS, L.; SÁNCHEZ GOÑI, M. F. (2003). Lateglacial and Holocene environmental changes in Portuguese coastal lagoons 3: vegetation history of the Santo André coastal area. *The Holocene*, 13, 459-464.
- SCHNEIDER, H.; HÖFER, D.; TROG, C.; BUSCH, S.; SCHNEIDER, M.; BAADE, J.; DAUT, G.; MÄUSBACHER, R. (2010). Holocene estuary development in the Algarve Region (Southern Portugal) – A reconstruction of sedimentological and ecological evolution. *Quaternary International*, 221, 141-158.
- SCHOLLE, P. A.; ULMER-SCHOLLE, D. S. (2003). *A color guide to the petrography of carbonate rocks: grains, textures, porosity, diagenesis* (AAPG Memoir 77). Canadá: The American Association of Petroleum Geologists. 459 p.
- SCHÖTTLE, M.; MÜLLER, G. (1968). Recent carbonate sedimentation in the Gnadensee (Lake Constance), Germany. In G. MÜLLER e G. M. FRIEDMAN (Eds.), *Recent developments in carbonate sedimentology in Central Europe* (pp. 148-156). Springer Berlin Heidelberg.

- SCHREIBER, B. C.; SMITH, D.; SCHREIBER, E. (1981). Spring peas from New York State: nucleation and growth of fresh water hollow ooliths and pisoliths. *Journal of Sedimentary Petrology*, 51, 1341-1346.
- SHACKLETON, N. J.; OPDYKE, N. D. (1973). Oxygen isotope and palaeomagnetic stratigraphy of Equatorial Pacific Core V28-238: oxygen isotope temperatures and ice volumes on a 10^5 year and 10^6 year scale. *Quaternary Research*, 3, 39-55.
- SILVA, M. O. DA (1984). *Hidrogeologia do Algarve Oriental* (Tese de Doutoramento em Geologia) Lisboa: Faculdade de Ciências da Universidade de Lisboa. 260 p.
- SILVA, M. L.; ALMEIDA, C. (1989). Aspetos hidrogeológicos das formações miocénicas do Algarve. *Geolis*, 2, 115-132.
- SILVA, P. G.; ZAZO, C.; BARDAJÍ, T.; BAENA, J.; LARIO, J., ROSAS, A., VAN DER MADE, J. (2009). *Tabla cronoestratigráfica del Cuaternario de la Península Ibérica*, v.2. AEQUA, consultado em www.aequa.es, em 6 de Junho de 2011).
- SOARES, A.; CUNHA, L.; MARQUES, J. (1997). Les tufs calcaires dans la Région du Baixo Mondego (Portugal). Les Tuf de Condeixa. Présentation Générale. *Études de Géographie Physique, Travaux 1997, Supplément au N° XXVI*, 55-58.
- SOLIGO, M.; TUCCIMEI, P.; BARBERI, R.; DELITALA, M. C.; MICCADEI, E.; TADDEUCCI, A. (2002). U/Th dating of freshwater travertine from Middle Velino Valley (Central Italy): paleoclimatic and geological implications. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 184, 147-161.
- SOLTNER, D. (1986). *Les Bases de la Production Végétal. Tome I*. Angers (França): Collection Sciences et Techniques Agricoles. 464 p.
- SPEELMAN, H.; RYCKBORST, H. (1976). Hydrogeology of the Quaternary and Tertiary formations along the south coast of the Algarve Portugal. *Hydrological Sciences Bulletin*, 21, 345-356.
- STIGTER, T. Y., VAN OOIJEN, S. P. J.; POST, V. E. A.; APPELO, C. A. J.; CARVALHO DILL, A. M. M. (1998). A hydrogeological and hydrochemical explanation of the groundwater composition under irrigated land in a Mediterranean environment, Algarve, Portugal. *Journal of Hydrology*, 208, 262-279.
- STIGTER, T. Y., RIBEIRO, L.; CARVALHO DILL, A. M. M. (2006). Application of a groundwater quality index as an assessment and communication tool in agro-environmental policies – Two Portuguese case studies. *Journal of Hydrology*, 327, 578-591.

- STONE, A. E. C.; VILES, H. A.; THOMAS, L.; VAN CALSTEREN, P. (2010). Can ^{234}U – ^{230}Th dating be used to date large semi-arid tufas? Challenges from a study in the Naukluft Mountains, Namibia. *Journal of Quaternary Science*, 25, 1360-1372.
- STRAHLER, A. N. (1952). Hypsometric (area-altitude) analysis of erosional topography. *Bulletin of the Geological Society of America*, 63, 1117-1142.
- SÜRMELEHINDI, G.; PASSCHIER, C. W.; BAYKAN, O. N.; SPÖTL, C.; KESSENER, P. (2013). Environmental and depositional controls on laminated freshwater carbonates: An example from the Roman aqueduct of Patara, Turkey. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 386, 321-335.
- TABORDA, J. P.; ALCOFORADO, M. J.; GARCIA, J. C. (2004). *O clima do Sul de Portugal no Século XVIII – Reconstituição a partir de fontes descritivas e instrumentais* (Geo-Ecologia, 2). Lisboa: Centro de Estudos Geográficos da Universidade de Lisboa. 211 p.
- TAKASHIMA, C.; KANO, A. (2005). Depositional processes of travertine developed at Shionoha hot spring, Nara Prefecture, Japan. *Journal of the Geological Society of Japan*, 111, 751-764.
- TAYLOR, M. P.; DRYSDALE, R. N.; CARTHEW, K. D. (2004). The formation and environmental significance of calcite rafts in tropical tufa-depositing rivers of northern Australia” in *Sedimentology*, 51, 1089-1101.
- TERRINHA, P.; COWARD, M. P.; RIBEIRO, A. (1990). Salt Tectonics in the Algarve Basin: the Loulé diapir. *Comunicações dos Serviços Geológicos de Portugal*, 76, 33-40.
- TERRINHA, P.; RIBEIRO, C.; KULLBERG, J. C.; LOPES, C.; ROCHA, R.; RIBEIRO, A. (2002). Compressive Episodes and Faunal Isolation during Rifting, Southwest Iberia. *The Journal of Geology*, 110, 101-113.
- TERRINHA, P.; ROCHA, R.; REY, J.; CACHÃO, M.; MOURA, D.; ROQUE, C.; MARTINS, L.; VALADARES, V.; CABRAL, J.; AZEVEDO, M. R.; BARBERO, L.; CLAVIJO, E.; DIAS, R. P.; MATIAS, H.; MADEIRA, J.; SILVA, C. M.; MUNHÁ, J.; REBELO, L.; RIBEIRO, C.; VICENTE, J.; NOIVA, J.; YUBI, N.; BENSALAH (2013). A Bacia do Algarve: estratigrafia, paleogeografia e tectónica”. In R. DIAS, A. ARAÚJO, P. TERRINHA e J. C. KULLBERG (Eds.), *Geologia de Portugal no contexto da Ibéria. Vol. 2. Geologia Meso-Cenozóica de Portugal* (29-166). Portugal: Escolar Editora.
- THOMSON, J.; NIXON, S.; SUMMERHAYES, C. P.; SCHÖNFELD, J.; ZAHN, R.; GROOTES, P. (1999). Implications for sedimentation changes on the Iberian margin over the last two glacial=interglacial transitions from $(^{230}\text{Th}_{\text{excess}})_0$ systematics. *Earth and Planetary Science Letters*, 165, 255-270.

- THOUVENY, N.; MORENO, E.; DELANGHE, D.; CANDON, L.; LANCELOT, Y.; SHACKLETON, N. J. (2000). Rock magnetic detection of distal ice-rafted debries: clue for the identification of Heinrich layers on the Portuguese margin. *Earth and Planetary Science Letters*, 180, 61-75.
- TOMÉ, R. (1996). Morfologia Cársica do Concelho de Loulé – Abordagem Premilinar. *Al-Ulyã, Revista do Arquivo Histórico Municipal do Concelho de Loulé*, 5, 217-239.
- TRIGO, R.; OSBORN, T. J.; CORTE-REAL, J. (2002). Influência da Oscilação do Atlântico Norte no clima do continente europeu e no caudal dos rios ibéricos atlânticos. *Finisterra*, 73, 5-31.
- TUCKER, M. E.; WRIGHT, V. P. (1990). *Carbonate sedimentology*. Reino Unido: Blackwell Science. 482 p.
- TURNER, C. (2002). Formal Status and Vegetational Development of the Eemian Interglacial in Northwestern and Southern Europe. *Quaternary Research*, 58, 41-44.
- TURNER, E. C.; JONES, B. (2005). Microscopic calcite dendrites in cold-water tufa: implications for nucleation of micrite and cement. *Sedimentology*, 52, 1043-1066.
- VADOUR, J. (1986). Travertins holocènes et pression anthropique. *Méditerranée*, 57, 168-173.
- VADOUR, J. (1994). Évolution holocène des travertins de vallée dans le Midi méditerranéen français. *Géographie Physique et Quaternaire*, 48, 315-326.
- VALERO-GARCÉS, B.; MORENO, A.; NAVAS, A.; MATA, P.; MACHIN, J.; DELGADO HUERTAS, A., SAMPERIZ, P. G.; SCHWALB, A., MORELLÓN, M.; CHENG, H.; EDWARDS, R. L. (2008). The Taravilla lake and tufa deposits (Central Iberian Range, Spain) as palaeohydrological and palaeoclimatic indicators. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 259, 136-156.
- VALERO-GARCÉS, B.; MORELLÓN, M.; MORENO, A.; CORELLA, J. P.; MARTÍN-PUERTAS, C.; BARREIRO, F.; PÉREZ, A.; GIRALT, S.; MATA-CAMPO, M. P. (2013). Lacustrine carbonates of Iberian Karst Lakes: Sources, processes and depositional environments. *Sedimentary Geology*, 299, 1-29.
- VÁZQUEZ-URBEZ, M.; ARENAS, C.; SANCHO, C.; OSÁCAR, C.; AUNQUÉ, L.; PARDO, G. (2010). Factors controlling present-day tufa dynamics in the Monasterio de Piedra Natural Park (Iberian Range, Spain): depositional environmental settings, sedimentation rates and hydrochemistry. *International Journal of Earth Sciences/Geologische Rundschau*, 99, 1027-1049.

- VÁZQUEZ-URBEZ, M.; PARDO, G.; ARENAS, C.; SANCHO, C. (2011a). Fluvial diffluence episodes reflected in the Pleistocene tufa deposits of the river Piedra (Iberian range, NE Spain). *Geomorphology*, 125, 1-10.
- VÁZQUEZ-URBEZ, M.; ARENAS, C.; SANCHO, C.; AUQUÉ, L. F.; OSÁCAR, C.; PARDO, G. (2011b). Quaternary and present-day tufa systems of the Rivers Piedra and Añamaza (Iberian Range, Spain). In C. ARENAS, L. POMAR e F. COLOMBO (Eds.), *Geo-Guías 8. Post-meeting field trips of the 28th IAS Meeting, Zaragoza* (pp. 241-274). Espanha: Sociedad Geológica de España.
- VÁZQUEZ-URBEZ, M.; ARENAS, C.; PARDO, G. (2012). A sedimentary facies model for stepped, fluvial tufa systems in the Iberian Range (Spain): the Quaternary Piedra and Mesa valleys. *Sedimentology*, 59, 502-526.
- VERA-TORRES, J. A. (1994). *Estratigrafía. Principios y métodos*. Espanha: Editorial Rueda. 806 p.
- VIEIRA, G. T.; CORDEIRO, A. M. R. (1998). Geomorfologia periglaciária em Portugal: estado do conhecimento. In A. GÓMEZ ORTIZ, F. SALVADOR FRANCH, L. SCHULTE e A. GARCÍA NAVARRO (Eds.), *Procesos biofísicos actuales en medios fríos* (pp. 347-371). Barcelona (Espanha): Publicaciones de la Universitat de Barcelona.
- VILES, H. A.; PENTECOST, A. (2007). Tufa and travertine. In D. J. NASH e S. L. MCLAREN. (Eds.), *Geochemical Sediments and Landscapes* (pp. 173-199). Singapura: Wiley-Blackwell.
- VILES, H. A.; TAYLOR, M. P.; NICOLL, K.; NEUMANN, S. (2007). Facies evidence of hydroclimatic regime shifts in tufa depositional sequences from the arid Naukluft Mountains, Namibia. *Sedimentary Geology*, 195, 39-53.
- DE VRIES, J. J.; SCHWAN, J. (2000). *Groundwater flow and geological structure of the Algarve, Portugal*. Amesterdão (Holanda): Department of Hydrology and Hydrogeology of the Faculty of Earth Sciences, Vrije Universiteit. 104 p.
- WALKER, M.; JOHNSEN, S.; RASMUSSEN, S. O.; POPP, T.; STEFFENSEN, J.-P.; GIBBARD, P.; HOEK, W.; LOWE, J.; ANDREWS, J.; BJÖRK, S.; CWYNAR, L. C.; HUGHEN, K.; KERSHAW, P.; KROMER, B.; LITT, T.; LOWE, D. J.; NAKAGAWA, T.; NEWNHAM, R.; SCHWANDER, J. (2009). Formal definition and dating of the GSSP (Global Stratotype Section and Point) for the base of the Holocene using the Greenland NGRIP ice core, and selected auxiliary records. *Journal of Quaternary Science*, 24, 3-17.
- WATTS, N. L. (1980). Quaternary pedogenic calcretes from the Kalahari (southern Africa): mineralogy, genesis and diagenesis. *Sedimentology*, 27, 661-686.

- WEBB, R. S.; RIND, D. H.; LEHMAN, S. J.; HEALY, R. J.; SIGMAN, D. (1997). Influence of ocean heat transport on the climate of the Last Glacial Maximum. *Nature*, 385, 695-699.
- WHITE, W. B. (1988). *Geomorphology and hydrology of karst terrains*. EUA: Oxford University Press. 464 p.
- WINOGRAD, I. J.; COPLEN, T. B.; LANDWEHR, J. M.; RIGGS, A. C.; LUDWIG, K. R.; SZABO, B. J.; KOLESAR, P. T.; REVESZ, K. M. (1992). Continuous 500,000-year climate record from vein calcite in Devils Hole, Nevada. *Nature*, 258, 255-260.
- WOILLARD, G. M. (1978). Grande Pile peat bog: a continuous pollen record for the last 140,000 years. *Quaternary Research*, 9, 1-21.
- WRIGHT, J. S. (2000). Tufa Accumulations in Ephemeral Streams: observations from The Kimberley, north-west Australia. *Australian geographer*, 31, 333-347.
- WRIGHT, V. P.; TUCKER, M. E. (1991) *Calcretes: An Introduction*. In V. P. WRIGHT e M. E. TUCKER (Eds.), *Calcretes* (pp. 1-22). Oxford (Reino Unido): Blackwell Scientific Publications. Reprint Series Volume 2 of International Association of Sedimentologists.
- YANES, Y.; GÓMEZ-PUCHE, M.; ESQUEMBRE-BEBIA, M. A.; FERNÁNDEZ-LÓPEZ-DE-PABLO, J. (2013). Younger Dryas – early Holocene transition in the south-eastern Iberian Peninsula: insights from land snail shell middens. *Journal of Quaternary Science*, 28, 777-788.
- YANG, C-C.; CHEN, P-W (2008). Synthesis and characterization of nanosized calcium zincate powders and its application to the Zn electrodes. *ECS Transactions*, 13 (23), 1-20.
- ZAMARREÑO, I.; ANADÓN, P.; UTRILLA, R. (1997). Sedimentology and isotopic composition of Upper Palaeocene to Eocene non-marine stromatolites, eastern Ebro Basin, NE Spain. *Sedimentology*, 44, 159-176.
- ZAZO, C.; MERCIER, N.; SILVA, P. G.; DABRIO, C. J.; GOY, J. L.; ROQUERO, E.; SOLER, V.; BORJA, F.; LARIO, J.; POLO, D.; DE LUQUE, L. (2005). Landscape evolution and geodynamic controls in the Gulf of Cadiz (Huelva coast, SW Spain) during the Late Quaternary. *Geomorphology*, 68, 269-290.
- ZHANG, D. D.; ZHANG, Y.; ZHU, A.; CHENG, X. (2001). Physical mechanisms of river waterfall tufa (travertine) formation. *Journal of Sedimentary Research*, 71, 205-216.

Bases de dados *on-line*¹

DGPC – *Portal do Arqueólogo*. Direção-Geral do Património Cultural. In {<http://arqueologia.igespar.pt/>}

¹ Acessos múltiplos aos dados on-line, as datas de acesso encontram-se junto dos dados

- Laboratoire de géologie de Lyon (2010-2013) – *Handbook of Minerals Raman Spectra*. ENS-Lyon, França. In {<http://www.ens-lyon.fr/LST/Raman/>}
- IAEA/WMO (2006), Isotope Hydrology Information System. The ISOHIS/GNIP Database. in {<http://www.iaea.org/water>}
- IPMA, I.P., Instituto Português do Mar e da Atmosfera, I. P. in {www.ipma.pt}
- DOWNS, R. T. (2006) – “The RRUFF Project: an integrated study of the chemistry, crystallography, Raman and infrared spectroscopy of minerals” in *Program and Abstracts of the 19th General Meeting*. International Mineralogical Association in Kobe, Japan. O03-13. In {<http://rruff.info/>}
- SNIRH, Sistema Nacional de Informação de Recursos Hídricos. Agência Portuguesa do Ambiente in {<http://snirh.pt>}
- WETTERZENTRALE, in {www.wetterzentrale.de}

Cartografia, fotografia aérea e imagens de satélite²⁷

- ÂNGELO, C.; BETTENCOURT, P.; FERNÁNDEZ-PALACIOS, A.; OJEDA, J. (2001). *Mapa fisiográfico del litoral atlántico Algarve-Andaluzia (C.F. 02: Faro). Carta fisiográfica do litoral atlântico Algarve-Andaluzia 1/50.000 (C.F. 02: Faro)*. Junta de Andalucía. Ministério do Ambiente e do Ordenamento do Território de Portugal. 96 p.
- Google Inc. (2011). *Google Earth 6.x*. in {<http://www.google.com/earth/index.html>}
- Google Inc. (2013). *Google Earth 7.x*. in {<http://www.google.com/earth/index.html>}
- Instituto Geográfico do Exército. *Cartas Militares de Portugal à escala 1:25 000 N.º 597, 598, 606, 607. Edições de 2005 e 2006*.
- Instituto Geográfico do Exército. *Fotografias aéreas N.º 6473, 6474, 6475, 7996, 7997, 7998, 9014, 9015, 9016 das fiadas 30, 31, 32, 33 e 34 do voo americano 1958/60 da ESCE (USAF) a 12 500 pés*. Impresso em 230x230 à escala aproximada de 1:26 000.
- Instituto Geográfico Português (1985a). *Fotografias aéreas N.º 6291, 6292, 6293, 6294, 6295, 6296, 6297, 6298, 6299, 6300, 6301, 6302, 6303 e 6304 da fiada 48*. Rolo 85.36 de 6 de Setembro, impresso à escala aproximada 1:15 000 pelo Instituto Geográfico Português.
- Instituto Geográfico Português (1985b). *Fotografias aéreas N.º 2677, 2678, 2679, 2680, 2681, 2682, 2683, 2684, 2685 e 2686 da fiada 49*. Rolo 85.36 de 6 de Setembro, impresso à escala aproximada 1:15 000 pelo Instituto Geográfico Português.

- Instituto Geográfico Português (1985c). *Fotografias aéreas Nº 9293, 9294, 9295, 9296, 9297, 9298, 9299, 9300 e 9301* da fiada 52. Rolo 85.36 de 14 de Setembro, impresso à escala aproximada 1:15 000 pelo Instituto Geográfico Português.
- Instituto Geográfico Português (1985d). *Fotografias aéreas Nº 9415, 9416, 9417, 9418, 9419, 9420, 9421, 9422, 9423, 9424* da fiada 53. Rolo 85.36 de 14 de Setembro, impresso à escala aproximada 1:15 000 pelo Instituto Geográfico Português.
- Instituto Geográfico Português (1985e). *Fotografias aéreas Nº 9485, 9486, 9487, 9488, 9489, 9490, 9491, 9492, 9493* da fiada 54. Rolo 85.18 de 14 de Setembro, impresso à escala aproximada 1:15 000 pelo Instituto Geográfico Português.
- Instituto Geográfico Português (1985f). *Fotografias aéreas Nº 9608, 9609, 9610, 9611, 9612, 9613, 9614, 9615, 9616, 9617 e 9618* da fiada 55. Rolo 85.36 de 14 de Setembro, impresso à escala aproximada 1:15 000 pelo Instituto Geográfico Português.
- Instituto Geográfico Português (1986a). *Fotografias aéreas Nº 2650, 2651, 2652, 2653, 2654, 2655, 2656, 2657, 2658, 2659, 2660 e 2661* da fiada 50. Rolo 86.13 de 20 de Março, impresso à escala aproximada 1:15 000 pelo Instituto Geográfico Português.
- Instituto Geográfico Português (1986b). *Fotografias aéreas Nº 2576, 2577, 2578, 2579, 2580, 2581, 2582, 2583, 2584, 2585 e 2586* da fiada 51. Rolo 86.13 de 20 de Março, impresso à escala aproximada 1:15 000 pelo Instituto Geográfico Português.
- Instituto Geográfico Português (2007). *Carta de Uso e Ocupação do Solo em Portugal Continental, nível 2* in [http://www.igeo.pt/e-IGEO/egeo_downloads.htm] em 2013.01.08.
- MANUPPELLA, G. (1992b). *Carta Geológica da Região do Algarve. Escala 1:100 000*. Lisboa: Serviços Geológicos de Portugal.
- MANUPPELLA, G.; BARTOLOMEU, A.; RODRIGUES, A.; LEAL, J. G.; RAMALHO, M.; ROCHA, R.; MARQUES, B.; TELLES ANTUNES, M.; PAIS, J.; MOURA, D.; DIAS, R. P. (2006). *Carta Geológica de Portugal. 53-A (Faro). Escala 1:50 000*. G. MANUPPELLA (Ed.). Instituto Nacional de Engenharia, Tecnologia e Inovação, I. P., Departamento de Geologia. Ministério da Economia e da Inovação. Reimpressão, com pequenas alterações da Folha 53-A (Faro) (1985).

Anexos

Anexo I. Inventário de amostras e lâminas delgadas

Quadro 1 – Inventário das amostras e lâminas delgadas referidas no texto e respetiva caracterização da posição geomorfológica e tipo de fácies.

Alface (Alf)

Alf-1	<p><i>Posição geomorfológica:</i> cascata subatual, com deposição possivelmente de fluxo laminar com passagem lateral tufo calcários granulares e fitoclásticos, por vezes consolidados (<i>Lbc</i>). Rico em malacofauna macroscópica. Próximo deste ponto, conhecem-se também fácies de cortinas de macrófitas (<i>Lst2</i>).</p> <p><i>Coordenadas:</i> 37°06'24,3"N, 7°54'59,6"W <i>Altitude:</i> 120 a 130 m</p>
<i>Alf-1(1)-II</i>	<p>Base do Alf-1. Recolhido em 2011.08.10</p> <p><i>Fácies:</i> Tufo calcário fitoclástico (<i>Lbc</i>), com alguns fragmentos de madeira conservados.</p> <p><i>Amostra:</i> <i>Alf-1(1)-II</i></p> <p><i>Lâminas delgadas:</i> A1t1, A1t2, A1t3</p>
<i>Alf-1(2)-II</i>	<p>Topo do Alf-1. Recolhido em 2011.08.10</p> <p><i>Fácies:</i> Tufo laminar, provavelmente associado a algas ou cianobactérias (<i>Lla/b</i>), de consolidação branda e tufo fitoclástico (<i>Lbc</i>). No segundo caso, apresenta alguns moldes de folhas e caules. A amostragem dividida em duas partes, onde o A2 corresponde à componente fitoclástica e o A3 à componente laminar.</p> <p><i>Amostras:</i> <i>Alf-1(2a)-II</i> e <i>Alf-1(2b)-II</i></p> <p><i>Lâminas delgadas:</i> A3t1, A3t2</p>
Alf-2	<p><i>Posição geomorfológica:</i> depósitos da parte central do membro superior da formação de Alface (E_{RS+70}). Lamas carbonatadas relativamente homogêneas, localizadas próximo de uma exurgência actual. O depósito está fossilizado por uma crosta predominantemente carbonatada com óxidos/hidróxidos de ferro.</p> <p><i>Coordenadas:</i> 37°06'35,9"N, 7°54'45,3"W <i>Altitude:</i> ~150 m</p>
<i>Alf-2(1)-II</i>	<p><i>Fácies:</i> Crusta predominantemente carbonatada com óxidos/hidróxidos de ferro. Esta crosta apresenta laminações superiores mais escuras junto da superfície e tem um limite bem definido a difuso com o material de formação (lamas carbonatadas).</p> <p><i>Amostra:</i> <i>Alf-2(1)-II</i></p> <p><i>Lâminas delgadas:</i> A10H e A10V (crosta na horizontal e na vertical respetivamente).</p>
Alf-3	<p><i>Posição geomorfológica:</i> depósitos do sector nordeste do membro superior da formação de Alface (E_{RS+70}). Associação de fácies associado a ambiente de planície aluvial de fluxo lento, onde predominam tufo bandados associados a algase/ou bactérias (<i>Lpab</i>) e lenticulares micréciticos (<i>Lpmi</i>), tufo</p>

	calcários fitoclásticos (<i>Lpc</i>) nas fases de deposição mais intensa e por vezes conglomerados de cimento carbonatado (<i>CgL</i>).
	<i>Coordenadas:</i> 37°06'38,9"N, 7°54'45,8"W <i>Altitude:</i> ~140 m
<i>Alf-3(2)-II</i>	<i>Fácies:</i> tufos calcários fitoclásticos de parte intermédia <i>Amostra:</i> Alf-3(2)-II <i>Lâminas delgadas:</i> <u>A4</u>
<i>Alf-3(3)-II</i>	<i>Fácies:</i> tufos calcários fitoclásticos da parte superior, de consolidação branda e formas mal definidas <i>Amostra:</i> Alf-3(3)-II

São Lourenço (SL)

SL-1	<i>Posição geomorfológica:</i> Preenchimento em área de estrangulamento fundo da planície aluvial por tufos calcários fluviais de barreira fitoconstruída com formação de superfície de energia reduzida a montante. Neste ambiente fluvial existem fácies laminares associadas a briófitas (<i>Lpbr</i>) (predominante) e algas ou cianobactérias (<i>Lpac</i>) e fitoclásticas (<i>Lpc</i>). São evidentes três níveis de acumulação preferencial de tufo calcários, intercalados por fases detríticas ou de desenvolvimento de solo. Actualmente o curso de água encontra-se encaixado nos depósitos de tufo calcário. <i>Coordenadas:</i> 37°06'27,7"N, 8°00'59,1"W <i>Altitude:</i> ~90 m
<i>SL-1(1)-II</i>	<i>Fácies:</i> Tufos calcários bandados associados a briófitas (<i>Lpbr</i>) do membro inferior na margem esquerda, sendo a mais antiga das fases de acumulação. Este depósito tem uma dureza mais elevada e de tonalidade mais rosada que os depósitos mais recentes. <i>Amostra:</i> SL-1(1)-II <i>Lâminas delgadas:</i> <u>A6V</u> e <u>A6Ht1</u> (vertical e horizontal respetivamente) e <u>A6Ht2A</u> e <u>A6Ht2B</u> (parte horizontal pouco e muito compacta respetivamente)
<i>SL-1(2)-II</i>	<i>Fácies:</i> Tufos calcários bandados associados a briófitas (<i>Lpbr</i>) do membro superior na margem esquerda, representando uma pequena barreira fitoconstruída. Os depósitos são progressivamente mais brandos em direção à superfície. <i>Amostra:</i> SL-1(2)-II <i>Lâminas delgadas:</i> <u>A7t1</u>
<i>SL-1(7)-II</i>	<i>Fácies:</i> Tufos calcários fitoconstruídos de algas filamentosas, proveniente das acumulações modernas de tufo calcário. <i>Amostras:</i> SL-1(7a)-II, SL-1(7b)-II e SL-1(7c)-II
<i>SL-1(w)-V</i>	Amostragem da margem direita, listada abaixo da base para o topo. SL-1(w6.01)-VI (<i>fácies Lpab</i>) SL-1(w6.08)-VI (<i>fácies Lpab</i>) SL-1(w8.10)-VI (<i>fácies Lpbr</i>)
<i>SL-1(e)-V</i>	Amostragem da margem esquerda, listada abaixo da base para o topo. SL-1(e3.01)-VI (<i>fácies Lpbr</i>) SL-1(e3.04)-VI (<i>fácies Lpbr</i>) SL-1(e3.06)-VI (<i>fácies Lpbr</i>)

Porto Nobre (PN)

PN-1	<p><i>Posição geomorfológica:</i> A estrutura enquadrada-se nos modelos de curso de água suspenso, ainda que com a superfície aplanada pouco desenvolvida em áreas de declive elevado. A estrutura é dominada por uma barreira fitoconstruída com vários metros de altura, onde predominam fácies bandadas associadas a briófitas (<i>Lpbr</i>), algas ou cianobactérias (<i>Lpab</i>), cortinas de ramos pendurados (<i>Lst2</i>) e tufos fitoclásticos (<i>Lpc</i>).</p> <p><i>Coordenadas:</i> 37°11'13,6"N, 7°59'39,7"W <i>Altitude:</i> ~180-190 m</p>
PN-1(1)-II	<p><i>Fácies:</i> Amostra de fácies bandadas associadas a briófitas (<i>Lpbr</i>) recolhida da base da cascata, correspondendo a uma das camadas mais recentes do período de acumulação que deu origem à estrutura. Optou-se por não recolher das primeiras camadas, pela sua maior exposição provável a agentes atuais (v. g. percolação)</p> <p><i>Lâminas delgadas:</i> <u>A8t1</u>, <u>A8v</u></p>
PN-2	<p><i>Posição geomorfológica:</i> Terraço de tufo calcário, preservado em ambas as margens do curso de água, aproximadamente 5 m acima do talvegue atual. Amostra recolhida da margem direita, onde o tudo calcário se encontra exposto. Os tipos de fácies predominantes são as fitoconstruções laminares associados a briófitas (<i>Lpbr</i>), conglomerados de cimento carbonatado maciço (<i>GmL</i>) e um carbonato pouco poroso que podem representar fácies bandadas, provavelmente associadas a algas e/ou cianobactérias (<i>Lpab</i>), cujo reconhecimento é dificultado pelos processos diagenéticos que afetaram o depósito.</p> <p><i>Coordenadas:</i> 37°11'17,7"N, 7°59'43,5"W <i>Altitude:</i> ~170 m</p>
PN-2-(1)-II	<p><i>Fácies:</i> tufos calcários laminados associados a briófitas (<i>Lpbr</i>) e de caules (<i>Lpst1</i>) ou fitoclásticos (<i>Lpc</i>). Apresenta uma dureza elevada devido aos processos diagenéticos e à porosidade reduzida.</p> <p><i>Lâminas delgadas:</i> <u>A9t1</u> e <u>A9t2</u> (o primeiro deverá ser de caules e o segundo de briófitas)</p>

Olho de Paris (OP)

OP-1	<p><i>Posição geomorfológica:</i> Estrutura enquadrada num afloramento de curso de água suspenso, com a superfície aplanada desenvolvida. A barreira fitoconstruída representa uma ruptura queda-de-água com aproximadamente 22m de altura. Desta forma, nesta estrutura predominam fácies bandadas associadas a briófitas (<i>Lpbr</i>) e algas ou cianobactérias (<i>Lpab</i>) e tufos fitoclásticos (<i>Lpc</i>).</p> <p><i>Coordenadas:</i> 37°10'33,7"N, 7°57'24,1"W <i>Altitude:</i> ~180-200 m</p>
OP-1(1)-V	<p><i>Fácies:</i> Cortina vertical de fácies bandadas associadas a briófitas (<i>Lpbr</i>), em fase de incrustação individual dos caulóides.</p> <p><i>Lâminas delgadas:</i> <u>B3t1</u>, <u>B3t2</u>, <u>B4</u> (lado mais largo da lâmina a acompanhar a direção do substrato no primeiro, e perpendicular ao substrato no segundo)</p>
OP-1(2)-V	<p><i>Fácies:</i> Fácies bandada associada a algas e/ou bactérias em volta de ramo de oliveira mergulhado dentro de picina na base das cascatas.</p> <p><i>Lâminas delgadas:</i> <u>B2t1</u>, <u>B2t2</u></p>
OP-1(3)-V	<p><i>Fácies:</i> Fácies bandada associada a algas e/ou bactérias recolhido de área coberta por água no fundo do charco em parte pouco profunda. Recolhido em período com água em que a variação da cor mudou para rosa.</p> <p><i>Lâminas delgadas:</i> <u>B1t1</u></p>

Bengado (Ben)

Ben-1 *Posição geomorfológica:* Acumulação recdente, sem deposição com expressão geomorfológica relevante. As águas incrustantes têm origem numa mina de água junto da EN 270.

Coordenadas: 37°09'20"N, 7°50'39,9"W *Altitude:* ~240 m

Ben-1(1)-V *Fácies:* Algas filamentosas incrustadas no canal a poucas dezenas de metros após a mina de água.

Lâminas delgadas: B6Ht1, B6Ht2 (com corte perpendicular aos filamentos)

Loulé (Lle)

Lle-1 *Posição geomorfológica:* Depósito atual existente no canal que drena a exurgência localizada a noroeste de Goncinha, junto do Rotary Club.

Coordenadas: 37°07'25,6"N, 8°01'00,0"W *Altitude:* ~240 m

Lle-1(1)-IV *Fácies:* Algas filamentosas incrustadas no canal a poucas dezenas de metros após a mina de água.

Lâminas delgadas: B6Ht1, B6Ht2 (com corte perpendicular aos filamentos)

Anexo II. Caracterização climática

Tabela 1 – Valores de precipitação média mensal das estações meteorológicas de Barranco do Velho (30J/01UG), São Brás de Alportel (31J/01C) e Loulé (31I/01C) (*adaptado de <http://snirh.pt/> (2013/01/11)*) e precipitação e temperaturas médias da estação sinótica de Faro (*adaptado de www.ipma.pt (2013/01/11)*).

1971-2000	Precipitação (mm)				Temperatura (°C)
	Barranco do Velho	Loulé	S. B. de Alportel	Faro	Faro
Janeiro	134,9	100,5	122,5	62,7	11,7
Fevereiro	121,0	83,5	106,1	63,9	12,5
Março	74,4	56,1	64,3	34,9	13,9
Abril	87,3	59,4	69,0	40,6	15,2
Maio	60,2	39,1	45,1	20,1	17,6
Junho	15,0	8,0	11,8	6,6	20,7
Julho	3,8	3,6	4,1	1,9	23,7
Agosto	3,7	3,8	3,6	3,5	23,7
Setembro	27,2	20,6	25,8	12,5	22,0
Outubro	102,9	74,6	86,5	63,3	18,7
Novembro	139,0	97,1	122,1	83,5	15,4
Dezembro	214,1	154,1	197,7	115,6	13,2
Total	983,3	700,4	858,6	509,1	

Anexo III. Estatísticas hipsométricas

Tabela 2 – Frequências relativas acumuladas da hipsometria da área de estudo (AE) e da área do sotavento considerada (S). Os quartis encontram-se representados a negrito.

Classe (m)	AE	S	Classe (m)	AE	S
20-30	0,0	1,8	290-300	85,0	69,2
20-30	0,0	4,2	300-310	88,3	71,4
30-40	0,0	7,3	310-320	91,0	73,4
40-50	0,4	10,8	320-330	93,2	75,2
50-60	1,1	13,3	330-340	95,2	76,9
60-70	2,7	15,6	340-350	96,5	78,4
70-80	4,7	17,6	350-360	97,4	79,8
80-90	6,6	19,4	360-370	98,1	81,1
90-100	8,4	21,1	370-380	98,6	82,4
100-110	10,2	22,9	380-390	98,9	83,7
110-120	12,6	24,8	390-400	99,2	85,0
120-130	15,5	26,8	400-410	99,4	86,3
130-140	18,1	28,6	410-420	99,5	87,7
140-150	20,7	30,5	420-430	99,7	89,1
150-160	23,3	32,4	430-440	99,8	90,5
160-170	25,8	34,4	440-450	99,9	92,0
170-180	28,5	36,6	450-460	100,0	93,5
180-190	31,6	38,9	460-470	100,0	94,9
190-200	35,4	41,4	470-480	100,0	96,2
200-210	40,0	44,2	480-490	100,0	97,3
210-220	45,1	47,2	490-500	100,0	98,2
220-230	50,4	50,2	500-510	100,0	98,9
230-240	55,6	53,0	510-520	100,0	99,4
240-250	61,7	55,9	520-530	100,0	99,7
250-260	67,6	58,9	530-540	100,0	99,9
260-270	72,4	61,7	540-550	100,0	99,9
270-280	76,6	64,2	550-560	100,0	100,0
280-290	80,5	66,7			

Tabela 3 – Frequências relativas das classes hipsométricas com um intervalo de 10 m dos meridianos de referência.

Classes (m)	8°08	8°06	8°04	8°02	8°00	7°58	7°55	7°53	7°50	7°47	7°45	7°42	7°39
30-40	4,6	3,6	4,6	0,0	0,4	0,0	0,0	0,0	0,4	3,2	4,5	6,7	6,2
40-50	3,5	8,9	3,4	1,8	3,4	3,3	0,0	1,8	2,6	4,7	9,3	1,3	9,3
50-60	2,0	4,1	2,1	3,2	2,6	4,1	0,0	0,7	1,5	4,8	9,4	1,9	4,2
60-70	4,9	3,0	6,3	2,2	2,6	2,0	1,7	1,6	3,8	1,3	6,3	0,1	4,6
70-80	0,3	2,8	4,5	1,9	0,5	0,5	2,3	1,4	1,7	0,9	3,8	2,1	3,9
80-90	0,4	2,0	1,2	2,5	1,9	0,3	2,8	1,2	0,8	0,8	2,9	1,6	3,0
90-100	1,4	1,6	0,9	2,7	0,7	0,3	1,5	0,4	0,4	2,9	3,4	3,8	4,4
100-110	2,3	2,6	0,9	1,3	0,8	0,2	1,1	0,5	2,9	3,6	3,9	1,6	2,7
110-120	0,6	0,8	2,1	1,9	1,0	0,3	0,3	0,9	1,8	6,0	1,8	2,4	1,3

Tabela 4 – Frequências relativas das classes hipsométricas com um intervalo de 10 m dos paralelos de referência.

Classes (m)	37°05,8	37°06,9	37°08,0	37°09,0	37°10,1	37°11,2	37°12,3	37°13,4	37°14,4	37°15,5	37°16,6	37°17,7	37°18,8
20-30	5,70	3,31	2,50	2,87	1,74	0,57	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
30-40	7,12	2,62	1,91	2,38	0,92	0,39	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
40-50	10,52	5,19	0,94	0,95	0,63	0,31	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
50-60	9,36	5,70	2,30	1,43	0,82	0,62	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
60-70	6,55	5,30	4,33	2,19	1,42	1,04	0,13	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
70-80	5,36	7,44	7,24	1,35	0,76	0,75	0,18	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
80-90	4,79	4,22	3,97	1,60	1,42	1,53	0,60	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
90-100	3,70	5,30	4,83	2,11	6,17	5,57	1,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
100-110	3,12	5,27	4,88	1,65	4,32	5,12	1,93	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
110-120	3,64	2,88	1,69	1,19	5,04	6,06	2,13	0,00	0,00	0,00	0,00	0,13	0,26
120-130	3,42	4,87	3,52	2,00	4,85	4,99	1,59	0,00	0,00	0,00	0,13	0,49	0,73
130-140	3,39	3,96	3,08	2,79	3,14	3,23	1,27	0,00	0,00	0,00	0,05	0,49	0,88
140-150	2,55	3,16	4,08	4,00	2,77	2,13	0,81	0,05	0,00	0,05	0,18	0,57	0,88
150-160	3,64	2,71	3,97	3,79	3,16	2,78	1,48	0,55	0,00	0,44	0,83	0,75	0,73
160-170	2,67	2,94	4,74	4,27	3,90	3,38	1,80	0,70	0,00	0,42	0,78	1,09	1,46
170-180	1,91	2,37	3,69	5,00	4,98	2,71	1,85	1,17	0,05	0,55	0,99	0,91	0,94
180-190	1,45	2,99	4,69	4,68	3,40	1,72	1,90	1,77	0,31	0,60	1,33	1,82	2,19
190-200	1,39	2,22	2,94	3,87	3,22	2,06	3,95	5,70	2,84	0,88	1,90	2,26	2,34
200-210	2,36	2,48	3,19	4,14	3,32	2,73	3,38	4,16	2,16	1,09	2,16	2,39	2,34
210-220	2,00	3,59	3,00	3,46	3,27	2,16	3,51	3,28	1,27	1,17	2,50	3,04	2,97
220-230	1,67	2,05	1,64	2,87	3,14	2,68	3,67	3,07	1,35	1,14	3,59	4,11	2,55
230-240	2,70	3,53	2,94	3,27	2,93	3,30	4,08	3,56	2,19	1,53	2,86	3,38	2,50
240-250	2,64	3,96	7,55	9,49	5,14	3,36	4,27	3,90	2,60	1,85	2,50	3,28	3,17
250-260	1,97	2,59	4,80	6,17	4,35	4,55	5,36	4,01	3,23	3,38	2,86	3,10	3,07
260-270	1,33	2,37	2,91	3,08	3,43	6,19	8,12	5,57	3,80	3,33	2,21	2,47	2,91
270-280	1,06	1,62	2,03	2,30	2,45	3,07	3,90	5,10	5,52	4,11	2,26	1,82	1,98
280-290	0,70	0,91	2,55	6,33	5,06	2,21	2,68	4,71	5,96	4,60	2,76	1,72	1,77
290-300	1,45	1,45	1,97	4,22	3,69	3,30	3,33	3,51	4,50	5,46	3,77	1,35	1,77
300-310	0,91	0,97	0,64	2,06	2,53	1,64	2,50	3,43	4,19	5,33	3,28	1,01	0,88
310-320	0,48	0,85	0,67	1,84	2,43	1,59	2,71	3,77	4,47	4,60	2,50	1,12	1,04
320-330	0,21	0,71	0,58	0,89	1,71	1,48	2,24	3,49	4,40	4,66	2,63	0,99	0,88
330-340	0,21	0,43	0,22	1,24	1,63	0,68	1,64	2,78	4,47	4,58	2,03	1,95	2,86
340-350	0,03	0,03	0,00	0,54	0,92	0,81	1,53	2,11	4,11	4,84	2,47	1,53	1,56
350-360	0,00	0,00	0,00	0,00	0,16	1,35	2,52	2,29	3,33	3,64	2,65	2,06	1,35
360-370	0,00	0,00	0,00	0,00	0,21	1,25	2,24	2,16	2,86	3,30	2,50	1,87	1,56
370-380	0,00	0,00	0,00	0,00	0,29	1,40	2,26	1,98	2,45	2,76	2,34	2,81	3,23
380-390	0,00	0,00	0,00	0,00	0,47	1,30	1,51	2,11	2,65	2,47	2,86	3,33	3,43
390-400	0,00	0,00	0,00	0,00	0,18	1,07	1,48	2,45	3,98	3,15	2,52	2,86	2,71
400-410	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	1,27	1,77	1,69	2,97	2,50	1,87	3,15	4,01
410-420	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	1,48	2,21	2,73	3,64	2,34	2,68	4,19	4,42
420-430	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	1,27	1,98	2,16	3,30	2,71	2,65	4,81	6,04
430-440	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	1,25	1,53	2,13	3,41	2,63	3,33	4,42	4,32
440-450	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	1,25	1,53	2,21	3,69	2,55	3,15	4,47	4,21
450-460	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	1,35	2,06	2,29	2,55	1,93	3,69	5,93	6,40

460-470	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,49	1,09	1,80	1,69	1,87	3,43	4,63	5,15
470-480	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,49	1,07	1,74	2,16	2,21	3,38	3,67	3,02
480-490	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	1,30	2,37	1,69	2,71	3,51	2,37	1,93
490-500	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,57	1,43	1,30	2,24	2,89	1,61	1,04
500-510	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,78	1,38	0,75	2,29	3,46	1,93	1,20
510-520	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,49	0,65	0,16	2,19	2,94	0,99	0,47
520-530	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,05	0,05	0,00	1,53	2,13	0,83	0,47
530-540	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,36	0,99	1,09	0,94
540-550	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,36	1,04	1,35
550-560	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,08	0,13	0,10

Anexo IV. Espectogramas Raman e difratogramas r-X

Espectro Raman de calcite esparítica (PN-1(1)-II-raman19)

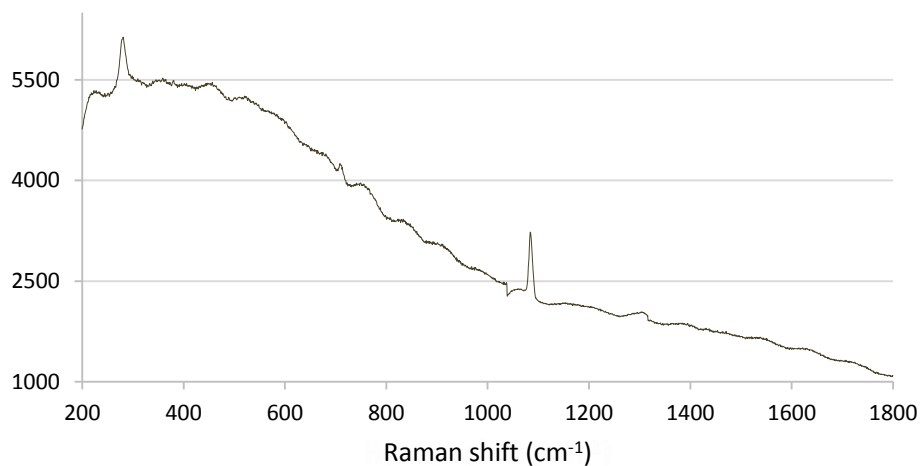


Gráfico 1 – Espectro Raman a 785 nm aplicado sobre calcite aplicado sobre cristal esparítico de amostra associada a briófitas do afloramento antigo de Porto Nobre (amostra *PN-1(1)-II-raman17*, representado no Gráfico 5.1 (página 169) com *baseline correction*).

Espectro Raman de calcite (PN-1(1)-II-raman2)

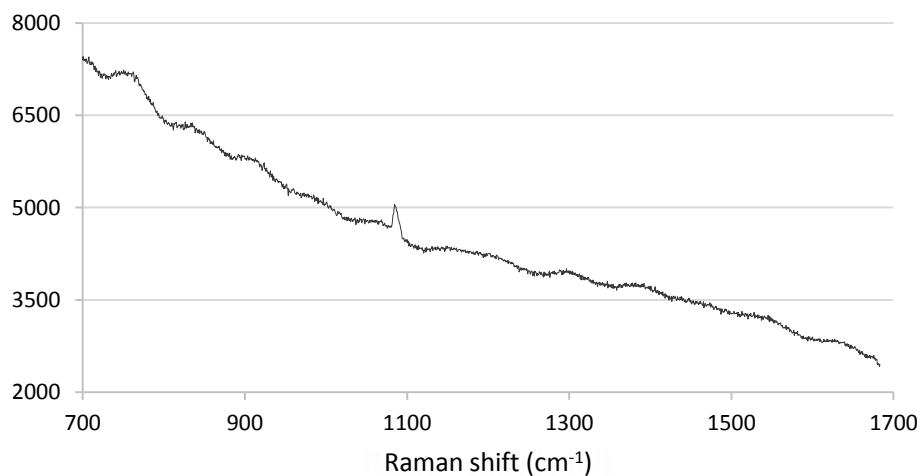


Gráfico 2 – Espectro Raman a 785 nm aplicado sobre calcite (amostra *PN-1(1)-II-raman2*).

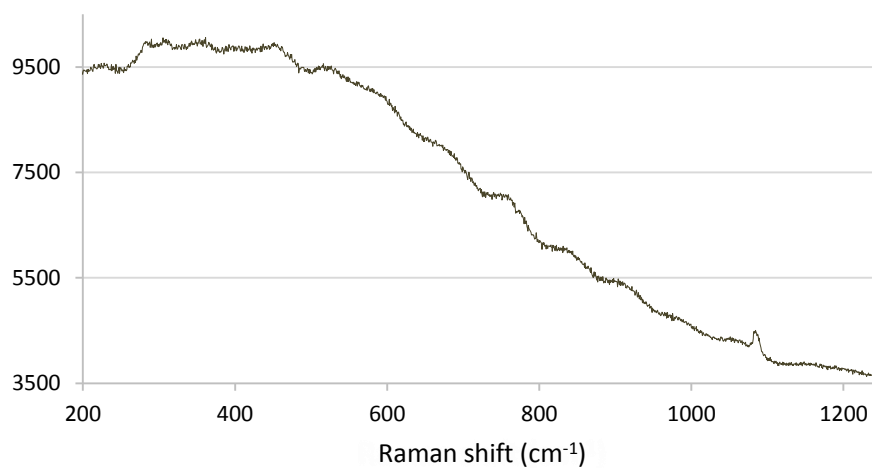
Espetro Raman de calcite (PN-1(1)-II-raman5)

Gráfico 3 – Espetro Raman a 785 nm aplicado sobre calcite (amostra *PN-1(1)-II-raman5*).

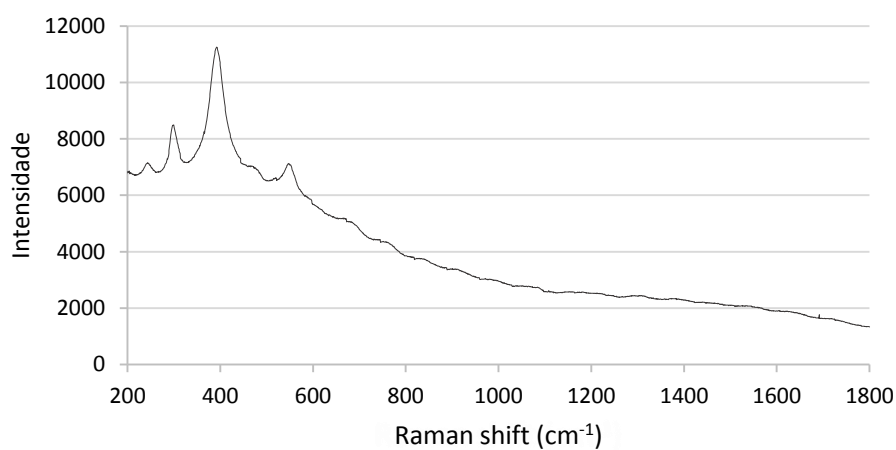
Espetro Raman de óxidos/hidróxidos de ferro
(amostra *Alf-1(1)-II-raman2*)

Gráfico 4 – Espetro Raman a 785 nm sobre óxidos/hidróxidos de ferro com alguma presença de carbonatos (amostra *Alf-1(1)-II-raman2*).

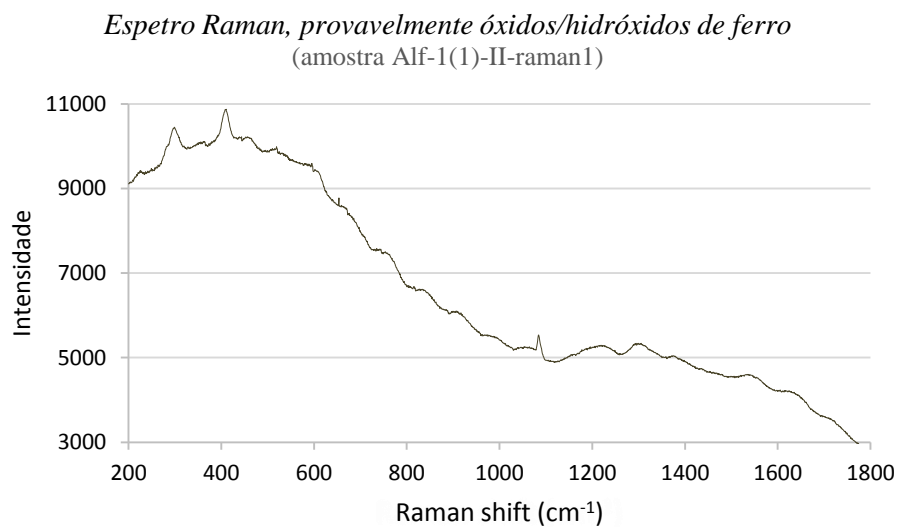


Gráfico 5 – Espetro Raman a 785 nm, provavelmente óxidos/hidróxidos de ferro com alguma presença de carbonatos (amostra Alf-1(1)-II-raman1).

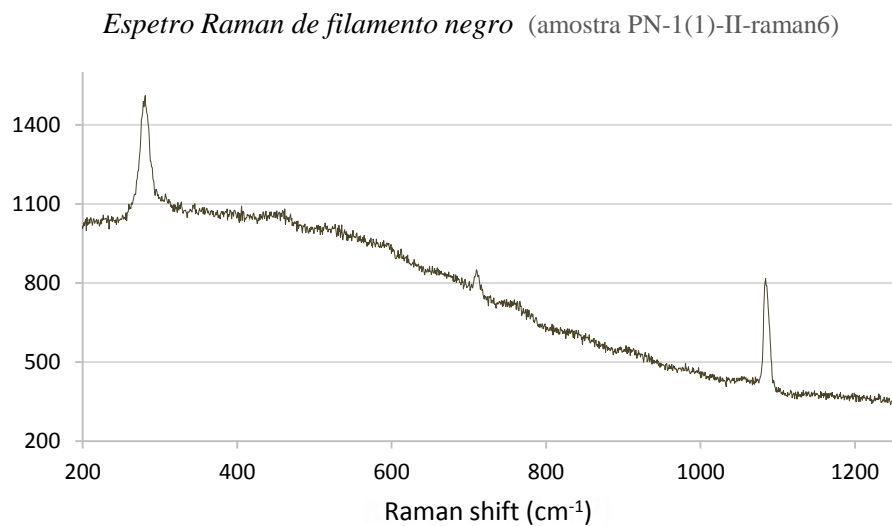


Gráfico 6 – Espetro Raman a 785 nm aplicado sobre inclusão do tipo filamento negro em cristal de calcite esparítica (amostra PN-1(1)-II-raman6).

Espectro Raman de veio de estrutura de calcite escandulítica
(PN-1(1)-II-raman8)

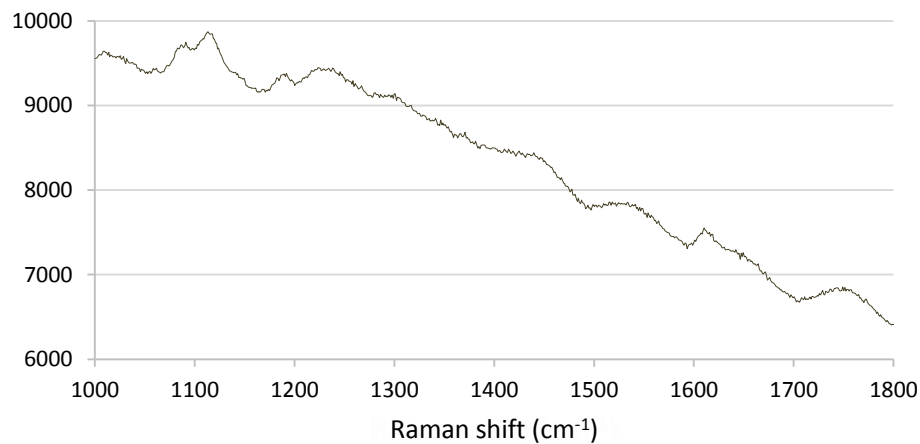


Gráfico 7 – Espectro Raman a 638 nm aplicado sobre veio central de estrutura de calcite esparítica (amostra *PN-1(1)-II-raman8*).

Difratograma r-X de óxidos/hidróxidos de ferro (Alf-2(1)-II-rx1)

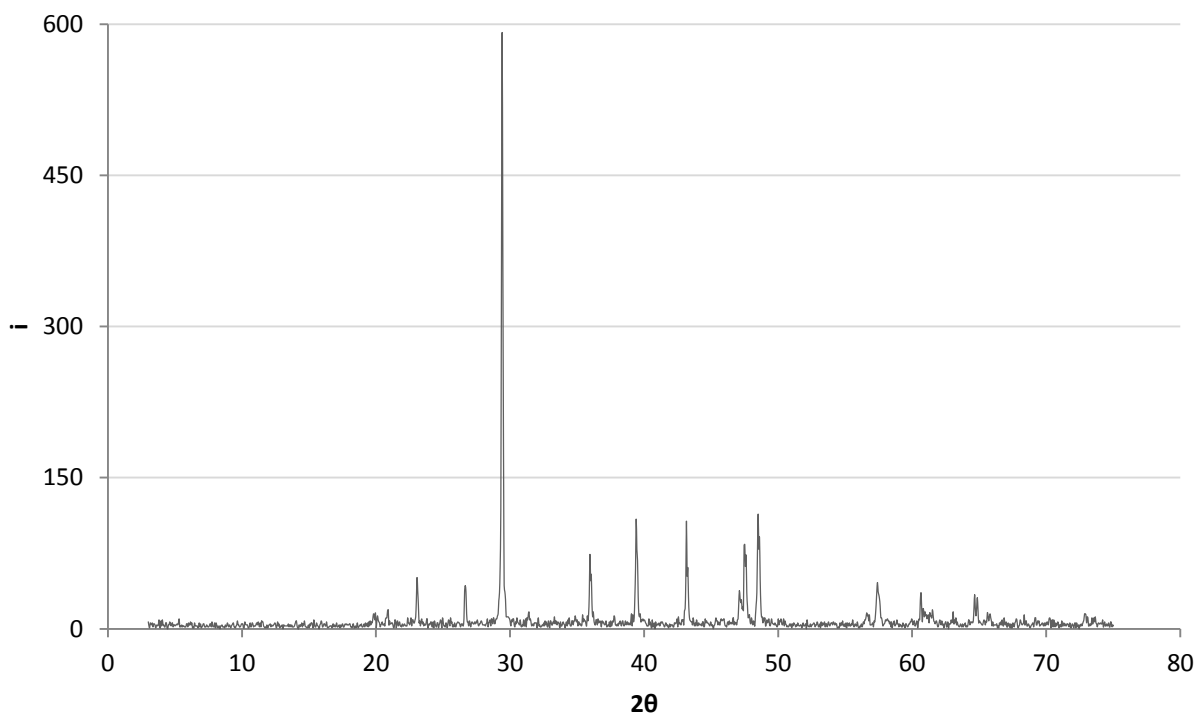


Gráfico 8 – Difratograma r-X de óxidos/hidróxidos de ferro (amostra *Alf-2(1)-II-rx1*).

Anexo V. Estatísticas petrográficas de porosidade tubular

Tabela 5 – Diâmetro e largura da porosidade tubular em fácies de filamentos e algas e/ou bactérias (lente de 40x) em fácies bandadas de briófitas (lente de 10x) e de algas e/ou bactérias (lente de 10x).

Porosidade tubular de filamentos de algas e/ou bactérias

Amostra	Mínimo	Máximo	Média	Q1	Mediana	Q3	N
Ben-1(1)-V	10,8	90,3	28,5	23,5	26,4	29,4	119

Porosidade tubular em briófitas

	Amostra	Mínimo	Máximo	Média	Q1	Mediana	Q3	N
Poros subcirculares	A6Ht1	61	376	188	126	200	232	145
	A6Ht2A	34	454	224	184	223,5	267,75	186
	A6Ht2B	53	459	157	107	141	196	61
	Todos	34	459	200	139,75	205	244,25	392
Poros alongados	B6Ht1	25	173	80	36	60	120	27
	A8V	52	428	118	87	95	122	24
	A9Vt2	45	166	126	125	130	140	13
	Todos	25	428	103	68	95	131	64
Total		25	459	186	126	190	235	456

Porosidade tubular em tufo de algas e/ou bactérias

Amostra	Mínimo	Máximo	Média	Q1	Mediana	Q3	N
A1t1	25	241	76	53	67	87	138
A1t2	21	255	74	47	63	95	114
A3t1	22	180	81	54	78	100	105
A3t2	10	111	42	27	39	57	138
Todos	10	255	67	41	60	83	495

Anexo VI. Quantificação da sedimentação nos tufos calcários

Tabela 6 – Temperatura média diária e precipitação diária durante os períodos analisados, na estação meteorológica de São Brás de Alportel (informação adaptada de <http://snirh.pt/> (2013/05/16)).

	Dia	T (°C)	P (mm)		Dia	T (°C)	P (mm)		Dia	T (°C)	P (mm)		Dia	T (°C)	P (mm)		
Dezembro	24	7,5	0,3	Jan.	29	7,9	1,6	Fev.	24	15,3	0,1	Abril	1	19,0	0,0		
	25	8,0	5,5		30	6,7	1,6		25	16,4	0,1		2	17,4	0,0		
	26	6,9	3,2		31	6,4	0,0		26	17,2	0,0		3	15,0	0,0		
	27	8,1	0,1		1	6,2	0,0		27	15,9	0,0		4	10,9	0,1		
	28	10,3	0,0		2	6,8	0,0		28	12,1	0,0		5	17,8	0,0		
	29	11,6	0,1		3	8,4	0,0		Março	1	10,5		0,0	6	17,9	0,0	
	30	12,3	18,8		4	10,9	0,0			2	8,5		0,0	7	16,2	0,0	
	31	12,6	10,8		5	12,5	0,0			3	8,1		0,0	8	17,7	0,0	
	Janeiro	1	11,7		3,4	6	12,4			0,0	4		8,9	0,0	9	18,1	0,0
		2	11,1		0,4	7	11,9			0,0	5		8,7	8,2	10	16,6	0,0
3		11,3	0,0	8	11,4	0,2	6	8,8		4,1	11	19,6	0,0				
4		11,0	0,2	9	10,7	0,0	7	10,8		0,5	12	19,6	0,0				
5		11,5	0,1	10	10,0	1,1	8	11,4		16,1	13	18,8	0,0				
6		13,8	0,4	11	10,5	0,3	9	9,7		8,3	14	21,2	0,0				
7		14,0	8,3	12	10,7	0,2	10	11,3		0,0							
8		13,6	2,3	13	11,9	0,3	11	11,7	0,1								
9		10,2	6,2	14	8,5	8,3	12	9,9	22,4								
10		8,9	0,1	15	10,4	25,6	13	10,7	6,4								
11	11,8	0,9	16	9,3	8,2	14	10,4	25,2									
12	12,2	0,2	17	8,0	12,4	15	8,5	1,4									
13	12,1	0,1	18	9,5	0,0	16	9,3	4,1									
14	11,8	0,3	19	12,1	0,4	17	11,0	0,0									
15	11,0	0,0	20	11,7	4,9	18	11,2	0,0									
16	11,0	0,1	21	11,9	0,3	19	15,5	0,0									
17	11,2	0,2	22	12,4	0,0	20	16,8	0,0									
18	13,2	0,0	23	11,3	0,1	21	15,8	0,0									
19	11,6	0,0	24	15,3	0,1	22	13,2	0,0									
20	11,0	0,1	25	16,4	0,1	23	12,0	0,0									
21	11,1	0,0	26	17,2	0,0	24	14,2	0,0									
22	9,4	0,0	27	15,9	0,0	25	14,5	0,0									
23	6,6	1,4	28	12,1	0,0	26	13,8	0,7									
24	5,8	4,8	19	12,1	0,4	27	12,0	0,2									
25	7,8	7,9	20	11,7	4,9	28	11,5	0,4									
26	9,0	0,2	21	11,9	0,3	29	13,3	0,4									
27	7,6	2,3	22	12,4	0,0	30	14,0	0,0									
28	8,4	5,4	23	11,3	0,1	31	16,9	0,0									