



UNIVERSIDADE DE COIMBRA  
FACULDADE DE CIÊNCIAS E TECNOLOGIA  
Departamento de Ciências da Terra

**A UTILIZAÇÃO DA ESPECTROMETRIA DE RAIOS  
GAMA NA EXPLORAÇÃO DE *SHALE GAS*  
CASO DO CARBONÍFERO DA ZONA SUL PORTUGUESA**

Gabriel de Alemar Barberes

MESTRADO EM GEOCIÊNCIAS, ÁREA DE ESPECIALIZAÇÃO EM GEOLOGIA DO PETRÓLEO

Julho, 2013





**UNIVERSIDADE DE COIMBRA**  
**FACULDADE DE CIÊNCIAS E TECNOLOGIA**  
**Departamento de Ciências da Terra**

**A UTILIZAÇÃO DA ESPECTROMETRIA DE RAIOS  
GAMA NA EXPLORAÇÃO DE *SHALE GAS*  
CASO DO CARBONÍFERO DA ZONA SUL PORTUGUESA**

Gabriel de Alemar Barberes

**MESTRADO EM GEOCIÊNCIAS, ÁREA DE ESPECIALIZAÇÃO EM  
GEOLOGIA DO PETRÓLEO**

**Orientadores Científicos**

Prof. Dr. Rui Paulo Bento Pena dos Reis, Faculdade de Ciências e Tecnologia,  
Universidade de Coimbra

Prof. Dr. Nuno Lamas Pimentel, Faculdade de Ciências, Universidade de Lisboa



**A UTILIZAÇÃO DA ESPECTROMETRIA DE RAIOS GAMA NA EXPLORAÇÃO  
DE SHALE GAS - CASO DO CARBONÍFERO DA ZONA SUL PORTUGUESA**

**Gabriel Barberes**

*"Nós muitas vezes descobrimos  
óleo/gás, em novos lugares,  
com velhos pensamentos, às  
vezes descobrimos também  
óleo/gás, nos lugares antigos,  
com novos pensamentos, mas  
raramente encontramos mais  
óleo/gás, nos velhos lugares,  
com velhos pensamentos."*

*Dichey P.*

## ÍNDICE

Agradecimentos.....	IV
Financiamento.....	V
Resumo.....	VI
Abstract.....	VII
Lista de Figuras.....	VIII
Lista de Tabelas.....	IX
Lista de Gráficos.....	X
Lista de Equações.....	XII
Lista de Anexos.....	XIII
CAPÍTULO 1 - Introdução e Objetivos.....	1
1.1 - Definição de <i>shale gas</i> .....	3
1.2 - História da Exploração.....	5
1.3 - Representatividade no Mercado.....	6
1.4 - Objetivos.....	7
CAPÍTULO 2 - Enquadramento Geológico.....	9
2.1 - Localização Geográfica.....	9
2.2 - Enquadramento Tectónico e Estrutural.....	9
2.3 - Grupo Flysch do Baixo Alentejo.....	11
2.3.1 - Formação de Mértola.....	12
2.3.1.1 - Estratigrafia.....	13
2.3.1.2 - Sedimentologia.....	14

---

2.3.2 - Formação de Mira.....	15
2.3.2.1 - Estratigrafia.....	15
2.3.2.2 - Sedimentologia.....	16
2.3.3 - Formação Brejeira.....	17
2.3.3.1 - Estratigrafia.....	18
2.3.3.2 - Sedimentologia.....	19
CAPÍTULO 3 - Metodologia.....	21
3.1 - Recolha dos Dados.....	21
3.2 - <i>Softwares</i> .....	22
3.3 - Análises Laboratoriais.....	22
CAPÍTULO 4 - Bases Conceituais.....	23
4.1 - Gamaespectrometria.....	23
4.1.1 - Geoquímica dos Elementos Potássio, Tório e Urânio.....	24
4.1.1.1 - Potássio.....	24
4.1.1.2 - Tório.....	24
4.1.1.3 - Urânio.....	25
4.2 - Carbono Orgânico Total (COT).....	26
4.3 - Refletância das Vitrinites.....	28
4.4 - Cristalinidade da Ilite.....	29
CAPÍTULO 5 – Avaliação da Maturação.....	31
5.1 - Revisão da Literatura.....	31
5.2 - Análise e Interpretação dos Dados.....	34
CAPÍTULO 6 - Conteúdo em Matéria Orgânica.....	37

---

6.1 - Revisão da Literatura.....	38
6.2 - Análise e Interpretação dos Dados.....	40
CAPÍTULO 7 - Normalização do Tório e Minerais de Argila.....	43
7.1 - Distribuição de Potássio, Tório e Urânio em Minerais Argilosos e <i>shales</i> .....	43
7.2 - Normalização do Tório.....	44
7.3 - Revisão da Literatura.....	47
7.4 - Análise e Interpretação dos Dados.....	48
CAPÍTULO 8 - Considerações finais.....	54
8.1 - Análise Integrada dos Dados.....	54
8.2 - Riscos de Exploração.....	54
8.3 - Perspectivas para a Europa/Portugal.....	55
CAPÍTULO 9 - Bibliografia.....	58
ANEXOS.....	70

## **AGRADECIMENTOS**

Gostaria de agradecer ao meu orientador, Dr. Rui Pena dos Reis, pelos inúmeros conselhos e apoios prestados ao longo do meu mestrado e de todo o meu percurso na Universidade de Coimbra. Muito mais do que um orientador, ganhei um amigo.

Ao co-orientador, Dr. Nuno Pimentel que, desde o Conjugate Margins de 2010, sempre demonstrou muita amizade e confiança, obrigado por todo o apoio prestado na realização deste trabalho.

Ao Dr. Paulo Fonseca que, apesar do pouco tempo de convívio, sempre esteve disponível para me ajudar e aconselhar naquilo que fosse possível. Foi um prazer partilhar consigo este ciclo de trabalho.

À minha família, meus pais Leonardo e Maria Célia, minhas irmãs Giuliana e Rafaela, à Mariana e à minha esposa, Sílvia. Eles são a base de tudo o que sou, se cheguei aonde cheguei, devo-o a eles.

À mais do que amiga, Maria Helena Henriques, pelos incontáveis conselhos, apoios, conversas, risadas, “skypadas”, “minis”, “TUCs”, cafés e afins, pois sempre me fizeram sentir muito bem.

Às minhas amigas, Teresa Barata e Maria Luísa Canales, pelo acompanhamento e pelas palavras que sempre me animaram ao longo do meu percurso académico em Portugal, e ao amigo recém chegado, Nei, afinal o Acre realmente existe.

Aos meus ex-companheiros de casa e eternos amigos, Michel e André, pelas gargalhadas, pelas loucuras, pela música, pelos churrascos, obrigado por terem partilhado comigo momentos tão especiais.

Aos amigos da Universidade de Coimbra, brasileiros e portugueses, pelas conversas de laboratório, cafés, trabalhos, estudos, jantares, almoços e afins, obrigado por estarem sempre por perto.

À brasileirada coimbrinha queria agradecer os momentos de alegria, entre “Natais” e jogatinas, vividos ao longo destes quatro anos.

## **FINANCIAMENTO**

Esta Dissertação de Mestrado é fruto do projeto “**Shale Plays em Portugal: recolha e sistematização da informação**”, financiado pelas empresas PARTEX OIL & GAS (Portugal) e REPSOL E&P (Espanha), firmado com as Universidades de Coimbra e Lisboa, que se realizou entre os meses de novembro de 2012 e maio de 2013.

O projeto foi coordenado pelos professores Doutores Rui Pena dos Reis (Universidade de Coimbra), Nuno Pimentel (Universidade de Lisboa) e Paulo Fonseca (Universidade de Lisboa), e teve como colaboradores/bolseiros Marco Cândio Azevedo (Universidade de Lisboa) e Gabriel de Alemar Barberes (Universidade de Coimbra).

## RESUMO

Portugal não tem reservas exploráveis de gás natural, dependendo, portanto, de importações daquele hidrocarboneto para atender todas as suas necessidades domésticas. A exploração de potenciais reservas de gás, em território nacional, significaria uma nova etapa da produção de energia em Portugal, sendo tal produção potencialmente possível a partir de *shales*, rochas geradoras de hidrocarbonetos, que afloram em algumas regiões do país.

O presente trabalho refere-se ao estudo preliminar da potencialidade de algumas unidades litostratigráficas, constituídas por *shales*, situadas na denominada Zona Sul Portuguesa (ZSP), que integram o Grupo Flysch do Baixo Alentejo (Culm): Formações de Mértola, Mira e Brejeira. Estas unidades, do Carbonífero superior, são constituídas por uma sucessão de sedimentos turbidíticos profundos, com espessura superior a 5 km, e estendem-se por mais de metade da área de deposição da ZSP, na região sudoeste da Península Ibérica, nos Distritos de Beja e Faro.

Para tal, foram recolhidas 39 amostras de todas as formações do Grupo Flysch do Baixo Alentejo, tendo-se analisado dados de gamaespectrometria combinados com dados de maturação térmica (cristalinidade da illite e reflectância da vitrinite), bem como dados relativos ao conteúdo em carbono orgânico.

Os resultados obtidos relativamente à maturação orgânica, estimados a partir dos dados de radiação gama (tendo como base as análises de maturação feitas pela empresa Weatherford), situam-se maioritariamente dentro da janela geração do gás. Além disso, as análises de carbono orgânico total (COT), associadas ao tipo da matéria orgânica (Pirobetume), indicam uma possível geração de hidrocarbonetos.

Estes resultados revelam-se promissores e sustentam a necessidade de se ampliarem este tipo de estudos, nomeadamente a sondagens já existentes da ZSP, a fim de se poder avaliar o real potencial para a produção de *shale gas* em Portugal.

**Palavras-chave: shale gas, Zona Sul Portuguesa, radiação gama, cristalinidade das illites, matéria orgânica**

**ABSTRACT**

Portugal has no exploitable reserves of natural gas, therefore depending on hydrocarbon imports to meet all the country needs. The exploration of potential gas reserves in the country would represent a new era of energy production in Portugal. Such production is potentially possible from shales, a hydrocarbon source rock which outcrops in some regions of the country.

This paper refers to the preliminary study on the potential of some lithostratigraphic units, consisting of shales, located in the South Portuguese Zone (SPZ), which integrate the Baixo Alentejo Flysch Group (Culm): Mértola, Mira and Brejeira Formations. These units, Upper Carboniferous in age, consist of a succession of deep turbidite sediments, more than 5 km in thickness, which cover more than half of the SPZ depositional area at the southwest of the Iberian Peninsula, in the Beja and Faro districts.

So, 39 samples were collected from all the studied formations of the Baixo Alentejo Flysch Group, in order to analyze gamma spectrometry data combined with data on thermal maturation (illite crystallinity vitrinite reflectance), as well as organic carbon content data.

Organic maturation results, estimated from the gamma radiation data (based on maturation analyzes made by Weatherford), are mainly located within the gas window. Furthermore, total organic carbon (TOC) analysis, associated with the organic matter type (Pyrobitumen), also indicate a possible generation of hydrocarbons.

These results seem promising and support the need to enlarge similar studies, including available SPZ boreholes, in order to evaluate the real potential for shale gas production in Portugal.

**Keywords: shale gas, South Portuguese Zone, gamma radiation, illite crystallinity, organic matter**

## LISTA DE FIGURAS

FIGURA 1.1 - Ilustração das técnicas de perfuração horizontal e fraturamento hidráulico (Fonte: <a href="http://www.qgdopetroleo.com/2012/12/estimulacao-de-pocos-raturamento.html">http://www.qgdopetroleo.com/2012/12/estimulacao-de-pocos-raturamento.html</a> )..5	5
FIGURA 2.1 - Localização geográfica da Zona Sul Portuguesa, em relação à Península Ibérica (adaptado de Fernandes <i>et al.</i> , 2012).....9	9
FIGURA 2.2 - Proposta para a propagação e a deformação da Zona Sul Portuguesa. A cor vermelha representa o CVS, a cor amarela as formações de plataforma do SW de Portugal e o preenchimento por pontos representa o Culm. Porém a bacia, ao invés do que mostra a imagem, afunda para SW e não fica mais fina nesta direcção. (adaptado de Simancas, 2004).....10	10
FIGURA 2.3 - Ilustração das posições estratigráficas das Formações Mértola, Mira e Brejeira (Culm) com as respectivas espessuras (extraído de Pimentel <i>et al.</i> , 2013).....11	11
FIGURA 2.4 - Afloramento da Formação de Mértola na estrada para Vaqueiros (Anexo XXIII).....13	13
FIGURA 2.5 - Afloramento da Formação de Mira na estrada N124 – Montes Novos (Anexo XXIII).....16	16
FIGURA 2.6 - Afloramento da Formação Brejeira na Praia da Amoreira (Anexo XXIII)....18	18
FIGURA 3.1 - Aparelho medidor de radiação gama <i>Gamma Surveyor II</i> .....21	21

**LISTA DE TABELAS**

TABELA 1.1 - Propriedades gerais para um potencial depósito de <i>shale gas</i> (adaptado de Rockenbauch <i>et al.</i> , 2012).....	4
TABELA 1.2 - Significado Geológico consoante as diferentes razões entre K, Th e U (adaptado de Fertl, 1979).....	8
TABELA 2.1 - Cronoestratigrafia e litoestratigrafia das Formações Mértola, Mira e Brejeira (adaptado de Pereira <i>et al.</i> , 2007).....	12
TABELA 5.1 - Tabela comparativa entre <i>coal rank</i> , refletância da vitrinite, potencial petrolífero, zonas de baixo grau metamórfico (Kübler, 1967) e os limites entre as zonas de baixo grau, definidos por Abad <i>et al.</i> (2001) (adaptado de Kisch, 1987).....	35
TABELA 5.2 - Compilação dos valores de reflectância das vitrinites (Fernandes <i>et al.</i> , 2012 e McCormack <i>et al.</i> , 2007), cristalinidade da ilites (Abad <i>et al.</i> , 2001) e os valores estimados para este trabalho, a partir da relação entre a razão Th/K e os valores de VR analisados pela Weatherford. Os dados estão divididos consoante o percentual de ocorrência dos valores, por zona metamórfica, em cada uma das três formações.....	36
TABELA 6.1 - Potencial Petrolífero dos valores de COT (adaptado de Peters & Cassa, 1994).....	41
TABELA 7.1 - Conteúdo médio de radioelementos em rochas sedimentares (adaptada de Galbraith & Saunders (1983).....	43
TABELA 8.1 - Idades das principais formações potencialmente acumuladoras de <i>shale gas</i> na Europa, com destaque para Portugal. (adaptada de Horsfield <i>et al.</i> , 2012).....	56

**LISTA DE GRÁFICOS**

GRÁFICO 1.1 - Oferta interna de Energia em Portugal no ano de 1973 (adaptado de IEA, 2011).....1

GRÁFICO 1.2 - Oferta interna de Energia em Portugal no ano de 2009 (adaptado de IEA, 2011).....1

GRÁFICO 1.3 - Consumo de gás natural, por setor (adaptado de IEA, 2011).....2

GRÁFICO 1.4 - Geração de energia elétrica, a partir das principais fontes geradoras, de 1973 até 2009 (adaptado de IEA, 2011).....2

GRÁFICO 1.5 – Principais fornecedores de gás natural (adaptado de IEA, 2011).....3

GRÁFICO 5.1 - Comportamento estratigráfico dos valores de VR a partir das médias bibliográficas e interpoladas, por formação. Com o auxílio dos programas *Surfer 11* e *ArcGis 10*, foi feita uma interpolação dos dados de VR existentes na bibliografia (McCormack *et al.*, 2007, Pereira *et al.*, 2007 e Fernandes, *et al.*, 2012).....33

GRÁFICO 5.2 - Relação entre os valores de reflectâncias das vitrinites (Weatherford) e a razãoTh/K. O gráfico revelou uma relação inversa entre as duas variáveis.....35

GRÁFICO 5.3 - Comportamento estratigráfico dos valores de VR a partir das médias, por formação. Estes valores foram estimados a partir da relação do gráfico 5.2.....36

GRÁFICO 6.1 - Comportamento estratigráfico dos valores de COT a partir das médias, por formação.....41

GRÁFICO 6.2 - Relação U/COT nas unidades em estudo. Não demonstra qualquer tipo de relação direta entre as duas variáveis.....42

GRÁFICO 7.1 - Projeção dos valores de VR (estimados) e COT, classificados conforme a positividade ou negatividade do valor DRAD.....50

GRÁFICO 7.2 - Histograma dos valores de COT, classificados consoantes os valores DRAD, positivos e negativos. Nota-se uma maior relação entre os maiores valores de COT e valores positivos de DRAD.....51

GRÁFICO 7.3 - Gráfico entre os valores de Th e K onde se pode analisar o conteúdo em minerais de argila para cada umas das formações.....51

GRÁFICO 7.4 - Comportamento estratigráfico dos valores de K a partir das médias, por formação. Comparação entre o comportamento dos valores medidos para este trabalho e os valores medidos por Jorge *et al.* (2012).....52

GRÁFICO 7.5 - Comportamento estratigráfico dos valores de Th a partir das médias, por formação. Comparação entre o comportamento dos valores medidos para este trabalho e os valores medidos por Jorge *et al.* (2012).....53

GRÁFICO 7.6 - Comportamento estratigráfico dos valores de U a partir das médias, por formação. Comparação entre o comportamento dos valores medidos para este trabalho e os valores medidos por Jorge *et al.* (2012).....53

**LISTA DE EQUAÇÕES**

EQUAÇÃO 1 – Equação para a obtenção do valor  $K_i$  (potássio “ideal”).....46

EQUAÇÃO 2 - Equação para a obtenção do valor  $U_i$  (urânio “ideal”).....46

EQUAÇÃO 3 - Equação para a obtenção do valor  $KD$  (potássio normalizado).....47

EQUAÇÃO 4 - Equação para a obtenção do valor  $UD$  (urânio normalizado).....47

EQUAÇÃO 5 - Equação para a obtenção do valor  $DRAD$  a partir da subtração de urânio e potássio normalizados.....47

EQUAÇÃO 6 - Variação da equação para a obtenção do valor  $DRAD$ .....47

**LISTA DE ANEXOS**

ANEXO I - Tabela geral dos dados, distribuídos por formações, utilizados neste trabalho. Os valores API foram calculados segundo a fórmula  $K*16+U*8+Th*4$ .....70

ANEXO II - Tabela dos valores utilizados para o cálculo do DRAD (Saunders *et al.*, 1993). A azul representam-se os valores positivos e o vermelho representam-se os valores negativos de DRAD.....71

ANEXO III - Cartografia geológica (unidades e falhas) das Formações Mértola, Mira e Brejeira (Oliveira, 1983a e 1988a).....72

ANEXO IV - Cartografia geológica (unidades e falhas) das Formações Mértola, Mira e Brejeira (Oliveira, 1983a e 1988a) bem como a direção dos movimentos dos dobramentos, vergência das dobras e sentido dos cavalgamentos e carreamentos (Fonseca, *dados não publicados*).....73

ANEXO V – Altimetria da ZSP à escala 1/25000, bem como a direção dos movimentos dos dobramentos, vergência das dobras e sentido dos cavalgamentos e carreamentos (Fonseca, *dados não publicados*).....74

ANEXO VI – Interpolação dos dados de VR bibliográficos (McCormack *et al.*, 2007, Pereira *et al.*, 2007 e Fernandes, *et al.*, 2012), bem como a direção dos movimentos dos dobramentos, vergência das dobras e sentido dos cavalgamentos e carreamentos (Fonseca, *dados não publicados*).....75

ANEXO VII – Cartografia geológica da Formação de Mértola (Oliveira, 1983a e 1988a), bem como as paragens feitas por McCormack *et al.* (2007), Fernandes, *et al.* (2012) e as feitas para este trabalho (2.<sup>a</sup> atividade de campo).....76

ANEXO VIII - Cartografia geológica da Formação de Mértola (Oliveira, 1983a e 1988a) (unidade e falhas).....77

ANEXO IX - Cartografia geológica da Formação de Mértola (Oliveira, 1983a e 1988a) (unidade e falhas), as paragens feitas por McCormack *et al.* (2007), Fernandes, *et al.* (2012) e as feitas para este trabalho (2.<sup>a</sup> atividade de campo), bem como a interpolação dos dados de VR bibliográficos (McCormack *et al.*, 2007, Pereira *et al.*, 2007 e Fernandes, *et al.*, 2012).....78

ANEXO X - Cartografia geológica da Formação de Mértola (Oliveira, 1983a e 1988a) (unidade e falhas), as paragens feitas para este trabalho (2.<sup>a</sup> atividade de campo), bem como a interpolação dos dados de VR estimados para este trabalho.....79

ANEXO XI - Cartografia geológica da Formação de Mértola (Oliveira, 1983a e 1988a) (unidade e falhas), as paragens feitas para este trabalho (2.<sup>a</sup> atividade de campo), bem como a interpolação dos dados de COT estimados para este trabalho.....80

ANEXO XII - Cartografia geológica da Formação de Mira (Oliveira, 1983a e 1988a), bem como as paragens feitas por McCormack *et al.* (2007), Fernandes, *et al.* (2012) e as feitas para este trabalho (2.<sup>a</sup> atividade de campo).....81

ANEXO XIII - Cartografia geológica da Formação de Mira (Oliveira, 1983a e 1988a) (unidade e falhas).....82

ANEXO XIV - Cartografia geológica da Formação de Mira (Oliveira, 1983a e 1988a) (unidade e falhas), as paragens feitas por McCormack *et al.* (2007), Fernandes, *et al.* (2012) e as feitas para este trabalho (2.<sup>a</sup> atividade de campo), bem como a interpolação dos dados de VR bibliográficos (McCormack *et al.*, 2007, Pereira *et al.*, 2007 e Fernandes, *et al.*, 2012).....83

ANEXO XV - Cartografia geológica da Formação de Mira (Oliveira, 1983a e 1988a) (unidade e falhas), as paragens feitas para este trabalho (2.<sup>a</sup> atividade de campo), bem como a interpolação dos dados de VR estimados para este trabalho.....84

ANEXO XVI - Cartografia geológica da Formação de Mira (Oliveira, 1983a e 1988a) (unidade e falhas), as paragens feitas para este trabalho (2.<sup>a</sup> atividade de campo), bem como a interpolação dos dados de COT estimados para este trabalho.....85

ANEXO XVII - Cartografia geológica da Formação Brejeira (Oliveira, 1983a), bem como as paragens feitas por McCormack *et al.* (2007), Fernandes, *et al.* (2012) e as feitas para este trabalho (1.<sup>a</sup> e 2.<sup>a</sup> atividades de campo).....86

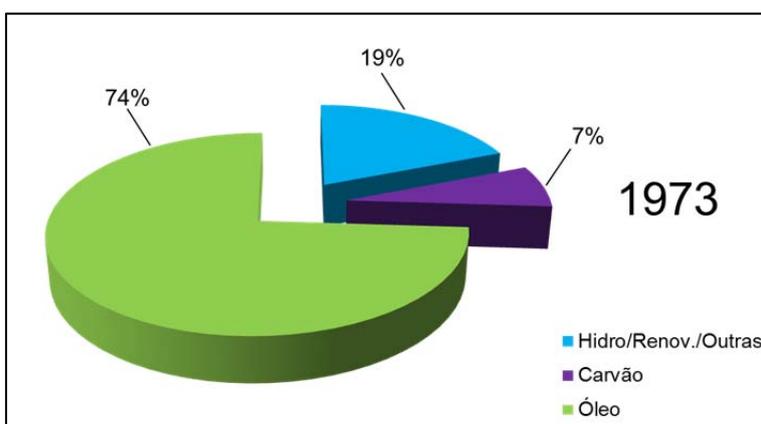
ANEXO XVIII - Cartografia geológica da Formação Brejeira (Oliveira, 1983a) (unidade e falhas).....87

ANEXO XIX - Cartografia geológica da Formação Brejeira (Oliveira, 1983a) (unidade e falhas), as paragens feitas por McCormack *et al.* (2007), Fernandes *et al.* (2012) e as feitas para este trabalho (1.<sup>a</sup> e 2.<sup>a</sup> atividades de campo) bem como a interpolação dos

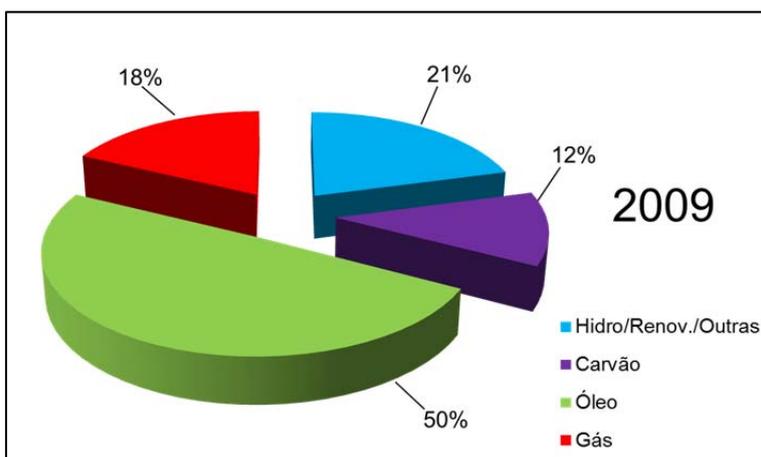
dados de VR bibliográficos (McCormack <i>et al.</i> , 2007, Pereira <i>et al.</i> , 2007 e Fernandes <i>et al.</i> , 2012).....	88
ANEXO XX - Cartografia geológica da Formação Brejeira (Oliveira, 1983a) (unidade e falhas), as paragens feitas para este trabalho (1. <sup>a</sup> e 2. <sup>a</sup> atividades de campo), bem como a interpolação dos dados de VR estimados para este trabalho.....	89
ANEXO XXI - Cartografia geológica da Formação Brejeira (Oliveira, 1983a), (unidade e falhas), as paragens feitas para este trabalho (1. <sup>a</sup> e 2. <sup>a</sup> atividades de campo), bem como a interpolação dos dados de COT estimados para este trabalho.....	90
ANEXO XXII - Os círculos em amarelo indicam as localizações das maiores concentrações de sondagens feitas na ZSP (a maioria para a prospecção de minério)...	91
ANEXO XXIII - Os alfinetes amarelos indicam as localidades citadas neste trabalho.....	92

## CAPÍTULO 1 - INTRODUÇÃO E OBJETIVOS

Segundo dados da *International Energy Agency* (IEA, 2011), o petróleo e o gás natural representam, somados, cerca de 70% da oferta interna de energia primária (OIEP) em Portugal. O carvão fornece pouco mais de 10%. O petróleo tem sido a principal fonte de energia dominante no país ao longo das últimas quatro décadas, embora a sua participação na OIEP tenha diminuído de 74% em 1973 (Gráfico 1.1) para 50% em 2009 (Gráfico 1.2). A Administração Portuguesa espera diminuir gradualmente o óleo para 46% até 2020, embora permaneça a maior fonte de energia do país (IEA, 2011).



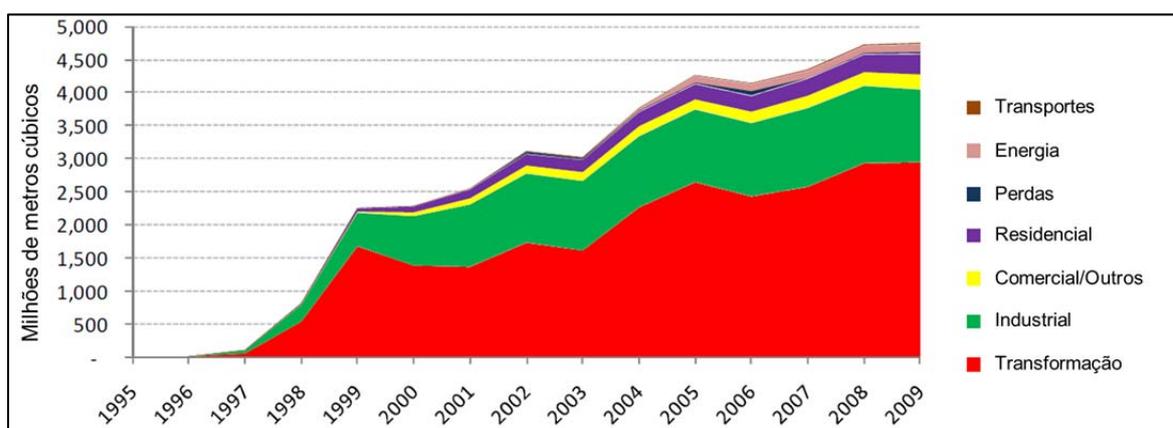
**Gráfico 1.1 - Oferta interna de Energia em Portugal no ano de 1973 (adaptado de IEA, 2011).**



**Gráfico 1.2 - Oferta interna de Energia em Portugal no ano de 2009 (adaptado de IEA, 2011).**

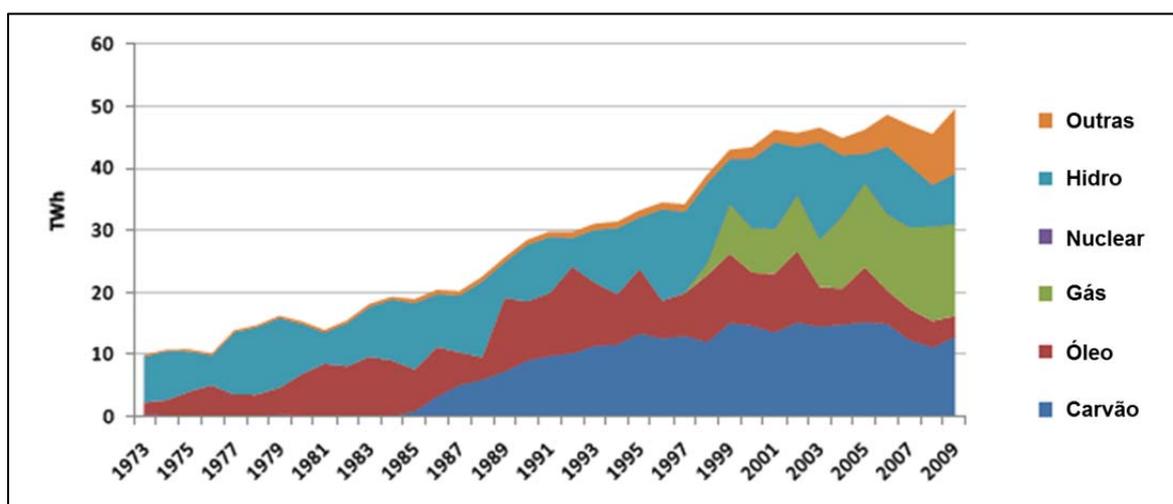
O gás natural, introduzido no país apenas em 1997, representou 18% da OIEP de Portugal em 2009, em comparação com 8% em 2000 (IEA, 2011). Como podemos verificar no gráfico 1.3, desde então, a procura de gás tem vindo a aumentar e atingiu 167 bcf (bilhões, ou milhares de milhões, de pés cúbicos), ou 460 mcf/d (milhões de pés cúbicos por dia), em 2009, a não ser por uma queda temporária do consumo total de gás,

em cerca de 2,8%, de 2005 para 2006, devido à redução da procura no setor de energia elétrica, por causa das condições de pluviosidade, e o papel crescente da componente de geração de energias renováveis. A demanda de gás natural, segundo a IEA (2011), deverá continuar a crescer a médio prazo, principalmente na indústria, serviços e setores residenciais. Apesar do Plano de Acção Nacional de Energias Renováveis, espera-se que o consumo de gás natural no setor de geração de energia elétrica continue a subir de forma consistente ao longo da próxima década. É planeado para continuar a fornecer uma parcela crescente da energia primária, que está projetado para atingir 27% em 2020, principalmente para a geração de energia (IEA, 2011).



**Gráfico 1.3 - Consumo de gás natural, por setor (adaptado de IEA, 2011).**

Segundo a IEA (2011), em 2009, o gás natural gerou cerca de 30% da produção de eletricidade de Portugal, enquanto o carvão e hidroelétricas responderam por 26% e 17% do total, respetivamente (Gráfico 1.4).



**Gráfico 1.4 - Geração de energia elétrica, a partir das principais fontes geradoras de 1973 até 2009 (adaptado de IEA, 2011).**

A Galp Energia tem contratos de longo prazo para fornecimento de gás natural no valor de cerca de 212 bcf por ano. Um é para o gás natural, com a Sonatrach, empresa estatal da Argélia, até 2020, e há três outros para GNL (Gás Natural Liquefeito) assinado com a Nigéria LNG Ltd. até 2026. Em 2009, o total das importações portuguesas de gás natural foram cerca de 173 bcf (473 milhões de pés cúbicos/d), dos quais 59% vieram em forma de GNL (43% da Nigéria, 8% a partir de Trinidad e Tobago, e 8% de outros), enquanto as importações restantes (41%) foram fornecidos pela Argélia através do sistema de Pipeline Euro Magrebe (Gráfico 1.5).

Portugal não tem reservas significativas, provadas, de gás natural. Não há produção de gás em território nacional e, portanto, o país depende de importações para atender todas as suas necessidades domésticas (IEA, 2011). A exploração de potenciais reservas de hidrocarbonetos, em território nacional, significaria uma nova etapa da produção de energia em Portugal e os *shales* (folhelhos) ou xistos argilosos fortemente laminados, que afloram em diversas partes do país, aparecem como potenciais geradores/reservatórios de gás.

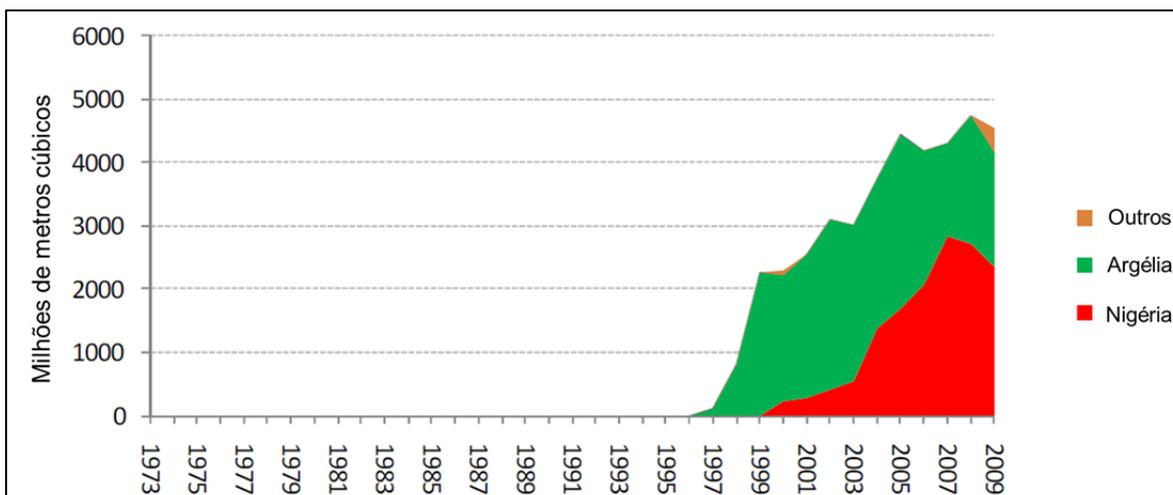


Gráfico 1.5 - Principais fornecedores de gás natural (adaptado de IEA, 2011).

### 1.1 - Definição de *shale gas*

Os *shales* são a forma mais abundante de rochas sedimentares (metassedimentares) na Terra (Boyer & Clark, 2011). Eles servem como rochas geradoras de hidrocarbonetos, que migram para um reservatório permeável e agem como selos de petróleo e gás, aprisionando-os nos sedimentos subjacentes. Até recentemente, a indústria de petróleo e gás, em geral, considerava-os como perturbações a serem ultrapassadas durante a perfuração, para atingir arenitos e reservatórios

calcários (Boyer & Clark, 2011). Mas os geólogos e engenheiros começaram, mais recentemente, a ver um tipo específico de *shale* – ricos em matéria orgânica -, com uma apreciação renovada. Se dotado das características adequadas, esses *shales* têm o potencial de servir não só como geradores de hidrocarbonetos, mas também como reservatório (Boyer & Clark, 2011). Descobrir e produzir gás em formações de *shale* foi um processo iniciado nos Estados Unidos, tendo-se expandido posteriormente por todo o mundo, com a participação de muitas empresas.

Depósitos de *shales* ricos em matéria orgânica com potencial para a produção de hidrocarbonetos são referidos tanto como reservatórios/geradores não convencionais, como geradores convencionais. Reservatórios de gás não convencionais contêm permeabilidade baixa a muito baixa e produzem, principalmente, gás seco. Reservatórios com permeabilidade superior a 0,1 mD (millidarcy) são considerados convencionais, e aqueles com permeabilidade abaixo de 0,1 mD são chamados não-convencionais, embora não exista uma base científica para esta designação (Boyer & Clark, 2011).

De acordo com uma definição mais recente, publicada pelo Conselho Nacional de Petróleo dos EUA (NPC), reservatórios não-convencionais de gás são aqueles que podem ser explorados e produzidos sem um grande fluxo do fluido, nem em volumes economicamente viáveis, a menos que sejam bem estimulados pela fraturação hidráulica ou acedido por um poço horizontal, multilateral ou alguma outra técnica que dê mais vazão do reservatório para no poço (Boyer & Clark, 2011). Esta definição inclui depósitos constituídos por areias e carbonatos saturados em gás, assim como depósitos de carvão e *shale*. O termo depósito não-convencional refere-se aos sedimentos que agem como o reservatório e gerador de hidrocarbonetos. Ao contrário dos depósitos convencionais, os depósitos não-convencionais cobrem uma grande extensão de área e, geralmente, não são restritos às estruturas geológicas.

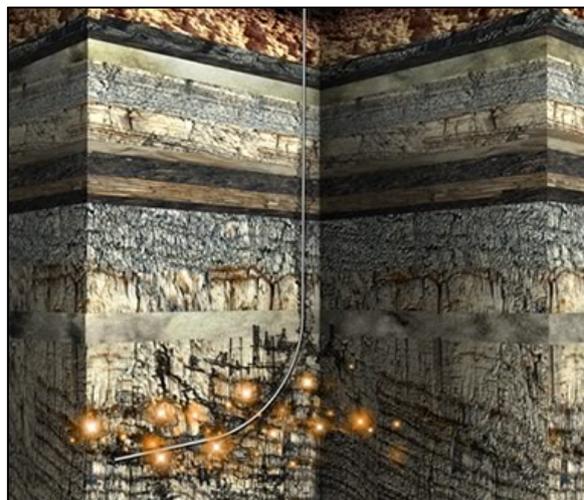
De acordo com Rockenbauch *et al.* (2012), um depósito não-convencional de *shale*, potencialmente gerador de gás, precisa conter um conjunto de propriedades gerais, que se descrevem na tabela 1.1.

**Tabela 1.1 - Propriedades gerais para um potencial depósito de *shale gas* (adaptado de Rockenbauch *et al.*, 2012)**

Espessura	> 20 m
Profundidade	< 5.000 m
Maturação Térmica	< 3,3 % Ro
Carbono Orgânico Total (COT)	> 2,0 %
Índice de hidrogênio (HI)	> 250
Porosidade efetiva	> 4,0 %
Líquidos	< 45 %

## 1.2 - História da Exploração

Produzir quantidades comerciais de gás natural a partir de *shales* ricos em matéria orgânica era incomum há uma década. O catalisador para essa recente explosão de interesse em exploração de *shale gas* foi o “Barnett Shale”, localizado na zona central do estado do Texas, EUA (Boyer & Clark, 2011). Foram necessários 20 anos de experimentação antes desta operação ser considerada economicamente viável. A estimulação por fraturação hidráulica (Figura 1.1) foi a primeira tecnologia para desbloquear o gás aprisionado nos *shales*. Esta prática é capaz de gerar permeabilidade em rochas onde, naturalmente, ela é escassa. Segundo Boyer & Clark (2011), fraturamento de *shales*, em poços verticais, geravam elevadas taxas de produção inicial, seguida pela queda brusca. Os operadores perceberam que era preciso mais contato com o reservatório, para evitar essas quedas rápidas. Assim, junto com fraturamento hidráulico, a segunda tecnologia foi a capacidade de perfurar poços de longo alcance (Figura 1.1), com um estendido contato entre os poços e a rocha reservatório, significativamente mais do que era possível nos furos verticais (Boyer & Clark, 2011).



**Figura 1.1 - Ilustração das técnicas de perfuração horizontal e fraturamento hidráulico (Fonte: <http://www.qgdopetroleo.com/2012/12/estimulacao-de-pocos-raturamento.html>).**

O sucesso do *Barnett shale* lançou uma nova maneira de pensar sobre *shales* como rochas geradoras, já que agora funcionariam também como rochas reservatório. As técnicas utilizadas foram aplicadas em outras bacias da América do Norte, onde as condições eram favoráveis para extrair o gás natural a partir de rochas geradoras. O sucesso da produção de *shale gas* logo foi seguida em vários locais dos EUA e Canadá, gerando interesse exploratório em escala global, com as empresas agora a tentarem replicar essas conquistas (Boyer & Clark, 2011).

Enquanto no início o maior interesse e maiores investimentos financeiros foram direcionados para bacias na América do Norte, atualmente os operadores estão tentando replicar o sucesso em outras partes do mundo. Nos países que têm pouca produção de hidrocarbonetos em seu próprio território, como os da Europa, a exploração de *shales*

assume grande importância (Boyer & Clark, 2011). No entanto, o interesse não se limita à América do Norte e Europa; lugares de todo o mundo estão atraindo investimentos neste tipo de exploração.

Assim como em Portugal, o uso do gás natural em outros países é distribuído entre diversos setores da economia. É uma importante fonte de energia para os setores industrial, comercial e de geração de energia elétrica, e também tem um papel vital no aquecimento residencial. Embora as previsões variem nas suas perspectivas para a procura futura de gás natural, todos eles têm uma coisa em comum: o gás natural continuará a desempenhar um papel significativo no fornecimento de energia por algum tempo.

Na corrida para o desenvolvimento, é difícil ignorar as questões não técnicas, que incluem geopolítica, percepção pública e uma série de outras preocupações. Apesar desses fatores, e por conta da mudança da perspectiva acerca do *shale gas* nos EUA, o interesse global tem aumentado. Um relatório abrangente publicado pela US Energy Information Administration em 2011 (EIA, 2011) avaliou 48 bacias de *shale gas* em 32 países, analisando o estado atual de pesquisa e desenvolvimento. Com base nesse relatório, o mundo parece pronto para uma revolução do *shale gas* (Boyer & Clark, 2011).

### **1.3 - Representatividade no Mercado**

De acordo com o Escritório de Energia Fóssil do Departamento de Energia Norte-Americano (2009), o gás natural desempenha um papel fundamental no atendimento às demandas de energia. Nos EUA, gás natural, carvão e petróleo suprem cerca de 85% da energia do país, sendo que o fornecimento de gás natural corresponde a cerca de 22% do total. O percentual de contribuição do gás natural para o abastecimento de energia dos EUA deverá manter-se relativamente constante para os próximos 20 anos (Boyer & Clark, 2011).

Como prova do sucesso na produção de gás a partir de *shales*, em 2008, o *Barnett shale* se tornou o maior produtor de gás nos EUA, representando 7% de todo o gás natural produzido em 48 estados juntos naquele ano (Boyer & Clark, 2011). Em março de 2011, depois de apenas três anos de desenvolvimento, o produtivo *shale* de Haynesville-Bossier, na Louisiana e no leste do Texas produziu 159,1 milhões de m<sup>3</sup>/d (metros cúbicos por dia) [5,62 bcf/d] de gás natural, superando o *Barnett shale* 152,9 milhões de m<sup>3</sup>/d [5,40 bcf/d]. Em 2010, 137,9 bilhões de m<sup>3</sup> [4,87 tcf] (trilhões, ou milhões de milhões, de pés cúbicos) de gás seco foi produzido a partir de vários reservatórios de

*shale* nos EUA. Este valor correspondeu a 23% da produção anual nos EUA (Boyer & Clark, 2011). E o futuro para a produção de *shale gas* aparece brilhante. O Marcellus *shale*, na região dos Apalaches, nos EUA oriental, que só agora está sendo desenvolvido e explorado, foi projetado para ter potencial para superar a produção de ambos, Barnett e Haynesville-Bossier. Empresas de exploração estão agora voltando o seu foco para outras regiões, com a esperança de desenvolver *shales* inexplorados.

#### 1.4 - Objetivos

Este trabalho tem como objetivo auxiliar o início da exploração de potenciais depósitos de *shale gas* nas Formações de Mértola, Mira e Brejeira, que por sua vez são unidades constituídas por *shales*, situadas na denominada Zona Sul Portuguesa (ZSP), nos Distritos de Beja e Faro.

Muitos nuclídeos radioativos de longa duração ocorrem na natureza. De particular interesse, para a indústria do petróleo, e conseqüentemente para este trabalho, são os de potássio, urânio e tório. Em várias quantidades, são todos encontrados em formações subterrâneas e como constituintes de potenciais rochas geradoras/reservatório (Fertl, 1979).

Segundo Fertl (1979), a espectrometria de raios gama pode ter alguns significados geológicos, baseado nas razões entre tório, urânio e potássio, descritos na tabela 1.2. Estas razões foram utilizadas no presente trabalho a fim de estabelecermos relações entre os dados de radiação gama e os valores de carbono orgânico total e maturação (refletância da vitrinite e cristalinidade da ilite), bem como os tipos de minerais de argila.

Um método de exploração de hidrocarbonetos, utilizando-se de dados de espectrometria de raios gama de superfície e aéreos, foi desenvolvido por Saunders *et al.* (1993), em armadilhas estratigráficas e estruturais. Variáveis litológicas e ambientais, anteriormente problemáticas, são suprimidas pela correção das leituras de potássio e urânio utilizando um o processo de normalização do tório. O potássio normalizado mostra baixas concentrações características, acima de depósitos petrolíferos (Saunders *et al.*, 1993). Com isso, esta técnica também foi aplicada, a fim de localizar potenciais anomalias de hidrocarbonetos nas formações supracitadas.

RAZÕES	SIGNIFICADO GEOLÓGICO
Tório/Urânio (Th/U)	Em rochas sedimentares Th/U varia de acordo com ambiente de deposição.
	Estimativas de sedimentos argilosos em potenciais rochas geradoras ( <i>shales</i> ).
	Principais inconformidades geológicas.
	Distâncias para antigas linhas de costa ou localização de rápida elevação durante o tempo de deposição dos sedimentos.
	Correlações estratigráficas, transgressão vs. regressão, a oxidação vs regimes de redução, etc
Urânio/Potássio (U/K)	Estimativas de sedimentos argilosos em potenciais rochas geradoras ( <i>shales</i> ).
	Correlações estratigráficas.
	Inconformidades, mudanças diagenéticas em sedimentos argilosos, carbonatos, e etc.
	Correlação frequente com <i>vugs</i> e sistemas de fraturas naturais em formações subterrâneas, incluindo a correlação localizada com aparições de hidrocarbonetos na perfuração nos <i>mud logs</i> e testemunhos, tanto em reservatórios clásticos e carbonatados.
Tório/Potássio (Th/K)	Reconhecimento de tipos de rochas de diferentes fácies.
	Interpretação paleográfica e paleoclimática das fácies características.
	Ambientes deposicionais, a distância das antigas linhas de costa, etc.
	Mudanças diagenéticas de sedimentos argilosos.
	Tipos de argila: Th/K aumenta de glauconite > moscovite > illite > argilas intercamadas > caolin > clorite > bauxite.
	Correlação com a cristalinidade da illite, potência média de reflectância, ressonância eletrônica paramagnética.

**Tabela 1.2 - Significados geológicos consoante as diferentes razões entre K, Th e U (adaptado de Fertl, 1979).**

## CAPÍTULO 2 - ENQUADRAMENTO GEOLÓGICO

## 2.1 - Localização Geográfica

As unidades litoestratigráficas (e/ou tectonoestratigráficas) do presente estudo situam-se na região sudoeste da Península Ibérica, nos Distritos de Beja e Faro, ao sul de Portugal, na ZSP (Lotze, 1945; Ribeiro *et al.*, 1979; Oliveira *et al.*, 1979) tendo sido recolhidas amostras desde o litoral Alentejano (sudoeste do país) até a fronteira com a Espanha, a leste (Figura 2.1 e Anexo III).



**Figura 2.1 - Localização geográfica da Zona Sul Portuguesa, em relação à Península Ibérica (adaptado de Fernandes *et al.*, 2012).**

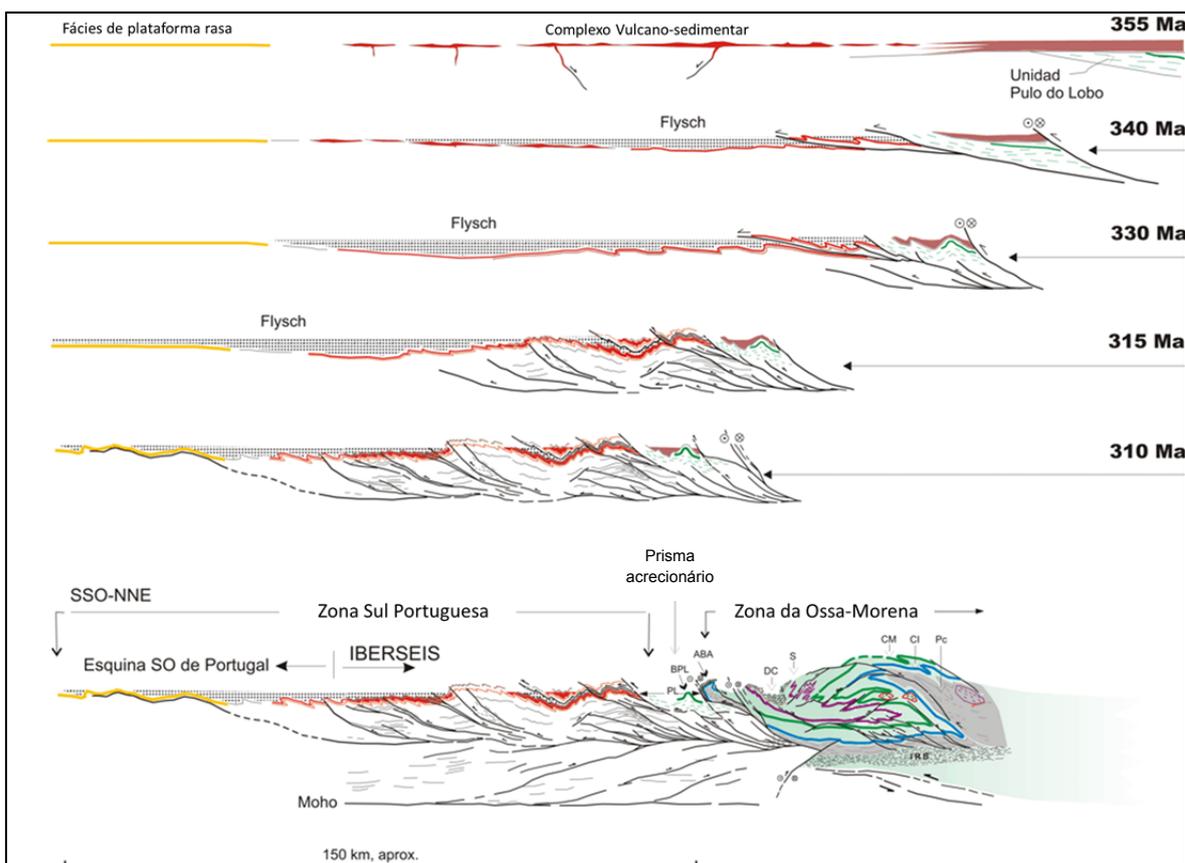
## 2.2 - Enquadramento Tectónico e Estrutural

A imagem de um Paleozóico Inferior calmo e um Paleozóico Superior agitado é, em geral, aceite hoje em dia, para a Zona da Ossa Morena (ZOM) e ZSP (Soares de Andrade, 2005). Mas a passagem de um regime ao outro não é muito fácil de situar no espaço e no tempo. É esta dificuldade que nos permite “ignorar”, segundo Soares de Andrade (2005), o Ciclo Caledónico em Portugal, antes aceitando um “longo” Ciclo Varisco.

A principal característica estrutural da orogenia Varisca na Europa Ocidental é o Arco Ibero-Americano. O ramo sul do Arco Ibero-Americano é conhecido como o Maciço Ibérico (MI) e aflora na parte ocidental da Península Ibérica. Cinco domínios geológicos são distinguidos no MI de acordo com a litologia, idade e estilo tectónico (Lotze, 1945; Julivert *et al.*, 1974). A fronteira entre a ZSP e a ZOM é considerada uma das principais suturas oceánicas no contexto da Orogenia Varisca da Europa Ocidental (Figura 2.2). Esta fronteira é marcada por rochas com afinidade ofiolítica de idade Devónica Inferior/Média (Soares de Andrade, 1977; Munhá *et al.*, 1986). As idades das rochas, metamorfismo regional e intensidade das clivagens aumentam do sul para o norte, na ZSP (Munhá, 1990; Silva *et al.*, 1990) (Figura 2.2). Corpos intrusivos de composição granítica, tonalítica, gabróide e diorítica estão expostos na parte norte-oriental da ZSP e na parte sul da ZOM. Algumas destas intrusões são consideradas sin- a pós-cinemáticas à deformação Varisca (Simancas 1986; De La Rosa *et al.*, 1993.). A ZSP é composta de

cinco terrenos (em que a definição de terreno está intimamente relacionada com “collage” – e os terrenos entre si com características exóticas) tectonoestratigráficos delimitados a norte por falhas cavalgantes e/ou carreamentos fortemente inclinados (Quesada, 1991) (Anexos IV e V). Estes terrenos registam o processo de acreção para o MI durante a subducção da placa Sul Portuguesa sob a placa da Ossa Morena durante a subsequente colisão continental de ambas as placas (Munhá *et al.*, 1986; Crespo-Blanc & Orozco, 1988; Ribeiro *et al.*, 1990; Quesada, 1991; Dallmeyer *et al.*, 1993, Quesada *et al.*, 1994) (Figura 2.2).

Ao contrário do Paleozóico Inferior, o Paleozóico Superior representa uma etapa basicamente (ainda que não exclusivamente) compressiva na evolução geológica do território português (Figura 2.2): é o tempo da orogenia hercínica. A ZSP entra, a bem dizer, pela primeira vez em cena com forte impacto; efectivamente, muitos dos problemas têm a ver com a relação ZOM-ZSP (Soares de Andrade, 2005).



**Figura 2.2 - Proposta para a propagação e a deformação da Zona Sul Portuguesa. A cor vermelha representa o CVS, a cor amarela as formações de plataforma do SW de Portugal e o preenchimento por pontos representa o Culm (adaptado de Simancas, 2004). Porém a bacia, ao invés do que mostra a imagem, afunda para SW e não fica mais fina nesta direção (Fonseca, comunicação oral).**

No início do Carbonífero as ZOM e ZSP já estariam unidas (acrecção ou “tectonic collage” do Terreno Sul Português ao Terreno Autóctone Ibérico - TAI), mas a subducção vai prologar-se, agora em regime intra-continental (subducção da ZSP, sob a ZOM). Enquanto a ZOM é levantada na ZSP, ao vulcanismo da Faixa Piritosa Ibérica, de idade Carbonífera Inferior, sucede-se o Grupo de Flysch do Baixo Alentejo (BA), claramente progradante para SW (Figura 2.2 e 2.3). Do ponto de vista geodinâmico, este flysch representa a continuação do mesmo processo que levou a génese do prisma acrecionário, iniciado no Devónico e materializado pela formação e estrutura do Pulo do Lobo (Oliveira *et al.*, 2006).

O Complexo Vulcano-Sedimentar da Faixa-Piritosa Ibérica (CVS), conjuntamente com o seu substrato detrítico – o Grupo Filito-Quartzítico-PQ, constitui um dos domínios da ZSP (Figura 2.2). Além deste, são ainda identificados o domínio do Pulo do Lobo, a norte, e os domínios do Grupo do Flysch do BA e do setor Sudoeste (Oliveira, 1983b).

As unidades estratigráficas da ZSP foram subdivididas em duas sub-zonas (Carvalho, 1971), ou em setores (Oliveira *et al.*, 1979).

### 2.3 - Grupo Flysch do Baixo Alentejo

O Grupo Flysch do Baixo Alentejo, também conhecido por Culm (Figura 2.3), constitui uma sucessão de sedimentos turbidíticos profundos, com espessura superior a 5 km sendo uma importante unidade estratigráfica que se estende por mais de metade da área de deposição da ZSP. Uma descrição geral da estratigrafia e sedimentologia do grupo Flysch do BA foi dada por Oliveira *et al.* (1979).

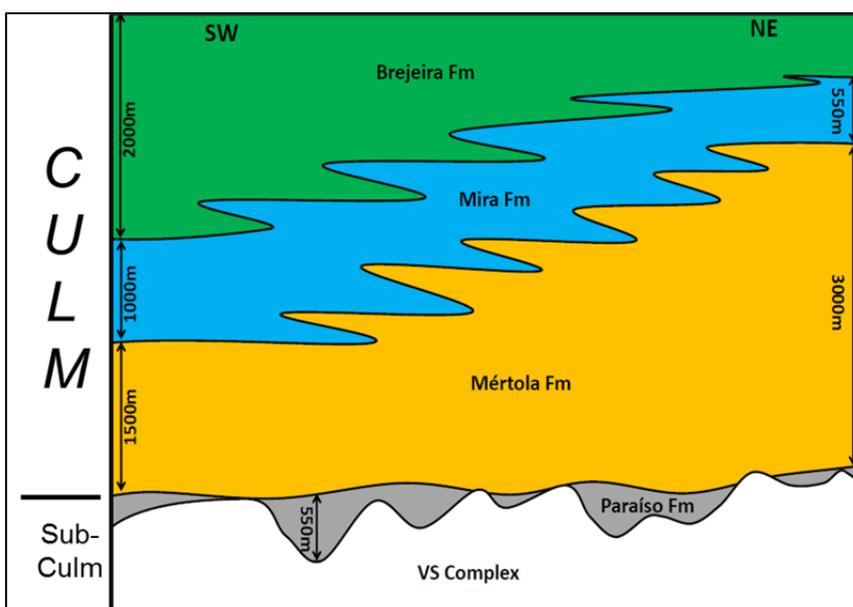


Figura 2.3 – Ilustração das posições estratigráficas das Formações Mértola, Mira e Brejeira (Culm) com as respetivas espessuras (extraído de Pimentel *et al.*, 2013).

O Grupo Flysch do BA é uma sequência turbidítica, prográdante para sudoeste, composta por três unidades litoestratigráficas: Formações de Mértola, Mira e Brejeira. Todas as três formações tendem na direção noroeste-sudeste, mais ou menos paralelas à Faixa Piritosa Ibérica (FPI) e a fronteira da ZOM/ZSP (Anexos III e IV). A idade das três formações são Viséano superior, topo do Serpukhoviano inferior-Bashkiriano médio e Bashkiriano médio-Moscoviano superior, respetivamente (Tabela 2.1); eles ficam mais recentes para sudoeste. De fato a característica turbidítica arenítica/xistenta demonstra o desenvolvimento progressivo da área de sedimentação (Oliveira, 1983).

**Tabela 2.1 - Cronoestratigrafia e litoestratigrafia das Formações Mértola, Mira e Brejeira (adpatado de Pereira *et al.*, 2007).**

		Cronoestratigrafia		
Carbónico	Mississippiano	Pensilvaniano		Litoestratigrafia
		Serpukhoviano	Moscoviano	
	Viséano	Bashkiriano	Fm. Brejeira	
		Fm. Mértola	Fm. Mira	

### 2.3.1 - Formação de Mértola

A formação de Mértola é constituída por bancadas, de espessuras variáveis, centimétricas a métricas, de grauvaques, que alternam ou que se intercalam com xistos argilosos e siltitos, e ainda níveis de conglomerados e de raros depósitos argilíticos, com matéria orgânica, intercalados na sucessão (Oliveira *et al.*, 2006) (Figura 2.4).

Segundo Oliveira *et al.* (2006), os grauvaques apresentam as estruturas sedimentares caracteristicamente turbidíticas, sobretudo as clássicas divisões de Bouma (1962) e de Mutti & Ricci-Lucchi (1975), e ainda bancadas amalgamadas, fluidizadas, com dobras sin-sedimentares e de fluxo, com filões clásticos, localmente olistólitos e olistostromas, etc. Muitas das bancadas de grauvaque são ricas em clastos de argilas arrancados ao substrato sedimentar e, ao microscópio, mostram a presença de fragmentos de vulcanitos ácidos e básicos, quartzo vulcânico, cherte, quartzito e de xisto com clivagem, dispersos numa matriz sericito-clorítica (Oliveira *et al.*, 2006). Os conglomerados também contêm calhaus e blocos com as mesmas litologias e são mais comuns próximos dos contactos com as rochas da Faixa Piritosa Ibérica (FPI). A composição dos clastos e calhaus dos grauvaques e conglomerados sugere proveniência da própria FPI, não se excluindo que em parte possam também ter provindo da ZOM (Oliveira *et al.*, 2006).

### 2.3.1.1 - Estratigrafia

Em muitos lugares, a parte basal da Formação de Mértola consiste em pelitos negros, a cinzentos escuros, com gradação em *upward* com finas camadas turbidíticas.

Já a parte superior da formação é composta de turbiditos clássicos e pelitos intercalados. Sobrepondo-se a parte superior dos turbiditos desta formação existe um horizonte marcador interturbidítico que é tomado como representante da base da Formação de Mira.

A espessura não é conhecida devido ao controle biostratigráfico incompleto e tectonizado, mas é certamente superior a 1000m (Oliveira, 1992). Na região de Mértola, a cartografia geológica de pormenor, desta unidade (Oliveira, 1988b; Oliveira & Silva, 1990), põs em evidência níveis predominantemente xistentos com espessuras que variam de 20 a 100 metros, os quais separam sequências ricas em bancadas de grauvaques, com espessuras que atingem várias centenas de metros.



**Figura 2.4 – Afloramento da Formação de Mértola na estrada para Vaqueiros (Anexo XXIII).**

Esta unidade forneceu fósseis de amonóides, em impressões de *shales* ou em nódulos silto-carbonatados, que indicam a biozona GoB do Viséano superior (Korn, 1997). Também desta idade são comuns fósseis de *Posidonia becheri*, por vezes em jazidas de lumachelas. Associações de esporos das biozonas NM e VF confirmam esta idade (Oliveira *et al.*, 2006). São também comuns restos de caules de plantas, que chegam a atingir alguns decímetros de comprimento. Bancadas de grauvaque com a

mesma idade ocorrem imbricados tectonicamente no CVS da mina de Neves Corvo, em consequência da tectónica compressiva regional (Oliveira *et al.*, 2004).

### 2.3.1.2 - Sedimentologia

Segundo a terminologia de Walker & Mutti (1973), as principais fácies reconhecidas são: fácies turbidíticas do tipo C (principalmente grauvaques e *shales*) e fácies G (principalmente *shales*). No entanto, outras fácies clásticas ressedimentadas são também representadas, nomeadamente fácies tipo A e B (arenitos maciços, arenitos seixosos e microconglomerados), fácies tipo F (conglomerados, brechas, folhelhos seixosos e olistólitos) e fácies de tipo E (finas camadas areníticas) (Oliveira, 1983).

A maioria dos arenitos tipo C mostram as características sedimentares típicas dos turbiditos clássicos (Walker, 1978), ou seja, divisões de Bouma, marcas na base, a regularidade de camadas, etc. As camadas areníticas individuais possuem, preferencialmente, as divisões A→B de Bouma (embora também ocorram outras divisões), uma espessura média de cerca de 30 cm (que variam de facto de alguns centímetros a mais de 1 metro), seleção variável e granulometrias variáveis. As camadas mais grossas aparecem com frequência amalgamadas, com clastos "lamíticos" dispersos (Oliveira, 1983).

Os arenitos tipos A e B normalmente estão associados com camadas amalgamadas, e em lugares a sua espessura pode ser superior a 3 metros.

O tipo de fácies pelítica G compreende xistos, siltitos, calcários finos lenticulares, nódulos e finas camadas de grauvaques. No todo, estas litologias definem horizontes "interturbidíticos" com espessuras de 30 metros ou mais. Muitos desses horizontes "interturbidíticos" têm continuidade lateral de vários quilómetros a dezenas de quilómetros. Tais horizontes "interturbidíticos" no extremo sul da formação de Mértola, rico em faunas de goniatites, podem ser seguidos por mais de cem quilómetros em toda a bacia sedimentar e tem sido usados como camadas marcadoras da transição entre as Formações Mértola e Mira (Oliveira *et al.*, 1979; Oliveira, 1983).

A fácies ressedimentadas tipo F aparecem intercaladas nos turbiditos clássicos, seja como incursões sedimentares isoladas ou associadas a ciclos turbidíticos de "*fining*" e "*thickening*" upward.

A fácies tipo E aparecem associadas, aleatoriamente, com todos os outros tipos de fácies, particularmente com finas camadas turbidíticas.

Seguindo a terminologia de Ricci-Lucchi (1975) os turbiditos e fácies associadas da formação de Mértola aparecem verticalmente organizadas tanto em ciclos de *fining* quanto em *thickening upward* (simples ou múltiplos), em ciclos simétricos, ou sem qualquer organização vertical visível. Os ciclos turbidíticos definem megassequências em *fining* e *thickening upward*. Estas características sedimentológicas podem ser observadas ao longo da área de deposição da Formação Mértola.

Estas sequências são atribuídas a lobos sedimentares, e as xistentas a depósitos interlobos. O estudo sistemático das paleocorrentes nesta região indicou claramente sentido das correntes provenientes de NW para SE, em grande parte condicionada pelo relevo submarino herdado da actividade vulcânica anterior (Oliveira *et al.*, 2006)

### 2.3.2 - Formação de Mira

As características gerais da Formação de Mira foram descritas por Oliveira *et al.* (1979). A deposição dos sedimentos desta unidade poderá ter estado associada a uma subida do nível do mar em toda a bacia sedimentar, segundo Oliveira *et al.* (2006). Os turbiditos desta formação são, de um modo geral, finamente estratificados podendo, contudo, ocorrer sucessões mais ricas em bancadas de grauvaques e quartzovaques e raros conglomerados (Figura 2.5), que indicam a progradação de canais e lobos para a região da planície abissal, a sul (Oliveira *et al.*, 2006).

#### 2.3.2.1 - Estratigrafia

Na base dos turbiditos da Formação de Mira existe um horizonte interturbidítico de espessura variável, mas nunca superior a 100 m. Esse horizonte é composto principalmente por pelitos cinzentos escuros e finas camadas turbidíticas. Como mencionado antes, estas litologias foram tomadas como um horizonte marcador de transição entre as Formações de Mértola e Mira, e pode ser seguido a partir de S. Tiago do Cacém até o oeste de Azinhal, via Dogueno e Taipas (Oliveira, 1983).

Segundo Oliveira *et al.* (2006), a passagem da Formação de Mértola para a Formação de Mira faz-se, ao longo de muitas dezenas de quilómetros, por uma banda constituída predominantemente por xisto argilosos e siltitos finamente estratificados, localmente quartzitos finos, com espessura da ordem dos 50 a 100 metros, onde ocorrem

amonóides da biozona GoC do Viséano superior mais alto (Oliveira *et al.*, 1979; Korn, 1997).

São escassos os dados paleontológicos que permitam datar com rigor esta unidade (Oliveira *et al.*, 2006). Entre Sabóia e São Teotónio (Anexo XXIII) foram obtidos fósseis de amonóides mal preservados que sugerem a biozona R1 do Bashkiriano (Korn, 1997). Na região do Azinhal (Anexo XXIII), muito perto do contacto com a Formação de Mértola foram obtidos amonóides do Serpukoviano inferior (Oliveira *et al.*, 1983) e mais a sul, perto de Castro Marim (Anexo XXIII), foram identificadas associações de palinórfos da Biozona NC, que indicam o Serpukoviano inferior.



Figura 2.5 – Afloramento da Formação de Mira na estrada N124 – Montes Novos (Anexo XXIII).

### 2.3.2.2 - Sedimentologia

A Formação de Mira é também formada por pelitos, mas as suas características internas são menos variáveis do que as da Formação de Mértola. Segundo a terminologia de Walker & Mutti (1973), as fácies mais comuns são turbiditos clássicos do tipo C e fácies pelágicas do tipo G. As fácies tipo A, B e finas lentes de conglomerados são muito

raras. Segundo Oliveira (1983), não se encontram fácies do tipo F (brechas, conglomerados desorganizados ou mal estruturados, seixos mudstones, etc).

Os turbiditos clássicos afloram ao sul da fronteira entre as Formações de Mira/Mértola ao longo de uma faixa sedimentar de 10 a 15 km de largura (Oliveira, 1983). Ao longo desta faixa os turbiditos mostram as características divisões de Bouma, mas com uma predominância de divisões B→C. Ciclos turbidíticos são menos frequentes, mas em alguns pontos é possível reconhecer seqüências positivas e negativas, o qual as lentes de conglomerados e grossas camadas areníticas tipo A e B estão relacionados. A fácies pelágica tipo G e finas camadas de turbiditos associadas são mais comuns, particularmente ao longo da faixa entre Cercal de Sabóia, São Marcos da Serra, São Barnabé e a Serra do Caldeirão (Oliveira, 1983) (Anexo XXIII). Esta fácies é composta principalmente por camadas milimétricas, a centimétricas, de turbiditos e pelitos pretos a cinza escuros. Em alguns lugares esta fácies intercala-se com sequências sedimentares positivas e negativas. A fronteira entre as Formações de Mira e Mértola é de transição.

Perto do limite entre as Formações Mira/Brejeira as finas camadas de turbiditos e *shales* intercalam-se em camadas centimétricas, à decimétricas, de arenitos e a transição para a Formação Brejeira é gradual.

Medições de paleocorrentes são escassas e, segundo Oliveira (1983), as direções de fluxo são predominantemente de noroeste o que parece evidenciar um fluxo para zonas mais profundas a SE-E.

Estas características sedimentológicas sugerem que os turbiditos da Formação de Mira foram depositados longe da área-mãe. As sequências positivas e negativas podem, como dito anteriormente, representar lóbos do leque externo e as fácies pelágicas apontam para deposição na planície da bacia.

### 2.3.3 - Formação Brejeira

A Formação Brejeira é a unidade mais jovem do Grupo Flysch do BA. Tal como com as outras unidades do Grupo Flysch BA, esta formação é composta de intercalações de turbiditos e pelitos (Figura 2.6). No entanto, no geral, a unidade apresenta diferenças marcantes em relação às Formações de Mértola e Mira.

A Formação da Brejeira está representada, na sua parte inferior, por uma sucessão de quartzitos impuros, quartzovaques e xistos argilosos intercalados, que ocupam uma faixa com largura de 5 a 10 km, estabelecendo o contacto com a Formação de Mira; próximo deste contacto, a oeste, existe uma escarpa virada a nordeste,

provavelmente associada a uma falha (tardi) sin a pós-varisca. Seguem-se turbiditos clássicos que se estendem até ao contacto com a Orla Meso-Cenozóica do Algarve, sobrepondo-se à sucessão litoestratigráfica dos anticlinais de Aljezur e Bordeira (Oliveira *et al.*, 2006).

### 2.3.3.1 - Estratigrafia

A transição litológica entre as formações Brejeira e Mira é gradual e a base da Formação Brejeira é colocada na primeira camada de quartzitos quartzovaques-impuros. O limite está bem definido no campo (Oliveira, 1983b).

Como nas outras unidades do Grupo Flysch BA, as espessuras da Formação Brejeira são desconhecidas. É assumida uma espessura da ordem dos 2000 metros, segundo Oliveira (1983b).



Figura 2.6 – Afloramento da Formação Brejeira na Praia da Amoreira (Anexo XXIII).

Segundo Oliveira *et al.* (2006), a unidade forneceu escassos fósseis de amonóides das biozonas G1 e G2 que indicam o Bashkiriano médio a superior e o Moscoviano inferior. Em termos da bioestratigrafia dos esporos foram reconhecidas as

biozonas SS, Ra, Ra/NJ, SL e OT, que indicam idade compreendida entre o Bashkiriano inferior e o Moscoviano superior (Pereira & Oliveira, 1995; Pereira, 1999). As associações de esporos da Biozona FR são marcadas pela presença de *Bellisporites nitidus* e *Raistrickia fulva*. Esta Biozona foi identificada nas secções da Praia de Odeceixe (Anexo XXIII) e no corte da Ribeira de Aljezur (Anexo XXIII) (Oliveira *et al.*, 2006). A Biozona SS foi identificada com base na presença das espécies-guia *Cirratiradites saturni* e foi identificada na secção da Ribeira de Aljezur (Oliveira *et al.*, 2006). Conjuntamente com a espécie guia *Radiizonates aligerens*, as associações de esporos da Biozona RA compreendem *Cingulizonates lorincatus*, *Dictyotriletes probireticulatus* e *Endosporites globiformis*. O limite entre as Biozonas RA/NJ é marcado pela ocorrência conjunta de *Florinites junior* e *Savitrissporites concavus*, a que se associam espécies comuns à Biozona RA. A base da Biozona SL é caracterizada pela primeira ocorrência do *Torispora securis*. A presença de *Thymospora obscura* e *T. thiessenil* constituem os marcadores da base da Biozona OT.

### 2.3.3.2 - Sedimentogia

De uma maneira “grosseira” e como tentativa, segundo Oliveira (1983b), a Formação Brejeira é dividida em duas faixas sedimentares: uma a norte, de 5 a 10 km de extensão, imediatamente ao sul do limite das Formações da Brejeira/Mira, já a faixa sul é representada pelos afloramentos restantes para o sul. A fronteira entre essas faixas é mal definida.

A fácies sedimentar da faixa norte mostra arenitos turbidíticos cinzentos a esbranquiçados prevalecendo divisões A→B de Bouma, arenitos maciços e intercalações de pelitos cinzentos escuros a azulados. As camadas individuais de arenitos têm variáveis espessuras, centimétrica a métrica. Marcas de arraste de fundo, assim como várias figuras de carga e de saltação de blocos no fundo são frequentes. Marcas de arraste como *flute* e *groove casts* são mais raras.

Restos de plantas à deriva são muito comuns, tanto nos arenitos quanto nas intercalações de pelitos (Oliveira, 1983b).

Os horizontes interturbidíticos são compostos de pelitos e finas camadas de siltitos, geralmente de 10 a 20 m de espessura.

A organização vertical dos arenitos mostra ciclos ascendentes de *fining* e *thickening upward*, porém uma organização vertical aleatória também é muito comum. A relação arenito/*shale* é > 1.

A faixa sedimentar do sul é muito menos conhecida. As fácies dominantes areníticas são turbiditos clássicos com divisões de Bouma predominantemente B→C. Pelitos e finas camadas de turbiditos são mais desenvolvidos do que na faixa norte e, conseqüentemente, a relação areia/shale é <1. Marcas de arraste como *flute* e *groove casts*, são comuns. A espessura média das camadas individuais de arenitos é menor do que a dos quartzitos impuros, mas em alguns lugares existem camadas mais espessas de arenito associados com ciclos sedimentares (Oliveira, 1983b).

A medição de paleocorrentes nos arenitos da faixa quartzítica norte mostram um complexo padrão de direções de fluxo predominantemente para o sudoeste e norte o que parece indicar que estaremos perto do depocentro da estruturação ou localmente num alto fundo com alimentação de material para N (Oliveira, 1983b). Embora ainda muito escassas, estas direções de fluxo e o caráter sedimentar distinto dos arenitos sugerem que o detrito provavelmente não é derivado do norte, mas a partir de uma área de origem algures no presente oceano Atlântico ou um alto fundo ou o simétrico em direção à Mauritaníada. Esta possibilidade é reforçada por medidas de paleocorrentes feitas entre Arrifana e Praia do Castelejo, que mostram direções de fluxo predominantemente para o quadrante norte (Ribeiro *et al.*, 1983). Se assim for, a bacia pode ter sido preenchida a partir de ambos os quadrantes norte e sul.

De um modo geral, segundo Oliveira *et al.* (2006), tanto as litologias mais maduras da base da unidade, como os grauvaques suprajacentes são pobres em fragmentos vulcânicos, o que é reflexo da maior distância às fontes vulcânicas situadas a norte. Tal como para as unidades anteriores, as paleocorrentes continuam a indicar transporte de NW para SE mas, à medida que se caminha para sul, há maior variabilidade no sentido das correntes em consequência da sedimentações turbidítica se ter instalado numa plataforma mista argilo-carbonatada subsidente.

## CAPÍTULO 3 - METODOLOGIA

## 3.1 - Recolha dos Dados

A recolha de dados para o presente trabalho foi feita em duas atividades de campo distintas onde, para além das medições de radiação gama, foram feitas recolhas de amostras para análises laboratoriais (Refletância das Vitrinites e Carbono Orgânico Total), imagens dos afloramentos e obtenção de coordenadas GPS dos referidos pontos.

Na primeira atividade de campo foram recolhidas 8 amostras, todas da Formação da Brejeira (Anexo I e XVII). Na segunda atividade foram colhidas 31 amostras, agora divididas entre as Formações de Mértola (5 amostras) (Anexos I e VII), Mira (10 amostras) (Anexos I e XII) e Brejeira (16 amostras) (Anexos I e XVII).

A escolha dos afloramentos “ideais” ou afloramentos críticos para as medições e amostragens foi feita respeitando alguns critérios de seleção. Tendo como base a bibliografia existente, acerca da maturação térmica da matéria orgânica das formações em questão (McComarck *et al.*, 2007; Fernandes *et al.*, 2012), foi feita uma interpolação dos dados e as zonas potencialmente menos maduras foram as preferencialmente selecionadas (Anexo VI).

No afloramento foi dada prioridade aos níveis com aparente coloração mais escura, e menos siliciclásticas, por representar um maior potencial para conter matéria orgânica acumulada.

Para fazermos as leituras de radiação gama, com valores mais exatos, a superfície de contacto do aparelho *Gamma Surveyor II* (1024 canais e 30 MeV – 3 MeV de energia) (Figura 3.1) com a rocha era limpa ao máximo, a fim de evitar a contaminação do afloramento com materiais, ou partículas, oriundas de outros níveis.



**Figura 3.1 – Aparelho medidor de radiação gama *Gamma Surveyor II*.**

### 3.2 - Softwares

Todo o trabalho de processamento e análise dos dados foi feito através do uso de *softwares* específicos para cada etapa.

Os dados de radiação gama, medidos em afloramento, eram transferidos para o *Gamma Surveyor II PC software*, versão 2.0.2, ao chegar no laboratório. Este *software*, fornecido pela mesma empresa que fabrica o aparelho, permite a análise, em pormenor, da presença de outros elementos radioativos, para além daqueles supramencionados, presentes na formação, em CPS (*counts per second* – contagens por segundo).

Para o processamento dos dados (medidos ou bibliográficos) de radiação gama, COT, reflectância das vitrinites e cristalinidade das ilites, foi usado o programa *Microsoft Excel 2010*, já que o processamento de tais dados inclui cálculos matemáticos e estatísticos, construção de gráficos, tabelas, e neste caso, até colunas litoestratigráficas simplificadas.

Os dados processados, bem como os dados bibliográficos, foram interpolados com o auxílio do programa *Surfer 11*, através da ferramenta *Kriging* e, em seguida, exportados para o pacote de programas *ESRI ArcGis 10*. Usando o *software ArcCatalog 10*, todas as modelações e cartas (geológica 1:200.000, folhas 7 e 8) foram georreferenciadas para a projeção WGS84, antes de serem inseridas no *ArcMap 10*.

Já no *ArcGis 10*, foram criadas *shapefiles* a fim de vectorizar a informação contida nas cartas (formações, falhas, magnetometria, gravimetria, etc), pertinente a área da ZSP.

### 3.3 - Análises Laboratoriais

Os dados de COT e de reflectância das vitrinites (maturação), utilizados nesta dissertação, foram gentilmente cedidos pelas empresas Repsol E&P e Partex Oil & Gas, no âmbito do projeto “Shale Plays em Portugal: recolha e Sistematização da Informação”. As amostras foram analisadas nos laboratórios da Weatherford, a pedido das empresas supracitadas.

## CAPÍTULO 4 - BASES CONCEITUAIS

### 4.1 - Gamaespectrometria

As radiações gama se originam dentro de um núcleo atômico. Um núcleo emite energia em excesso (raios gama) como resultado do decaimento radioativo ou de uma reação nuclear induzida (Gilmore, 2008). Este decaimento consiste na emissão, ou captura, de partículas elementares, ou compostas, com consequentes transformações em núcleos filhos, caracterizados por números atômicos diferentes e, em alguns casos, por diferentes números de massa.

Uma vez que os raios gama são emitidos a partir de um isótopo na formação, eles reduzem progressivamente sua energia como o resultado de colisões com outros átomos na rocha (efeito de Compton). O efeito de Compton ocorre até que a radiação gama seja de energia tão baixa que é completamente absorvida pela formação (Gilmore, 2008).

Desde o final da década de 1930, o registo de radiação gama natural tem sido uma parte integrante da avaliação da formação, quando se reconheceu que as intensidades de raios gama naturais variam de acordo com a litologia (Fertl & Chillingar, 1988).

Os exploradores de Petróleo têm vindo a experimentar as medições de radiação gama como método de prospeção de petróleo desde o início da década de 1950 (Armstrong & Heemstra, 1973). Na altura, testes de campo em poços foram realizados para estudar a viabilidade de detetar alguns nuclídeos por técnicas de espectroscopia de raios gama o qual identificaria os raios gama característicos (Fertl, 1979).

O medidor de raios gama regista a intensidade da radiação gama natural emitida por uma formação. Esta radiação é originada quase inteiramente a partir do potássio-40, série do urânio (nuclídeo bismuto-214), e uma série de tório (nuclídeo tálio-208) (Fertl & Chillingar, 1988). Antes de 1960, as configurações de escala não foram em geral padronizadas, mas a maioria dos registos de raios gama estão uniformemente calibrados em unidades API (American Petroleum Institute) ( $API=K*16+U*8+Th*4$ ) e a análise quantitativa desses registos é possível (Schmoker, 1981).

Dispositivos de registo de radiação gama natural, disponíveis no mercado para a indústria, são espectrómetros de cintilação que detetam e medem os raios gama naturais. As taxas de contagem de raios gama a partir de janelas de energia múltiplas são usadas para determinar as concentrações de K, U e Th. As concentrações medidas são

corrigidas para a interferência espectral e o efeito de Compton. Várias técnicas de filtragem de dados também são utilizadas. Além disso, dispositivos de registro de raios gama naturais têm inúmeras aplicações em poços abertos e/ou fechados e podem ser executados individualmente ou em combinação com neutrões ou aparelhos de amostragens (Fertl & Chillingar, 1988).

#### 4.1.1 - Geoquímica dos Elementos Potássio, Tório e Urânio

As seguintes conclusões sobre a geoquímica do Potássio, Tório e Urânio são baseadas em Hassan *et al.* (1976), bem como a Fertl (1979), Schlumberger (1982), Nielsen *et al.* (1987) e Fabricius *et al.* (2003).

##### 4.1.1.1 - Potássio

Os minerais que contém K, mais comuns em rochas sedimentares, são K-feldspato, mica e illite. O K-feldspato e mica são mais comuns em arenitos, já a illite em *shales*. O K-feldspato e as micas têm um teor maior em K do que a illite e, portanto, o fluxo de radiação gama é apenas uma medida do teor de argila na ausência significativa de feldspato potássico (Cowan & Myers, 1988). A glauconite também pode ser uma fonte significativa de K nas rochas sedimentares. Os teores de potássio típicos em minerais são: illite, 4,5%; moscovite, 7,9-9,8%; plagioclase, 0,54%, K-feldspato, 10,9-14,0% (Nielsen *et al.*, 1987).

Em *shales* Miocénicos-Pliocénicos do Mar do Norte, Berstad & Dypvik (1982) encontraram uma correlação positiva entre K e o teor de argila. Esta foi inferida ao ser controlada, principalmente, pela illite da fração de argila.

##### 4.1.1.2 - Tório

O tório é um elemento traço comum na maioria dos ambientes geológicos. Em ambientes de meteorização é praticamente insolúvel e é, portanto, geralmente concentrado em depósitos residuais, tais como de bauxita e argila. Quantidades importantes de tório são encontradas nos minerais pesados monazite, rutilo e zircão. O zircão normalmente contém 100-2500 ppm de Th (Nielsen *et al.*, 1987), enquanto que a monazite pode conter substancialmente mais.

Amostras de argila pura contêm, geralmente, 5-30 ppm de Th (Adams & Weaver, 1958). Considerações teóricas indicam que Th<sup>4+</sup>, com um raio iônico de 0,97 nm, não

pode ser acomodado nas camadas das estruturas de minerais de argila, de modo que nestes minerais o Th poderia ser assumido como sendo fixado por adsorção (Adams & Weaver, 1958). Hurst & Milodowski (1994) referiram, no entanto, que a origem das Th em minerais de argila não é claro, e propuseram que é causada por inclusões de minerais de argila pesados.

#### 4.1.1.3 - Urânio

Sob condições de pH neutro, o ião uranilo ( $(\text{UO})^{2+}$ ), forma complexos iônicos com carbonatos, que controlam a sua dispersão e mobilidade na natureza. O ião uranilo também forma complexos com vários compostos orgânicos (por exemplo, ácidos húmicos), o que facilita a sua fixação pela matéria orgânica e mineral. Hassan *et al.* (1976) descobriram que U apresenta uma forte correlação com o carbono orgânico, provavelmente porque  $\text{UO}_2$  precipita sob condições redutoras. Outros factores, para além do teor de matéria orgânica (tal como a disponibilidade de U) podem ser importantes para a ocorrência de U nos sedimentos como exemplificado pelos dados de Berstad & Dypvik (1982).

Sob condições de oxidação e ligeiramente alcalinas, o ião uranilo ( $\text{UO}_2$ ) é solúvel em águas subterrâneas que contêm carbonato, bicarbonato, ou iões hidroxilo.

As águas subterrâneas, associadas com ocorrências de petróleo, normalmente apresentam um potencial negativo de redução (Eh). Na presença de matéria orgânica, sulfeto de hidrogênio e dióxido de enxofre, os iões de urânio disponíveis, transportados na migração das águas subterrâneas, irão precipitar como  $\text{UO}_2$ . Portanto, o urânio precipitado pode ser encontrado, concentrado, ao longo dos planos de falhas geológicas, sistemas de fraturas e fissuras naturais de uma extensão da área, ou - sob as condições adequadas - em qualquer rocha clástica permeável, argilosa, ígnea, carbonatada, etc. Entre as prováveis rochas fonte de urânio, devem-se considerar rochas piroclásticas tufáceas, arcósicas e graníticas.

Na exploração de petróleo, esses intervalos podem então tornar-se candidatos a perfuração. Para uma avaliação completa da formação, no entanto, a análise padrão dos testemunhos dos poços e os seus resultados de interpretação terá de ser levado em conta, uma vez que ao longo do tempo geológico, algumas das fraturas naturais radioativas, ou outros sistemas de elevada permeabilidade, podem ser novamente selados através da precipitação de minerais, tais como calcite secundária. A precipitação

de U deve ser um processo muito longo sob condições de fluxo dinâmico, e um grande "entupimento" por calcita pode ser causado por variações ainda menores do pH.

#### 4.2 - Carbono Orgânico Total (COT)

Os sedimentos aquáticos servem como um intenso reator através do qual a matéria orgânica (MO) move-se na coluna de água sobrejacente em direção a rochas sedimentares. As reações que ocorrem são em grande parte mediadas por microorganismos que degradam eficientemente ~ 99% da MO. Em última análise, apenas ~ 1% desta MO é preservada em sedimentos subjacentes, no oceano profundo, para se tornar parte do registro sedimentar. A eficiência no enterramento dos sedimentos da margem continental pode ser substancialmente maior, e em alguns casos até 40% do fluxo de entrada pode ser preservada (Wakeham & Canuel, 2005).

A quantidade de MO enterrada em sedimentos está relacionada com a proporção entre produção e degradação da matéria orgânica. A deposição de sedimentos ricos em MO é favorecida por uma elevada taxa de produção de matéria orgânica e de um elevado potencial de preservação.

Para rastrear a evolução da MO em petróleo bruto e gás, é necessário começar com a análise da sua composição química. Os principais grupos de produtos químicos que ocorrem na MO são proteínas, carboidratos, lipídios e lignina. As proteínas encontram-se em grande quantidade em animais e, em menor quantidade nas plantas. Elas contêm os elementos hidrogênio, carbono e oxigênio e nitrogênio, com um pouco de enxofre e fósforo (Selley, 1998).

A abundância de MO em sedimentos é usualmente expressa como a percentagem em peso relativa de carbono orgânico (COT). Em geral, os resultados de COT representam algo em torno de 70 a 90 por cento do querogênio (dependendo do tipo).

Hoje, querogênio é o termo aplicado à matéria orgânica disseminada nos sedimentos, que é insolúvel em solventes de petróleo normais, tal como bissulfureto de carbono. Esta insolubilidade distingue-o do betume. Quimicamente, o querogênio é composto de carbono, hidrogênio e oxigênio, com pequenas quantidades de nitrogênio e enxofre (Selley, 1998).

Existem três tipos básicos de querogênio que são geralmente reconhecíveis. As diferenças são químicas e estão relacionadas com a natureza da MO original. O porquê

destes três tipos diferentes de querogênio gerarem diferentes tipos de hidrocarbonetos, sua distinção e reconhecimento são importantes (Dow, 1977; Tissot, 1977).

O querogênio tipo I é essencialmente de origem algal, sendo característico de muitos xistos betuminosos e rochas geradoras. O tipo I é um provável gerador de óleo.

A MO original do querogênio tipo II é constituída de detritos de algas, mas também contém material derivado de zooplâncton e fitoplâncton. O tipo 2 gera, petróleo e gás (Selley, 1998).

O querogênio tipo III, ou húmico, é produzido a partir da lignina das plantas lenhosas mais altas, que crescem em terra. É esse material húmico que, se enterrado como turfa, sofre diagénese para carvão. O tipo III tem alta tendência para gerar gás e pouca, ou nenhuma, para petróleo. As bacias não marinhas já foram pensadas para serem propensas a gás por causa da grande quantidade de querogênio húmico, enquanto as bacias marinhas foram pensadas para serem províncias petrolíferas por causa da maior proporção de querogênio algal. Este tipo de generalização não é válida, segundo Selley (1998). Muitas bacias continentais contêm *shales* lacustres ricos de querogênio algal.

A técnica de determinação de COT permite uma simples forma de medir o conteúdo em carbono orgânico nos sedimentos. Como dito anteriormente, os dados de COT utilizados neste trabalho foram gentilmente cedidos pelas empresas Repsol E&P e Partex Oil & Gas, e foram analisados nos laboratórios da Weatherford.

Depois de preparadas, as amostras são inseridas no equipamento analisador de carbono e enxofre. Em seguida, a amostra é inserida num sistema de combustão, onde é queimada numa atmosfera de oxigénio (fluxo constante de oxigénio) à temperatura de 1350°C. Todos os materiais da amostra sofrem combustão num processo de oxi-redução que permite analisar apenas o carbono e o enxofre da amostra.

Como dito anteriormente, sob condições normais a MO é muito diluída nos sedimentos. Em termos médios globais, argilitos e *shales* (com exceção dos sedimentos oceânicos) contêm em média apenas 0,99 wt% (por cento em peso) de carbono orgânico, em comparação com 0,33 wt% em rochas carbonosas e 0,28 wt% em arenitos (Hunt, 1979). Em comparação, a maioria das rochas geradoras contêm mais de 1,0% wt% de carbono orgânico, rochas geradoras ricas em MO contêm > 4,0 wt%, e este valor pode atingir até 20 wt% (Gluyas & Swarbrick, 2004).

### 4.3 - Reflectância das Vitrinites

A reflectância das vitrinites (VR) regista a história da temperatura a que um determinado estrato foi submetido. E assim tornou-se uma das principais ferramentas para a análise da história termal de bacias sedimentares (Wei *et al.*, 2005). Nos últimos 30 anos, vários modelos (Wei *et al.*, 2005), têm sido desenvolvidos para calcular a reflectância de vitrinite de uma determinada história térmica.

A VR é o indicador de maturação orgânica mais utilizado na indústria petrolífera, principalmente porque é preciso, rápido, barato e não-destrutivo. É usada a vitrinite porque não é propensa a formação de óleo e gás e é comum em rochas geradoras.

A vitrinite é um maceral. Os macerais são equivalentes aos minerais das rochas, ou seja, são os constituintes orgânicos individualizados particulados de rochas sedimentares orgânicas; os macerais são microscopicamente diferenciados com base em aspectos morfológicos como sua reflectância, forma e estrutura, fluorescência (as cores podem fornecer informações sobre a maturação de uma determinada amostra) e luminescência. A composição química é muito variada e dividem-se em três grupos distintos de acordo com sua reflectância (Matos, 2012).

Com o aumento do *coal rank*, bem como a composição química das vitrinites correspondentes, os macerais vitrinites tornam-se cada vez mais reflexivos. Portanto, a percentagem de reflexão, de um feixe incidente de luz branca normal, a partir da superfície da vitrinite polida, é uma função da classificação (maturação) dos macerais.

Esta técnica tem as seguintes limitações, segundo Héroux *et al.* (1979) e Kübler *et al.* (1979): (a) falta de referências sobre macerais para além das vitrinites; (b) ausência de vitrinite em séries pré-carboníferas; (c) a baixa confiabilidade da técnica de reflectância das vitrinite para valores inferiores a 0,3% Ro; (d) a identificação da vitrinite de outros macerais tendo características intermédias (morfologia e reflectância) e entre vitrinite e inertinite; (e) matéria orgânica retrabalhada que afecta os histogramas de reflectância (% Ro); (f), a influência da litologia em valores de reflectância (no mesmo estágio de maturação, aumento da reflectância da vitrinite de arenito → siltstones → shales → carvão); (g), a reflectância (% Ro) aumenta com a espessura das camadas de carvão; (h) a oxidação reduz a reflectância da vitrinite, mas tem um efeito menor do que os fatores precedentes.

#### 4.4 - Cristalinidade da Illite

O nome illite foi dado por Grim *et al.* (1937), em homenagem ao estado de Illinois, nos EUA. Foi definida a partir de uma fotografia de difração de raio-x (DRX) contendo os principais picos de difração de mica, mas mais ampla e mais difusa do que aquelas de mica pura. Os padrões originais da DRX utilizados para definir a illite, foram realizados utilizando uma fracção de tamanho  $< 2 \mu\text{m}$  (Kübler & Jaboyedoff, 2000). A comissão internacional de nomenclatura mineral escolheu um tipo de sericite como o padrão da illite. Para os petrólogos, no entanto, sericite é uma pequena mica, frequentemente consiste em fengite, que é melhor reconhecida por microscopia óptica. Esta não é uma illite, de acordo com a definição de Grim, nem no sentido petrográfico. Portanto, a química e a estrutura da illite são mal definidas, mas illite continua a ser um termo útil, certamente conveniente para descrever um mineral de argila construído essencialmente de camadas de mica interestratificadas com camadas expansivas semelhantes às de esmectites, ou com camadas semelhantes às de clorites. A illite pode ser vista somente com MEV (microscópio electrónico de varrimento), enquanto a sericite pode ser vista com um microscópio óptico, e as micas a olho nu.

Desenvolvido na década de 1960, essencialmente para a exploração de petróleo, a cristalinidade illite (IC) é a medida da largura à meia altura (FWHM) do primeiro pico de difração da illite ( $1\text{nm} = 10 \text{ \AA}$ ). Devido às restrições orçamentárias em prospecção de hidrocarbonetos, esta técnica foi importante para identificar rochas improdutivas, causadas por sobrematuração da matéria orgânica. Este método permitiu o descarte de prospectos de hidrocarbonetos. O impacto económico do descarte destes prospectos requer numerosas, e cuidadosas, padronizações (Kübler & Jaboyedoff, 2000). Como afirmado por Kübler (1968), os valores do índice são comparáveis entre laboratórios somente se os instrumentos forem calibrados com os mesmos padrões.

As condições químicas e de temperatura (Kübler, 1968), por conta do enterramento, controlam a evolução deste mineral. Além disso, nesta situação, uma grande dificuldade surge na interpretação por causa das possíveis características herdadas pela illite. Assim, estas características devem ser diferenciadas das adquiridas após o enterramento. Vários estudos mineralógicos sobre fracções granulométricas ( $<0,2 \mu\text{m}$ ,  $0,2\text{-}2,0 \mu\text{m}$  e  $2\text{-}20 \mu\text{m}$ ), devem ser realizados rotineiramente, como um primeiro passo para resolver o problema acerca da característica hereditária ou adquirida (Kübler *et al.*, 1979). Também é importante considerar as tendências verticais baseadas em amostragens

sistemáticas densas em uma sequência suficientemente espessa (mil pés), e não apenas os valores numéricos como tal (Kübler *et al.*, 1979).

As quatro subzonas, entre a diagénese e o metamorfismo, definidas por Kübler (1967), foram reduzidas a apenas uma zona chamada zona anquimetamórfica ou anquizona (Dunoyer de Segonzac, 1969). Esta zona deve ser vista como uma transição entre diagenese e fácies xisto verde, verificando-se uma diminuição no valor IC dentro da anquizona. Esta zona é, em parte, improdutivo, o que foi demonstrado pela primeira vez no Paleozóico de Djefara, no leste da Líbia até a bacia Tindouf, no oeste.

O primeiro interesse das companhias de petróleo foi identificar a transição entre a fase de gás seco para rochas improdutivas (sobrematuras), ou seja, a transição da diagénese profunda para a anquizona.

## CAPÍTULO 5 – AVALIAÇÃO DA MATURAÇÃO

Apesar de falarmos que o petróleo tem uma maturação, este é claramente um conceito errôneo, já que todos os óleos/gases são misturas, mesmo a partir de uma única rocha geradora (Wilhelms & Larter, 2004). Várias frações do petróleo terão sido geradas a diferentes temperaturas, a partir de um único ponto em uma rocha geradora e por diversas vezes através de centenas de quilômetros quadrados, caracterizando a maioria das rochas geradoras. Assim, diferentes componentes do óleo/gás têm em sua essência diferentes maturações, o que é necessário é um conceito mais profundo de maturação que descreva as contribuições de diferentes frações para a geração de petróleo a diferentes temperaturas (Wilhelms & Larter, 2004).

Durante os últimos 40 anos, os geólogos têm ampliado os estudos acerca da maturação térmica como uma ferramenta para estimar a estágio de geração-preservação dos hidrocarbonetos nos estratos sedimentares assim como reconstruir a história termal das bacias sedimentares e faixas orogênicas (Guthrie *et al.*, 1986).

Numerosos constituintes orgânicos e inorgânicos, dos estratos sedimentares, podem ser usados para estimar a maturação térmica (Héroux *et al.*, 1979).

Segundo Héroux *et al.* (1979), não há uma técnica analítica infalível para quantificar o grau de maturação da MO em hidrocarbonetos. Isto é particularmente verdadeiro para os materiais do Paleozóico Inferior e Médio. A ausência, e necessidade, urgente de uma ferramenta analítica fiável para exploração de hidrocarbonetos, levou a proliferação dos parâmetros de maturação térmica e publicações sobre suas correlações. Apesar de toda a pesquisa, as correlações de valores numéricos equivalentes, para os vários parâmetros, ainda são incertos (Hood *et al.*, 1975).

### 5.1 - Revisão da Literatura

Segundo o trabalho de Fernandes *et al.* (2012), a maturação orgânica das rochas do Paleozóico Superior do SW de Portugal é muito elevada (Gráfico 5.1), principalmente correspondente ao *coal rank* meta-antracite.

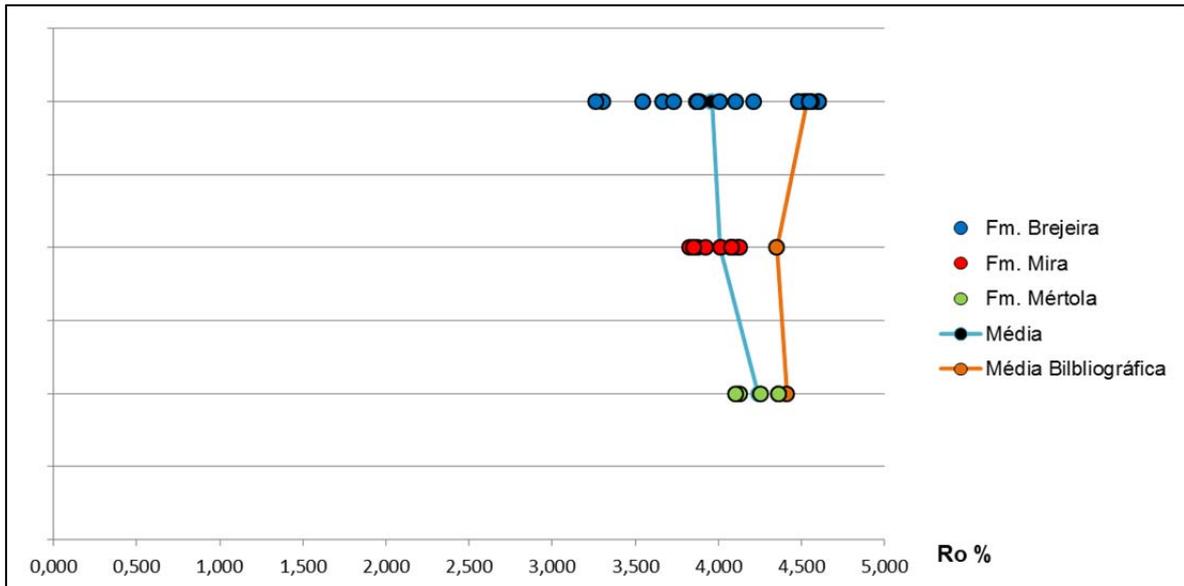
Ainda segundo os autores, a ausência de qualquer aumento na reflectância das vitrinites, com profundidade de até 1 km, de um perfil em furo, analisado pelos autores, não é compatível com a transferência de calor e foi interpretada como o resultado de um aquecimento sin-orogénico a pós-orogénico.

A textura da vitrinite óptica, em amostras orientadas de carvão, da Formação Brejeira indicam uma maturação, sob condições de subsidência não-tectónicas simples, isto é, pico de temperaturas foram atingidos antes da deformação Varisca. A alta maturação das amostras, perto do topo da secção preservada do Pensilvaniano (Moscoviano), sugere um gradiente geotérmico elevado, anômalo, do Carbonífero Superior. A subsidência mesozóica, das rochas do Paleozóico Superior, não teve efeito sobre a sua já elevada maturação segundo Fernandes *et al.* (2012).

Análises de reflectância das vitrinites feitas por McComack *et al.* (2007) sugerem que as rochas paleozóicas da ZSP, no SW de Portugal, são fortemente pós-maduras, com VR média de 4,28% (Gráfico 5.1). Os resultados dos finos carvões do Carbonífero são muito semelhantes aos dos *mudrocks* associados, o que sugere que os resultados dos *mudrocks*, na região, não são significativamente influenciados pela presença de partículas de vitrinite retrabalhadas. Isso é altamente significativo, segundo o autor, uma vez que poderia argumentar-se que os *mudrocks* possivelmente contêm uma grande quantidade de vitrinite retrabalhada, levando a uma superestimação bruta, onde a formação do carvão seria acompanhada por *stress* tectónico induzido, variação anisotrópica do biaxial negativo quando associado com tectonismo incipiente, para biaxial positivo em conexão com tectonismo intenso (Levine & Davis, 1989; Taylor *et al.*, 1998).

A integração de evidências estratigráficas, com os resultados de VR de uma amostra orientada de carvão do Carbonífero, indicam que as temperaturas máximas foram atingidas durante a deformação pós-Hercínica, dentro do intervalo Carbonífero-Triássico Superior (McComack *et al.*, 2007). Os resultados das auréolas de intrusões ígneas menores, mesozóicas, sugerem que essas intrusões não aumentaram significativamente o já elevado nível de maturação das rochas paleozóicas, mesmo com estreita proximidade com as margens do dique (McComack *et al.*, 2007).

Quaisquer potenciais rochas geradoras, preservadas na sucessão do Paleozóico Superior, estão agora pós-maduras e os potenciais hidrocarbonetos gerados teriam sido perdidos durante a deformação Hercínica ou no soerguimento e erosão pós-Hercínicos (McComack *et al.*, 2007).



**Gráfico 5.1 - Comportamento estratigráfico dos valores de VR a partir das médias bibliográficas e interpoladas, por formação. Com o auxílio dos programas *Surfer 11* e *ArcGis 10*, foi feita uma interpolação dos dados de VR existentes na bibliografia (McCormack *et al.*, 2007, Pereira *et al.*, 2007 e Fernandes *et al.*, 2012).**

Segundo Abad *et al.* (2001), a evolução de diagénese até a fácies xisto-verde, nos filossilicatos dos *shales* da ZSP, é caracterizada por alterações e modificações quantitativas em relação à espessura dos domínios de cristal e o número de defeitos. Ainda segundo os autores não foram detetadas mudanças qualitativas em níveis mais baixos do que a epizona. Esta situação está de acordo com estudos anteriores de outras sequências metamórficas de muito baixo grau (Merriman & Peacor, 1999). A composição química dos filossilicatos é altamente heterogênea ao nível da amostra, o que mostra apenas uma tendência limitada para a homogeneização com um aumento do grau metamórfico. Na ZSP um aumento no grau metamórfico, de sudoeste para nordeste é óbvio, mas não é gradual, devido ao efeito da organização tectónica por cavalgamentos e carreamentos (*fold-and-thrust system*), que produz a sobreposição progressiva de diferentes unidades tectonoestratigráficas – carreamentos imbricados em *overstep* ou *piggy-back systems* (Abad *et al.*, 2001).

Tendo em vista a concordância entre a cristalinidade da ilite e o *coal rank*, numa variedade de terrenos, Kisch (1987) propôs uma breve discussão sobre as principais relações, encontradas na bibliografia.

Num grande número de terrenos, incluindo a zona Helvética dos Alpes suíços, a zona Taconic dos Apalaches de Quebec, e o caledónico paratectónico de Jämtland, Suécia ocidental, o limite entre a diagénese e a zona anquimetamórfica está associada com uma variação do *coal rank* entre 2,3 e 3,1%  $R_m$  (ou 2,5 e 3,4%  $R_{max}$ ). Em sua

compilação de dados, em parte inéditos sobre cristalinidade da ilite e *coal rank*, Robert (1985) constatou que nas regiões Lacq e Pau, a norte dos Pirinéus, o início da anquizona corresponde a cerca de 2,4%  $R_o$ , e na passagem Ordovícico/Silúrico da Bacia do Illizi (Saara argelino) corresponde a valores ainda menores, de 1,5 a 1,9%  $R_o$ . Em sua compilação das relações entre indicadores de metamorfismo de muito baixo grau, Kübler *et al.* (1979) e Héroux *et al.* (1979) correlacionaram o limite entre as zonas de diagénese e anquimetamorfismo, respetivamente, com 2,6-2,8 e 2,5-3,0%  $R_m$ .

No que diz respeito ao limite entre o anquizona e epizona há muito menos dados relevantes do *coal rank*: estão disponíveis secções, deste limite, da zona Helvética dos Alpes Suíços (Frey *et al.*, 1980), do caledónico de Jämtland (Kisch, 1980), e na zona Taconic dos Apalaches de Quebec (Ogunyomi *et al.*, 1980). Na primeira área o limite está associado com 5-5,5%  $R_m$  (ou 5,7 a 6,5%  $R_{max}$ ), nas duas últimas com valores um pouco mais baixos, cerca de 3,7-4,3%  $R_{max}$  e 3,8%  $R_o$ , respetivamente. Na compilação feita por Kübler *et al.* (1979), o limite correlacionado com um valor comparável de 4%  $R_m$ .

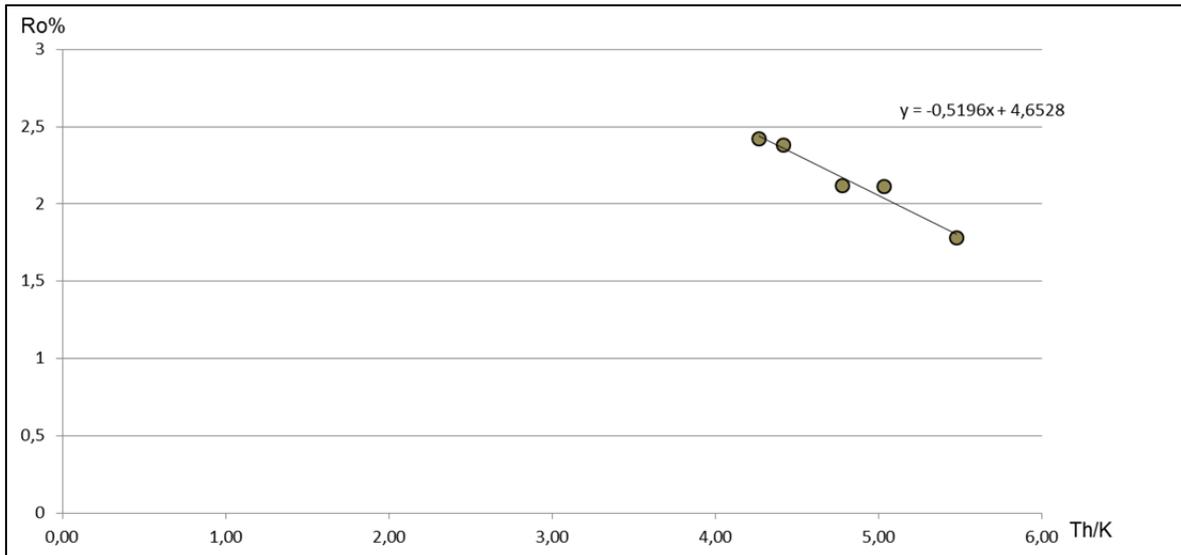
## 5.2 - Análise e Interpretação dos Dados

Conforme dito anteriormente, segundo Fertl (1979) a espectrometria de raios gama pode ter alguns significados geológicos, descritos na tabela 1.2, e dentre eles a correlação da razão Th/K com a cristalinidade da ilite e a potência média de reflectância, são os mais interessantes no que diz respeito a estimativa de maturação das formações.

Os dados de maturação orgânica, fornecido pela Weatherford, foram projetados em um gráfico xy, junto com a razão Th/K para os respetivos pontos. O resultado foi uma aparente relação inversa entre as duas variáveis, conforme podemos verificar no gráfico 5.2. A partir desta etapa, foi possível estimar o valor, através da equação da reta, para todas as outras amostras (Anexos X, XV e XX).

A comparação entre os dados de radiação gama e os valores de maturação (reflectância das vitrinites) bibliográficos (McComack *et al.*, 2007; Fernandes *et al.*, 2012), individualmente, era impossível, já que os pontos (paragens) de amostragem não eram iguais, e mesmo que fossem não teríamos a certeza se os estratos/camadas das leituras de radiação gama, eram os mesmo amostrados por Fernandes e McCormack.

O comportamento estratigráfico dos valores de VR estimados é semelhante aos valores obtidos pela interpolação dos dados bibliográficos (Gráfico 5.3).



**Gráfico 5.2 – Relação entre os valores de reflectâncias das vitrinites (Weatherford) e a razão Th/K. O gráfico revelou uma relação inversa entre as duas variáveis.**

Kisch (1987) propôs uma tabela comparativa entre os valores de reflectância das vitrinites, as zonas de muito baixo metamorfismo (diagénese, anquimetamorfismo e epimetamorfismo), o *coal rank* e as janelas de geração de hidrocarbonetos (Tabela 5.1).

0,42										0,25										Abad, et al. 2001 (IC, CIS *Δzθ)										
Diagénese										Anquimetamórfico										Epimetamórfico										Zonas de baixo grau metamórfico (Kübler, 1967)
Imaturo			Gás hum.			Gás seco			Óleo			Gás húmido			Gás seco			Sobremaduro										Potencial petrolífero		
Turfa			Lignite			Hulha						Antracite						Meta-antracite						<i>Coal rank</i>						
0,1 0,3 0,5 0,7 0,9 1,1 1,3 1,5 1,7 1,9 2,1 2,3 2,5 2,7 2,9 3,1 3,3 3,5 3,7 3,9 4,1 4,3 4,5 4,7 4,9 5,1 5,3 5,5 5,7 5,9																				Reflec. das vitrinites										

**Tabela 5.1 – Tabela comparativa entre *coal rank*, reflectância da vitrinite, potencial petrolífero, zonas de baixo grau metamórfico (Kübler, 1967) e os limites entre as zonas de baixo grau, definidos por Abad et al. (2001) (adaptado de Kisch, 1987).**

Os limites estabelecidos por Abad et al. (2001), para a ZSP, entre as zonas da diagénese, anquimetamorfismo e epimetamorfismo, foram inseridos na tabela de Kisch (1987) a fim de estabelecermos um comparativo entre os dados bibliográficos de maturação orgânica, cristalinidade das ilites e os valores de maturação estimados para este trabalho.

Como resultado da análise da tabela 5.1, foi criado uma tabela (Tabela 5.2), onde foi possível comparar o percentual da distribuição dos dados, de cada autor, nas diferentes formações, pelas diferentes zonas metamórficas. Revelaram-se, então, dois cenários distintos: de acordo com os dados de Fernandes et al. (2012) e McComack et al. (2007), as formações encontram-se maioritariamente sobrematuras, quanto ao potencial

petrolífero (Anexos IX, XIV e XIX), e de acordo com os dados de Abad *et al.* (2001) e aqueles estimados para este trabalho, as Formações encontram-se, maioritariamente, entre as janelas do gás húmido, gás seco e início do sobremaduro.

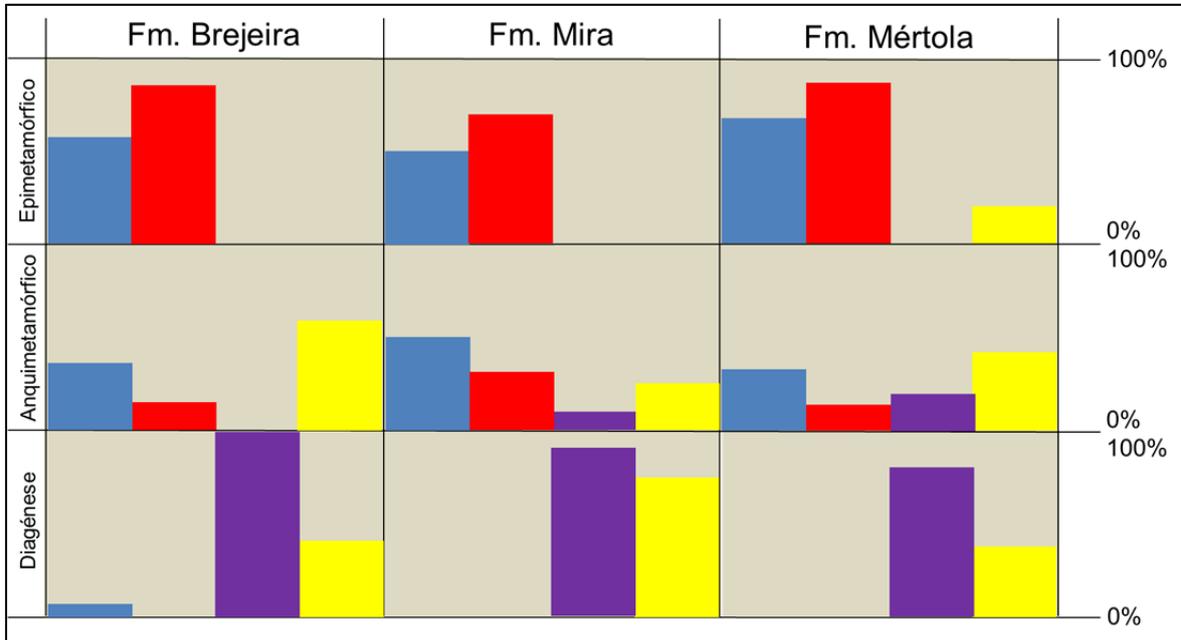


Tabela 5.2 – Compilação dos valores de reflectância das vitrinites (Fernandes *et al.*, 2012 e McCormack *et al.*, 2007), cristalinidade da ilites (Abad *et al.*, 2001) e os valores estimados para este trabalho, a partir da relação entre a razão Th/K e os valores de VR analisados pela Weatherford. Os dados estão divididos consoante o percentual de ocorrência dos valores, por zona metamórfica, em cada uma das três formações.

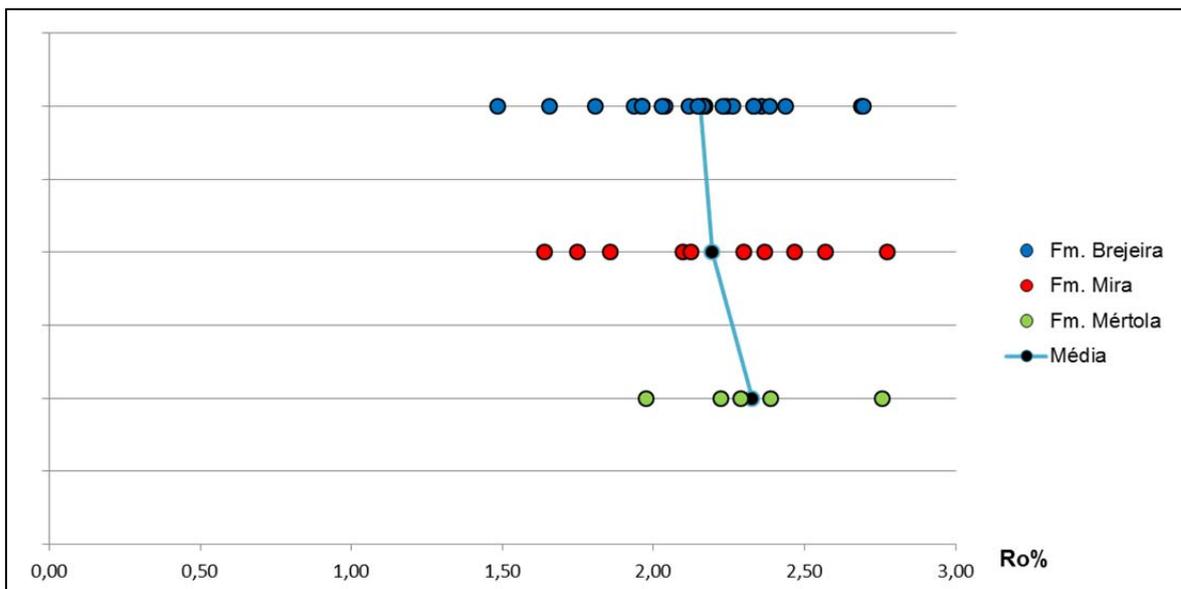


Gráfico 5.3 - Comportamento estratigráfico dos valores de VR a partir das médias, por formação. Estes valores foram estimados a partir da relação do gráfico 5.2.

## CAPÍTULO 6 - CONTEÚDO EM MATÉRIA ORGÂNICA

Muitas rochas geradoras de hidrocarbonetos são enriquecidas em urânio autigénico que precipita na interface sedimento-água em condições anóxicas e acumula-se em conjunto com a matéria orgânica (MO) (Schmoker, 1981; Meyer & Nederlof, 1984; Zelt, 1985; Mann *et al.*, 1986; Wignall & Myers, 1988; Stocks *et al.*, 1990). A precipitação é desencadeada pela redução do ião solúvel  $U^{6+}$ , insolúvel na água do mar, para  $U^{4+}$ . Em alguns sistemas de xisto negros, foi reportada uma relação linear entre as concentrações de urânio e de COT (por exemplo, Bell *et al.*, 1940; Zelt, 1985), e, por conseguinte, o urânio pode ser, nestes casos, utilizado como um substituto para prever o teor de COT. Nestes xistos negros, as demoradas análises geoquímicas da matéria orgânica podem ser substituídas por uma medição mais simples, não destrutiva, do teor de urânio por espectrometria de raios gama, tanto nos poços quanto em afloramento (Lüning & Kolonic, 2003).

Onde uma relação U/COT é estabelecida, deve ser sempre localmente calibrado. Também deve ser restrito a um ambiente geologicamente uniforme, porque a relação U/COT pode variar em sistemas de xistos negros de diferentes idades e em diferentes regiões (Schmoker, 1980, 1981; Mendelzon & Toksoz, 1985; Mann *et al.*, 1986; Herron, 1991).

O teor de urânio em *shales* consiste em componentes detríticos e autigénico. A "média em xistos não betuminosos" segundo Taylor (1965) e Wedepohl (1991) contém cerca de 4 ppm U, que é em grande parte de origem detrítica. No entanto, existem diferenças significativas dependendo da fonte do material detrítico. Por exemplo, *shales* pobres em MO do Silúrico e Devónico Superior do norte da África, em média, contém 4 ppm U, enquanto xistos negros do Cretácico da mesma região geralmente contém menos de metade dessa concentração (Lüning & Kolonic, 2003).

A redução e precipitação de urânio autigénico é um mecanismo importante de muitos sistemas deficientes em oxigénio e pode levar a um aumento no teor total de urânio do sedimento que pode, por conseguinte, ultrapassar em muitas vezes o componente urânio detrítico (por exemplo Schmoker, 1981; Meyer & Nederlof, 1984; Mann *et al.*, 1986; Wignall & Myers, 1988; Stocks & Lawrence, 1990). Um espectrómetro de raios gama pode ser utilizado para medir o teor de urânio, juntamente com o potássio principalmente detrítico e tório, isto produz a maior parte da radioatividade natural e, conseqüentemente, a radiação gama, em rochas (Dypvik & Eriksen, 1983).

A fórmula para o cálculo do teor de urânio autigênico em *shales* marinhos a partir dos dados espectrais de raios gama, foi introduzido por Wignall (1994), e tem a seguinte equação  $U_{\text{autigênico}} = U_{\text{total}} - Th/3$ , em que  $Th/3$  aproxima-se do componente U detrítico. O cálculo da  $U_{\text{autigênico}}$  usando esta fórmula é mais útil em sucessões de *shales* com conteúdo variável de carbonatos, que, portanto, têm conteúdos de urânio detrítico variáveis. Estes cálculos são menos importantes em sucessões de “*shales* puros” com composições detríticas bastante estáveis.

### 6.1 - Revisão da Literatura

A técnica de correlação U/COT foi desenvolvida e testada desde 1940 por vários grupos de pesquisa diferentes (por exemplo, Bell *et al.*, 1940; Russell, 1945; ver Zelt, 1985 para um resumo histórico), e foi registada como uma patente nos EUA por Supernaw *et al.* (1978). Ele permite a análise da continuidade vertical do conteúdo em matéria orgânica, por exemplo, para avaliações regionais de rocha geradoras de petróleo e estudos paleoecológicos (Fertl & Chillingar, 1980; Herron, 1991). O mapeamento de isópacas baseado nos dados de raios gama, em rochas geradoras, foi conduzido por Schmoker (1980, 1981), que estudou os “*hot shales*” do Devonico Superior na Bacia de Appalachian, e por Lüning *et al.* (2000) que estudou os xistos negros do Silúrico e Devónico Superior no Norte de África.

Lüning & Kolonic (2003) propuseram um *ranking* de qualidade segundo a razão U/COT classificando em “bom”, “razoável” e “pobre”, baseado somente em observações qualitativas, devido à heterogeneidade relativa dos dados utilizados como base, de modo que os coeficientes de correlação estatísticos não estavam disponíveis para todos os conjuntos de dados. Lüning & Kolonic (2003) exemplificaram o seu ranking em alguns intervalos estratigráficos pelo mundo.

- **Bom**
  - Silúrico Inferior do Norte de África/Arábia  
Razão U/COT: não está disponível para esta unidade.
  - Devónico Superior da Argélia  
Razão U/COT: 3 ppm U/%COT
  - Devónico Superior da América do Norte  
Razão U/COT: 5 ppm U/%COT
  - Carbonífero Superior da Inglaterra  
Razão U/COT: 3 ppm U/%COT

- Cretácico Superior da Magem Leste Atlântica  
Razão U/COT: 0.8 ppm U/%COT
- Sapropel do Neógeno e Quaternário do Leste Mediterrâneo  
Razão U/COT: 1.3 ppm U / %COT
  
- **Razoável**
  - Jurássico Inferior do Oeste Europeu  
Razão U/COT: ~1,0 ppm U/%COT
  - Jurássico Superior de Inglaterra e França  
Razão U/COT: em menor escala é bem pobre
  - Cenomaniano-Turoniano (Cretácico Superior) do Oeste dos Estados Unidos  
Razão U/COT: 0.7 ppm U/%COT
  - Campaniano (Cretácico Superior) do Golfo de Suez  
Razão U/COT: não está disponível para esta unidade
  
- **Pobre**
  - Ordovícico da Bacia de Welsh  
Razão U/COT: houve uma perda de até 95% do urânio originalmente presente. Neste caso o urânio, obviamente, não pode ser utilizado como um indicador para o COT (Lev *et al.*, 2000).
  - Devónico da Alemanha e Austrália  
Razão U/COT: não existe uma relação clara
  - Cretácico da Jordânia, Tunísia e Alemanha  
Razão U/COT: não existe uma correlação, sobretudo pelo aumento no conteúdo de fosfato.
  - Estrato lacustre rico em matéria orgânica do Cretácico Inferior do Gabão e Oligocénico da Indonésia  
Razão U/COT: não existe uma relação clara

Os estudos dos casos referidos acima (Lüning & Kolonic, 2003) sugerem que as relações estáveis U/TOC só desenvolvem-se em certos sistemas adequados, ricos em matéria orgânica, e que estas relações podem variar muito em diferentes xistos negros. Vários fatores (por exemplo, Russel, 1945; Myers & Wignall, 1987; Wignall & Myers,

1988; Klinkhammer & Palmer, 1991; Herron, 1991; Van der Weijden *et al.*, 1993; Wignall, 1994) podem influenciar a relação U/COT, e os principais são os seguintes:

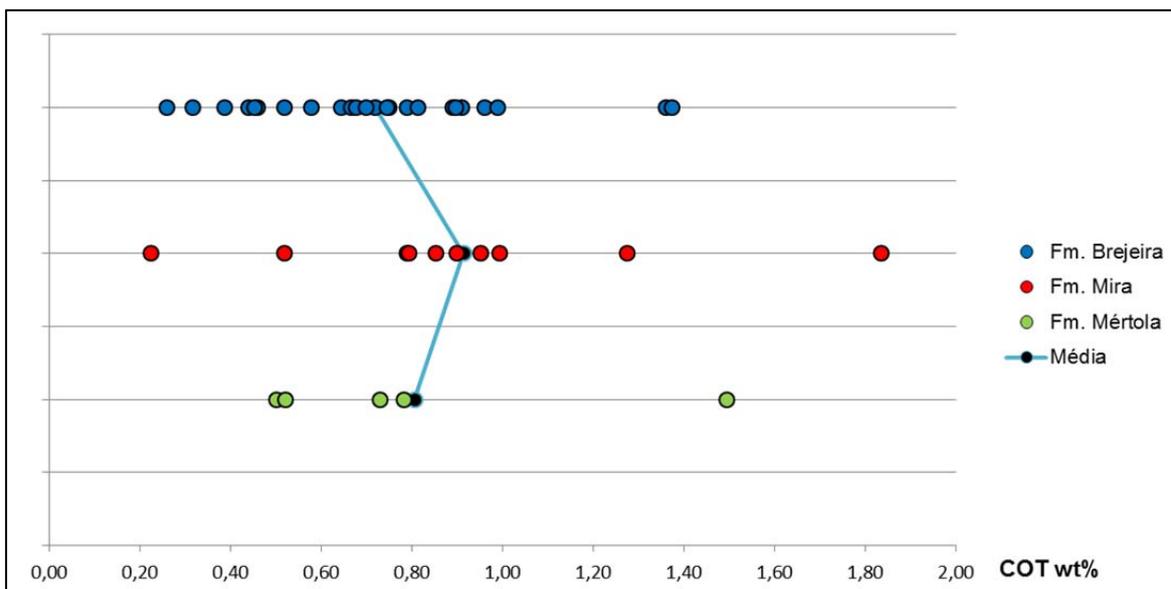
1. As concentrações primárias de urânio e MO no corpo de água;
2. fácies e composição litológica dos sedimentos (por exemplo, se for domínio xistoso ou carbonatado);
3. A disponibilidade e concentração de um solvente (MO, fosfato), e do tipo de MO;
4. A taxa de sedimentação e duração do período de anoxia;
5. A posição do limite redução-oxidação em relação à interface água-sedimento;
6. O grau da maturação térmica.

## 6.2 - Análise e Interpretação dos Dados

Os valores de COT medidos (Anexo I), utilizados no presente trabalho, variam dos 0,26 wt% até os 1,84 wt%, tendo uma média de 0,81, 0,91 e 0,72 nas Formações de Mértola, Mira e Brejeira, respetivamente. A maior parte das amostras analisadas apresentaram valores que variam de 0,5 – 1,0 wt% e encontram-se na qualidade de “Razoável”, segundo Peters & Cassa (1994) (Tabela 6.1), quanto ao potencial Petrolífero (Anexos XI, XVI e XXI).

Estratigraficamente, os valores de COT comportam-se de forma aleatória, conforme podemos verificar no gráfico 6.1. Porém a diminuição do número de amostragens (conforme dito anteriormente), de uma unidade para a outra, faz com que as conclusões acerca do comportamento “vertical” dos valores de COT tenham ressalvas e necessitem de futuras análises para serem comprovadas.

Segundo Rockenbauch (comunicação oral), se uma rocha está matura, hoje a superfície, com certeza teremos um valor do COT menor do que o inicial, na mesma rocha, em um estágio imaturo. Isso, porque uma certa quantidade do COT foi convertida em petróleo (gás ou óleo), tanto à superfície quanto à subsuperfície. Mesmo que o gás ainda esteja na rocha geradora, preservada no subsolo, teríamos um índice menor de COT do que o inicial. Aquilo que foi convertido em hidrocarbonetos não pode mais ser medido como COT. Assim, se a rocha está matura, vemos um índice mais baixo em todos os lugares, na superfície ou mais profundo.



**Gráfico 6.1 - Comportamento estratigráfico dos valores de COT a partir das médias, por formação.**

As questões, segundo Rockenbauch & Spigolon (comunicações orais) são: Qual foi o COT original? Quanto foi convertido em hidrocarbonetos? A hipótese plausível para o COT restante (medido) é de ele represente cerca de 40% do original - se estamos na janela de gás seco. Mesmo se aumentarmos a maturação, há sempre algum COT que permanece como inertinite ou pirobetume. Como consequência, se quisermos tornar as áreas maduras e imaturas comparáveis, em termos de quantidade de matéria orgânica, temos sempre que fazer suposições e recalculamos todos os valores para "COT inicial".

Considerando a hipótese apresentada por Rockenbauch (comunicação oral), de que a perda do COT original seja cerca de 60%, foram então recalculados os valores de COT medidos, a fim de estimarmos os valores originais (anteriores a geração dos hidrocarbonetos).

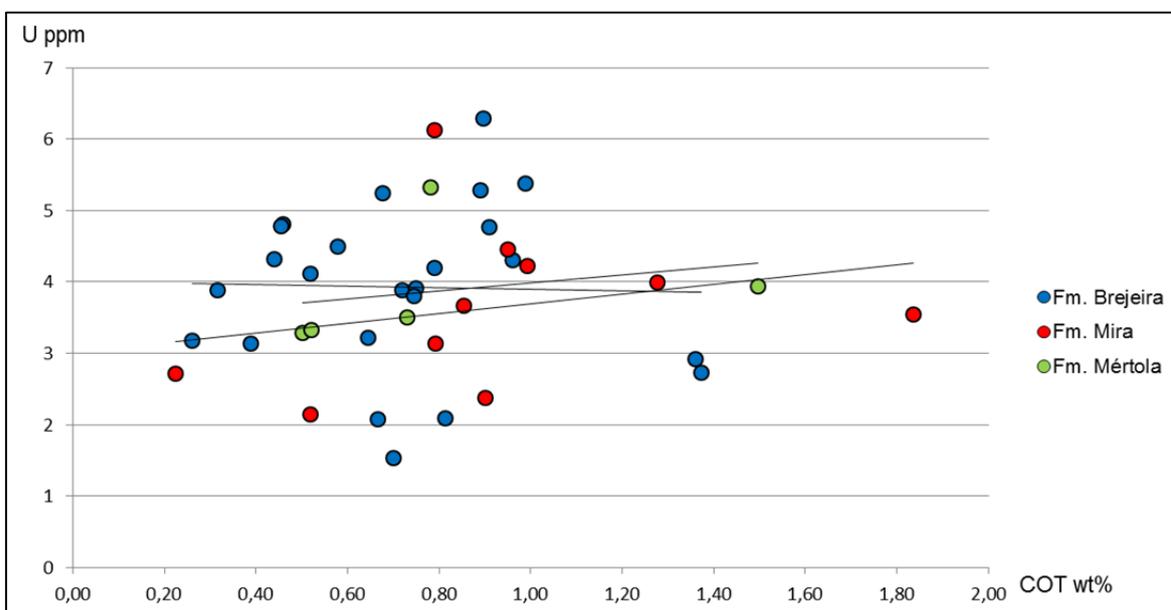
Os valores recalculados variam dos 0,65 wt% até os 4,59 wt%, tendo uma média de 2,02, 2,28 e 1,80, nas Formações de Mértola, Mira e Brejeira, respectivamente. A maior parte dos valores recalculados varia de 1,0 – 4,0 wt% e encontram-se na qualidade de “Bom” a “Muito Bom”, segundo Peters & Cassa (1994) (Tabela 6.1), quanto ao potencial petrolífero.

Potencial Petrolífero	COT (wt%)
Pobre	0,0 - 0,5
Razoável	0,5 - 1,0
Bom	1,0 - 2,0
Muito Bom	2,0 - 4,0
Excelente	> 4,0

**Tabela 6.1 - Potencial Petrolífero dos valores de COT (adaptado de Peters & Cassa, 1994).**

As relações U/COT nas unidades em estudo não são muito evidentes (Gráfico 6.2) (Anexos I), sendo classificada, segundo o ranking de Lüning & Kolonic (2003) como uma relação “razoável” a “pobre”. Dentre os factores descritos por Lüning & Kolonic (2003), como influenciadores na relação U/COT, o grau de maturação térmica, as fácies e composição litológica dos sedimentos, parecem ser aqueles que mais interferiram na relação U/COT. Porém são necessárias mais análises para evidenciar estes factos.

Como podemos perceber até agora o urânio não pode ser utilizado, nas Formações de Mértola, Mira e Brejeira, como auxiliador na estimativa dos valores de COT. Conforme dito anteriormente, podemos verificar no gráfico 6.2 que a razão U/COT varia de valores muito baixos (1,93 ppm U/%COT), até valores muito altos (12,04 ppm U/%COT), não demonstrando qualquer tipo de relação direta.



**Gráfico 6.2 – Relação U/COT nas unidades em estudo. Não demonstra qualquer tipo de relação direta entre as duas variáveis.**

## **CAPÍTULO 7 – Normalização do Tório e Minerais de Argila**

Urânio e tório são caracterizados por uma série de decaimento específica. O potássio é constituído por três isótopos que exibem uma massa de 39, 40 e 41 com abundância de 93,08%, 0,0119% e 6,9%, respetivamente. O único isótopo instável de potássio é o nuclídeo potássio-40, o principal contribuinte, que emite uma radiação gama única (Fertl, 1979).

### **7.1 - Distribuição de Potássio, Tório e Urânio em Minerais Argilosos e shales**

Vários minerais de argila têm diferentes concentrações de K, U e Th. De um modo geral, a maioria dos *shales* exibem alto conteúdo de K e Th, mas valores baixos de U. Caulinita, um mineral de argila deficiente em K, é uma notável exceção. Bentonitas, frequentemente usadas como importantes marcadores de tempo estratigráficos, sobre grandes extensões de área, mostram excessivamente alto conteúdo em Th (Fertl, 1979).

Segundo o trabalho de Fertl (1979) a análise de mais de 200 *shales* apresentou a seguinte distribuição: cerca de 2% de K, 6 ppm de U e 12 ppm de Th.

U é facilmente absorvido por argilas em ambientes de redução, especialmente em presença de materiais carbonosos e sulfuretos.

*Shales* ricos em matéria orgânica são bem conhecidos a nível mundial (*Kimmeridge Shale*, Mar do Norte, Mississipiano inferior e *Devonian Shales* nos EUA; Mioceno Shale Monterey, na Califórnia, etc.) (Fertl, 1979).

*Shales* altamente radioativos, pretos, ricos em matéria orgânica, e gasosos são encontrados em todo o mundo. Tais *shales* ricos em matéria orgânica são potenciais rochas geradoras e frequentemente devem seu potencial, localizado mas significativo, para geração de hidrocarboneto, a um sistemas de fraturas naturais composto por rochas impermeáveis. Estes sistemas de fraturas naturais são normalmente concentrados em zonas intercaladas, frágeis, calcária, cherty ou siltosos (Fertl & Chillingar, 1988).

A percentagem relativamente elevada de radioatividade natural de *shales* ricos em matéria orgânica já foi discutida, com algum pormenor por Fertl (1979) e Fertl & Chillingar (1988) em adição ao facto de que o aumento significativo da radioatividade é principalmente o resultado de enriquecimento de urânio.

Tipo de rocha	Th (ppm)	U (ppm)	K (%)
Evaporitos	0,4	0,1	0,1
Carbonatos	1,6	1,6	0,3
Arenitos	5,7	1,9	1,2
<i>Shales</i>	11,2	3,7	2,7

**Tabela 7.1 - Conteúdo médio de radioelementos em rochas sedimentares (adaptada de Galbraith & Saunders (1983)).**

Isto é particularmente verdadeiro em ambientes marinhos, enquanto rochas geradoras lacustres (ou seja, depósitos continentais) parecem não ter qualquer atividade excessiva de raios gama, principalmente devido à escassez, ou ausência de íons U em ambientes de água doce (Fertl & Chillingar, 1988).

## **7.2 - Normalização do Tório**

As razões para anomalias radiométricas é algo controverso. Saunders *et al.* (1993) tem um bom resumo dos pensamentos sobre este assunto.

Os pesquisadores integrantes do programa NURE (*National Uranium Resource Evaluation*) (Norwine *et al.*, 1980; Galbraith & Saunders, 1983), iniciado em 1973 nos Estados Unidos, demonstraram que as medições aéreas de radiação gama (tório, urânio e potássio) foram afetadas por muitos fatores importantes, incluindo o tipo de litologia (ou solo), teor de humidade do solo, a presença ou ausência de qualquer tipo de vegetação entre outros. A tabela 7.1 ilustra a influência da litologia no teor médio de radioelementos nos sedimentos. Estes fatores devem ser suprimidos ou contabilizados para a prospeção de urânio, petróleo ou outros depósitos minerais (Saunders *et al.*, 1993).

Para fazer isto, Saunders *et al.* (1987), usou o teor de tório como um controlo litológico para definir os valores "ideais" de potássio e urânio para cada amostra. O pressuposto básico era de que tudo o que acontece para influenciar a concentração aparente de tório e também afeta as concentrações de urânio e potássio de maneira similar e previsível (Saunders *et al.*, 1987). Por exemplo, a tabela 7.1 mostra que as mudanças na litologia resultam em aumentos, ou diminuições, em todos os três radioelementos simultaneamente. A humidade do solo ou a vegetação causam a absorção de raios gama e as quantidades relativas absorvidas são razoavelmente semelhante para o tório, urânio e potássio (Saunders *et al.*, 1993). Do mesmo modo, as diferenças na contagem geométrica, devido a irregularidades topográficas, causarão variações paralelas em todos os três elementos (Ward, 1981). Normalizar a tório também irá suprimir esses efeitos. Esta semelhança no comportamento permite o uso de valores de tório para prever os valores aproximados (ou "ideais") de urânio e potássio e os valores atuais medidos, devem ser devido a outros fatores para além da litologia, a humidade do solo, a proteção vegetal ou a contagem geométrica. Ao medir esses efeitos secundários, pode-se definir possíveis prospectos de petróleo (Saunders *et al.*, 1993).

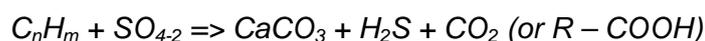
O método radiométrico para a localização de infiltrações de hidrocarbonetos é baseado, segundo Saunders *et al.* (1993), no princípio de que urânio, potássio-40 e tório

ocorrem naturalmente, e onipresente, e as concentrações são modificadas se há uma subida, quase vertical, de bolhas de gás microscópicas (principalmente metano) por meio de uma rede interligada de águas subterrâneas cheias de articulações e planos de estratificação. Quando as bolhas alcançam a superfície do lençol freático primeiro entram os gases dos solos intersticiais, onde podem ser amostrados e detetados por cromatografia gasosa sensível, e, em seguida, eles escapam para a atmosfera, onde eles podem ser detectados por espectrometria aérea de micro-ondas (Saunders *et al.*, 1993).

Como os hidrocarbonetos migram para a superfície, podem reagir com sulfatos nas águas subterrâneas, ou seja, ataque por bactérias redutoras de sulfato para a produção de sulfureto de hidrogénio e dióxido de carbono (ou de ácidos orgânicos, R-COOH) (Saunders *et al.*, 1993). A reação de degradação bioquímica é



e a reação de degradação química é



O dióxido de carbono ou ácidos orgânicos podem, posteriormente, libertar o potássio-40 e urânio através da troca de catiões ou pela destruição direta de argilas:



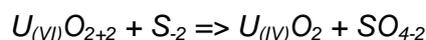
Altas concentrações de dióxido de carbono, em águas subterrâneas, formam ácido carbónico, que podem reagir com minerais (cálcio e silicatos, por exemplo) criando preenchimento de poros secundários, com mineralização de carbonato de cálcio e a silicificação (SiO<sub>2</sub>) (Kartsev *et al.*, 1959; Donovan & Dalziel, 1974; Donovan & Dalziel, 1977).

Segundo El-Sadek (2002) isto pode tornar os materiais, mais próximos da superfície, mais densos e resistentes à erosão. Os efeitos podem ser

- aumento da velocidade sísmica sobre a acumulação de petróleo
- elevações de erosões topográficas e consequentes anomalias geomorfológicas, ou

- a diluição das concentrações de elementos radioativos normais com consequentes baixas atividades de radiação gama para tório de mais produção,

O potássio-40, solúvel em água, e o urânio podem migrar para longe do local de concentração dos hidrocarbonetos. O sulfureto de hidrogénio não tem nenhum efeito sobre o potássio-40, mas pode precipitar dióxido de urânio, resultando na acumulação de urânio na proximidade das infiltrações de hidrocarboneto:



Como resultado, em climas húmidos e na presença de hidrocarboneto, o urânio, a poucos centímetros do topo do solo, pode ser lixiviado para longe (Saunders *et al.*, 1993). Em climas secos, pode acumular-se. O potássio-40 no entanto, irá diminuir sob qualquer condição, devido à lixiviação. O tório não é afetado pela ação química ou lixiviação. Se os hidrocarbonetos não se encontram presentes, a ocorrência natural de urânio, potássio-40 e tório aparentam estar presentes em uma proporção constante (Saunders *et al.*, 1993).

Para identificar anomalias radiométricas relacionadas a infiltrações de hidrocarbonetos, deve-se desenvolver um modelo para "explicar" essas respostas. Um dos modelos mais bem sucedidos e divulgado foi colocada por Saunders *et al.* (1987). Uma suposição básica é a de que o que quer que altere a concentração de um radioisótopo de forma semelhante modifica os outros dois, se nenhum hidrocarboneto estiver presente. Com base nos estudos extensos de levantamentos radiométricos de campos de petróleo, Saunders desenvolveu uma relação entre os dados de urânio, potássio e tório para ajudar na identificação dessas anomalias de hidrocarbonetos. A relação é baseada na observação de que o potássio-40 diminui mais em campos de petróleo e de que o urânio geralmente aumenta (Saunders *et al.*, 1987). O tório é considerado fortemente "preso" em rochas e solo locais e não é afetado pela ascensão de hidrocarbonetos. Com estes pressupostos, Saunders *et al.* (1987) definiram o potássio "ideal" e urânio "ideal" como (Equações 1 e 2):

$$K_i = (K_{av}/Th_{av}) \times Th_s \quad (1)$$

$$U_i = (U_{av}/Th_{av}) \times Th_s \quad (2)$$

em que o “s” subscrito refere-se ao valor medido ou amostrado, “i” é o valor ideal, e “av” é o valor médio sobre a área de investigação, geralmente, pelo menos, cinco vezes maior do que o tamanho da anomalia prevista. Isto pode dar uma área de investigação de vários quilómetros quadrados. A diferença entre os valores medidos e idealizados é então calculada (Saunders *et al.*, 1987) (Equações 3 e 4):

$$KD = (K_s - K_i) / K_s \quad (3)$$

$$UD = (U_s - U_i) / U_s \quad (4)$$

Na presença de hidrocarbonetos, KD observa-se a diminuir e UD geralmente aumenta. Para capitalizar essas duas relações, Saunders *et al.* (1987) definiram uma nova quantidade, chamado DRAD (Equações 5 e 6).

$$DRAD = UD - KD \quad (5) \text{ ou}$$

$$DRAD = ((U_s/U_{av}) - (K_s/K_{av})) / (Th_s/Th_{av}) \quad (6)$$

Anomalias de hidrocarbonetos são caracterizadas por valores positivos de DRAD e negativos do UK. Devido ao ruído inerente aos dados radiométricos, os dados habitualmente são suavizados, como por uma média de sete pontos em movimento (Saunders *et al.*, 1987).

### 7.3 - Revisão da Literatura

Ao longo dos anos, alguns pesquisadores têm aplicado a técnica de normalização do tório a fim de auxiliar a prospeção de hidrocarbonetos e, de certa forma, diminuir o risco de exploração, aumentando a chance de sucesso de potenciais áreas. Saunders *et al.* (1993), El-Sadek (2002) e Al-Alfy *et al.* (2012), são alguns dos trabalhos que fizeram uso da metodologia em campos ativos de exploração petrolífera, tendo encontrado, em média, anomalias positivas em 70 a 80 % dos campos atualmente produtores.

Segundo os trabalhos de Saunders *et al.* (1993), os dados espectrais cobriram porções de seis estados nos EUA e mostraram anomalias de potássio e urânio, normalizados, em pelo menos 72,7% dos 706 campos de gás e petróleo. Foram realizados também testes em duas bacias na Austrália, que mostraram uma correlação

positiva entre as áreas radiometricamente favoráveis e conhecidas regiões produtoras de petróleo e gás.

Todos os resultados de Saunders *et al.* (1993) mostram que a normalização do tório, para os dados de radiação gama espectral de urânio e potássio, efetivamente suprimem os efeitos litológicos e ambientais, tanto de dados radiométricos de superfície quanto aéreos. Isto permite a medição dos efeitos especiais relacionados com a presença de petróleo em profundidade.

Al-Alfy *et al.* (2012) aplicaram a técnica de normalização do tório em diferentes campos de petróleo no Egito, para determinar o comportamento petrolífero em reservatórios arenosos e os resultados dessa técnica estão de acordo com os resultados das análises de poço das três áreas estudadas (Golfo de Suez, *off shore* parte de Nilo Delta e South Valley), com índices de concordância de 82%, 78% e 71%, respectivamente.

A partir das elevadas relações de concordância, entre a técnica de normalização do tório e os resultados das análises de poço, a curva DRAD calculada pode ser usada como um indicador de acumulações de petróleo em poços diferentes (Al-Alfy *et al.*, 2012).

Segundo os estudos realizados por El-Sadek (2002), as três variáveis (U, Th e K) para a zona Nordeste do Deserto Wadi Araba, Egito, foram digitalizados ao longo de rotas de voo, a cada 1,0 km. Os perfis comparativos de  $K_s$ ,  $U_s$ ,  $Th_s$ ,  $KD\%$ ,  $UD\%$  e DRAD foram impressos por 22 linhas de voo para ilustrar típicas anomalias *Crossover* sobre as áreas ou zonas que podem conter acumulações de petróleo.

As características e flutuações dos valores de DRAD, em áreas não situadas sobre os campos produtores de óleo e gás, podem ser estimados através da análise dos perfis na área. A aplicação destes critérios levou a identificação de um local, ao longo de uma linha de vôo, sobre a área de estudo, que possui anomalias válidas, e pode indicar uma acumulação de petróleo explorável (El-Sadek, 2002).

#### 7.4 - Análise e Interpretação dos Dados

Conforme verificado até agora a maior parte dos trabalhos realizados, aplicando a técnica de normalização do Tório, basearam-se em gamaespectrometria aérea, para que fosse possível cobrir grandes áreas. Para além disso, as medições eram feitas em campos ativos produtores de óleo e/ou gás, a fim de analisar a fiabilidade dos valores de DRAD na identificação das anomalias de hidrocarbonetos. Alguns autores aplicaram esta técnica, também, em poços, a fim de verificar se os valores DRAD eram compatíveis com os níveis geradores ou reservatórios.

Como foi dito na introdução deste trabalho, Portugal não possui exploração de hidrocarbonetos em território nacional (continente e ilhas) e a maior parte dos poços feitos *on-shore* não inclui dados de radiação gama.

Portanto, as medições de radiação gama utilizadas neste trabalho foram comparadas, essencialmente, com os valores de maturação (reflectância das vitrinites e cristalinidade das ilites) e COT, a fim de encontrarmos padrões no comportamento dos três principais elementos (Th, U e K) e anomalias radiométricas significativas (DRAD).

Nesta parte abordaremos os resultados e análises dos valores de DRAD, bem como a sua possível relação com os resultados de VR e COT. Faremos também uma análise da relação dos dados de radiação com a composição dos minerais de argila, partindo do pressuposto que, de acordo com Fertl (1979), a razão Th/K aumenta de glauconite > moscovite > ilite > minerais argilosos interestratificados > caolin > clorite > bauxite.

Das 39 amostras analisadas, 20 delas apontaram anomalias positivas (valores positivos de DRAD) e 19 apontaram anomalias negativas (valores negativos de DRAD), conforme podemos verificar no anexo II. A Formação de Mértola foi a única que apresentou valores negativos (60%) em maior número que os positivos. As Formações de Mira e Brejeira apresentaram 50% e 54% dos valores de DRAD positivos, respetivamente (Anexo II).

Após o processamento dos dados foram projetados os valores de COT e Maturação, classificando-os quanto a positividade ou negatividade apresentadas pelas anomalias radiométricas, num gráfico xy. Numa análise geral, podemos verificar alguma relação entre as três variáveis, porém, conforme dito anteriormente, a ausência de regiões produtoras impede que saibamos se isso, de fato, possui alguma relevância (Gráfico 7.1).

Um histograma simples nos mostra que os valores positivos de DRAD estão mais associados com maiores valores de COT (maiores ou iguais a 0,8 wt%), conforme podemos verificar no gráfico 7.2.

Ao analisarmos a relação Th/K, notamos claramente que todas as amostras, analisadas neste trabalho, encontram-se classificadas dentro das “interestratificados de argila”, como podemos verificar no gráfico 7.3.

As argilas interestratificadas são, por sua vez, materiais contidos em diferentes tipos de camadas de argila, que alternam entre si. A mistura, ou interestratificação, possui um empilhamento vertical, que pode ser regular (ordenados), regularmente segregados ou aleatório (Wilson, 1987). Vulgarmente descritas, as argilas interestratificadas incluem: ilite-vermiculite, ilite-esmectite, clorite-vermiculite (corrensite), clorite-esmectite e caulini-

esmectite. As argilas intercamadas podem formar-se pela meteorização que envolve a remoção ou absorção de cátions (por exemplo, K), por alteração hidrotermal, ou pela remoção de hidróxido interestratificados, e, em alguns casos, podem representar um estágio intermediário da formação de argilas expansivas a partir de argilas não-expansivas ou vice-versa (Sawhney, 1989).

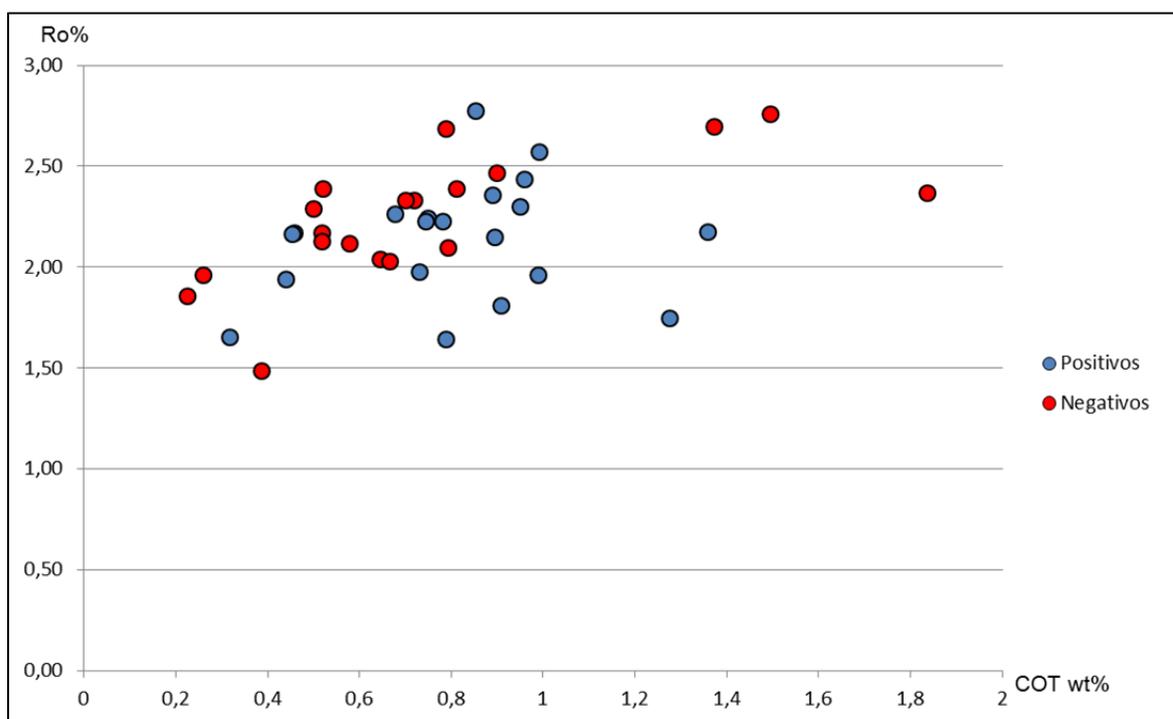


Gráfico 7.1 – Projeção dos valores de VR (estimados) e COT, classificados conforme a positividade ou negatividade do valor DRAD.

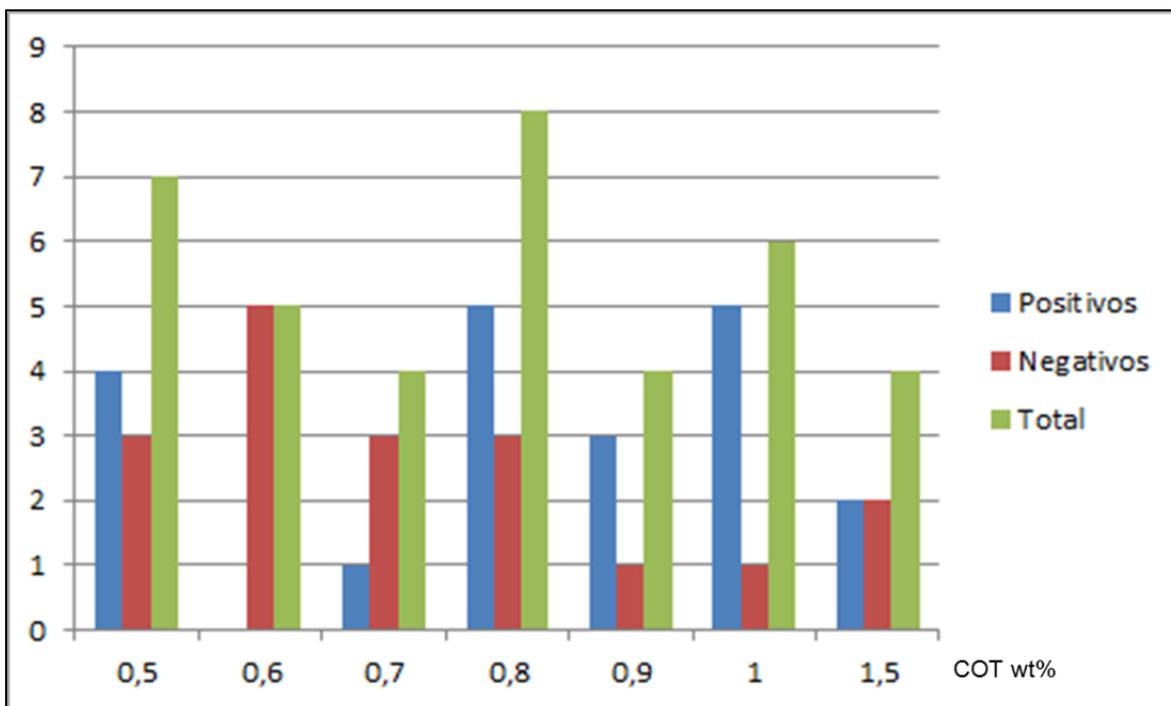


Gráfico 7.2 - Histograma dos valores de COT, classificados consoantes os valores DRAD, positivos e negativos. Nota-se uma maior relação entre os maiores valores de COT e valores positivos de DRAD.

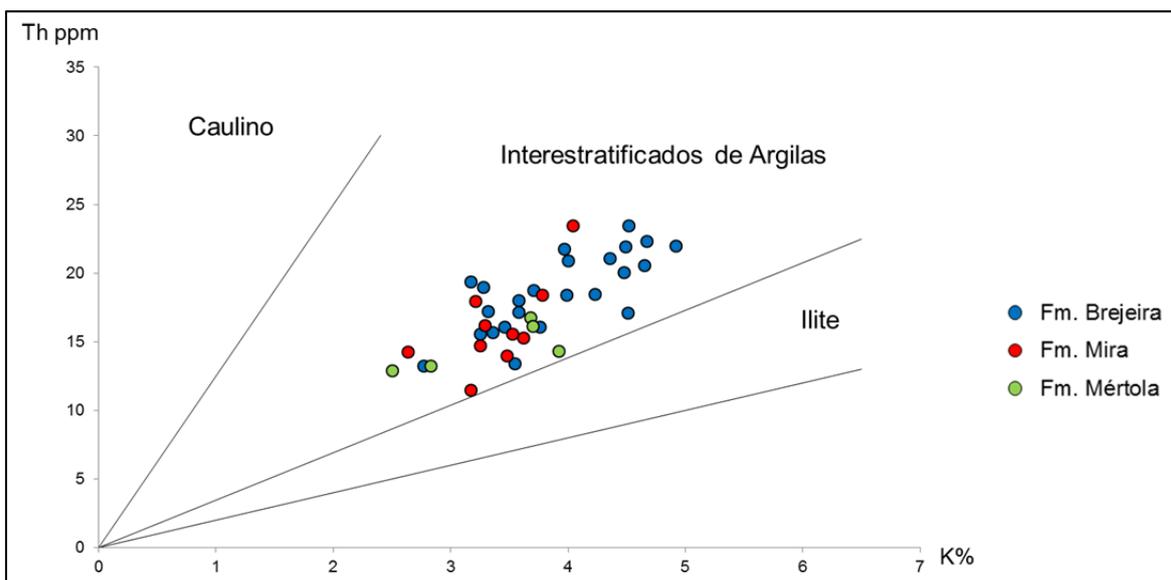


Gráfico 7.3 - Gráfico entre os valores de Th e K onde se pode analisar o conteúdo em minerais de argila de cada uma das formações.

Jorge *et al.* (2012) realizou análises de geoquímica inorgânica e, dentre outros tantos elementos estimou a quantidade de Th (ppm), U (ppm) e K (%), nos shales das Formações do Grupo Flynch BA. Como a comparação ponto a ponto, dos dados de Jorge *et al.* (2012) com os dados deste trabalho, não é possível, foram construídos gráficos

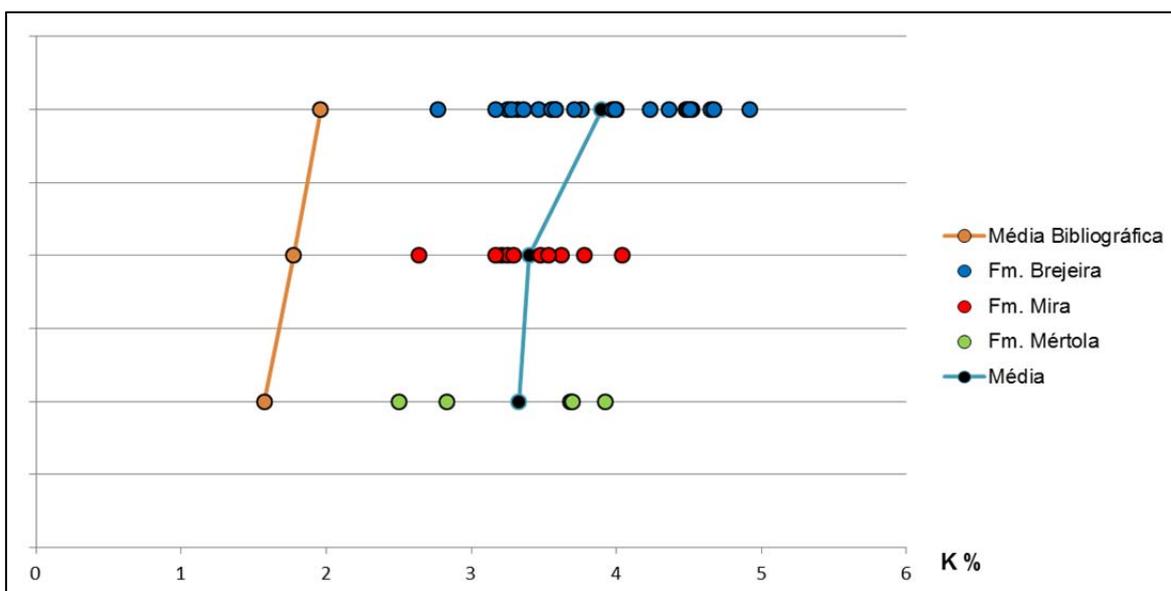
onde podemos, dentre outras coisas, analisar o comportamento estratigráfico dos elementos pelos seus valores médios.

Como podemos observar, o valor de K medido com o espectrómetro de raios gama está sobrestimado em relação ao medido em laboratório por Jorge *et al.* (2012). Isso explica-se pela contaminação do afloramento por materiais de formações sobrejacentes, sobretudo argilominerais. Como tendência geral, em ambos os dados, o comportamento estratigráfico do potássio é decrescente, da Formação Brejeira, até a Formação de Mértola (Gráfico 7.4).

A tendência de sobrestimativa, em relação aos dados laboratoriais, no caso do tório, permanece a mesma da encontrada no potássio, porém desta vez nota-se uma diferença bem menor. O comportamento estratigráfico é o mesmo, assim como no potássio, tanto nos dados bibliográficos, como nos dados de campo (Gráfico 7.5).

O urânio talvez seja o elemento que tenha demonstrado um comportamento estratigráfico, comparativamente com os bibliográficos/laboratoriais, mais diferente. A tendência é exatamente inversa aquela calculada por Jorge *et al.* (2012) (Gráfico 7.6). Isso deve-se, muito provavelmente, a dois principais motivos:

- Como dito na metodologia, foram priorizados os níveis mais escuros, para as amostragens, já que a princípio estes são os níveis mais ricos em matéria orgânica.
- Porém, já verificamos que a razão U/COT, nas unidades em estudo, são muito pobres, não demonstrando qualquer tipo de relação.



**Gráfico 7.4 - Comportamento estratigráfico dos valores de K a partir das médias, por formação. Comparação entre o comportamento dos valores medidos para este trabalho e os valores medidos por Jorge *et al.* (2012).**

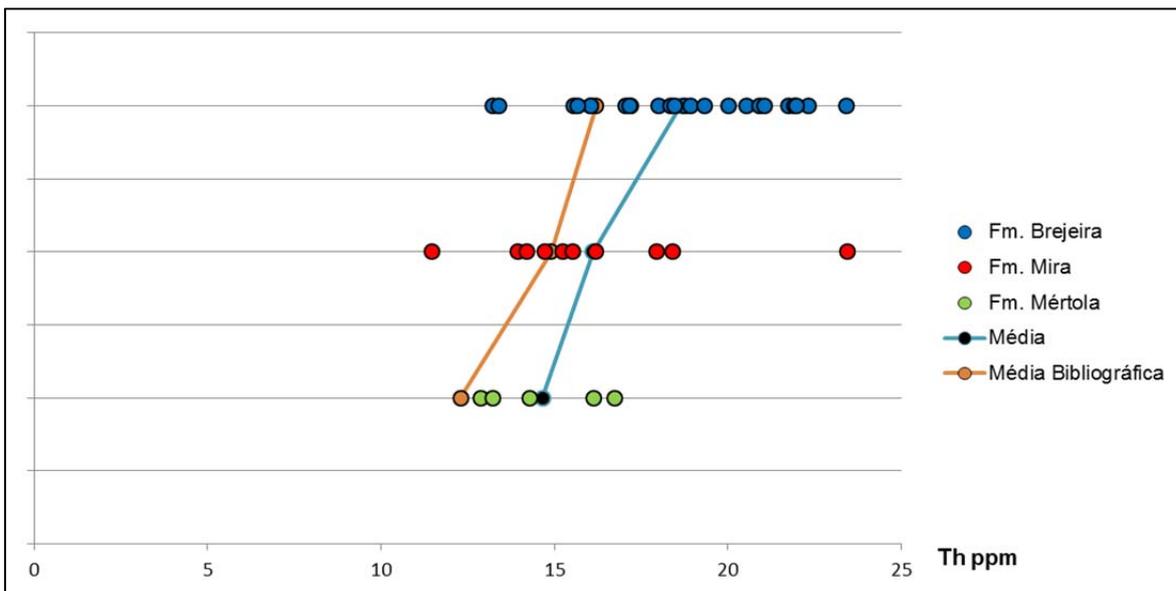


Gráfico 7.5 - Comportamento estratigráfico dos valores de Th a partir das médias, por formação. Comparação entre o comportamento dos valores medidos para este trabalho e os valores medidos por Jorge *et al.* (2012).

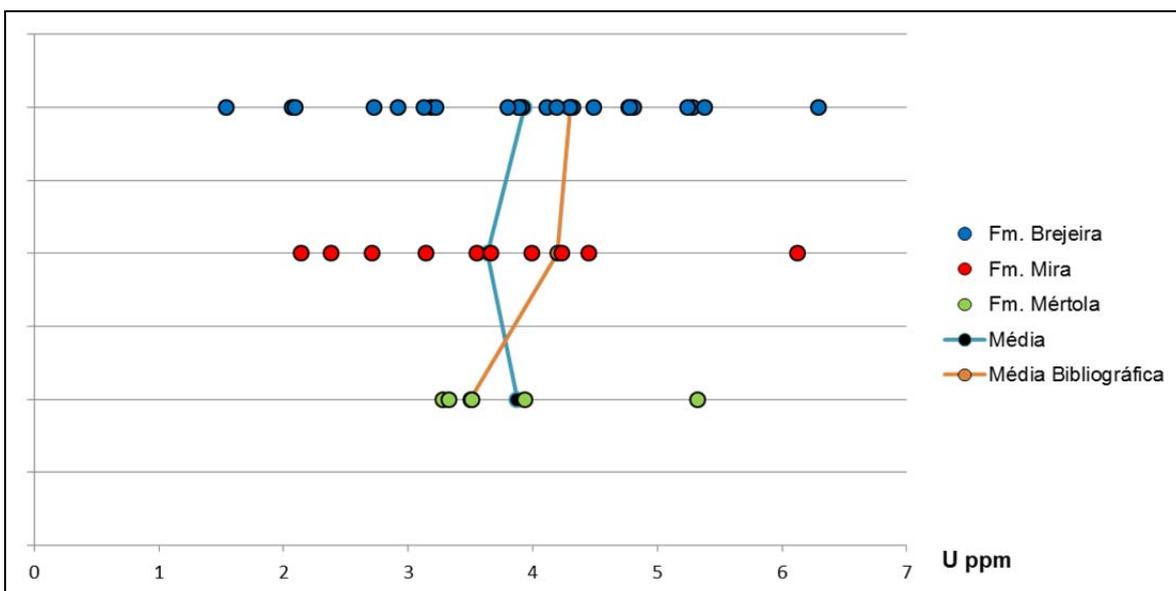


Gráfico 7.6 - Comportamento estratigráfico dos valores de U a partir das médias, por formação. Comparação entre o comportamento dos valores medidos para este trabalho e os valores medidos por Jorge *et al.* (2012).

## CAPÍTULO 8 - CONSIDERAÇÕES FINAIS

### 8.1 - Análise Integrada dos Dados

Como podemos perceber até agora, apesar dos vários trabalhos existentes acerca da exploração de *shale gas*, não existem muitas certezas quanto as variáveis (COT, maturação, índice de hidrogênio, etc) ideais para classificar uma área como potencialmente exploratória. A bibliografia existente nos revela uma discrepância muito grande nos dados, principalmente geoquímicos, em diferentes áreas produtoras.

Os recursos não-convencionais nos obrigam a “abandonar” velhas premissas, antes tidas como “receitas ideais” para uma campanha exploratória de sucesso.

Os dados apresentados neste trabalho mostram-se bem interessantes, no que diz respeito a geração de hidrocarbonetos. Como dito por Rockenbauch (comunicação oral), os baixos valores de COT justificar-se-iam, por uma eventual geração de hidrocarbonetos, tendo assim consumido 60% da matéria orgânica inserida nos sedimentos.

Os valores de maturação orgânica, estimados a partir dos dados de radiação gama, mostram-se mais interessantes do que aqueles contidos na bibliografia existente (McCormack, *et al.*, 2007; Fernandes *et al.*, 2012). Segundo o relatório da Weatherford, a matéria orgânica presente nas cinco amostras analisadas foi classificada como Pirobetume, que de acordo com Spigolon (comunicação oral) é um indicativo de que a rocha já gerou petróleo.

A etapa fundamental, para o esclarecimento das dúvidas acerca do real potencial exploratório, para *shale gas*, na ZSP, será realizar análises em amostras de testemunhos de poços na ZSP.

### 8.2 - Risco de Exploração

Ao contrário do *shale* explorado nos EUA, onde os operadores menores foram fundamentais para grande parte da atividade, a exploração e o desenvolvimento de *shale gas* na Europa tendem a ser dominados por grandes empresas energéticas multinacionais e as petrolíferas nacionais (Boyer & Clark, 2011). Com pouca experiência na exploração e desenvolvimento de *shales*, estas empresas estão fazendo parcerias com outras que se desenvolveram na indústria norte-americana de *shale gas*. Por exemplo, segundo Boyer & Clark (2011), a Total adquiriu uma grande participação na

Chesapeake Energy Corporation, um ativo em desenvolvimento nos *shales* dos EUA. A ExxonMobil adquiriu recentemente XTO Energy Inc., uma medida, vista por muitos analistas de energia, como uma tentativa de adquirir experiência no desenvolvimento de recursos em *shales* (Boyer & Clark, 2011).

Ainda segundo Boyer & Clark (2011), além da falta de experiência técnica, vários outros fatores atrapalham o desenvolvimento da exploração de *shales* na Europa. O fornecimento de grandes quantidades de água para as operações de perfuração e estimulação é uma grande preocupação, assim como a disponibilidade limitada de serviços e equipamentos petrolíferos de campos, principalmente o tipo usado para fraturamento hidráulico. Além disso, há questões como potenciais terras para exploração situadas em áreas densamente povoadas da Europa ocidental. Outra questão é que os direitos minerais para a maior parte do terreno nos EUA são controlados pelos proprietários de terras, não sendo este o caso em outros países, onde o Estado possui o direito de exploração dos recursos abaixo do solo. Os potenciais conflitos entre proprietários das terras e os exploradores de recursos representam, talvez, o maior desafio para o desenvolvimento na Europa.

Existem obstáculos adicionais para se superar quando se trata de explorar *shale gas* na Europa. Os custos ainda são mais elevados do que nos EUA, sendo o custo das sondas drasticamente menor, e as regulamentações para a mineração certamente mais rígidas. De particular importância é a percepção do público europeu quanto aos fluidos de perfuração, nomeadamente se aqueles podem, ou não, representar uma ameaça para os aquíferos e ecossistemas de superfície (Boyer & Clark, 2011).

### 8.3 - Perspectivas para Europa/Portugal

Apesar das dificuldades, as perfurações para *shale gas (oil)* estão em andamento na Europa. Enquanto o contexto geológico é diferente ao encontrado nos EUA, em que a complexidade passa a ser a regra e não a exceção, as oportunidades na Europa aparecem em abundância. Na Polónia é principalmente o Silúrico que está em foco, na Inglaterra o Carbonífero e o Jurássico, na França o Jurássico e Cretácico, na Suécia o Câmbrico, na Alemanha o Carbonífero, Jurássico e Cretácico, e em Portugal o Jurássico, o Carbonífero e o Silúrico (Horsfield *et al.*, 2011) (Tabela 8.1).

			Portugal	Espanha	França	Itália	Irlanda	Reino Unid	Bélgica	Holanda	Alemanha	Polónia	Dinamarca	Noruega	Suécia	Finlândia	Estónia	Lituânia	Suíça	R. Tcheca	Austria	Eslovénia	Hungria	Romênia	Bulgária	Gárcia	Ucrânia	
Cenozoico	Quaternário	Holoceno																										
		Pleistoceno																										
	Neógeno	Plioceno																										
		Mioceno																										
	Paleógeno	Oligoceno																										
Eoceno																												
Paleoceno																												
Mesozoico	Cretáceo	Superior																										
		Inferior																										
	Jurássico	Superior																										
		Médio																										
		Inferior																										
	Triássico	Superior																										
		Médio																										
		Inferior																										
	Paleozoico	Permiano	Lopingiano																									
Guadalupiano																												
Cisuraliano																												
Carbonífero		Pensilvaniano																										
		Mississipiense																										
Devoniano		Superior																										
		Médio																										
		Inferior																										
Siluriano		Pridoli																										
		Ludlow																										
		Wenlock																										
		Llandovery																										
Ordoviciano		Superior																										
		Médio																										
		Inferior																										
Cambriano	Furoniano																											
	Médio																											
	Inferior																											

Tabela 8.1 - Idades das principais formações potencialmente acumuladoras de *shale gas* na Europa, com destaque para Portugal (adaptada de Horsfield *et al.*, 2012).

O GASH (*shale gas* na Europa) é a primeira grande iniciativa de pesquisa na Europa, que é focada em *shale gas*, e compreende dois elementos principais: um banco de dados sobre *shales* na Europa (EBSD) e pesquisas sobre os fatores que regem a formação deste gás. O EBSD está sendo construído por uma equipe de pesquisas geológicas. Os principais trabalhos armazenados no banco de dados incluem a espessura, profundidade, COT, tipo de matéria orgânica, maturação, indícios de gás, dados de geoquímica inorgânica, fácies sedimentares, e assim por diante. Os projetos de pesquisa estão focados em duas variáveis geológicas básicas estabelecendo a viabilidade, ou seja, no lugar de ocorrência do gás (GIP) e a saída de gás para o poço. O *shale* do Câmbrio Alum, da Suécia e da Dinamarca, o *shale* Posidonia do Jurássico Inferior da Alemanha Central, e os *shales* do Carbonífero do oeste do Reino Unido, Holanda e Alemanha são os laboratórios naturais para o programa de pesquisa.

Apesar deste trabalho ser embrionário, quanto a um projeto exploratório, alguns fatores positivos, do atual contexto exploratório na ZSP, merecem destaque:

- Existem várias concessões para a mineração, inativas e ativas, existentes hoje na ZSP.
- A região está altamente perfurada, principalmente para fins mineiros.
- Há centenas de testemunhos de furos disponíveis para análises (Anexos XVII).

Estes são os três principais fatores, logístico-burocráticos, que nos levam a crer que uma eventual campanha exploratória, para *shale gas*, na ZSP, teria seus custos (tempo e dinheiro) reduzidos, em relação a outras campanhas pelo mundo.

Como fatores negativos, podemos considerar a intensa deformação (falhas e dobras) da ZSP como principal empecilho à uma possível acumulação de gás nas unidades em causa, pois os carreamentos e cavalgamentos poderiam ter provocado uma perda do gás ou ser uma dificuldade à perfuração horizontal.

Vale também ressaltar que existem outras áreas potencialmente geradoras de *shale gas* em Portugal. Os siltitos (argilitos) negros do Silúrico Inferior e do Ordovícico Médio e Superior, da Região Centro, e as Séries Negras, atribuível ao Pré-Câmbrico, da Zona da Ossa Morena, são alguns dos exemplos das potenciais áreas exploratórias (Tabela 8.1).

## CAPÍTULO 9 - BIBLIOGRAFIA

- Abad, I., Mata, M. P., Nieto, F. & Velilla, N. (2001) - The Phyllosilicates in diagenetic-metamorphic rocks of the South Portuguese Zone, southwestern Portugal. *The Canadian Mineralogist*, 39: 1571-1589.
- Adams, J. A. S. & Weaver, C. E. (1958) - Thorium-to-Uranium ratios as indicators of sedimentary processes: example of concept of geochemical facies. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 42 (2): 387-430.
- Al-Alfy, I. M., Nabih, M. A. & Eysa, E. A. (2013) – Gamma ray spectrometry logs as a hydrocarbon indicator for clastic reservoir rocks in Egypt. *Applied Radiation and Isotopes*, 73: 90-95.
- Armstrong, F. E. & Heemstra, R. J. (1973) - Radiation halos and hydrocarbon reservoirs: A review. *U.S. Dept. of the Interior, Bureau of Mines: information circular*, 8579, 52p.
- Bell, K. G., Goodman, C. & Whitehead, W. L. (1940) - Radioactivity of sedimentary rocks and associated petroleum. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 24 (9): 1529-1547.
- Berstad, S. & Dypvik, H. (1982) - Sedimentological evolution and natural radioactivity of Tertiary sediments from the central North Sea. *Journal of Petroleum Geology*, 5 (1): 77-88.
- Bouma, A. (1962) - Sedimentology of some flysch deposits: A graphic approach to facies interpretation. *Elsevier*, Amsterdam, 168p.
- Boyer, C. & Clark, B. (2011) - Shale Gas: A Global Resource. *OilField Review*, 23 (3): 28-39.
- Carvalho, D. (1971) - The metallogenetic consequences of plate tectonics and the upper Paleozoic evolution of southern Portugal. *Estud. Notas Trab. Serv. Fom. Min. (Porto)*, 20 (3/4): 297-320.
- Cowan, D. R. & Myers, K. J. (1988) - Surface gamma ray logs: a correlation tool for frontier areas: discussion. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 72 (5): 634-636.
- Crespo-Blanc, A. & Orozco, M. (1988) - The southern Iberian Shear Zone: a major boundary in the Hercynian folded belt. *Tectonophysics*, 148: 221-227.

- Dallmeyer, R. D., Fonseca, P. E., Quesada, C. & Ribeiro, A. (1993) -  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  mineral age constraints for the tectonothermal evolution of a Variscan suture in SW Iberia. *Tectonophysics*, 222: 177–194.
- De la Rosa, J. D., Rogers, G. & Castro, A. (1993) - Relaciones  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  de rocas básicas y granitoides del batolito de la Sierra Norte de Sevilla. *Rev Soc Geol España*, 6: 141–149.
- Donovan, T. J., Friedman, J. & Gleason, J. D. (1974) - Recognition of petroleum-bearing traps by unusual isotopic compositions of carbonate-cemented rocks. *Geology*, 2 (7): 351-354.
- Donovan, T. J. & Dalziel, M. C. (1977) - Late diagenetic indicators of buried oil and gas. *US Geological Survey Open File Report*, 77-817, 79p.
- Dow, W. G. (1977) - Kerogen studies and geological interpretation. *Journal of Geochemical Exploration*, 7 (2): 79-100.
- Dunoyer de Segonzac, G. (1969) - Les minéraux argileux dans la diagenèse. Passage au métamorphisme, *Mém. Serv. Carte géol. d'Alsace et de Lorraine*, 29, 321p.
- Dypvik, H. & Eriksen, D. Ø. (1983) - Natural radioactivity of clastic sediments and the contributions of U, Th and K. *Journal of Petroleum Geology*, 5 (4): 409-416.
- EIA (2011) - Haynesville Surpasses Barnett as the Nation's Leading Shale Play, *U.S. Energy Information Administration*, Washington DC. (disponível em: <http://www.eia.gov/todayinenergy/detail.cfm?id=570>; acessado em 6 de outubro de 2011).
- El-Sadek, M. A. (2002) - Application of thorium-normalized airborne radio-spectrometric survey data of Wadi Araba area, North-eastern Desert, Egypt, as a guide to the recognition of probable subsurface petroleum accumulations. *Applied Radiation and Isotopes*, 57: 121-130.
- Fabricius, I. L., Fazladic, L. D., Steinholm, A., & Korsbech, U. (2003) - The use of spectral natural gamma-ray analysis in reservoir evaluation of siliciclastic sediments: a case study from the Middle Jurassic of the Harald Field, Danish Central Graben. *Geological Survey of Denmark and Greenland Bulletin*, 1: 349-366.

- Fernandes, P., Musgrave, J. A., Clayton, G., Pereira, Z., Oliveira, J. T., Goodhue, R. & Rodrigues, B. (2012) - New evidence concerning the thermal history of Devonian and Carboniferous rocks in the South Portuguese Zone. *Journal of the Geological Society of London*, 169: 647-654.
- Fertl, W. H. (1979) - Gamma ray spectral data assists in complex formation evaluation. *Society of Petrophysicists and Well-Log Analysts*, 20 (5): 3-37.
- Fertl, W. H. & Chillingar, G. V. (1988) - Total Organic Carbon Content Determined From Well Logs. *SPE Formation Evaluation*, 3 (2): 407-419.
- Fertl, W. H. & Rieke, H. H. III, (1980) - Gamma ray spectral evaluation techniques identify fractured shale reservoirs and source-rock characteristics. *Journal of Petroleum Technology*, 32 (11): 2053-2062.
- Frey, M., Teichmüller, M., Teichmüller, R., Mullis, J., Künzi, B. & Breitschmid, A. (1980) - Very low-grade metamorphism in external parts of the Central Alps: illite crystallinity, coal rank and fluid inclusion data. *Eclogae Geologicae Helvetiae*, 73: 173–203.
- Galbraith, J. H. & Saunders, D. f. (1983) - Rock classification by characteristics of measurements. *Journal of Geochemical Exploration*, 18: 47-73.
- Gilmore, G. (2008) - Practical gamma-ray spectrometry. *John Wiley & Sons*, New York, 387p.
- Gluyas, J. & Swarbrick, R. (2004) - Petroleum Geoscience. *Blackwell Publishing*, Oxford, 340p.
- Grim, R. E., Bray, R. H. & Bradley, W. F. (1937) - Mica in argillaceous sediments, *American Mineralogist*, 22 (7): 813–829.
- Guthrie, J. M., Houseknecht, D. W. & Johns, W. D. (1986) - Relationships Among Vitrinite Reflectance, Illite Crystallinity, and Organic Geochemistry in Carboniferous Strata, Ouachita Mountains, Oklahoma and Arkansas. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 70 (1): 26-33.
- Hassan, M., Hossin, A. & Combaz, A. (1976) - Fundamentals of the differential gamma ray log – Interpretation technique. *Transactions of the Society of Professional Well Log Analysts 17th Annual Logging Symposium*, paper H: 1-18.

- Herron, S. L. (1991) - In situ evaluation of potential source rocks by wireline logs, *in*: Merrill, R. K. (Ed.): *Source and migration processes and evaluation techniques: AAPG Treatise of Petroleum Geology, Handbook of Petroleum Geology*, Tulsa, Oklahoma: 127-134.
- Héroux, Y., Chagnon, A. & Bertrand, R. (1979) - Compilations and correlation of major thermal maturation indicators. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 63 (12): 2128-2144.
- Hood, A., Gutjahr, C. C. M. & Heacock, R. L. (1975) - Organic metamorphism and the generation of petroleum. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 59 (6): 986-996.
- Horsfield, B., Schulz, H., Hübner, A., Scheck-Wenderoth, M., Kapp, I., & Jasper, K. (2011) - Shale Gas in Europe. *AAPG European Region Newsletter*, 6: 2-3.
- Hunt, J. M., (1979) - *Petroleum Geochemistry and Geology*. W.H. Freeman, New York, 743p.
- Hurst, A. & Milodowski, A. (1994) - Characterization of clays in sandstones: thorium content and spectral log data. *Transactions of the Society of Professional Well Log Analysts 16th European Formation Evaluation Symposium*, paper S, 18p.
- IEA (2011) - Oil & Gas Security Emergency Response of IEA Countries, Portugal. OECD/IEA, (disponível em [http://www.iea.org/publications/freepublications/publication/portugal\\_2011.pdf](http://www.iea.org/publications/freepublications/publication/portugal_2011.pdf), acessado em 25 de abril de 2013).
- Jorge, R. C. G. S., Fernandes, P., Rodrigues, B., Pereira, Z. & Oliveira, J. T. (2012) - Geochemistry and provenance of the Carboniferous Baixo Alentejo Flysch Group, South Portuguese Zone. *Sedimentary Geology*, 284-285: 133-148.
- Julivert, M., Fontboté, J. M., Ribeiro, A. & Conde, L. (1974) - Mapa tectónico de la Península Ibérica y Baleares. Escala 1/1000000. *Instituto Geológico y Minero de España*.
- Kartsev, A. A., Tabasaranskii, Z. A., Subbota, M. I. & Mogilevskii, G. A. (1959) - Geochemical methods of prospecting and exploration for petroleum and natural gas. *University of California Press*, Berkeley, CA, 349p.
- Kisch, H. J. (1980) - Incipient metamorphism of Cambro-Silurian clastic rocks from the Jämtland Supergroup, central Scandinavian Caledonides, western Sweden: illite crystallinity and "vitrinite" reflectance. *Journal of the Geological Society of London*, 137: 271-288.

- Kisch, H. J. (1987) - Correlation between indicators of very low-grade metamorphism. *In: Frey, M. (Ed.): Low-Temperature Metamorphism. Blackie and Son, London: 227-300.*
- Klinkhammer, G. P. & Palmer, M. R. (1991) - Uranium in the oceans: Where it goes and why. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 55: 1799-1806.
- Korn, D. (1997) The Paleozoic ammonoites of the South Portuguese Zone. *Memórias do Instituto Geológico e Mineiro de Portugal*, 33, 131p.
- Kübler, B. (1967) - La cristallinité de l'illite et les zones tout à fait supérieures de métamorphisme, *in: Schaer, J.P. (Ed.): Étages tectoniques: colloque Neuchâtel, 18-21 avril 1966, A La Baconnière, Neuchâtel: 105-122.*
- Kübler, B. (1968) - Evaluation quantitative du métamorphisme par la cristallinité de l'illite. Etat des progrès réalisés ces dernières années. *Centre Recherche Pau Bull.*, 2: 385-397.
- Kübler, B. & Jaboyedoff, M. (2000) - Illite cristallinity. *C. R. Acad. Sci. Paris, Sciences de la Terre et des planètes / Earth and Planetary Sciences*, 331: 75-89.
- Kübler, B., Pittion, J. -L., Héroux, Y., Charolais, J. & Weidmann, M. (1979) - Sur le pouvoir réflecteur de la vitrinite dans quelques roches du Jura, de la molasse et des nappes préalpines, helvétiques et penniques (Suisse occidentale et Haute-Savoie). *Eclogae Geologicae Helvetiae*, 72: 347-373.
- Lev, S. M., McLennan, S. M., & Hanson, G. N. (2000) - Late diagenetic redistribution of uranium and disturbance of the U-Pb whole rock isotope system in a black shale. *Journal Sedimentary Research*, 70: 1234-1245.
- Levine, J. R. & Davis, A. (1989) - The relationship of coal optical fabrics to the Alleghanian tectonic deformation in the central Appalachian fold-and-thrust belt, Pennsylvania. *Geological Society of America Bulletin*, 101 (10): 1333-1347.
- Lotze, F. (1945) - Zur Gliederung der Varisciden der Iberischen Meseta. *Geotekton Forsch*, 6: 78-92.
- Lüning, S., Craig, J., Loydell, D. K., Storch, P. & Fitches, W. R. (2000) - Lowermost Silurian 'hot shales' in North Africa and Arabia: Regional Distribution and depositional model. *Earth Science Reviews*, 49: 121-200.

- Lüning, S. & Kolonic, S. (2003) - Uranium spectral gamma-ray response as a proxy for organic richness in black shales: Applicability and limitations. *Journal of Petroleum Geology*, 26 (2): 153-174.
- Mann, U., Leythaeuser, D. & Muller, P. J. (1986) - Relation between source rock properties and wireline log parameters. An example from Lower Jurassic Posidonia Shale, NW-Germany. *In: Leythaeuser, D. & Rullkötter, J. (Eds.): Advances in Organic Geochemistry, Pergamon Press, Oxford: 1105-1112.*
- Matos, V. (2012) - Matéria Orgânica Sedimentar aplicada à Geologia do Petróleo. Faculdade de Ciências e Tecnologia da Universidade de Coimbra, Coimbra, 48p. (*não publicado*).
- McCormack, N., Clayto, G. & Fernandes, P. (2007) - The thermal history of the Upper Palaeozoic rocks of southern Portugal. *Marine and Petroleum Geology*, 24: 145–150.
- Mendelzon, J. D. & Toksoz, M. N. (1985) - Source rock characterization using multivariate analysis of log data. *Transactions of the Society of Professional Well Log Analysts 26th Annual Logging Symposium*, paper UU: 1-21.
- Merriman, R. J. & Peacor, D. R. (1999) - Very low-grade metapelites: mineralogy, microfabrics and measuring reaction progress. *In: Frey, M. & Robinson, D. (Eds.): Low Grade-Metamorphism, Blackwell Science, Oxford: 10-60.*
- Meyer, B. L. & Nederlof, M. H. (1984) - Identification of source rocks on wireline logs by density/resistivity and sonic transit time/resistivity crossplots. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 68 (2): 121-129.
- Munhá, J. (1990) - Metamorphic evolution of the South Portuguese/Pulo do Lobo Zone. *In: Dallmeyer, R. D. & Martinez Garcia, E. (Eds.): Pre-Mesozoic geology of Iberia. Springer-Verlag, Berlin Heidelberg New York: 363–368.*
- Munhá, J., Oliveira, J. T., Ribeiro, A., Oliveira, V., Quesada, C. & Kerrich, R. (1986) - Beja-Acebuches Ophiolite, characterization and geodynamic significance. *Maleo. Bol. Inf. Soc. Port.*, 2 (31).
- Mutti, E. & Ricci-Lucchi, T., (1975) - Turbidite facies and facies associations. Examples from turbidite facies association from related formations of the Northern Apennines. Field Trip GuideBook A-11. *9th International Sedimentological Congress*, 9: 21-36.

- Myers, K. J. & Wignall, P. B. (1987) - Understanding Jurassic organic-rich mudrocks - New concepts using gamma ray spectrometry and palaeoecology: Examples from the Kimmeridge Clay of Dorset and the Jet Rock of Yorkshire. *In*: Leggett, J. K. & Zuffa G. G. (Eds.), *Marine clastic sedimentology. Graham and Trotman*: 172-189.
- Nielsen, B. L., Løvborg, L., Sørensen, P. & Mose, E. (1987) - Gammaray analysis for U, Th and K on bulk cutting samples from deep wells in the Danish Subbasin and the North German Basin, *Risø National Laboratory report*, 82p. (não publicado)
- Norwine, J. R., Hansen, D. J., Saunders, D. F. & Galbraith, J. H. (1980) - Near-surface moisture and biomass influences on the reliability of aerial radiometric surveys as a measure of natural radioelements concentrations. *Preliminary report: U.S. Dept. of Energy Rep. GJBX*, 136 (80), 151p.
- Ogunyomi, O., Hesse, R. & Heroux, Y. (1980) - Pre-organic and synorogenic diagenesis and anchimetamorphism in lower Paleozoic continental margin sequences of the northern Appalachians in and around Québec City, Canada. *Bulletin of Canadian Petroleum Geology*, 28: 559-577.
- Oliveira, J. T. (1983a) - Carta Geológica de Portugal à escala 1/200000, Folha 7. *Serviços Geológicos de Portugal*.
- Oliveira, J. T. (1983b) - The marine Carboniferous of South Portugal: A stratigraphic and sedimentological approach. *In*: Lemos de Souza, M. J. & Oliveira, J. T. (Eds.): *The Carboniferous of Portugal, Memórias do Serviço Geológico de Portugal*, Portugal, 29: 3-37.
- Oliveira, J. T. (1988a) - Carta Geológica de Portugal à escala 1/200000, Folha 8. *Serviços Geológicos de Portugal*.
- Oliveira, J. T. (1988b) - Estratigrafia, sedimentologia e estrutura do Flysch da Formação de Mértola, na região de Mértola. *Comunicações dos Serviços Geológicos de Portugal*, 74: 3-19.
- Oliveira, J. T. (1992) – Carta Geológica de Portugal à escala 1/200000, Notícia Explicativa da Folha 8, Mértola. *Serviços Geológicos de Portugal*, 91p.

- Oliveira, J. T., Horn, M. & Paproth, E. (1979) - Preliminary note on the stratigraphy of the Baixo Alentejo Flysch Group, Carboniferous of Portugal and on the paleogeographic development compared to corresponding units in Northwest Germany. *Comunicações dos Serviços Geológicos de Portugal*, 65: 151-168.
- Oliveira, J. T., Pereira, Z., Carvalho, P., Pacheco, N. & Korn, D. (2004) - Stratigraphy of the tectonically imbricated lithological succession of the Neves Corvo mine area, Iberian Pyrite Belt, Portugal. *Mineralium Deposita*, 39: 422-436.
- Oliveira, J. T., Relvas, J. M. R. S., Pereira, Z., Matos, J. X., Rosa, C. J., Munhá, J. M., Jorge, R. C. G. S. & Pinto, A. M. M. (2006) - O Complexo Vulcano-Sedimentar da Faixa Piritosa: Estratigrafia, Vulcanismo, Mineralizações Associadas e Evolução Tectono-Estratigráfica no Contexto da Zona Sul Portuguesa. *In: Dias, R., Araújo, A., Terrinha, P. & Kullberg, J. C. (Eds.): Geologia de Portugal no Contexto da Ibéria, Universidade de Évora, Évora: 207-245.*
- Oliveira, J. T. & Silva, J. (1990) - Carta Geológica de Portugal à escala 1/50000, Folha 46-D, Mértola. *Serviços Geológicos de Portugal*.
- Oliveira, J. T., Wagner Genthis, C. (1983) – The Mértola and Mira formations boundary between Doguedo and Almada do Ouro, marine carboniferous of South Portugal. *In: Lemos de Sousa, M. J. (Ed.): Contributions to the Carboniferous Geology and Paleontology of the Iberian Peninsula. Universidade do Porto, Faculdade de Ciências, Mineralogia e Geologia, Porto: 1-39.*
- Pereira, Z. (1999) Palinoestratigrafia do Sector Sudoeste da Zona Sul Portuguesa. *Comunicações Instituto Geológico e Mineiro*, 86 (1): 25-57.
- Pereira, Z., Matos, J., Fernandes, P. & Oliveira, T. (2007) - Devonian and Carboniferous palynostratigraphy of the South Portuguese Zone, Portugal – An overview. *Comunicações Geológicas*, 94: 53-79.
- Pereira, Z. & Oliveira, J. T. (1995) - Estudo palinológico da Formação da Brejeira, sector Sudoeste da Zona Sul Portuguesa. *In: Sodrê Borges, F. & Marques, M.M. (Eds.): Memórias do Museu Laboratório Mineralógico Geológico da Faculdade de Ciências da Universidade do Porto, Resumos Alargados do IV Congresso Nacional de Geologia, 4: 111-115.*
- Peters, K. E. & Cassa, M. R. (1994) - Applied Source Rock Geochemistry. *In: Magoon, L. B. & Dow, W. G. (Eds): The petroleum system- from source to trap, AAPG Memoir, 60, 665p.*

- Pimentel, N, Azevedo, M, Fonseca, P., Pena dos Reis, R. & Barberes, G. A. (2013) – Shale Plays in Portugal, Final Workshop. *Margin Exploration Group*, 36p. (não publicado)
- Quesada, C. (1991) - Geological constraints on the Paleozoic tectonic evolution of tectonostratigraphic terranes in the Iberian Massif. *Tectonophysics*, 185: 225–241.
- Quesada, C., Fonseca, P. E., Munhá, J., Oliveira, J. T. & Ribeiro, A. (1994) - The Beja–Acebuches Ophiolite (Southern Iberia Variscan fold belt): geological characterization and geodynamic significance. *Boletín Geológico y Minero*, 105: 3–49.
- Ricci-Lucchi, F. (1975) - Depositional cycles in two turbidites formations of northern Apennines (Italy). *Journal of Sedimentary Petrology*, 45 (1): 3-43.
- Ribeiro, A., Antunes, M. T., Ferreira, M. P., Rocha R. B., Soares, A. F., Zbyszewski, G., Almeida, F. M., Carvalho, D. & Monteiro, J. H. (1979) – Introduction à la géologie générale du Portugal. *Serviços Geológicos de Portugal*, Lisboa, 114p.
- Ribeiro, A., Quesada, C. & Dallmeyer, R. D. (1990) - Geodynamic evolution of the Iberian Massif. *In: Dallmeyer, R. D. & Martinez Garcia, E. (Eds.): Pre-Mesozoic geology of Iberia. Springer-Verlag, Berlin Heidelberg New York: 334–347.*
- Ribeiro, A. & Silva, J. (1983) – Structure of the South Portuguese Zone *In: Lemos de Souza, M. J. & Oliveira, J. T. (Eds.): The Carboniferous of Portugal. Serviços Geológicos de Portugal*, 29: 83-89.
- Rockenbauch, K. (2012) – EAGE Shale Gas Perspectives. *GASH Scientists & Colleagues*. (não publicado)
- Robert, P. (1985) - Histoire géothermique et diagenèse organique. *Bull. Centre Rech. Explor. Prod. ELF–Aquitaine*, 8, 345p.
- Russel, W. L. (1945) - Relation of radioactivity, organic content, and sedimentation. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 29 (19): 1470-1494.
- Saunders, D. f., Terry, S. A. & Thompson, C. K. (1987) - Test of national uranium resource evaluation gamma-ray spectral data in petroleum reconnaissance. *Geophysics*, 52 (11): 1547-1556.

- Saunders, D. F., Burson, K. R., Branch, J. F. & Thompson, C. K. (1993) - Relation of thorium-normalized surface and aerial radiometric data to subsurface petroleum accumulations. *Geophysics*, 58 (10): 1417-1427.
- Sawhney, B. J. (1977) - Interstratification in layer silicates, *In*: Dixon, J. B., Weed, S. B., Kittrick, J. A., Milford, M. H., & White, J. L. (Eds.): Minerals in soil Environments. SSSA Book Series 1, *Soil Science Society of America*, Madison, Wisconsin, : 405-434.
- Schlumberger (1982) - Natural gamma-ray spectrometry: Essentials of N.G.S. interpretation. *Schlumberger Educational Services*, Houston, Texas, 69p.
- Schmoker, J. W. (1980) - Organic content of Devonian shale in Western Appalachian Basin. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 64 (12): 2156-2165.
- Schmoker, J. W. (1981) - Determination of Organic Matter Content of Appalachian Devonian Shales from Gamma-Ray Logs. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 65 (7): 1285-1298.
- Selley, R. C. (1998) - Elements of Petroleum Geology. *Academic Press*, San Diego London Boston New York Sydney Tokio Toronto, 470p.
- Silva, J. B., Oliveira, J. T. & Ribeiro, A. (1990) - Structural outline. South Portuguese Zone. *In*: Dallmeyer, R. D. & Martinez Garcia, E. (Eds.): Pre-Mesozoic geology of Iberia. *Springer-Verlag*, Berlin Heidelberg New York: 348-363.
- Simancas, J. F. (1986) - La deformación en el sector oriental de la zona Sudportuguesa. *Boletín Geológico y Minero*, 97: 148-159.
- Simancas, J. F. (2004) - Evolución de la Zona Sudportuguesa y de su contact con la Zona de Ossa-Morena. *In*: Vera, J. A. (Ed.): Geología de España. *Instituto Geológico y Minero de España; Sociedad Geológica de España*, Madrid, 883p.
- Soares de Andrade, A. A. (1977) - The Beja Ophiolitic Complex in southern Portugal: a preliminary description. *Mem Notice Publ Mus Lab Mineral Geol Univ Coimbra*, 84: 49-52.
- Soares de Andrade, A. A. (2005) - *Lições de Geologia de Portugal. Universidade de Coimbra, Portugal*. 136p. (não publicado)

- Stocks, A. E. & Lawrence, S. R. (1990) - Identification of source rocks from wireline logs. *In: Hurst, A., Lovell, M. A. & Morton, A. C. (Eds.): Geological applications of wireline logs. Geol. Soc. Sp. Publ., 48: 241-252.*
- Supernaw, I. R., Arnold, D. M. & Link, A. J. (1978) - Method for in situ evaluation of the source rock potential of earth formations: *US Patent 4,071,755.*
- Taylor, G. H., Teichmuller, M., Davis, A., Diessel, C. F. K., Littke, R. & Robert, P. (1998) - Organic Petrology. *Gebruder Borntraeger, Berlin, 704p.*
- Taylor, S. R. (1965) - The application of trace element data to problems in petrology. *In: Ahrens, L. A., Press, F., Runcorn, S. K. & Urey, C. (Eds.): Physics and Chemistry of the Earth. Pergamon Press, Oxford: 133-214.*
- Tissot, B. P. (1977) - The application of the results of organic chemical studies in oil and gas explorations. *In: Hobson, G. D. (Ed.): Developments in Petroleum Geology. Applied Science Publishers, London, 1: 53-82.*
- Van der Weijden, C. H., Midleburg, J. J., De Lange, G. J., Van der Sloot, H. A., Hoede, D. & Woittiez, J. R. W. (1993) - Profiles of the redox-sensitive trace elements As, Sb, V, Mo and U in the Tyro and Bannock Basins (Eastern Mediterranean). *Marine Chemistry, 31 (1-3): 171-186.*
- Wakeham, S. G. & Canuel, E. A. (2005) - Degradation and Preservation of Organic Matter in Marine Sediments. *In: Volkman, J. K. (Ed.): Marine Organic Matter. Springer-Verlag, Berlin Heidelberg New York: 295-322.*
- Walker, R. G. (1978) - Deep water sandstones facies and ancient submarine fans: models for exploration for stratigraphic traps. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin, 62 (6): 952-966.*
- Walker, R. G. & Mutti, E. (1973) - Turbidite facies and facies association. *In: Middleton, G. V. & Bouma, A. H. (Eds.): Short Course: Turbidites and deep water sedimentation. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists: 119-157.*
- Ward, S. H. (1981) - Gamma-ray spectrometry in geologic mapping and uranium exploration. *In: Skinner, B. J. (Ed.): Economic geology, 75<sup>th</sup> anniversary volume. Econ. Geol. Publ. Co., 22: 840-849.*

- Wedepohl, K. H. (1991) - The composition of the upper Earth's crust and the natural cycles of selected metals. Metals in natural raw materials. Natural resources. *In: Merian, E. (Ed.): Metals and their Compounds in the Natural Environment. Weinheim (VCH Verlagsges), Germany: 3-17.*
- Wei, W., Zhu-Yi, Z. & Peng, Y. (2005) - Relations between vitrinite reflectance, peak temperature and its neighboring temperature variation rate: a comparison of methods. *Chinese Journal of Geophysics*, 48 (6): 1443-1453.
- Wignall, P. B. (1994) - Black shales. *Clarendon Press, Oxford*, 127p.
- Wignall, P. B. & Myers, K. J. (1988) - Interpreting benthic oxygen levels in mudrocks: a new approach. *Geology*, 16: 452-455.
- Wilhelms, A. & Larter, S. (2004) - Shaken but not always stirred. Impact of petroleum charge 27 mixing on reservoir geochemistry. *In: Cubitt, J. M., England, W. A. & Larter, S. R. (Eds.): Understanding Petroleum Reservoirs: towards an Integrated Reservoir Engineering and Geochemical Approach. The Geological Society of London, London: 27-36.*
- Wilson, M. J. (1987) - X-ray powder diffraction methods, *In: Wilson, M. J. (Ed.) A handbook of determinative methods in clay mineralogy. Chapman and Hall, New York, NY: 26-98.*
- Zelt, F. B. (1985) - Natural gamma-ray spectrometry, lithofacies, and depositional environments of selected Upper Cretaceous marine mudrocks, western United States, including Tropic Shale and Tununk Member of Mancos Shale. *Ph.D thesis, Princeton University*, 284p.

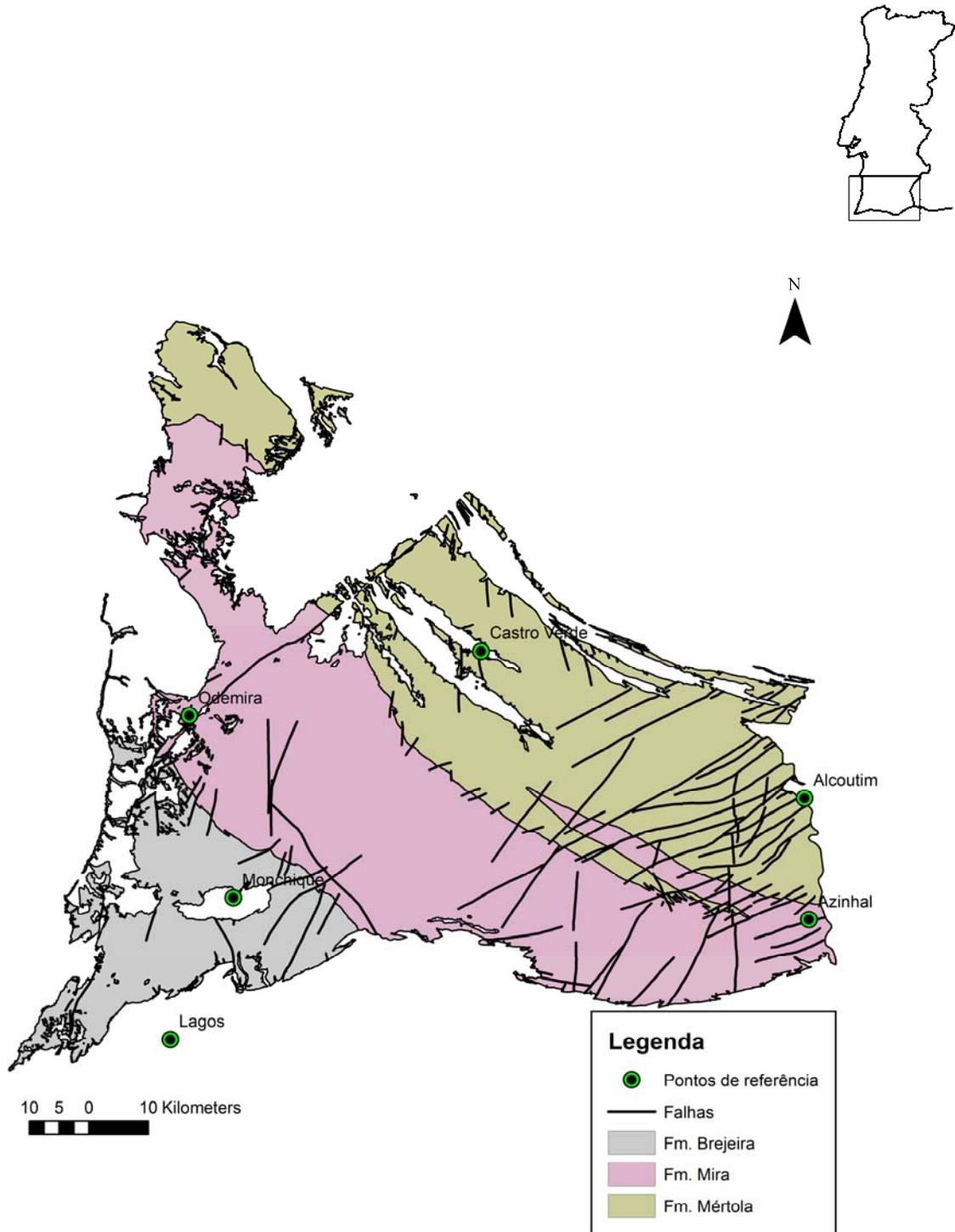
## ANEXOS

Maturação (Weatherford)	Maturação estimada	VR interpolada	U ppm	Th ppm	K%	API	TOC	TOC inic.	U/TOC	Th/K	Formações
2,12	2,17	4,52	2,92	13,23	2,77	120,60	1,36	3,40	2,15	4,78	BREJEIRA
1,78	1,81	4,52	4,77	21,75	3,97	188,68	0,91	2,28	5,24	5,48	
2,38	2,36	4,54	5,28	20,54	4,65	198,80	0,89	2,23	5,93	4,42	
	1,96	4,48	3,18	23,42	4,52	191,44	0,26	0,65	12,23	5,18	
	2,33	4,48	3,89	20,02	4,48	182,88	0,72	1,80	5,40	4,47	
	1,94	4,10	4,32	20,91	4,00	182,20	0,44	1,10	9,82	5,23	
2,42	2,44	3,87	4,30	16,04	3,76	158,72	0,96	2,40	4,48	4,27	
2,11	2,04	3,87	3,22	18,01	3,58	155,08	0,65	1,61	4,99	5,03	
	2,17	4,60	4,11	22,32	4,67	196,88	0,52	1,30	7,92	4,78	
	2,12	4,60	4,49	21,91	4,49	195,40	0,58	1,45	7,75	4,88	
	2,69	4,56	4,19	17,06	4,51	173,92	0,79	1,97	5,31	3,78	
	2,17	4,55	4,81	15,55	3,25	152,68	0,46	1,15	10,48	4,78	
	2,03	4,55	2,07	18,75	3,71	150,92	0,67	1,67	3,11	5,05	
	1,96	4,55	5,38	17,20	3,32	164,96	0,99	2,47	5,44	5,18	
	2,24	4,21	3,91	16,05	3,46	150,84	0,75	1,87	5,22	4,64	
	1,65	3,87	3,89	18,93	3,28	159,32	0,32	0,79	12,27	5,77	
	1,48	3,67	3,13	19,33	3,17	153,08	0,39	0,97	8,07	6,10	
	2,26	3,54	5,24	18,36	3,99	179,20	0,68	1,69	7,74	4,60	
	2,33	3,31	1,54	21,97	4,92	178,92	0,70	1,75	2,20	4,47	
	2,69	3,89	2,73	13,39	3,55	132,20	1,37	3,43	1,99	3,77	
	2,23	3,73	3,80	15,68	3,36	146,88	0,75	1,86	5,10	4,67	
	2,39	3,26	2,09	18,46	4,23	158,24	0,81	2,03	2,57	4,36	
	2,16	4,01	4,78	17,16	3,58	164,16	0,45	1,14	10,53	4,79	
	2,15	3,88	6,29	21,04	4,36	204,24	0,90	2,24	7,02	4,83	
	2,47	3,88	2,38	15,24	3,62	137,92	0,90	2,25	2,64	4,21	
	1,75	4,12	3,99	17,95	3,21	155,08	1,28	3,19	3,13	5,59	
	2,57	3,92	4,23	13,95	3,48	145,32	0,99	2,48	4,26	4,01	
	1,86	4,07	2,71	14,21	2,64	120,76	0,23	0,56	12,04	5,38	
	2,37	4,09	3,55	15,53	3,53	147,00	1,84	4,59	1,93	4,40	
	1,64	4,13	6,12	23,43	4,04	207,32	0,79	1,98	7,75	5,80	
	2,30	3,83	4,45	14,72	3,25	146,48	0,95	2,38	4,68	4,53	
	2,10	3,85	3,14	16,18	3,29	142,48	0,79	1,98	3,96	4,92	
	2,12	4,01	2,14	18,39	3,78	151,16	0,52	1,30	4,12	4,87	
	2,77	4,08	3,66	11,46	3,17	125,84	0,85	2,14	4,29	3,62	
	1,97	4,25	3,51	12,89	2,50	119,64	0,73	1,83	4,80	5,16	
	2,76	4,13	3,94	14,30	3,92	151,44	1,50	3,74	2,63	3,65	
	2,22	4,10	5,32	13,23	2,83	140,76	0,78	1,96	6,80	4,67	
	2,29	4,36	3,28	16,74	3,68	152,08	0,50	1,25	6,55	4,55	
	2,39	4,36	3,33	16,14	3,70	150,40	0,52	1,30	6,39	4,36	
											MIRA
											MÉRTOLA

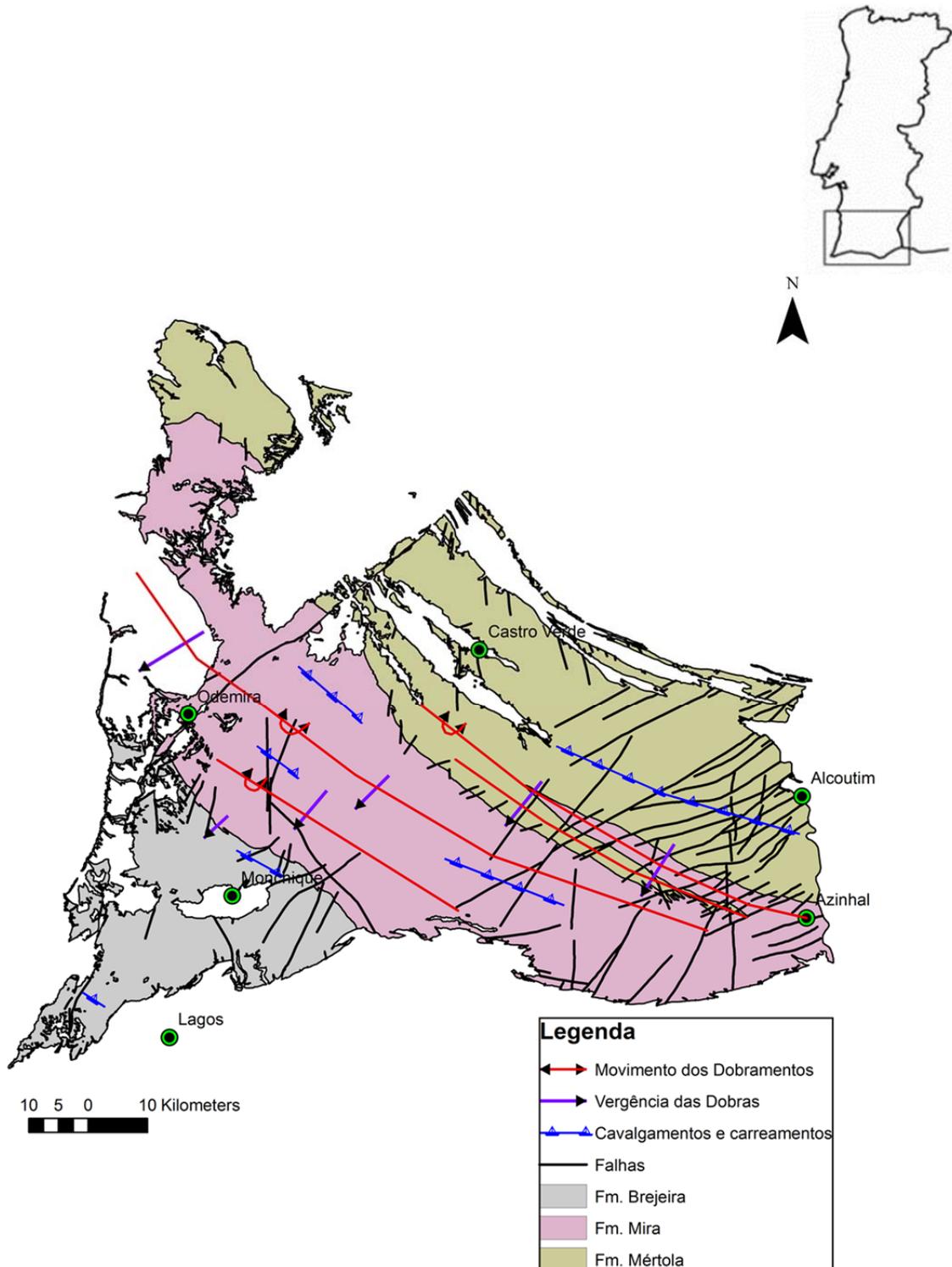
Anexo I - Tabela geral dos dados, distribuídos por formações, utilizados neste trabalho. Os valores API foram calculados segundo a fórmula  $K*16+U*8+Th*4$ .

Formações	Th <sub>AV</sub>	U <sub>AV</sub>	K <sub>AV</sub>	Th <sub>S</sub>	U <sub>S</sub>	K <sub>S</sub>	K <sub>I</sub>	U <sub>I</sub>	KD	UD	DRAD
BREJEIRA	17,47	3,85	3,70	13,23	2,92	2,77	2,80	2,91	-0,01	0,00	0,01
				21,75	4,77	3,97	4,60	4,79	-0,16	0,00	0,16
				20,54	5,28	4,65	4,35	4,52	0,07	0,14	0,08
				23,42	3,18	4,52	4,96	5,16	-0,10	-0,62	-0,53
				20,02	3,89	4,48	4,24	4,41	0,05	-0,13	-0,19
				20,91	4,32	4,00	4,43	4,61	-0,11	-0,07	0,04
				16,04	4,30	3,76	3,39	3,53	0,10	0,18	0,08
				18,01	3,22	3,58	3,81	3,97	-0,06	-0,23	-0,17
				22,32	4,11	4,67	4,72	4,92	-0,01	-0,20	-0,18
				21,91	4,49	4,49	4,64	4,83	-0,03	-0,07	-0,04
				17,06	4,19	4,51	3,61	3,76	0,20	0,10	-0,10
				15,55	4,81	3,25	3,29	3,42	-0,01	0,29	0,30
				18,75	2,07	3,71	3,97	4,13	-0,07	-0,99	-0,93
				17,20	5,38	3,32	3,64	3,79	-0,10	0,30	0,39
				16,05	3,91	3,46	3,40	3,53	0,02	0,10	0,08
				18,93	3,89	3,28	4,01	4,17	-0,22	-0,07	0,15
				19,33	3,13	3,17	4,09	4,26	-0,29	-0,36	-0,07
				18,36	5,24	3,99	3,89	4,04	0,03	0,23	0,20
				21,97	1,54	4,92	4,65	4,84	0,05	-2,14	-2,20
				13,39	2,73	3,55	2,83	2,95	0,20	-0,08	-0,28
				15,68	3,80	3,36	3,32	3,45	0,01	0,09	0,08
				18,46	2,09	4,23	3,91	4,07	0,08	-0,95	-1,02
				17,16	4,78	3,58	3,63	3,78	-0,01	0,21	0,22
			21,04	6,29	4,36	4,45	4,63	-0,02	0,26	0,28	
MIRA				15,24	2,38	3,62	3,23	3,36	0,11	-0,41	-0,52
				17,95	3,99	3,21	3,80	3,95	-0,18	0,01	0,19
				13,95	4,23	3,48	2,95	3,07	0,15	0,27	0,12
				14,21	2,71	2,64	3,01	3,13	-0,14	-0,15	-0,02
				15,53	3,55	3,53	3,29	3,42	0,07	0,04	-0,03
				23,43	6,12	4,04	4,96	5,16	-0,23	0,16	0,38
				14,72	4,45	3,25	3,12	3,24	0,04	0,27	0,23
				16,18	3,14	3,29	3,42	3,56	-0,04	-0,13	-0,09
				18,39	2,14	3,78	3,89	4,05	-0,03	-0,89	-0,86
MÉRTOLA				11,46	3,66	3,17	2,43	2,52	0,23	0,31	0,08
				12,89	3,51	2,50	2,73	2,84	-0,09	0,19	0,28
				14,30	3,94	3,92	3,03	3,15	0,23	0,20	-0,03
				13,23	5,32	2,83	2,80	2,91	0,01	0,45	0,44
				16,74	3,28	3,68	3,54	3,69	0,04	-0,12	-0,16
			16,14	3,33	3,70	3,42	3,55	0,08	-0,07	-0,14	

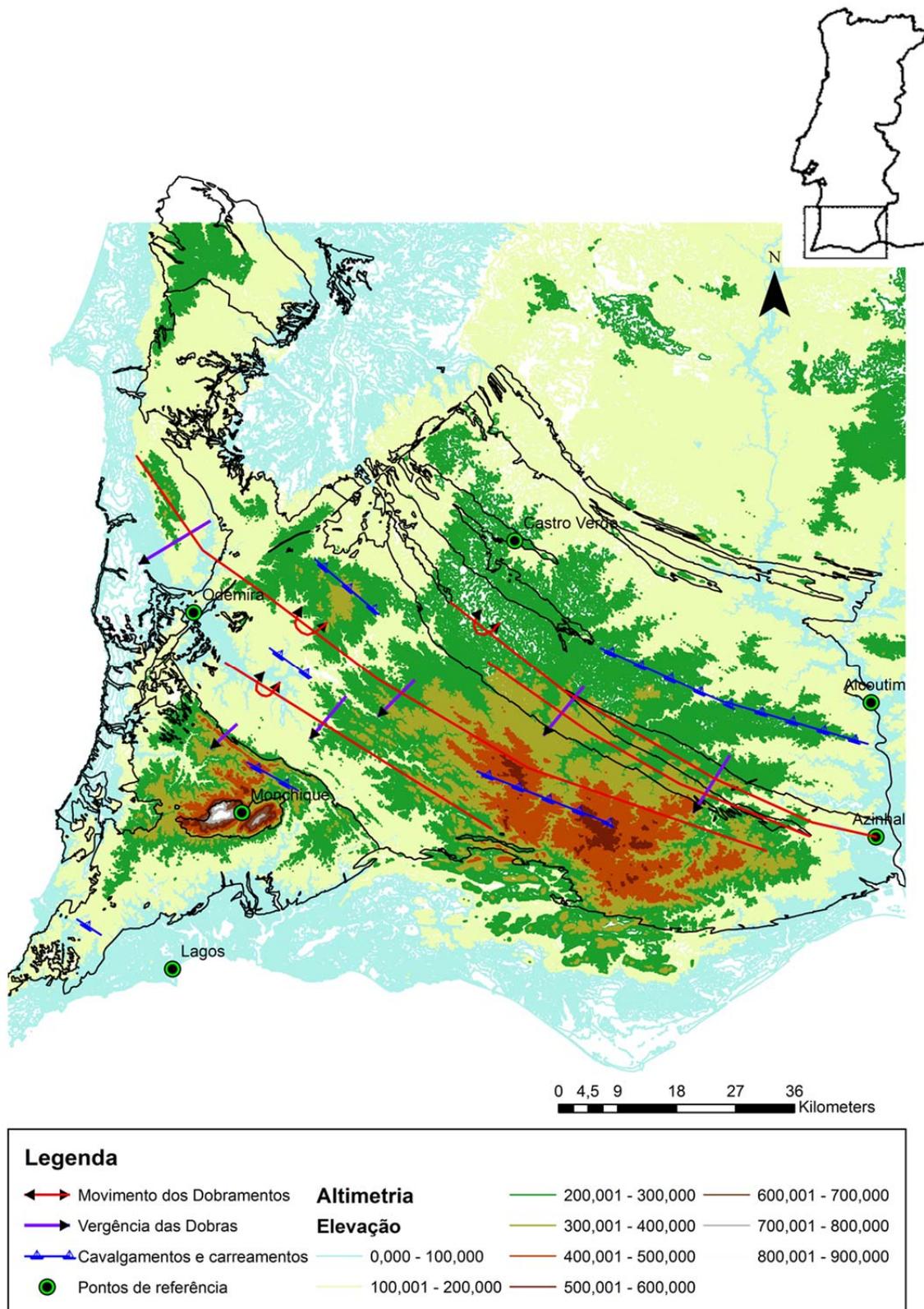
Anexo II - Tabela dos valores utilizados para o cálculo do DRAD (Saunders *et al.*, 1993). A azul representam-se os valores positivos e o vermelho representam-se os valores negativos de DRAD.



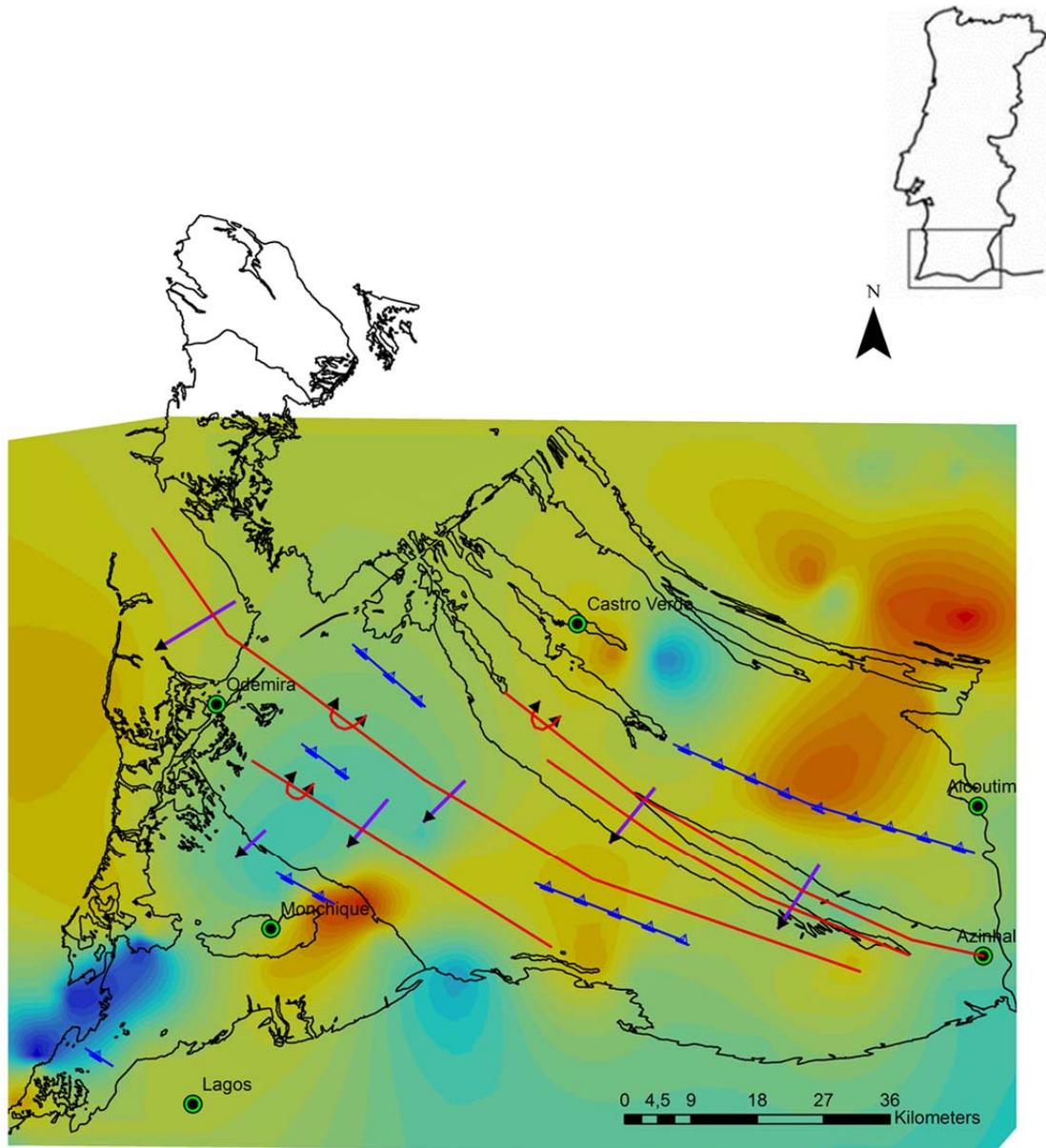
Anexo III - Cartografia geológica (unidades e falhas) das Formações Mértola, Mira e Brejeira (Oliveira, 1983a e 1988a).



Anexo IV - Cartografia geológica (unidades e falhas) das Formações Mértola, Mira e Brejeira (Oliveira, 1983a e 1988a), bem como a direcção dos movimentos dos dobramentos, vergência das dobras e sentido dos cavalgamentos e carreamentos (Fonseca, *dados não publicados*).

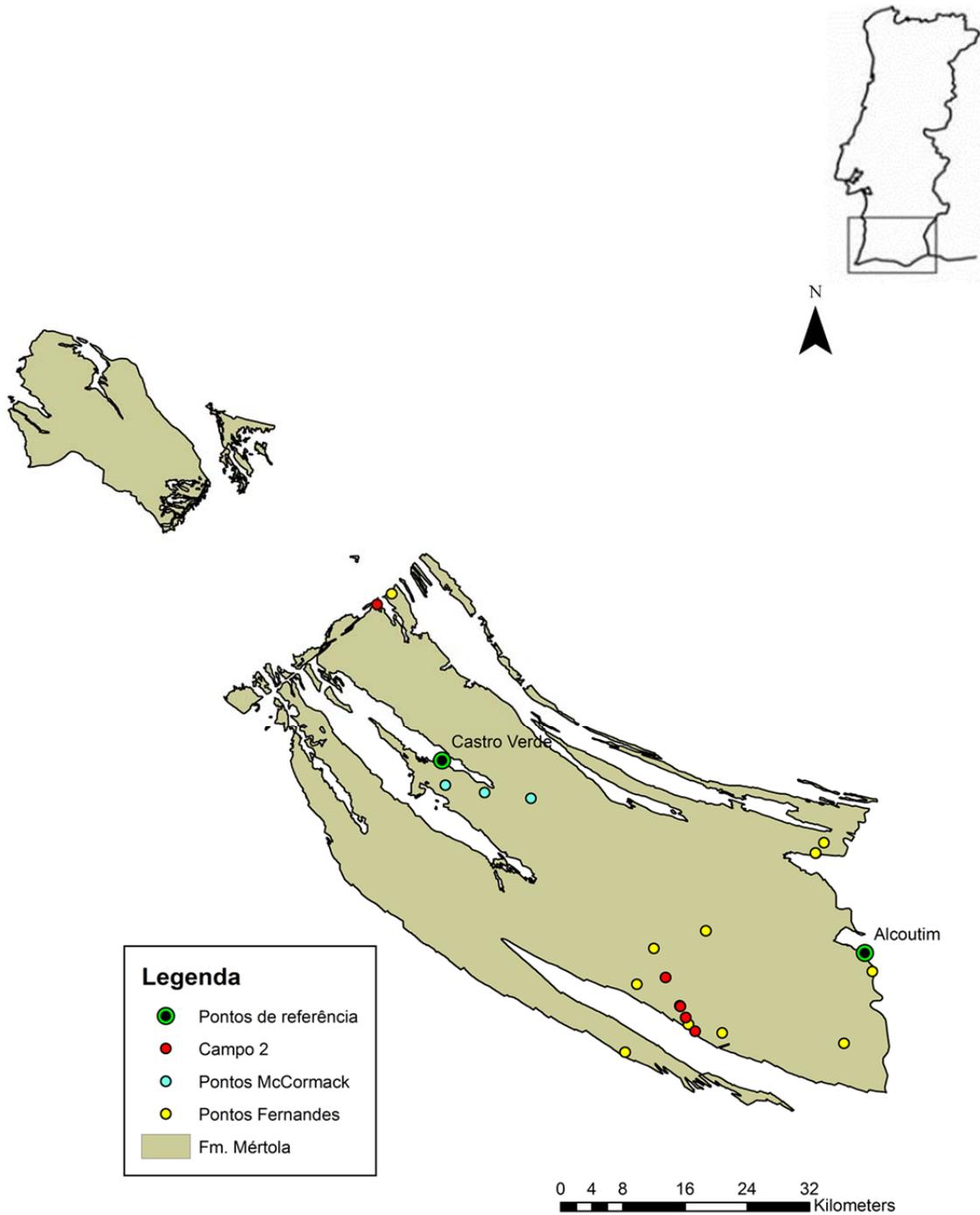


Anexo V – Altimetria da ZSP à escala 1/25000, bem como a direcção dos movimentos dos dobramentos, vergência das dobras e sentido dos cavalgamentos e carreamentos (Fonseca, *dados não publicados*).

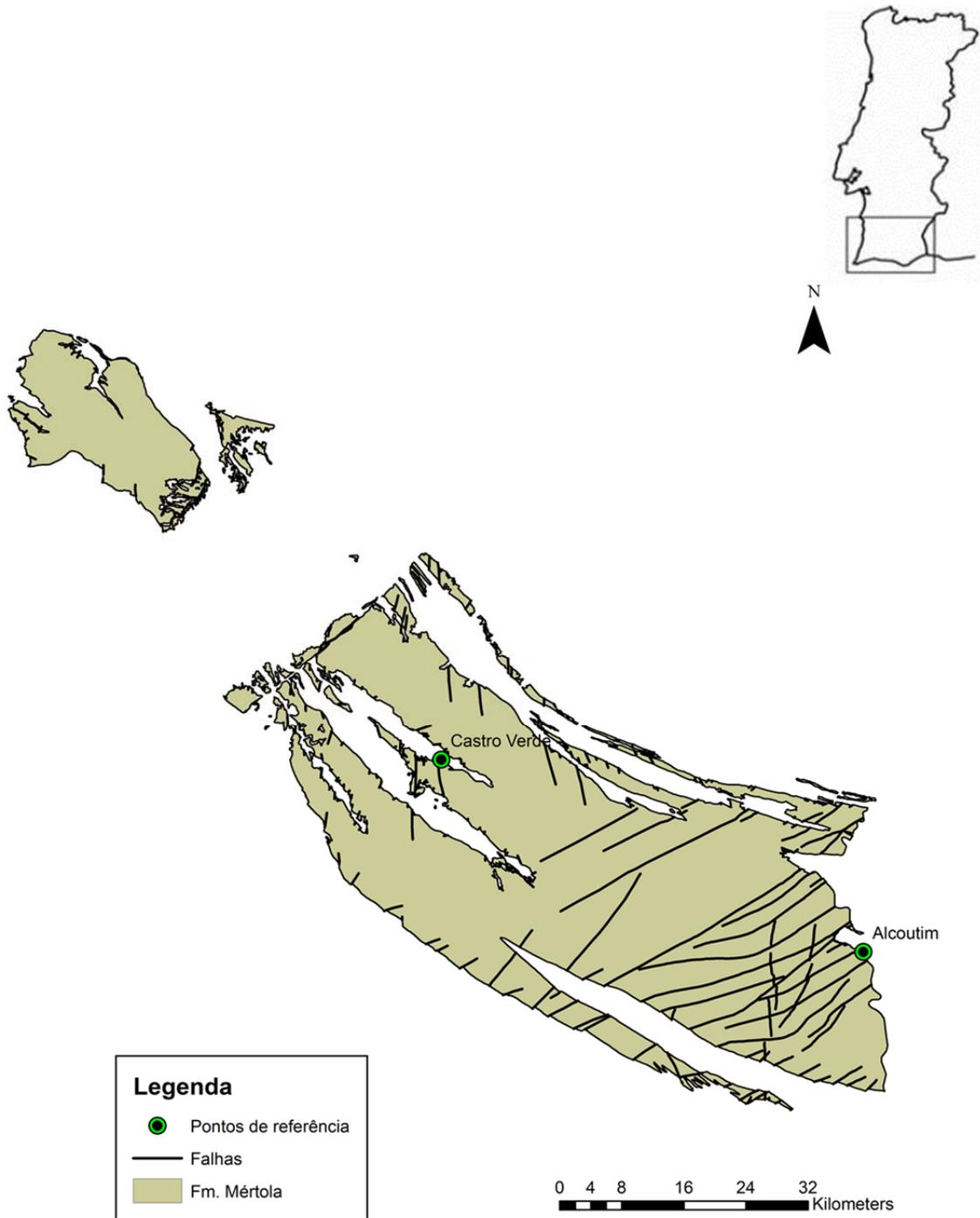


Legenda			
↔	Movimento dos Dobramentos	5,127 - 5,22	4,287 - 4,38
→	Vergência das Dobras	5,033 - 5,127	4,193 - 4,287
↗	Cavalgamentos e carreamentos	4,94 - 5,033	4,1 - 4,193
●	Pontos de referência	4,847 - 4,94	4,007 - 4,1
Reflec. das Vitrin. Biblio.		4,753 - 4,847	3,913 - 4,007
Ro%		4,66 - 4,753	3,82 - 3,913
■	5,407 - 5,5	4,567 - 4,66	3,727 - 3,82
■	5,313 - 5,407	4,473 - 4,567	3,633 - 3,727
■	5,22 - 5,313	4,38 - 4,473	3,54 - 3,633
			3,447 - 3,54
			3,353 - 3,447
			3,26 - 3,353
			3,167 - 3,26
			3,073 - 3,167
			2,98 - 3,073
			2,887 - 2,98
			2,793 - 2,887
			2,7 - 2,793

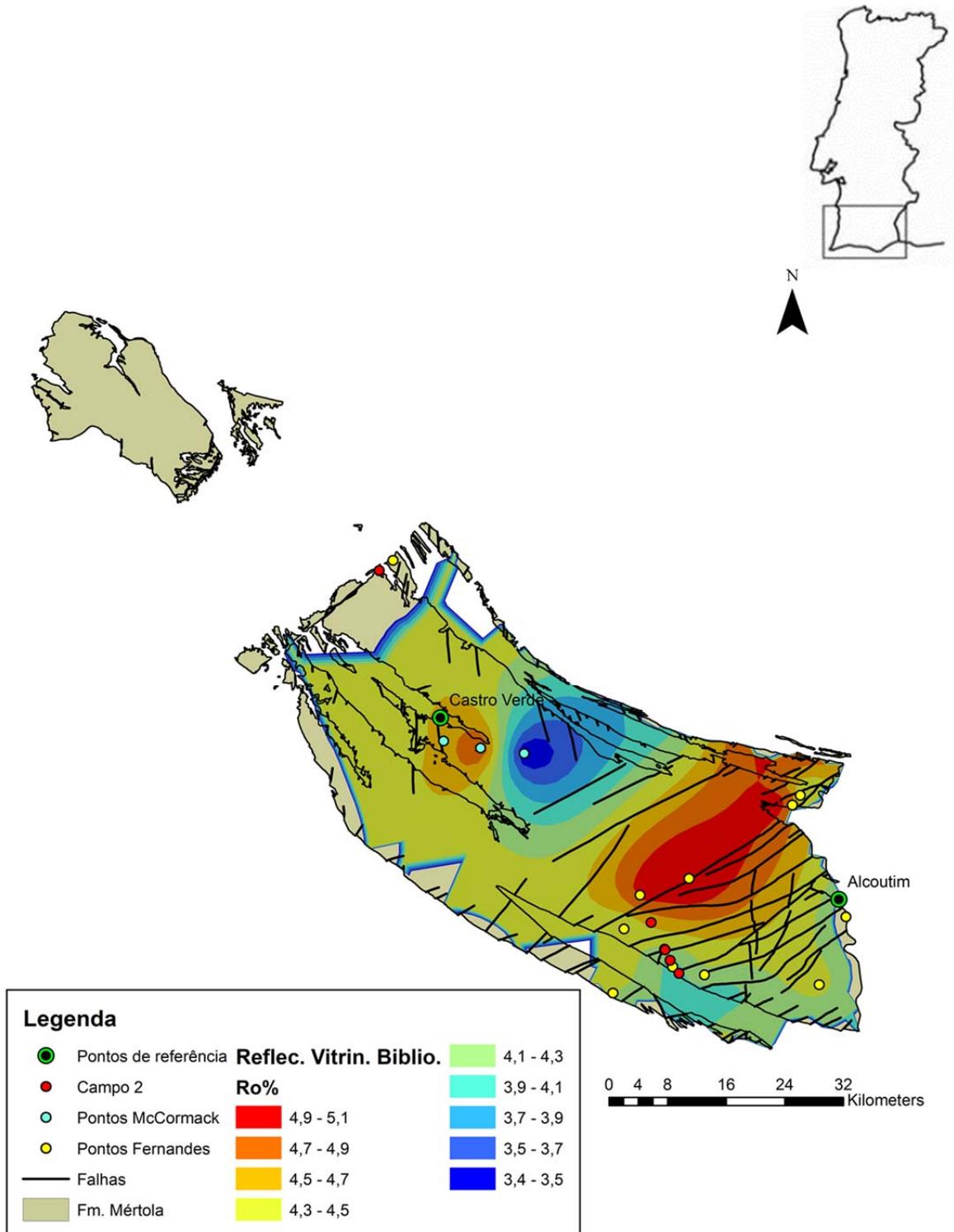
Anexo VI – Interpolação dos dados de VR bibliográficos (McCormack *et al.*, 2007, Pereira *et al.*, 2007 e Fernandes, *et al.*, 2012), bem como a direcção dos movimentos dos dobramentos, vergência das dobras e sentido dos cavalgamentos e carreamentos (Fonseca, dados não publicados).



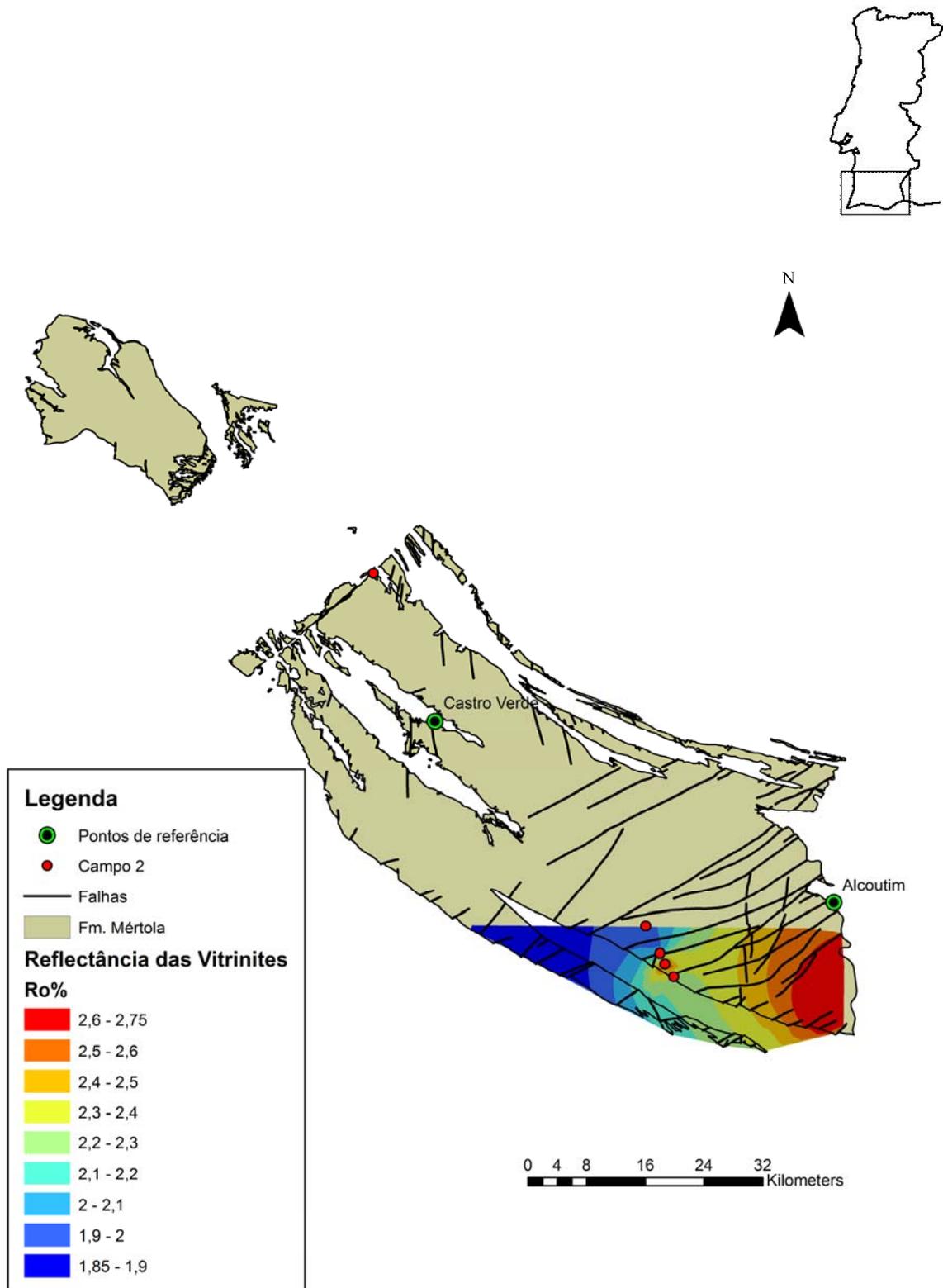
Anexo VII – Cartografia geológica da Formação de Mértola (Oliveira, 1983a e 1988a), bem como as paragens feitas por McCormack *et al.* (2007), Fernandes, *et al.* (2012) e as feitas para este trabalho (2.<sup>a</sup> atividade de campo).



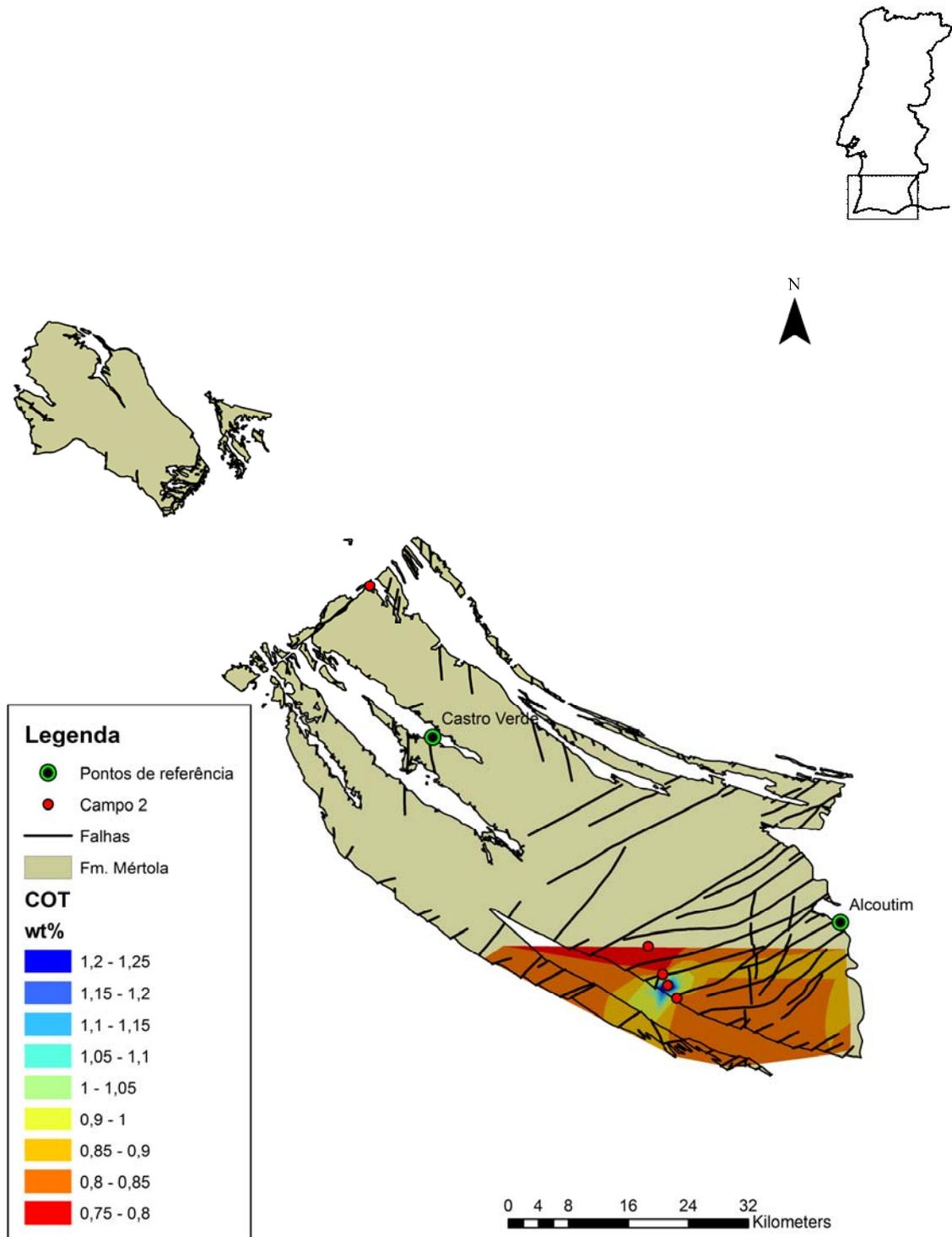
Anexo VIII - Cartografia geológica da Formação de Mértola (Oliveira, 1983a e 1988a) (unidade e falhas).



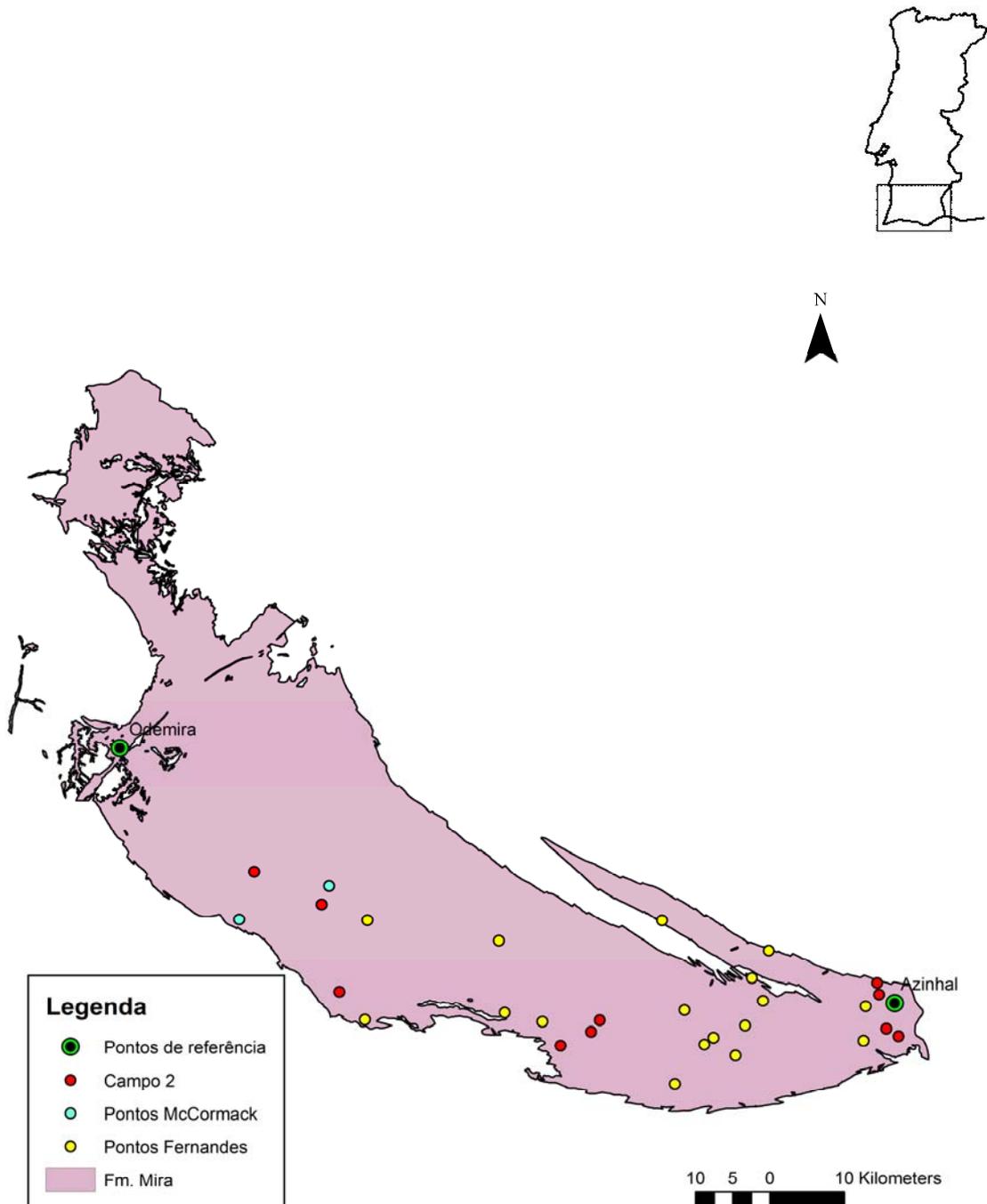
Anexo IX - Cartografia geológica da Formação de Mértola (Oliveira, 1983a e 1988a) (unidade e falhas), as paragens feitas por McCormack *et al.* (2007), Fernandes, *et al.* (2012) e as feitas para este trabalho (2.<sup>a</sup> atividade de campo) bem como a interpolação dos dados de VR bibliográficos (McCormack *et al.*, 2007, Pereira *et al.*, 2007 e Fernandes, *et al.*, 2012).



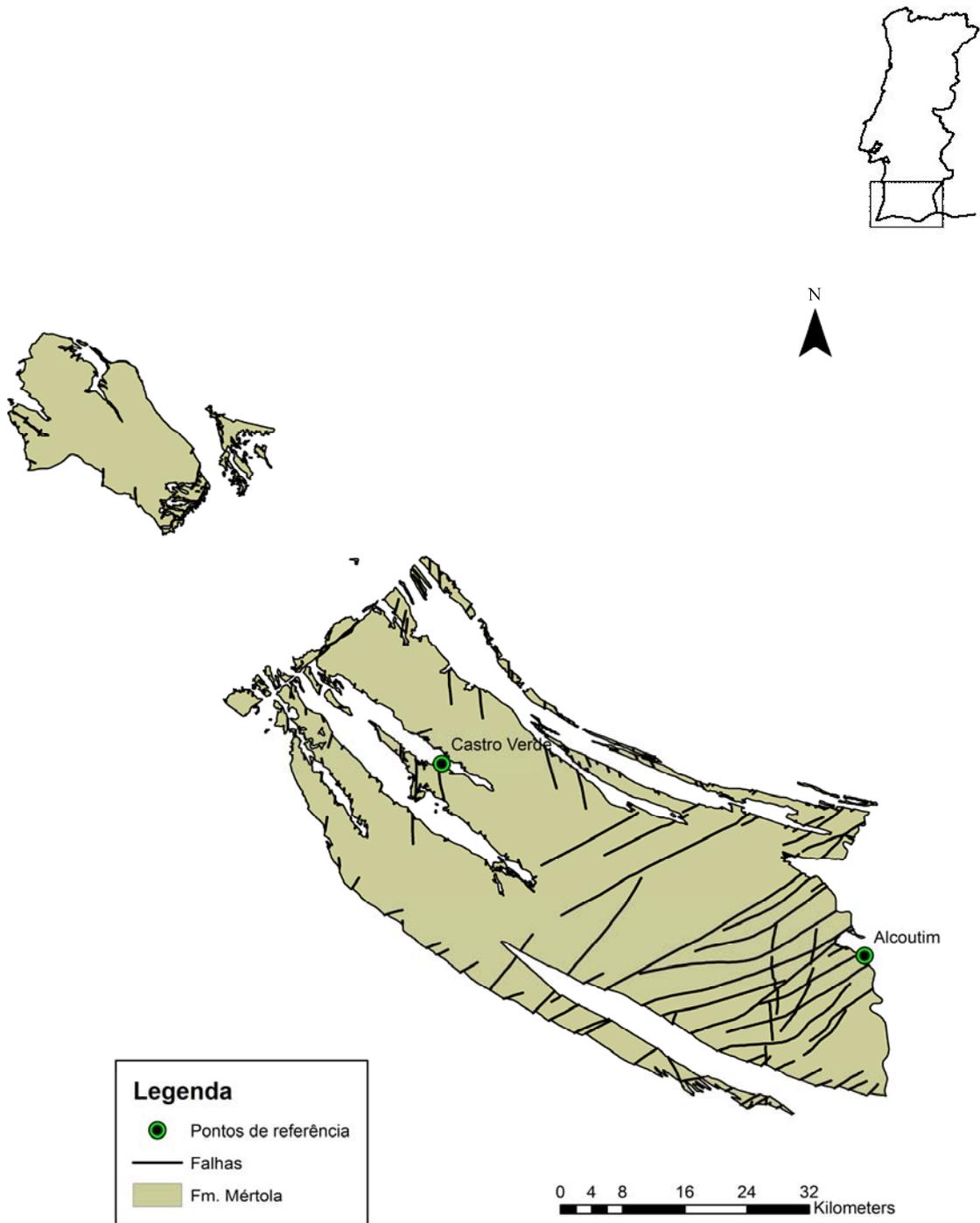
**Anexo X - Cartografia geológica da Formação de Mértola (Oliveira, 1983a e 1988a) (unidade e falhas), as paragens feitas para este trabalho (2.<sup>a</sup> atividade de campo), bem como a interpolação dos dados de VR estimados para este trabalho.**



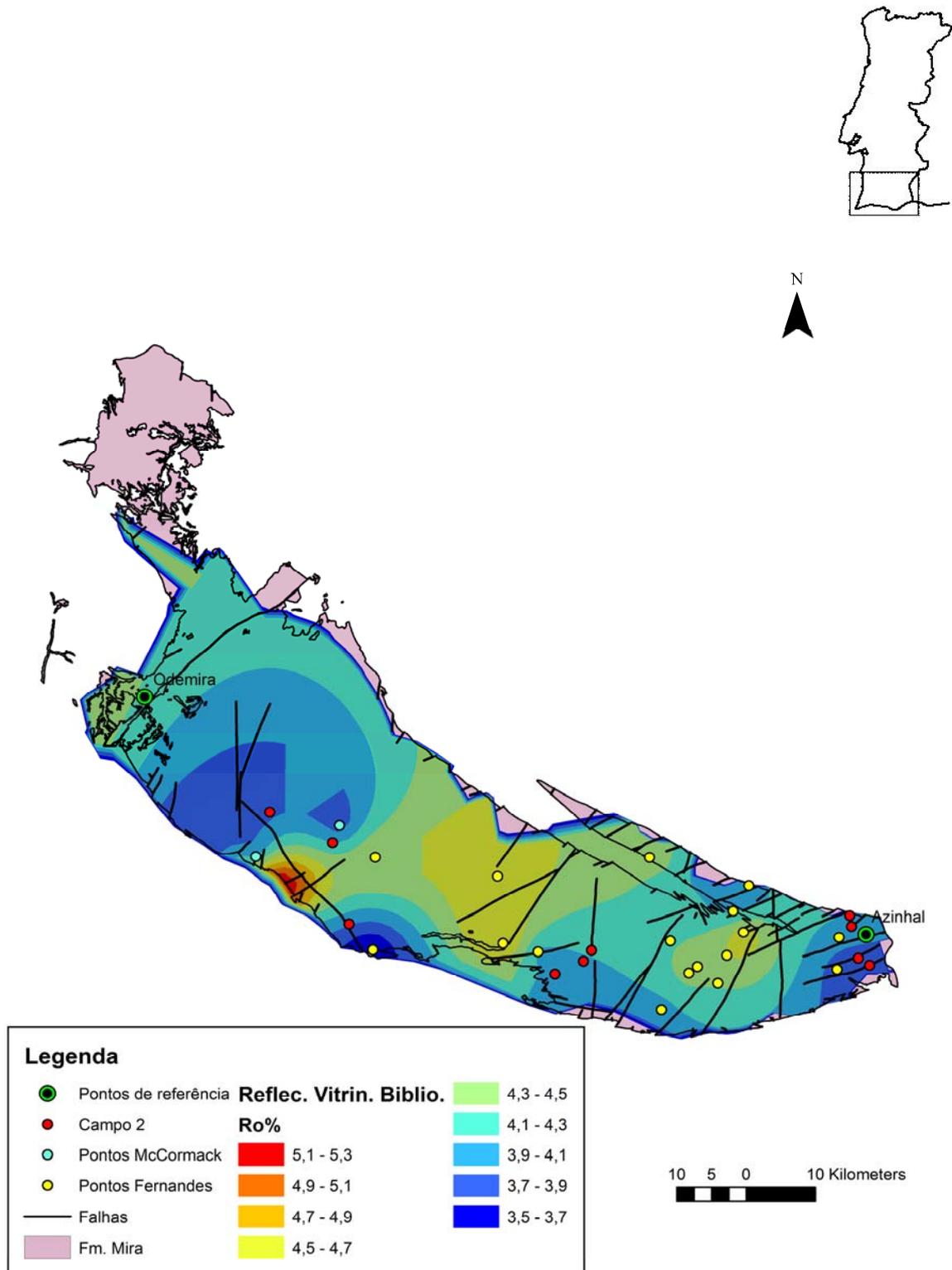
Anexo XI - Cartografia geológica da Formação de Mértola (Oliveira, 1983a e 1988a) (unidade e falhas), as paragens feitas para este trabalho (2.<sup>a</sup> atividade de campo), bem como a interpolação dos dados de COT estimados para este trabalho.



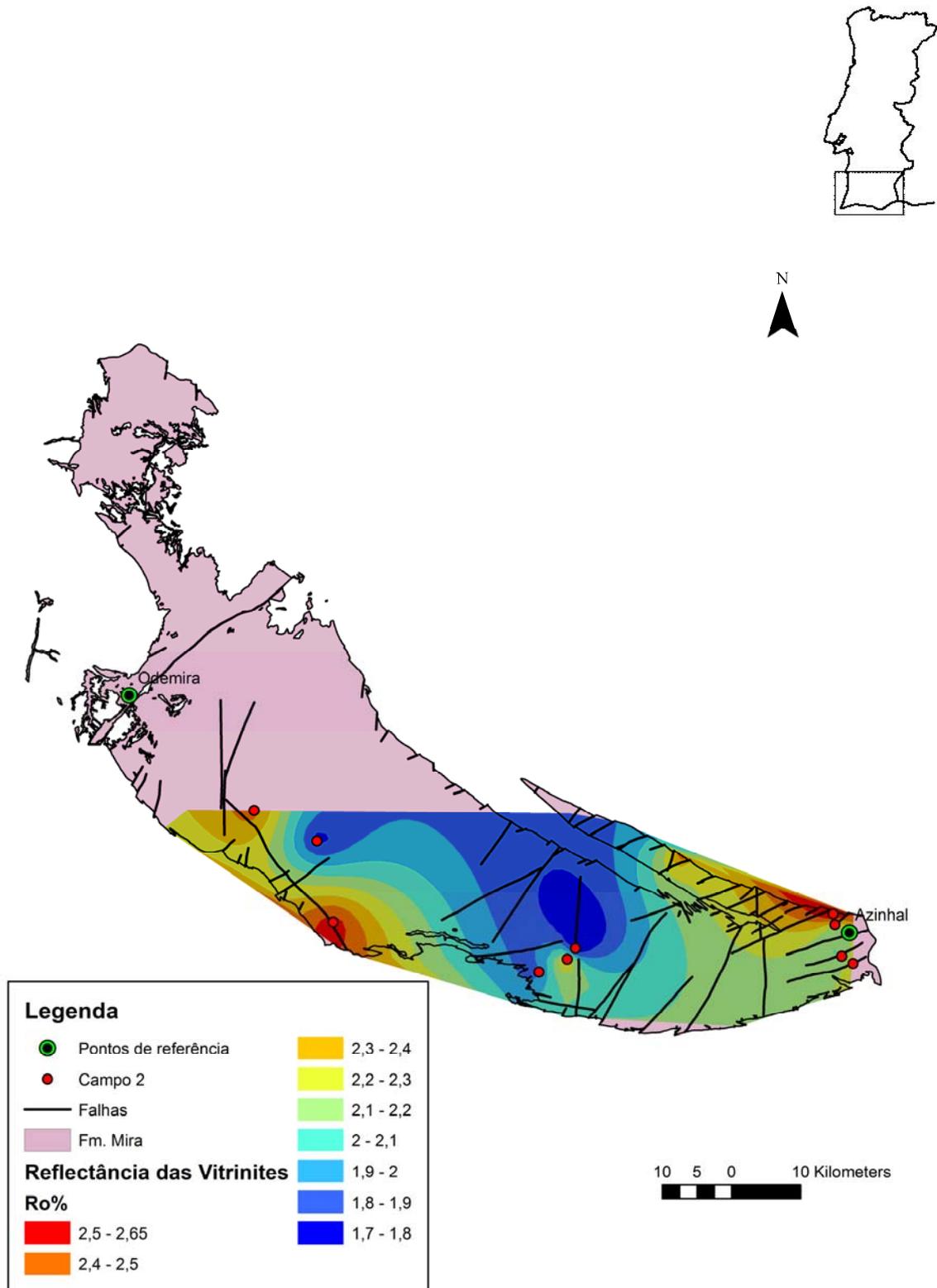
Anexo XII - Cartografia geológica da Formação de Mira (Oliveira, 1983a e 1988a), bem como as paragens feitas por McCormack *et al.* (2007), Fernandes, *et al.* (2012) e as feitas para este trabalho (2.<sup>a</sup> atividade de campo).



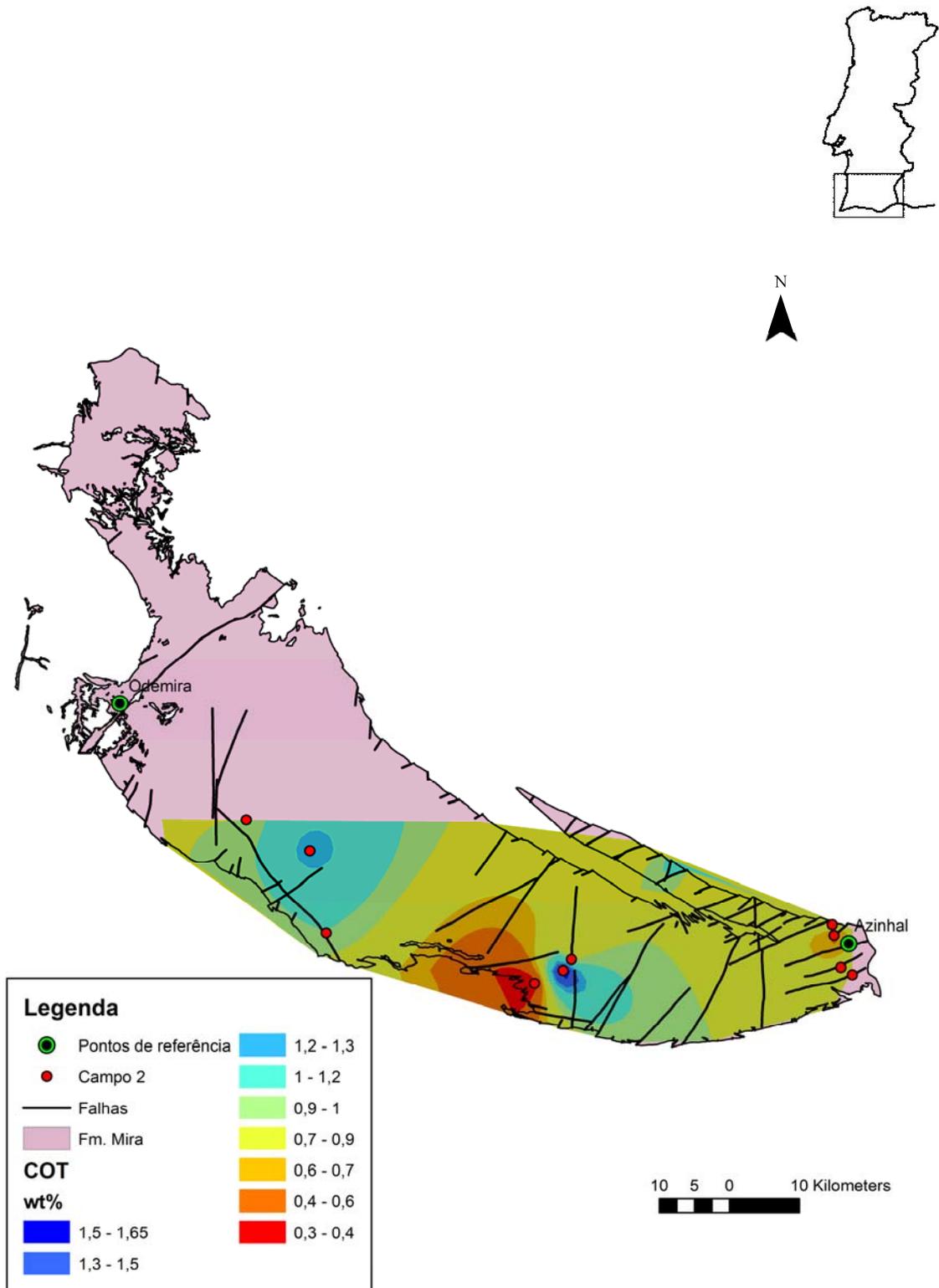
Anexo XIII - Cartografia geológica da Formação de Mira (Oliveira, 1983a e 1988a) (unidade e falhas).



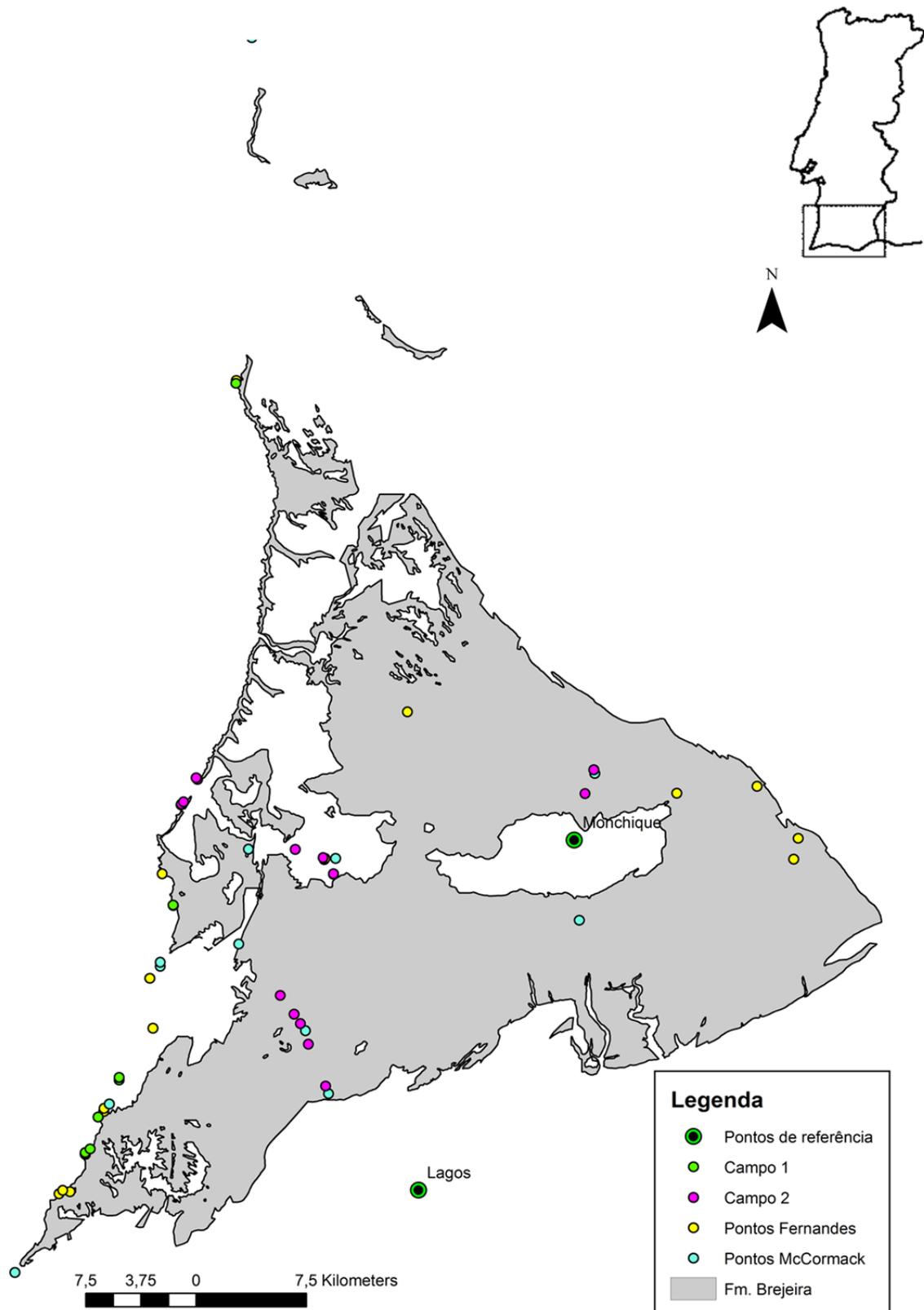
Anexo XIV - Cartografia geológica da Formação de Mira (Oliveira, 1983a e 1988a) (unidade e falhas), as paragens feitas por McCormack *et al.* (2007), Fernandes, *et al.* (2012) e as feitas para este trabalho (2.<sup>a</sup> atividade de campo), bem como a interpolação dos dados de VR bibliográficos (McCormack *et al.*, 2007, Pereira *et al.*, 2007 e Fernandes, *et al.*, 2012).



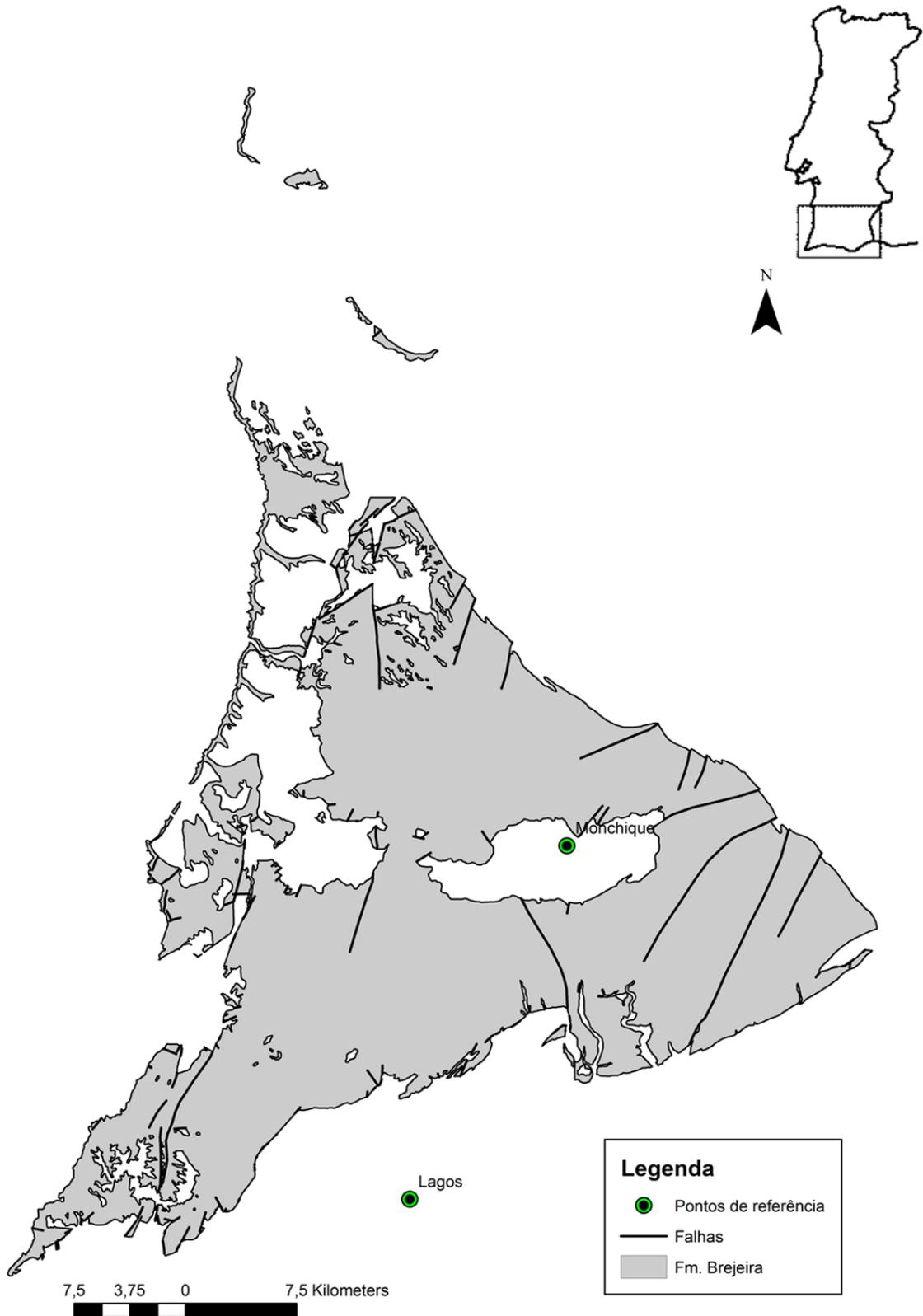
Anexo XV - Cartografia geológica da Formação de Mira (Oliveira, 1983a e 1988a) (unidade e falhas), as paragens feitas para este trabalho (2.<sup>a</sup> atividade de campo), bem como a interpolação dos dados de VR estimados para este trabalho.



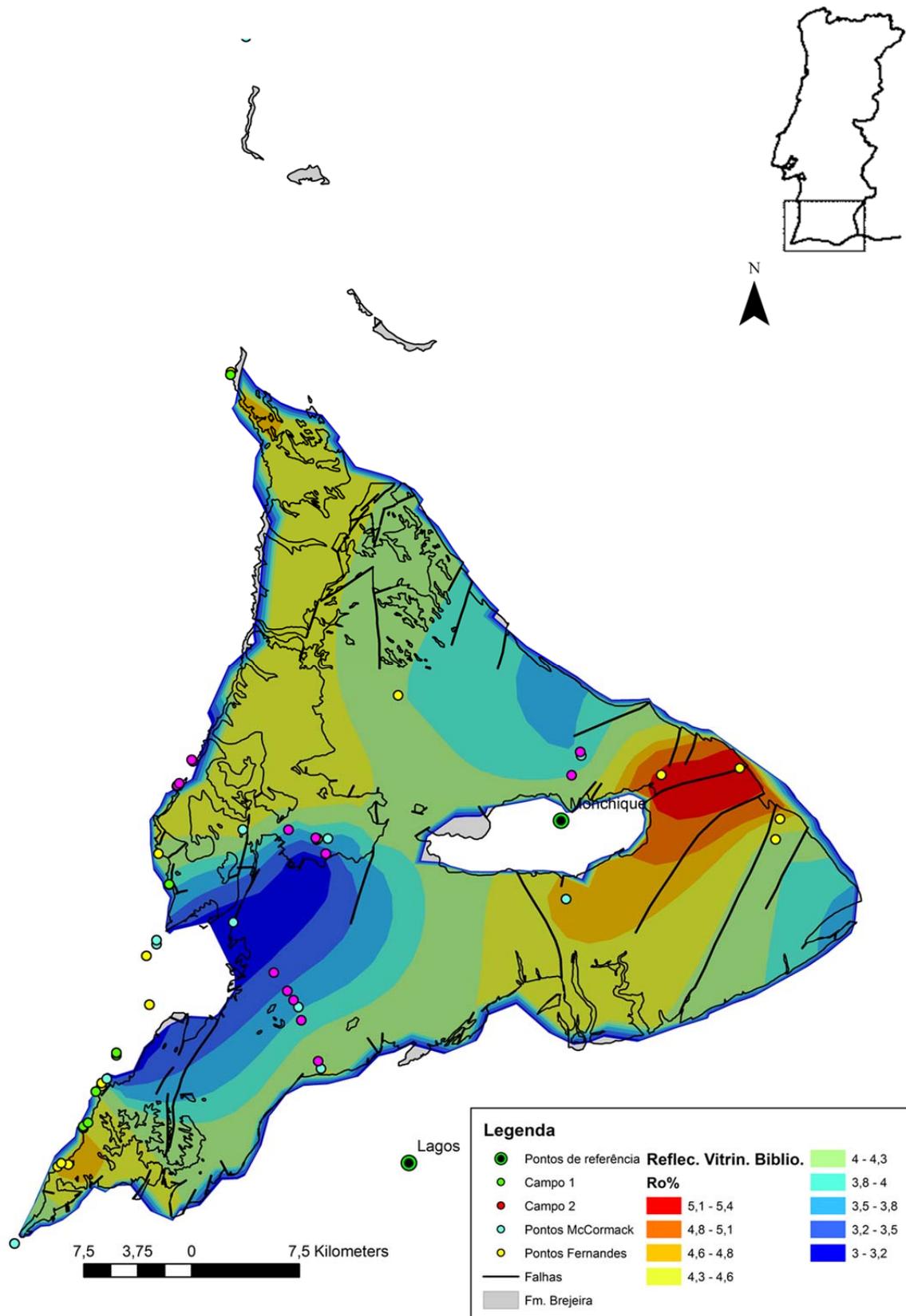
Anexo XVI - Cartografia geológica da Formação de Mira (Oliveira, 1983a e 1988a) (unidade e falhas), as paragens feitas para este trabalho (2.<sup>a</sup> atividade de campo), bem como a interpolação dos dados de COT estimados para este trabalho.



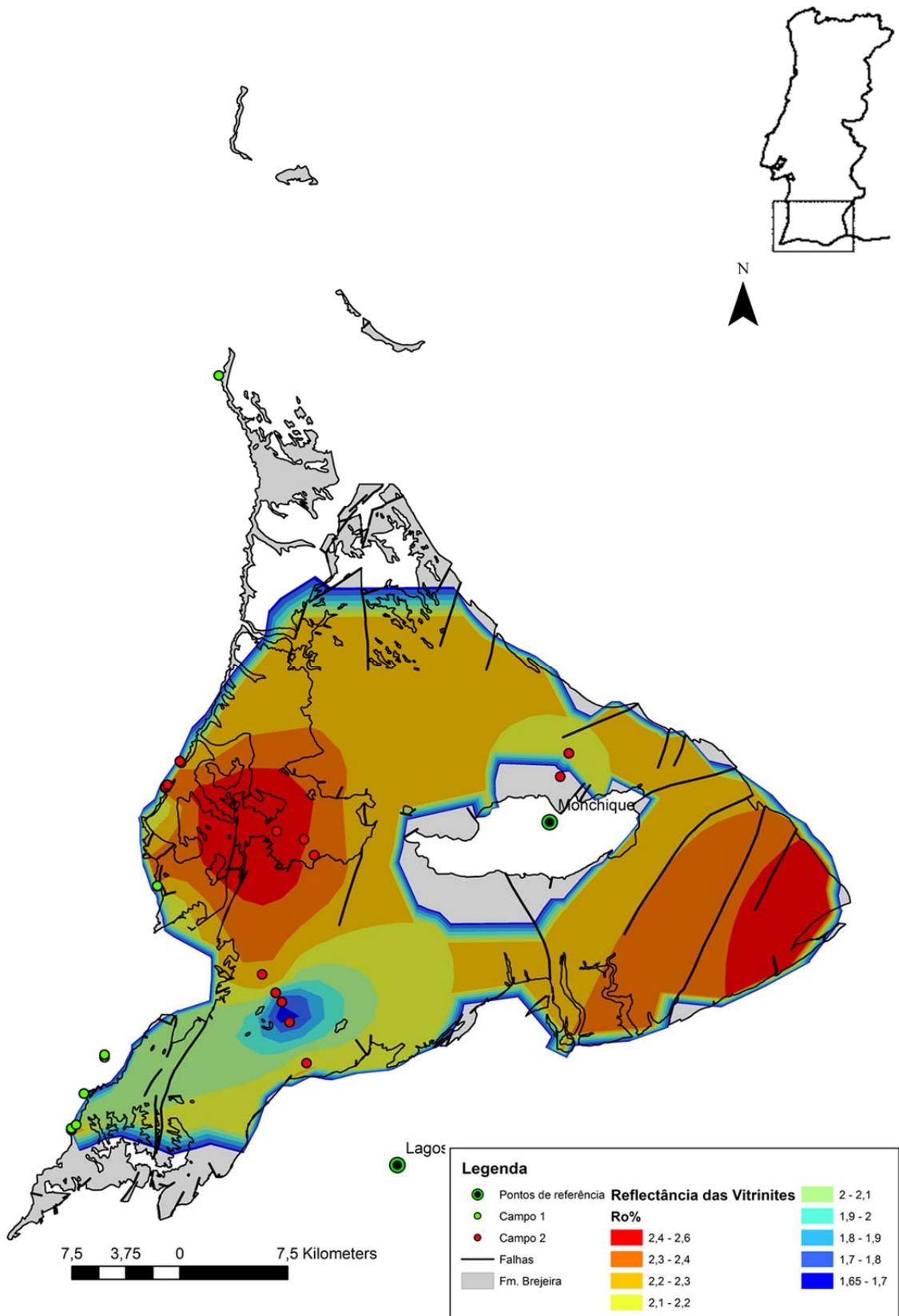
Anexo XVII - Cartografia geológica da Formação Brejeira (Oliveira, 1983a), bem como as paragens feitas por McCormack *et al.* (2007), Fernandes, *et al.* (2012) e as feitas para este trabalho (1.<sup>a</sup> e 2.<sup>a</sup> atividades de campo).



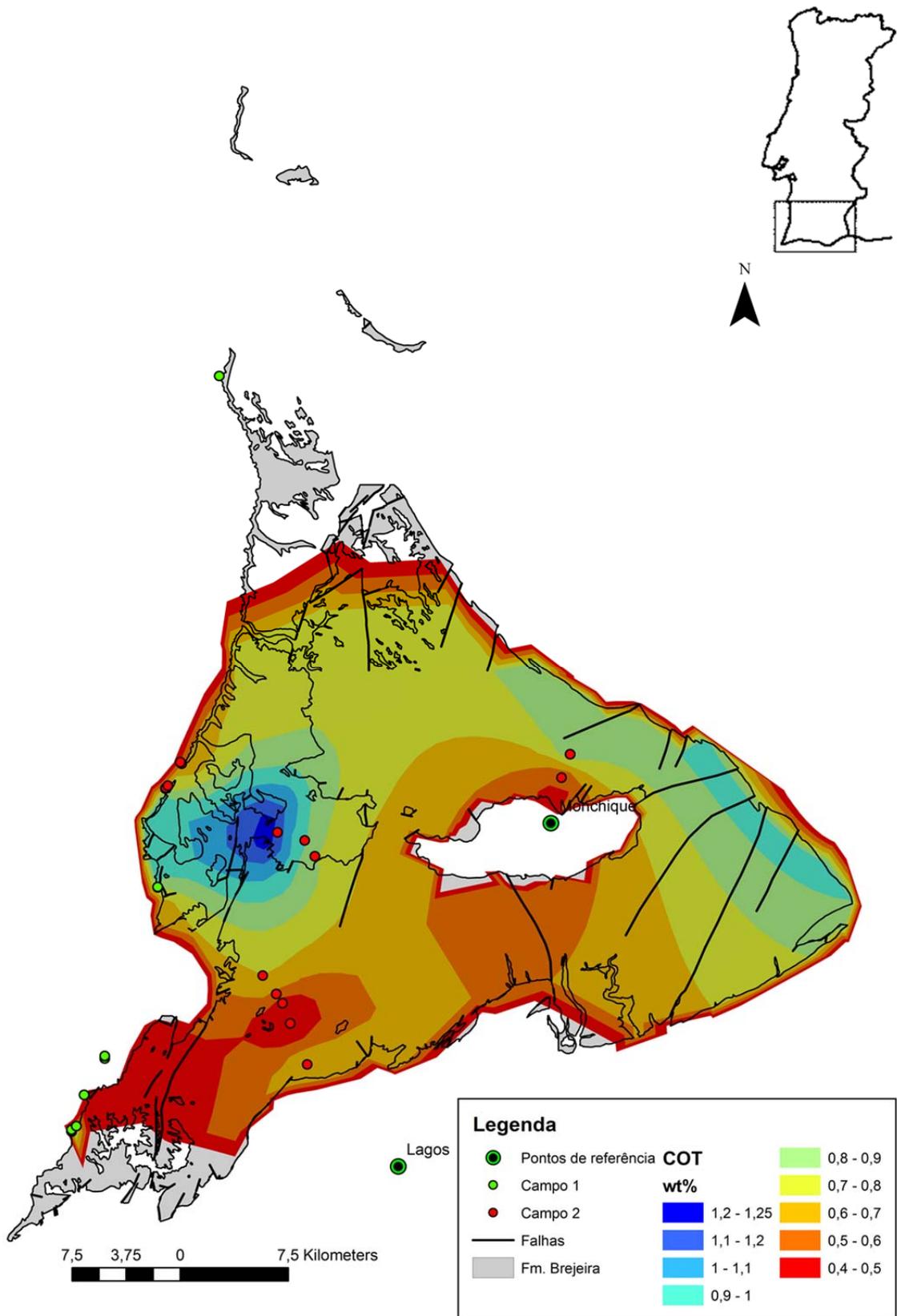
Anexo XVIII - Cartografia geológica da Formação Brejeira (Oliveira, 1983a) (unidade e falhas).



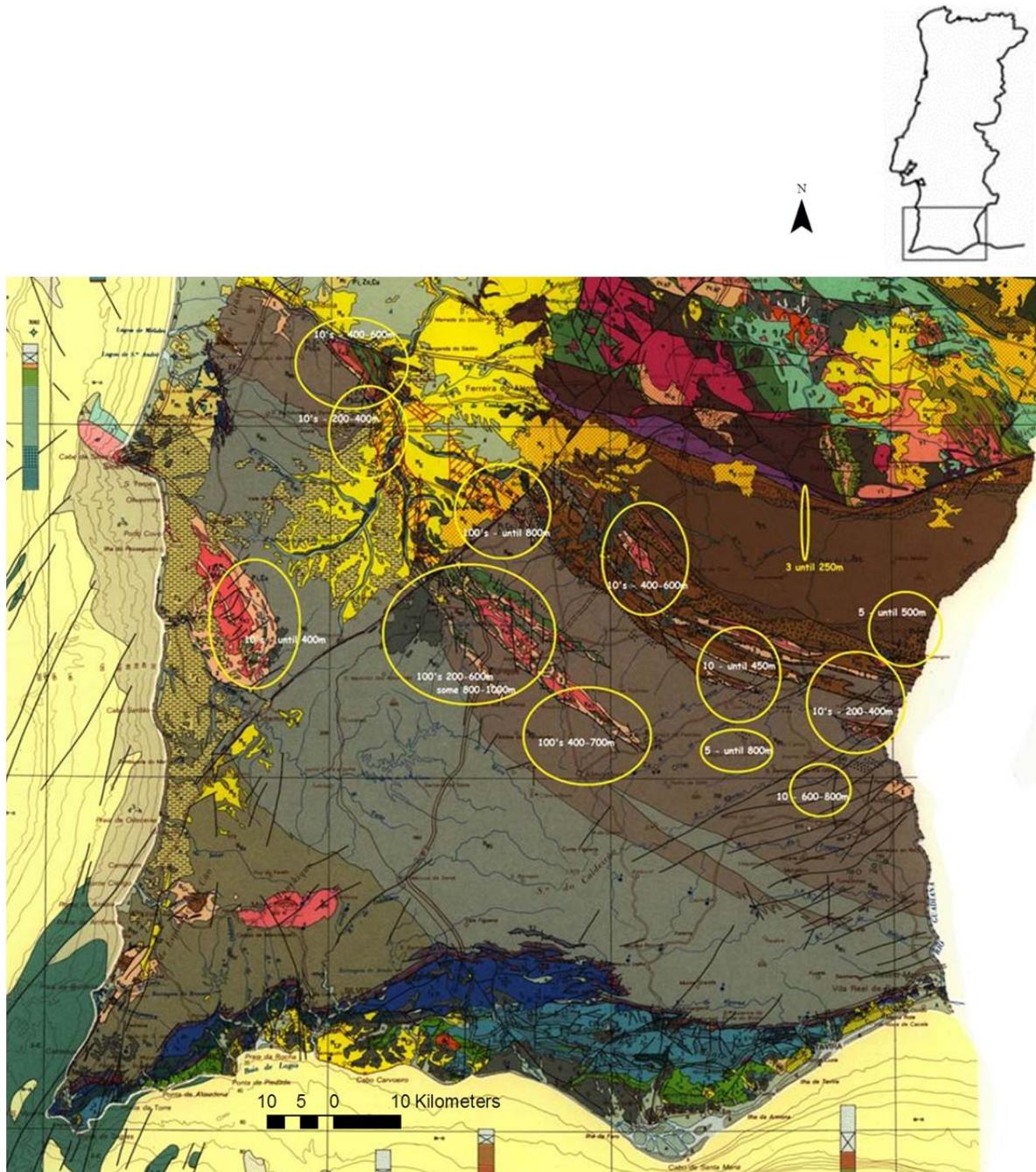
Anexo XIX - Cartografia geológica da Formação Brejeira (Oliveira, 1983a) (unidade e falhas), as paragens feitas por McCormack *et al.* (2007), Fernandes *et al.* (2012) e as feitas para este trabalho (1.<sup>a</sup> e 2.<sup>a</sup> atividades de campo), bem como a interpolação dos dados de VR bibliográficos (McCormack *et al.*, 2007, Pereira *et al.*, 2007 e Fernandes *et al.*, 2012).



Anexo XX - Cartografia geológica da Formação Brejeira (Oliveira, 1983a) (unidade e falhas), as paragens feitas para este trabalho (1.<sup>a</sup> e 2.<sup>a</sup> atividades de campo), bem como a interpolação dos dados de VR estimados para este trabalho.



Anexo XXI - Cartografia geológica da Formação Brejeira (Oliveira, 1983a) (unidade e falhas), as paragens feitas para este trabalho (1.<sup>a</sup> e 2.<sup>a</sup> atividades de campo), bem como a interpolação dos dados de COT estimados para este trabalho.



**Anexo XXII – Os círculos em amarelo indicam as localizações das maiores concentrações de sondagens feitas na ZSP (a maioria para a prospecção de minério).**



Anexo XXIII – Os alfinetes amarelos indicam as localidades citadas neste trabalho.