



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

# A UTILIZAÇÃO DE ELETROFÁCIES NA AMPLIAÇÃO DO CONHECIMENTO DA ESTRATIGRAFIA DO TRIÁSSICO SUPERIOR NA BACIA LUSITÂNICA

Avaliação do grupo “Grés de Silves” como reservatório  
petrolífero

Pablo Gómez Chamorro

MESTRADO EM GEOCIÊNCIAS, ÁREA DE ESPECIALIZAÇÃO EM  
GEOLOGIA DO PETRÓLEO

Junho, 2016





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

**A UTILIZAÇÃO DE ELETROFÁCIES NA AMPLIAÇÃO DO  
CONHECIMENTO DA ESTRATIGRAFIA DO TRIÁSSICO  
SUPERIOR NA BACIA LUSITÂNICA**

**Avaliação do grupo “Grés de Silves” como reservatório  
petrolífero**

**Pablo Gómez Chamorro**

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

**Orientador científico**

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

**Junho, 2016**

**"Viver não é necessário. Necessário é criar"**

Fernando Pessoa , (1888-1935)  
Poema - Navegar é preciso

## **Agradecimientos:**

A etapa que concluí, com esta dissertação de mestrado, não teria sido possível sem o apoio de diversas pessoas, no domínio científico e pessoal, a quem eu gostaria de expressar o meu sincero agradecimento.

Em primeiro lugar, gostaria de agradecer ao Prof. Doutor Rui Pena dos Reis, não só por ter aceite ser meu orientador, mas também pela sua constante disponibilidade, confiança e supervisão científica. Obrigado por me ter proporcionado sempre as melhores condições, sem as quais o desenvolvimento deste trabalho não teria sido possível.

Ao Doutor Roberto Fastein, pela sua ajuda, conselhos, e disponibilidade.

Duma forma muito especial, gostaria de agradecer á Prof. Doutora Maria Helena Henriques, pela sua amizade, pela simpatía e gosto pelos espanhóis, pela sua disponibilidade, pelos seus conselhos e motivações desde o começo da dissertação.

A malta espanhola assim como Laura Hernandez Fragua e á Prof. Doutora María Luisa Canales e por todo o encorajamento, ânimo, conselhos, amizade e motivações demonstradas ao longo deste percurso.

Muito obrigado também aos meus colegas e amigos de mestrado, André Cortesão, Rui Panda, , Silvia Silva, Marisa Santos, Joel Carvalho, Pedro Oliveira, Daviz Vaz, Marta Reis, Gabriel Barberes, que colaboraram comigo neste trabalho e no desenvolvimento do mestrado, com a sua ajuda ou, simplesmente (mas não menos importante) com o seu incentivo. Sem vocês também não teria sido possível.

Á minha Mãe, irmã e ao meu Pai por me terem incentivado a prosseguir os meus sonhos. Obrigado por me terem proporcionado tudo, ao longo da minha vida, para ultrapassar todas as etapas com sucesso. Obrigado por estarem do meu lado, mesmo nos momentos mais difíceis, e pelas palavras de encorajamento.



## **Resumo:**

O presente trabalho visa aprofundar o conhecimento acerca da evolução tectono-sedimentar do grupo “Grés de Silves” (Triássico Superior) para fundamentar a sua avaliação como reservatório siliciclástico do sistema petrolífero “Pré-sal” Bacia Lusitânica.

Para tal, procedeu-se à análise litostratigráfica e sequencial de materiais do grupo “Grés de Silves” aflorantes na região de Coimbra, bem como à recolha de dados para a análise de espectrometria de raios gama (288 leituras) e para a realização de ensaios de porosidade (10 amostras). Os resultados obtidos foram utilizados na interpretação de diagrfias de quatro sondagens localizadas no setor setentrional e central da Bacia Lusitânica que atravessam materiais de idade Triássico Superior.

Foram definidas cinco eletrofácies que permitiram reconhecer em subsuperfície as características litológicas das diferentes unidades litostratigráficas que integram o grupo “Grés de Silves”. A caracterização destas eletrofácies, definidas a partir da análise do padrão de intensidade dos perfis de raios gama, em articulação com observações feitas no campo e com os dados de espectrometria, permitiu correlacioná-las com as Formações de Conraria, de Castelo Viegas, de Pereiros e de Dagorda, estabelecidas para o setor setentrional e central da Bacia, e compreender a sua expressão bacinal.

As correlações e interpretações realizadas - entre eletrofácies e unidades litostratigráficas, e entre a espectrometria raios gama em superfície e as diagrfias dos poços - permitem compreender a evolução tectono-sedimentar das sequências agradacionas, progradacionais e transgressivas dos materiais siliciclásticos triássicos, determinar as grandes etapas de acumulação de matéria orgânica dos depósitos lacustres da Formação de Conraria, bem como verificar que a natureza destes depósitos detríticos siliciclásticos depende da subsidência tectónica e do clima.

As electrofácies reconhecidas no presente estudo podem ser utilizadas na análise de diagrfias de outras sondagens, contribuindo, assim, para alargar os estudos em subsuperfície da Bacia Lusitânica, designadamente para intervalos estartigráficos cujo conhecimento é relevante no âmbito da pesquisa de hidrocarbonetos e reservatórios.

**Palabras chave:** Grupo “Grés de Silves”, Triássico Superior, Porosidade, Raios Gama, Bacia Lusitânica.

## Resumen

El presente trabajo pretende profundizar el conocimiento acerca de la evolución tectónica y sedimentaria del grupo “Grés de Silves” (Triássico Superior), para fundamentar su evaluación como reservatório siliciclástico del sistema “Pre-sal” de la Cuenca Lusitánica. Para esto, se procedió al análisis litoestratigráfico y secuencial de los materiales del grupo “Grés de Silves” que afloran en la región de Coimbra, así como la colección de datos para el análisis de la espectrometría de rayos gama (288 lecturas), y para la realización de ensayos de porosidad (10 muestras). Los resultados obtenidos fueron utilizados en la interpretación de diagráfias de cuatro sondeos localizados en el sector septentrional y central de la Cuenca Lusitánica que atraviesan materiales de edad Triássico Superior.

Fueron definidas cinco electrofácies, que permitieron reconocer en subsuperficie las características litológicas de las diferentes unidades litoestratigráficas que componen el grupo “Grés de Silves”. La caracterización de estas electrofácies, definidas a partir del análisis del padrón de intensidad de los perfiles de rayos gama, en conjunción con observaciones feitas en el campo y con los datos de espectrometría, permitió correlacionarlas con las Formaciones de Conraria, de Castelo Viegas, de Pereiros e de Dagorda, establecidas para el sector septentrional y central de la Cuenca y comprender su expresión bacinal.

Las correlaciones e interpretaciones realizadas entre electrofácies y unidades litoestratigráficas, y entre la espectrometría de rayos gama en superficie y las diagráfias de los sondeos, permiten comprender la evolución tectónica y sedimentaria de las secuencias agradacionales, progradacionales y transgresivas de los sedimentos siliciclásticos triássicos, determinar las principales etapas de acumulación de matéria orgánica de los depósitos lacustres de la Formación de Conraria, así como verificar que la naturaleza de estos depósitos detríticos siliciclásticos dependen de la subsidencia tectónica y del clima.

Las electrofácies identificadas en este estudio podrían ser utilizadas en el análisis de diagráfias de otros sondeos, para contribuir y alargar los estudios en subsuperficie de la Cuenca Lusitánica, designadamente para los intervalos estratigráficos cuyo conocimiento es relevante en el ámbito de la consecución de hidrocarburos y reservatorios.

**Palabras clave:** Grupo “Grés de Silves”, Triássico Superior, Porosidad, Rayos Gama, Cuenca Lusitánica.

## **Abstract**

This work aims to deepen the knowledge about the tectono-sedimentary evolution of “Grés de Silves” group (Upper Triassic), to substantiate its evaluation as siliciclastic reservoir of the Lusitanian Basin petroliferous system “Pre- salt”.

As such, an analysis of the lithostratigraphic and sequence analysis of the “Grés de Silves” sedimentary group was conducted in the Coimbra region, as well as the collection of data for gamma ray spectrometry analysis (288 readings) and the porosity testing of 10 samples. The obtained results were used in the interpretation of four well logs, located in the Northern and Central sector of the Lusitanian Basin going through Upper Triassic sediments.

Five electrofacies were defined, that provided the subsurface recognition of the lithological characteristics of the different lithostratigraphic units integrating the “Grés de Silves” group. The electrofacies characterization, defined through the intensity pattern analysis of the gamma ray, in association with the field outcrops observations and spectrometry, allowed the correlation with Conraria, Castelo Viegas, Pereiros and Dragorda Formations, formerly established for the Central and Northern Sector of the Lusitanian Basin, as well as the recognition of the its basinal expression.

Both correlations between electrofacies and stratigraphic units, and between the spectrometry gamma ray in outcrops and logging wells boreholes- enabled to understand the tectono-sedimentary evolution of the progradational, aggradational and transgressive system tracts over the Triassic siliciclastic sediments, in addition to determination of the main phases of organic matter accumulation in lacustrine deposits to the Conraria Formation as well as verify the nature of these detritic siliciclastic deposits depend on tectonic subsidence and the climate.

The recognized electrofacies of this study could be used in others gamma ray log analysis, thus contributing to enlarge subsurface studies on the Lusitanian Basin, namely on stratigraphic intervals with special relevance for oil and reservoirs exploration.

**Keywords :** “Grés de Silves” group, Upper Triassic, Porosity, Gamma Ray , Lusitani

## Índice geral:

### Capítulo 1.Introdução

1.1. Objetivos.....	1
1.2-Metodologia.....	2
1.3- Enquadramento Geológico.....	3
1.3.2. O grupo “Grés de Silves”: significado e conteúdos.....	9
1.3.3. Evolução e análise dos sistemas petrolíferos associados à Bacia Lusitânica.....	11

### Capítulo 2. Análise do Triássico da Bacia Lusitânia

2.1.- Organização tectono-sedimentar do Triássico Superior -“Grés de Silves” da Bacia Lusitânica:.....	14
2.1.1. Análise tectónica e geodinâmica.....	14
2.2. Análise estratigráfica e sedimentológica do Triássico Superior na região de Coimbra....	17
2.2.1. Perfil Pingo 12.....	18
2.2.2 Perfil Sobral Cid.....	31
2.3. Evolução tectono-sedimentar do grupo “Grés de Silves” na região de Coimbra: MEGASEQUÊNCIAS.....	36

### Capítulo 3. A utilização de diagrfias na interpretação do registo estratigráfico em rochas sedimentares.

3.1.- Introdução: origem e evolução, métodos, fundamentos.....	42
3.2.- Gama Ray, elementos radiativos e aplicações no estudo de rochas sedimentares.....	46

## Capítulo 4. Estudo das propriedades físicas do Triássico Superior na região de Coimbra.

4.1. Análise de porosidade nas fácies do Triássico Superior na região de Coimbra.....	53
4.1.1. Introdução.....	54
4.1.2. Procedimento técnico a seguir:.....	56
4.1.2.1 Resultados da densidade dos sólidos.....	55
4.2.- Espectrometria de raios gama na região de Coimbra.....	57
4.2.1. Introdução.....	57
4.2.2. Resultados “Perfil de Inundação”.....	59

## Capítulo 5. Eletrofácies do grupo “Grés de Silves”.

5.1.- Caracterização de eletrofácies.....	62
5.2.- Interpretação das eletrofácies definidas.....	63
5.3- A sucessão estratigráfica das eletrofácies e sua expressão bacinal.....	65
5.3.1- Introdução.....	65
5.3.1- Localização das sondagens.....	66
5.3.2- Descrição e interpretação das sondagens.....	67
5.4- A expressão bacinal das eletrofácies do Triássico Superior da Bacia Lusitânica.....	81

## Capítulo 7. Considerações finais:

7.1.- Avaliação do grupo “Grés de Silves” como reservatório.....	85
--	----

Referencias Bibliográficas.....	88
---------------------------------	----

## Lista de Figuras

- Figura 1: Localização geográfica e enquadramento tectónico da Bacia Lusitânica, A) Localização dos limites da Bacia Lusitânica e das principais falhas que condicionaram a sua evolução geodinâmica, B) Localização das bacias sedimentares da Margem Ocidental Ibérica (modificado de Kullberg *et al.*, 2006).....5
- Figura 2: Quadro litostratigráfico da Bacia Lusitânica, representando as principais unidades litostratigráficas do Mesozóico (modificado de Pena dos Reis *et al.*, 2011) e a organização dos seus principais sistemas petrolíferos, indicando a sequência estratigráfica do Grupo (Grés de Silves), objeto de estudo no presente trabalho (retângulo a roxo).....6
- Figura 3: Quadro comparativo de trabalhos e estudos litostratigráficos anteriores com o presente trabalho. (D1)- discordâncias, (D2.a)-descontinuidades.....11
- Figura 4: – Quadro dos principais elementos e processos dos sistemas petrolíferos definidos (\* momentos principais). As cores das idades coincidem com as dos intervalos evolutivos das figuras 1 e 2. (Adaptado de Pena dos Reis *et al.*, 2010).....13
- Figura 5: Interpretação de perfil sísmico de reflexão que mostra estruturas distensivas formadas na Bacia Lusitânica durante o Jurássico Méd. e Sup., no graben de Monte Real (adapt. de Lomholt *et al.*, 1996). As unidades/idades são interpretadas a partir dos horizontes sísmicos definidos por estes autores. Para a localização ver figura da margem esquerda.....14
- Figura 6: A) Situação geodinâmica na rotura da Pangeia e abertura do mar Tethys no Triássico tardio (adaptado Peter A. Ziegler, 1999), B) Esquema representativo dos limites Variscos entre a Ibéria e a Avalónia na abertura do Atlântico Norte, e arquitetura dos terrenos colisionais que originam a geometria da Bacia Lusitânica (retângulo vermelho), C) Arquitetura e limites entre a Bacia Lusitânica e de Peniche (adaptado de Kullberg, 2000), D) Disposição dos sedimentos Triássicos nos espaços de acomodação nos *semigrabens*.....15
- Figura 7: A) Afloramento representativo do soco Paleozóico (xistos) da Bacia Lusitânica, apresentando uma foliação subvertical, B) Dobramento *Kink Band*.....16

Figura 8: Localização dos principais afloramentos do Triássico Superior e localização dos perfis estudados na região de Coimbra (Setor Norte da Bacia Lusitânica).....	17
Figura 9: Mapa geológico simplificado da região de Coimbra na parte oriental da Bacia Lusitânica. Mostra-se a localização dos perfis onde foram feitas as observações dos afloramentos “perfil Pingo 12” e “perfil Sobral Cid”, (Adaptado de Soares <i>et al.</i> , 2012), A) Contexto regional e localização da área estudada (retângulo); F.PT- Falha Porto-Tomar.....	18
Figura 10: Afloramento representativo do termo A1 da Formação de Conraria, evidenciando as superfícies de erosão e alternância de níveis finos e grosseiros.....	19
Figura 11: Afloramento representativo do termo A1 da Formação de Conraria, evidenciando o tamanho de grão destes.....	20
Figura 12: Sequência representativa das fácies aluviais do termo A1 da Formação de Conraria, Triássico Superior.....	21
Figura 13: A) Afloramento representativo do subtermo A2.2 da Formação de Conraria, mostra-se a espessura dos pacotes de matéria orgânica, B) Pequenos perfis edáficos, arenitos e lutitos vermelhos ferritizados, C) Nódulos carbonatados, D) Impressões de raízes dentro dos perfis edáficos.....	22
Figura 14: A) Afloramento representativo do subtermo A2.2 da Formação de Conraria, espessura 25 m B) Níveis de matéria orgânica e argilas, C) Preservação de laminações paralelas, D) <i>Ripples</i> de corrente, sedimentação calma, E) Laminações paralelas e mistura de arenitos finos claros com vermelhos.....	22
Figura 15: A) Afloramento representativo do termo A2.1 da Formação de Conraria, espessura 10 m, B) Costras Carbonatadas com continuidade lateral, C) Arenitos médio-grosseiros, D) Estruturas côncavas simulando pequenos canais, E) Laminações paralelas nos pacotes de lutitos.....	23
Figura 16: A) Afloramento representativo do subtermo A2.2 da Formação de Conraria, espessura 12 m, B) Afloramento representativo do subtermo A2.1 da Formação de Conraria, espessura 10 m, C) Processo diagenético de ferritização.....	23

Figura 17: Sequência representativa e esquemática do desenvolvimento e fatores que controlam as fácies leque-aluviais do termo A2 na Formação de Conraria.....	26
Figura 18: Afloramento representativo do subtermo B1.1 da Formação de Castelo Viegas, aprecia-se a desconformidade angular (D3.a) e as superfícies erosivas que intercetam os pacotes de arenitos.....	27
Figura 19: A) Afloramento representativo do termo B1.2 da Formação Castelo Viegas, B) Cascalhos de grandes dimensões representando a carga conglomerática destes sistemas fluviais na parte superior do termo B1, C) Superfícies erosivas que intersectam os pacotes de carga-areno-conglomerática, D) Xistos de grande tamanho decorrentes do soco Paleozóico, E) Níveis erosivos com corpos canalizados.....	28
Figura 20: Afloramento representativo do topo do subtermo B1.2 da Formação de Castelo Viegas, mostram-se superfícies de erosão, marcas de canais, estratificação oblíquaoblíqua como estruturas sedimentares principais.....	29
Figura 21: Código de fácies para a classificação dos distintos sistemas fluviais, (Miall., 1988 & 1996).....	30
Figura 22: Diferentes sequências de sistemas fluviais, neste caso o tipo A, representa o termo B1 da Formação Castelo Viegas (Tipo <i>Scott</i> ) (Miall., 1988 & 1996).....	30
Figura 23: A) Afloramento representativo do subtermo B2.1 da Formação de Castelo Viegas, B) Arenitos de grão medio-grosseiro com estratificação oblíqua, C) Níveis argilosos, representam perfis edáficos de solos hidromórficos, D) <i>Lags</i> de cantos, E) pacotes de arenitos finos-médios.....	32
Figura 24: Afloramento representativo do termo B2.2 da Formação de Pereiros. Pode-se ver o nível de argilas originando superfícies de erosão que interrompem as pacotes de arenitos, B) Arenitos de grão fino, C) <i>Lags</i> de cantos nestes arenitos.....	32
Figura 25: A) Afloramento representativo do subtermo B2.2 da Formação de Pereiros, B) Afloramento representativo do teto do subtermo B2.2 da Formação Pereiros com estruturas sedimentares <i>Herring bones</i> .....	33
Figura 26: Diferentes sequências de sistemas fluviais, neste caso o tipo C, representa o termo B2 da Formação Castelo de Viegas o tipo <i>Saskatchewan</i> (Miall, 1988 & 1996).	



Figura 27: A) Afloramento representativo da primeira superfície transgressiva da Bacia Lusitânica, materializada em <i>toplap</i> , e que representa a desconformidade angular erosiva (D4.a), e delimita a Formação de Castelo Viegas e a Formação de Pereiros, B) Laminação interna de arenitos margosos e arenitos dolomíticos, C) Disposição em plaquetas da base do termo C1.....	34
Figura 28: A) Alternância de níveis dolomíticos arenosos com pelitos pretos do subtermo C2 da Formação de Pereiros, B) Níveis de cristais de sal do termo C2 da Formação de Pereiros.....	35
Figura 29: Coluna estratigráfica do Grupo “Grés de Silves” na região de Coimbra, dividido em dois perfis litostratigráficos com especial atenção à estratigrafia sequencial distribuídas em megasequências (MS1 para MS4) e limitadas por desconformidades (D2.b).....	36
Figura 30: A) Afloramento representativo dos subtermos (A2.2) e (B1.1) das Formações de Conraria e de Castelo Viegas delimitadas pela desconformidade (D2.c) que determina a passagem das formações, B)Topo do termo A2.2 materializado por um perfil edáfico, mostram-se os horizontes carbonatados característicos destas fácies.....	40
Figura 31: Combinação dos diferentes perfis elétricos (Raios gama, Resistividade, Ferramenta neutrão e Densidade) para a determinação da litologia, contido em fluidos e diferentes propriedades físicas das litologias e formações em subsuperfície, (Schlumberger, 2009).....	46
Figura 32: Diagrafia raios gama e tório, urânio e potássio do furo da sondagem (Alc-1) fornecida pela UPEP, para o desenvolvimento do presente trabalho. Mostra-se como podem ser determinadas as diferentes litologias. Neste caso camadas de arenitos intercaladas com <i>Shale</i> .....	48
Figura 33: Significados geológicos consoantes as diferentes razões entre K, Th e U (adaptado de Fertl, 1979).....	49
Figura 34: Espectro da probabilidade de emissão dos raios gama pelos três principais radionuclídeos naturalmente presentes na natureza (adaptado de Schlumberger, 1989).....	50

Figura 35: Teores dos elementos radioativos de diferentes tipos de rochas (modificado de Boyle, 1982).....	50
Figura 36: Espectrómetro utilizado no presente trabalho, fornecido pelo Departamento de Ciências da Terra da U.C.....	51
Figura 37: Várias tendências do perfil de GR que permitem a interpretação de fácies e ambientes deposicionais (adaptado de Nichols, 2009).....	52
Figura 38: Localização das amostras para avaliar a porosidade total (modificado de Google earth).....	53
Figura 39: Prismas elaborados para cada uma das amostras extraídas para o cálculo do volume.....	54
Figura 40: Esquema das fórmulas utilizadas para o cálculo da densidade dos sólidos, onde (A) é o peso da amostra desagregada, (B) é o peso do picnómetro com água, e (C) é o peso do picnómetro com água mais a amostra desagregada.	
Figura 41: Quadro explicativo do processo levado a cabo para a determinação da densidade dos sólidos de cada amostra.....	55
Figura 42: Fórmulas utilizadas para o cálculo da porosidade total.....	55
Figura 43: Quadro explicativo do processo levado a cabo para a determinação da porosidade total de cada uma das amostras. Na coluna da direita estão identificados os termos nos quais pertencem as amostras.....	56
Figura 44: A) Localização das leituras raios gama feitas nos distintos afloramentos, (Modificado de <i>Google earth</i> ), B) Afloramento representativo do subtermo A2.1 com uma espessura de 7 m onde foram realizadas as leituras, C) Afloramento representativo do subtermo A2.2 com uma espessura de 20 m onde foram realizadas as leituras.....	57

Figura 45: A) Afloramento representativo do subtermo B1.1 com uma espessura de 10 m onde foram realizadas as leituras, B) Afloramento representativo do subtermo B1.2 com uma espessura de 70 m. A localização destes afloramentos estão representados na, (Fig. 45).....	58
Figura 46: Resultados obtidos da espectrometria de raios gama (API) realizada no campo, com os dados de Urânio, Tório e Potássio além das relações Th/U e Th/K. À esquerda a coluna estratigráfica, os níveis de cor verde transparente determinam as principais desconformidades identificadas.....	59
Figura 47: As eletrofácies definidas para o grupo “Grés de Silves”, com as suas características.....	63
Figura 48: Localização geográfica das sondagens estudadas.....	66
Figura 49: Interpretação litológica, sequencial e caracterização das eletrofácies da sondagem Alcobaça (Alc-1), para o Triássico Superior.....	68
Figura 50: Correlação das eletrofácies reconhecidas na sondagem (Alc-1) com os perfis litostratigráficos feitos no campo na região de Coimbra e fotografias de afloramentos (correlação rocha-perfil).....	72
Figura 51: Interpretação litológica, sequencial e caracterização das eletrofácies da sondagem Aljubarrota (Alj-2), para o Triássico Superior.....	72
Figura 52: Interpretação litológica, sequencial e caracterização das eletrofácies da sondagem 13C-1, para o Triássico Superior.....	75
Figura 53 : Correlação das eletrofácies reconhecidas na sondagem 13C-1 com o perfil espetrométrico realizado no campo na região de Coimbra e fotografias afloramneto (correlação rocha-perfil).....	79
Figura 54: Interpretação litológica, sequencial e caracterização das eletrofácies da sondagem Carapau (Ca-1) para o Triássico Superior.....	79
Figura 55: Correlação entre as unidades litostratigráficas e as eletrofácies identificadas nas sondagens estudadas.....	85

## **ANEXOS**

Anexo I: Tabela geral de dados, distribuidos por formações, utilizados neste trabalho.  
Os valores API foram calculados segundo a formula  $API = K \cdot 16 + U \cdot 8 + Th \cdot 4$ .....97

## Capítulo 1. Introdução

### 1.1. Objetivos

O presente trabalho visa ampliar o conhecimento da estratigrafia do “Grupo Grés de Silves”, a unidade litostratigráfica “pré-sal” basal do Triássico superior da Bacia Lusitânica. Esta unidade regista a acumulação de sedimentos areno-conglomeráticos e lutíticos, ocupando os espaços de acomodação basais da Bacia. É de grande relevância na prospeção de hidrocarbonetos sendo avaliada como reservatório.

Foi feito um estudo da evolução sequencial e litostratigráfica dos afloramentos da região de Coimbra tendo em conta as litofácies do “Grupo Grés de Silves”, e procurou-se reconhecê-las em sub-superfície, através da interpretação de dados provenientes de quatro sondagens, localizadas em vários pontos da Bacia Lusitânica, que atravessam as diferentes unidades. Na caracterização e definição das electrofácies procedeu-se à interpretação da curva *Gamma Ray*, registada em diagrfias, bem como à análise de testemunhos das referidas sondagens, e à correlação entre estes dados indirectos e os directamente observáveis em afloramentos correlativos (correlação rocha-perfil).

Pretende-se, com o presente estudo, obter padrões de electrofácies, para o Triássico Superior, que permitam identificar, em sub-superfície, as características litológicas das unidades litostratigráficas definidas em afloramento e aprofundar o conhecimento da evolução destas. Esta ferramenta, que é regularmente aplicada na pesquisa e prospeção de hidrocarbonetos, é fundamental na interpretação dos sistemas deposicionais que caracterizam a Bacia Lusitânica, bem como no estabelecimento de correlações entre sondagens e afloramentos.

## 1.2-Metodologia

Os métodos de caracterização de electrofácies, aplicados no decurso deste trabalho, incluíram várias etapas, de modo a permitir a interpretação das propriedades físicas das rochas, através do perfil elétrico de raios gama e da interpretação da seção sísmica.

As diversas etapas consistiram em:

- Recolha de informação

É fundamental para a caracterização de electrofácies, a utilização conjunta de todas as informações disponíveis, tais como observações com detalhe no campo e os perfis geofísicos de poço. Assim, no presente trabalho, procedeu-se a uma recolha de toda a informação disponível acerca de cada sondagem, nos arquivos da UPEP (Unidade de Pesquisa e Exploração de Recursos Petrolíferos), nomeadamente em relatórios internos, pastas de poços e em bases de dados. Também foi feita uma recolha de amostras para o cálculo da porosidade total e densidade das distintas fácies triássicas mediante um processamento laboratorial, após da análise da estratigrafia de campo do grupo “Grés de Silves”, onde foram feitos dois perfis litostratigráficos, (perfil “Pingo Doce” e “Sobral Cid”) com a respectiva análise sequencial, e um perfil espectométrico “perfil de inundação”.

- Seleção das sondagens a estudar

A seleção das sondagens a estudar foi feita com base em diversos critérios. Seleccionaram-se as sondagens mais representativas e com maior espessura do intervalo Triássico Superior da Bacia Lusitânica, sendo este o objeto de estudo do presente trabalho. A localização geográfica das sondagens foi também um dos critérios utilizados mas determinado pela espessura triássica nos furos das sondagens porque nem todas tinham uma espessura representativa para ser analisada.

- Digitalização das diagrfias

Nesta fase, o trabalho consistiu em digitalizar as diagrfias, de modo a transformar os perfis, que se encontram em dados analógicos, em formato digital. Só assim se poderá utilizar esta ferramenta para a realização das suas interpretações e correlações. A metodologia utilizada para a conversão dos perfis analógicos em formato digital consistiu na digitalização dos perfis, utilizando o *software Corel Draw® versão X6 da Corel Corporation*.

- Interpretação da curva de raios gama GR

Para esta etapa foi necessário reagrupar a variável categórica denominada “litologia” em cinco tipos de electrofácies, definidas com o apoio das descrições de testemunhos e com a identificação de litologias nos afloramentos na região de

Coimbra. Nesta fase foi igualmente necessário normalizar as escalas de unidades API (*American Petroleum Institute*), pois não se encontram todas à mesma escala.

- Definição das electrofácies

Procedeu-se à caracterização das electrofácies, com base na análise dos padrões de intensidade da curva elétrica de raios gama.

A metodologia aplicada para a caracterização das electrofácies, teve por base as propriedades físicas da rocha, reconhecidas na interpretação da curva GR. Assim, as cinco classes interpretadas a partir da curva GR foram agrupadas em diferentes conjuntos, que definem diferentes padrões, de modo que cada conjunto de classes tenha características comuns, representando assim as diferentes electrofácies. Para esta caracterização de electrofácies, foi necessário fazer comparações entre elas, de modo a corresponderem a um intervalo específico de valores de intensidades da curva GR.

- Caracterização das associações de electrofácies

As sondagens foram interpretadas com base nas associações de electrofácies definidas, representativas das unidades atravessadas ao longo das sondagens. Deste modo foi possível estabelecer uma correlação entre os dados diretos de rocha, e os dados indiretos do perfil de raios gama, através das informações acerca da unidade correspondente, tais como litologia, espessura, sistema deposicional, etc.

### **1.3- Enquadramento Geológico**

De seguida, descrevem-se as etapas principais que caracterizam a evolução da Bacia Lusitânica no Mesozóico (1.3.1), com especial atenção as unidades depositadas no Triássico Superior, o grupo chamado “Grés de Silves”.

#### **1.3.1. Bacia Lusitânica: etapas e evolução no Mesozóico.**

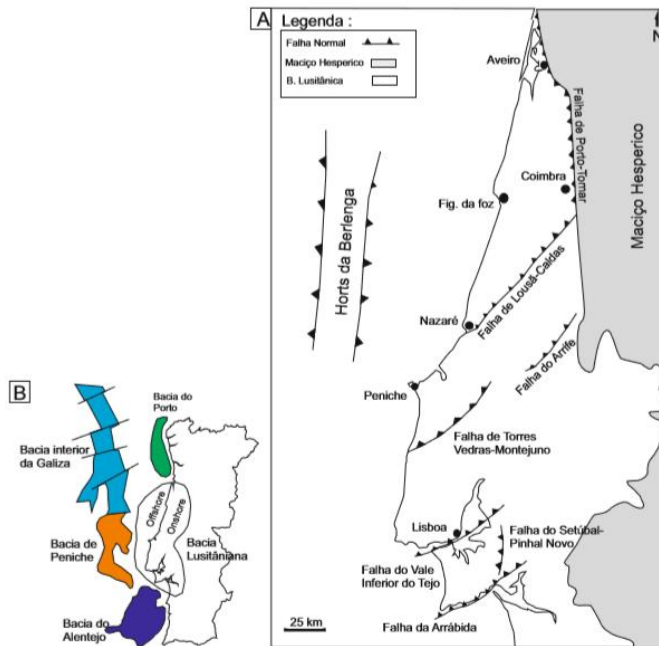
A Bacia Lusitânica é uma bacia sedimentar que se desenvolveu na margem ocidental da placa Ibérica durante o Mesozóico, cujo assoalhamento oceânico se iniciou no Cretácico Inferior. Esta bacia constitui uma das múltiplas bacias marginais atlânticas criadas durante as fases de *rifting* do final do Triássico-início do Jurássico Inferior (Ribeiro *et al.*, 1979;

Kullberg *et al.*, 2006), formadas durante os primeiros episódios de fragmentação da Pangeia, que conduziram à abertura do Atlântico Norte, (Stampfli & Borel., 2002). Caracteriza-se por ser uma bacia distensiva, pertencente a uma margem continental não vulcânica do tipo atlântico (Azerêdo *et al.*,2003; Pena dos Reis *et al.*,2008).

A bacia tem uma área de 20.000 km<sup>2</sup> na parte central da margem ocidental Ibérica, com uma extensão *onshore* de aproximadamente 320 km de comprimento e perto de 180 km de largura, tendo também parte *offshore*. O soco da bacia Lusitânica é constituído por rochas pre-cámbricas e paleozóicas do Maciço Ibérico, onde se integram os terrenos da Zona Centro-Ibérica (ZCI), Zona de Ossa-Morena (ZOM) e Zona Sul-Portuguesa (ZSP) (Lotze, 1945; Julivert *et al.*, 1974). Em termos gerais toda a área do SW ibérico foi englobada no Arco Colisional Ibero-Armoricano na Orogenia Varisca e deformada desde o Devónico Médio até ao Carbonífero (Ribeiro *et al.*,1979).

A Bacia Lusitânica tem um registo geológico que vai desde o Triássico Superior até ao Cretácico Superior. Esta bacia regista uma importante tectónica salina, assim neste trabalho a sua evolução será estruturada em duas fases: Pré-sal/Sin-sal. Esta bacia possui um preenchimento sedimentar com espessuras muito variáveis, sendo a máxima espessura cerca de 6 km (Azerêdo *et al.*, 2003; Pena dos Reis *et al.*, 2008; Ribeiro *et al.*, 1979; Wilson, 1988), e encontra-se limitada ao E pelo Maciço Hespérico e a W pelo *horst* da Berlenga. As bacias (*offshore*) na margem ocidental da Ibéria: Bacia da Galiza a NW, Porto N, Peniche a W, Alentejo SW e Bacia Lusitânica (*onshore* e *offshore*) têm um controlo tectono-sedimentar próprio das principais falhas criadas pela Orogenia Varisca cujas movimentações são NNE-SWW (predominantes) e NNW-SSE (Ribeiro, 1990). Estando especificamente a Bacia Lusitânica limitada por um sistema complexo, composto pelas falhas de Arrábida/Setúbal-Pinhal, Novo/Vale Inferior do Tejo/Torres, Vedras-Montejunto a SW, na parte meridional, Falhas do Arrife/Lousã-Caldas, e na parte setentrional as falhas de Aveiro/Porto-Tomar (Soares & Rocha, 1984; Ribeiro *et al.*, 1996; Kullberg, 2000).





**Figura 1: Localização geográfica e enquadramento tectónico da Bacia Lusitânica, A) Localização dos limites da Bacia Lusitânica e das principais falhas que condicionaram a sua evolução geodinâmica, B) Localização das bacias sedimentares da Margem Ocidental Ibérica (modificado de Kullberg *et al.*, 2006)**

Durante o Mesozóico a Bacia teve uma evolução definida por cinco grandes etapas de enchimento que estão representadas pelas seguintes sequências marcadas por discordâncias; **UBS1)** Triássico Superior-Caloviano; **UBS2)** Oxfordiano-Berriasiano; **UBS3)** Valangiano-Aptiano inferior; **UBS4)** Aptiano superior-Campaniano inferior e **UBS5)** Campaniano superior-Maastrichiano (Wilson, 1988; Pena dos Reis *et al.*, 1992; Pena dos Reis *et al.*, 2008). Estas etapas serão descritas dentro das fases que controlam a tectónica salina da Bacia, (**Pré-sal/ Sin-sal**). A seguir serão descritas estas fases e as suas etapas, com especial atenção à configuração e reativação da Bacia na fase Pré-sal para melhor enquadramento do presente trabalho.

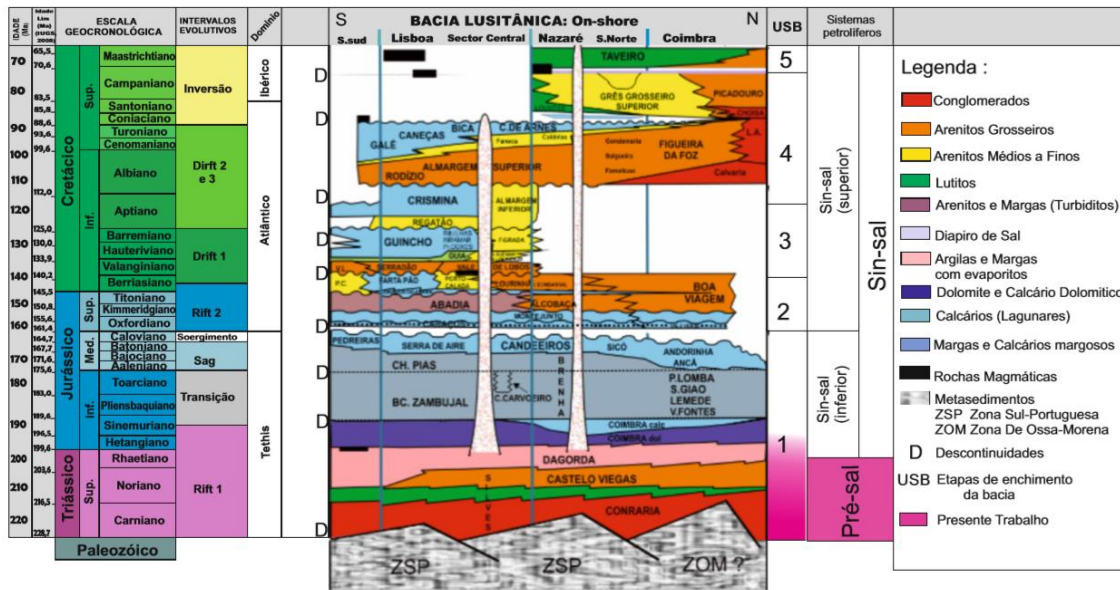


Figura 2: Quadro litostratigráfico da Bacia Lusitânica, representando as principais unidades litostratigráficas do Mesozóico (modificado de Pena dos Reis *et al.*, 2011) e a organização dos seus principais sistemas petrolíferos, indicando a sequência estratigráfica do Grupo (Grés de Silves), objeto de estudo no presente trabalho (retângulo a roxo).

- Pré-sal:

A fase Pré-sal consiste nos sedimentos basais do Triássico Superior e começa com a primeira fase de *rifting*, registada pela **USB1** (Pena dos Reis *et al.*, 1992), associada ao estiramento crustal de fracturação da Pangeia no Hemisfério Norte e à formação do Atlântico, iniciou-se no Triássico Superior (Carniano), aproveitando fraturas e reativações de falhas antigas do final da orogenia Varisca (Pena dos Reis *et al.*, 2008). A geometria originada pelo *rifting* distribui-se em *grabens* e *semigrabens* (Wilson, 1988). Assim esta fase originou o preenchimento da Bacia por sedimentos basais que constituem o grupo “Grés de Silves” (Pelitos, Arenitos e Conglomerados vermelhos). São depósitos aluvio-fluviais com uma espessura total próxima de 400 metros mas muito variáveis em toda a Bacia (Palain., 1976; Soares *et al.*, 1985). Estes depósitos terrígenos originam sequências granodrecrescentes e granocrescentes indicando o início da configuração da Bacia no Carniano com sedimentos conglomeráticos representando a Formação de Conraria, e sua reativação com depósitos areno-conglomeráticos representados pela Formação de Castelo Viegas no Noriano; A segunda sequência passa lateralmente para depósitos lagunares e ambientes *sabkha* durante o final do Triássico (Formação Pereiros), (Pena dos Reis *et al.*, 2011). Estas sequências de configuração e reativação da Bacia no Triássico Superior serão objeto de estudo do presente trabalho.

- Sin-sal:

A fase Sin-sal corresponde á geração de espessos depósitos evaporíticos iniciando-se assim a tectónica salina da Bacia (Formação de Dagorda), e ainda continuando o seu desenvolvimento após da inversão tectónica no final do Cretácico (Turoniano) - Miocénico, atravessando materiais Cenozoicos (Miranda, 2009; Fernandes, 2009).

Para o início do Jurássico a sedimentação da Bacia é argilosa-evaporítica nas partes internas (Formação de Dagorda, Rhaetiano-Hettangiano), tendo uma espessura da ordem dos 500 metros (Rasmussen *et al.*, 1998), É deste período a origem da tectónica salina. Acima, os depósitos começam a ter intercalações dolomíticas com uma sedimentação carbonatada predominante (Formação de Coimbra, Sinemuriano), existindo na parte superior níveis margosos com potencial gerador (Formação de Agua de Madeiros) fechando assim uma etapa de colmatação e invasão marinha (Pena dos Reis *et al.*, 2011).

Durante o Jurássico Inferior e Médio predominou um contexto de desaceleração da subsidência tectónica e a sedimentação progressiva teve lugar numa plataforma carbonatada correspondente à rampa externa de águas relativamente profundas, com uma espessa sedimentação margo-calcária cerca de 300 metros (Grupo Brenha, Pliensbachiano-Aaleniano), (Duarte, 2004). Esta plataforma inclinada levemente de E/SE para N/NW, está caracterizada por fácies de condições marinhas externas na generalidade da Bacia, mas com um progressivo declínio do espaço de acomodação, onde predominam fácies de pequena-média profundidade para E/SE e fácies hemipelágicas com formações de turbiditos carbonatados a W/NW (Azerêdo., 1993; Azerêdo *et al.*, 2003; Duarte., 1995 & 1997; Mouterde *et al.*, 1979).

Esta fase de enchimento está limitada na parte superior por uma importante descontinuidade, com um hiato deposicional de cerca de 1 Ma reconhecida pela biostratigrafia de amonóides e a criação de figuras erosivas, *slumps* e *debris-flows* submarinhos (Azerêdo., 1993). Durante o Jurássico Médio assiste-se a um raseamento dos ambientes sedimentares como por exemplo o grupo Candeeiros, com cerca de 400 metros de espessura indicando uma plataforma interna carbonatada, e mais ainda com o desenvolvimento generalizado de barreiras recifais e oolíticas com evidências de exposição subaérea em diversos locais da Bacia (Azerêdo *et al.*, 2002). Esta etapa acabou com uma importante discordância, que deu lugar a um hiato deposicional de cerca de 3 Ma, desde o Caloviano Superior até ao Oxfordiano Medio (Rocha *et al.*, 1996).

A seguir, uma nova fase de *rifting* foi registada pela **UBS2** (Wilson *et al.*, 1989). Ao longo do Jurássico Superior os depósitos foram influenciados pela subsidência, controlada por

falhas e pela halocinese, resultando uma sedimentação mista carbonatada-siliciclástica (Rasmussen *et al.*, 1998). No final do Oxfordiano e início do Kimmeridgiano, produziram-se as condições máximas de subsidência, atingindo assim o clímax desta segunda fase de *rifting* (Pena dos Reis *et al.*, 2008). É então neste momento que a Bacia muda para sedimentos terrígenos e provoca uma redução da sedimentação carbonatada. Neste período a Bacia aprofunda-se diferenciando-se várias sub-bacias sendo, a subsidência tectónica elevada a SW e levemente mais moderada a norte. Assim sendo as variações de espessura são muito importantes variando desde 400 metros até cerca de 1.200 metros. Durante o Jurássico Superior e Cretácico inferior desenvolvem-se sistemas deposicionais fluviais e fluvio-deltaicos. Estes sedimentos formam progradações siliciclásticas provenientes dos bordos oriental e ocidental. A passagem do Berriasiano Superior ao Valanginiano Inferior é feita através de uma descontinuidade resultante de um episódio estruturante, também relacionado com uma acentuada queda do nível do mar (Pena dos Reis *et al.*, 2008; Wilson, 1979).

Durante a deposição no **USB3**, a Bacia estruturava-se num sector central deprimido, sendo o registo caracterizado por sedimentos siliciclásticos a norte, que são substituídos por carbonatos marinhos a sul (Pena dos Reis, 2003).

Desde o Valanginiano até ao Campaniano no **USB4**, a Placa Ibérica sofre uma rotação anti-horária, devido à criação de crosta oceânica a ocidente, o que vai provocar variações na sua sedimentação (Pena dos Reis, 2003). Entre o Cenomaniano-Turoniano ocorre uma importante transgressão, originando a maior extensão marinha ocorrida na Bacia Lusitânica durante os tempos cretácicos (Haq *et al.*, 1987). No Turoniano é evidente o raseamento devido a uma sedimentação carbonatada e construções recifais.

No início da sequência **UBS5** dá-se a intrusão dos complexos sub-vulcânicos de Sintra, Sines e Monchique e a extrusão dos basaltos da região de Lisboa. Esta sequência está marcada também por intenso diapirismo e abatimento da região a NW da falha da Lousã-Caldas. O registo sedimentar da bacia está caracterizado por quartzarenitos e lutitos, depositados numa planície aluvial. Desenvolve-se, então, uma rede de canais meandriformes com drenagem para NW, passando progressivamente para ambientes lagunares e marinhos. Estes foram os primeiros indícios significativos da inversão tectónica da Bacia (Pena dos Reis *et al.*, 2008; Pena dos Reis, 2003).

A partir do Cretácico Superior assiste-se, então, a uma inversão tectónica, provavelmente devida aos movimentos tectónicos compressivos da Orogenia Alpina (Wilson *et al.*, 1989). Esta inversão separou duas bacias terciárias: a bacia do Mondego a norte, e a bacia do Tejo a sul. A partir daqui, a sua paleogeografia sofre bastantes modificações (Pena dos Reis *et al.*, 2008).

### 1.3.2. O grupo “Grés de Silves”: significado e conteúdos

O presente trabalho teve como objeto de estudo a estratigrafia do Triássico Superior da Bacia Lusitânica. Os trabalhos e estudos anteriores realizados pelos diferentes autores fornecem uma importante informação e ajudam á continuação do estudo do grupo “Grés de Silves”.

Os primeiros estudos da litostratigrafia e análises das fácies triássicas foram feitos por Choffat. (1894) que delimitou estes materiais em três sequências; “Grès à Rouge Brique” (C1 até C10), “Grès à Nuances Claires” (C11 e C12), e “Couches de Pereiros” (C13 até C19), junto com Palain. (1976 & 1968), que designou estes materiais como sedimentos leque-aluviais e fluviais, com fácies proximais, medianas e distais organizados em três sequências maiores: A (A1, A2), B (B1, B2) e C (C1, C2). O termo A1 e A2 corresponde com a Formação de Conraria, os termos B1 e B2 correspondem à Formação de Castelo Viegas, e no topo do Triássico acontece a Formação de Pereiros que são os termos, C1 e C2, (Fig. 3).

No trabalho de Azerêdo *et al.*, (2003), consideram-se que os termos A1, A2 e B1 de Palain., (1976), são equivalentes à Formação de Conraria e início da Formação de Castelo Viegas.

Os primeiros trabalhos sobre o preenchimento tectono-sedimentar dos materiais basais triássicos (Wilson *et al.*, 1988; Ribeiro *et al.*, 1979; Azerêdo *et al.*, 2003) mostram que as movimentações feitas ao longo de falhas lítricas que provocaram o primeiro processo de *rifting* criaram os espaços de alojamento onde os sedimentos triássicos serão depositados.

Também estudos que é feita uma análise de espessuras (Palain, 1976; Rocha *et al.*, 1990, Pena dos Reis *et al.*, 2007 & 2008, Pimentel, 2005; Pimentel *et al.*, 2006), acreditam nas variações laterais de espessura dos sedimentos devido s movimentações locais, predominando os sedimentos clásticos aluviais, que lateralmente, interdigitam com depósitos margosos e evaporíticos.

Mais tarde foram feitos trabalhos que descreveram e interpretaram genericamente os depósitos observáveis na parte sudeste da cidade de Coimbra, mais concretamente na descida da EN 17 para o Rio Mondego, junto à urbanização “Zen”, detalhando-se agora o perfil litostratigráfico e as fácies sedimentares presentes com seu significado na evolução tectono-sedimentar regional. (Pena dos Reis *et al.*, 2007 & 2008).

Em outros trabalhos (Madeira *et al.*, 2008) os afloramentos estudados foram fotografados e construíram-se painéis fotográficos que permitem a observação da variação lateral de fácies. Também foram feitas interpretações deposicionais e tectono-sedimentares (Miranda *et al.*, 2010), dos depósitos triássicos.

Foram feitos estudos para a classificação das famílias de falhas encontradas nos afloramentos Triássicos da cidade de Coimbra (Matos *et al.*, 2010), bem como para a avaliação e avaliação de sistemas petrolíferos associados (Pena dos Reis *et al.*, 2010) e o estudo do desenvolvimento da técnica da resolução da magnetização remanescente natural (MRN) e sobre a anisotropia da susceptibilidade magnética (ASM) na Formação de Conraria devido à quantidade de hematites, sobretudo no sentido de compreender a influência do *petrofabric* nos dados paleomagnéticos, mas também para estudos de paleocorrentes (C. R. Gomes *et al.*, 2010).

Finalmente Soares *et al.* (2012) fizeram a distribuição da litoestratigrafia desde a cidade de Coimbra para o sul até à localidade de Peneda, classificada em quatro megasequências (MS), cada uma concordante com as Formações do grupo “Grés de Silves” e ainda acrescentando mais uma formação (Formação de Penela).

Os sedimentos Triássicos não foram ainda objeto de investigação como o fim de se avaliar a sua qualidade como sistema petrolífero. Na Bacia Lusitânica há duas possíveis sequências que podem ter importância como reservatório e duas sequências com rochas geradoras, estas descritas no parágrafo seguinte.



	Choffat (1894)	Palain (1976)		Soares <i>et al.</i> , (2012)	Presente Trabalho			
Triássico Médio e Tardio- Hettangiano	Couches de Pereiros C16 C13 para C15 C12	C C2 C1	D3.c D3.b	Formação Pereiros (60-40m) Camadas <i>Clathropteris</i> Camadas <i>Isocyprina</i>	C C2 C1	D5.a D4.b	Formação Pereiros (60-40m)	F. Transição
	Grès nuaces claires C11 C10	B B2 B1	D3.a D2.b	Formação Castelo Viegas (130-80m) Camadas <i>Melhorado</i>	B B2 B1	B2.2 B2.1 D3.b B1.2 D3.a	Formação Castelo Viegas (250-180m)	F. Fluviais
	Grès á rouge brique C9 C8	A A2 A1	D2.a	Formação Penela (120-100m) Camadas <i>Voltzia</i>	A A2 A1	B1.1 D2.c A2.2 D2.b A2.1 D2.a	Formação de Conraria (140-0m)	F. leque aluviais
				Formação de Conraria (120-0m)				
				Grés de Silves				

Figura 3: Quadro comparativo de trabalhos e estudos litostratigráficos anteriores com o presente trabalho. (D1)-discordâncias, (D2.a)-descontinuidades.

### 1.3.3. Evolução e análise dos sistemas petrolíferos associados à Bacia Lusitânica.

A evolução da Bacia Lusitânica descrita anteriormente no parágrafo (1.3.1), abrange idades desde o Triássico superior até ao Terciário, e consegue ter ao longo do registo estratigráfico formações de rochas geradoras e formações como reservatórios, em grande parte resultantes dos estudos recentes desenvolvidos no quadro do projeto Atlantis (financiado pela Petrobras e executado por universidades de Portugal e Brasil – UC, UL e UFS).

Os sistemas petrolíferos estão determinados pela tectónica de sal da Bacia, identificando três fases ou sistemas importantes: **Pré-Sal/ Sin-Sal Inferior / Sin-Sal Superior**.

- Sistema Pré-Sal:

O primeiro sistema petrolífero de identificação e caracterização na Bacia Lusitânica é constituído por elementos pré-sal, hettangianos (Uphoff, 2005), integrando um conjunto de geradores paleozóicos do Silúrico (Pinheiro *et al.*, 2015), e sobretudo do Carbónico, os quais são sedimentos de natureza lacustres, estuários e leque deltaicos (McCormack *et al.*, 2007). O principal reservatório deste sistema consiste nos arenitos e conglomerados do grupo “Grés de Silves”, com geometrias de preenchimento dispostas em blocos tectónicos assimétricos e dois sistemas longitudinais de drenagem para S-SW, a partir do bordo E do soco (Uphoff, 2005), com espessuras de cerca de 400 metros (Palain, 1976; Soares *et al.*, 1985), possuindo também importância como gerador devido a acumulações de matéria orgânica nas fácies leque-aluviais e lacustres, termos (A1 e A2). O conhecimento detalhado

destas paleogeografias e subsidências será essencial para determinar a localização das áreas mais favoráveis ao possível armadilhagem de hidrocarbonetos neste sistema. Os níveis argilo-evaporíticos hettangianos constituem o principal selo deste sistema. Este sistema petrolífero será objeto de estudo no presente trabalho nomeadamente a litologia, a porosidade, *Gamma ray* e o estudo detalhado das fácies que integram o grupo de “Grés de Silves” (Triássico Superior- Carniano, Noriano, Rhaetiano, Hettangiano).

- Sistema Sin-Sal inferior:

Chama-se assim devido a que no início do Jurássico os sedimentos eram de natureza argilo-evaporítica originando espessos depósitos lutíticos com abundante gesso e halita (Formação de Dagorda, Hettangiano). Aqui começou a dinâmica salina da Bacia e na sísmica, os pacotes atribuídos à Formação de Dagorda apresentam espessuras da ordem dos 500 m (Rasmussen *et al.*, 1998). O ambiente deposicional denota condições subáridas, evaporíticas e euxínicas, com desenvolvimento de ambientes lagunares alimentados por aportes finos de leste (Palain, 1976).

Este sistema petrolífero diferencia-se a partir dos geradores do Jurássico Inferior com a Formação de Água de Madeiros com potencial gerador, sendo os níveis margosos superiores da Formação Coimbra, (Sinemuriano) (Soares *et al.*, 1985). O possível reservatório deste sistema petrolífero concorda com os calcários biohémicos da Formação de Candeeiros, tendo esta cerca de 400 metros de espessura (Azerêdo, 1988). Esta etapa encerra com uma importante discordância de âmbito regional, a qual se traduz em um hiato deposicional de cerca de 3 Ma, desde o Caloviano Superior até o Oxfordiano Médio (Rocha *et al.*, 1996).

- Sistema Sin-Sal Superior:

Após a descontinuidade do topo do Caloviano, a sedimentação foi retomada no Oxfordiano Médio, com depósitos de natureza margo-calcária, por vezes betuminosas e com potencial gerador (Formação de Cabaços) a par de alguns níveis marinhos da Formação de Montejunto (Oxfordiano-Kimmeridgiano). Os possíveis reservatórios serão calcários fraturados ou biohémicos da Formação de Montejunto, observável em alguns *seeps* na região de Torres Vedras e nas diferentes unidades siliciclásticas sobrejacentes, do Jurássico Superior e do Cretácico Inferior (formações de Abadia e de Boa Viagem), sendo igualmente conhecidas ocorrências em furos e em afloramentos (*seeps* de Leiria e Paredes de Vitória), (Pena dos Reis *et al.*, 2010). Os selos deste sistema são constituídos por níveis argilosos do Cretácico Superior e do Terciário.



Silúrico + Carbónico	T Sup	J Inf	J Med	J Sup		C Inf	C Sup	Terc.	ESTRATIGRAFIA / ELEMENTOS & PROCESSOS
		*		*					GERADORES
					*				SOBRECARGA
					*				MATURAÇÃO
				*					ESTRUTURAÇÃO TECTÓN.
							*		HALOCINESE
									MIGRAÇÃO
			*	*		*			RESERVATÓRIOS
									SELOS
							*		ARMADILHAS
								*	INVERSÃO

Figura 4: – Quadro dos principais elementos e processos dos sistemas petrolíferos definidos (\* momentos principais). As cores das idades coincidem com as dos intervalos evolutivos das figuras 1 e 2. (Adaptado de Pena dos Reis *et al.*, 2010)

## Capítulo 2. Análise do Triássico da Bacia Lusitânica

### 2.1. Organização tectono-sedimentar do Triássico Superior -“Grés de Silves” da Bacia Lusitânica:

Neste capítulo vai ser descrita a organização tectono-sedimentar do grupo “Grés de Silves”, a que correspondem os sedimentos basais que preenchem os primeiros espaços de acomodação da Bacia, com a análise estratigráfica e sequencial dos sistemas deposicionais na região de Coimbra.

#### 2.1.1. Análise tectónica e geodinâmica

O início da Bacia Lusitânica começa com a grande descontinuidade angular (D1), onde não se encontram representados os períodos Pérmico, Triássico Inferior e Médio, entendendo-se como um hiato deposicional erosivo. A sucessão estratigráfica do Triássico Superior apoia-se no soco de idade paleozóica do Maciço Ibérico, referido anteriormente no enquadramento. A sedimentação do Triássico abrange idades desde o Carniano (237 Ma) até ao Hettangiano (201,3 Ma) no início do Mesozóico, (Pena dos Reis *et al.*, 2011).

Este período corresponde a um sistema complexo de *grabens* e *semigrabens* controlados pelas direções das principais falhas que têm origem na orogenia Varisca e cujas movimentações são NNE-SWW (predominantes) e NNW-SSE com mergulho para ocidente (Ribeiro, 1990).

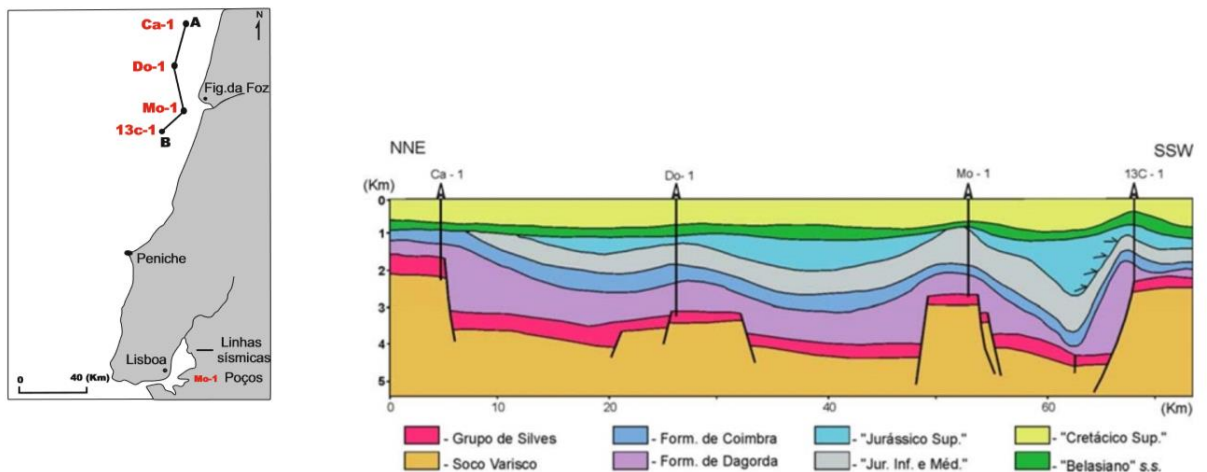


Figura 5: Interpretação de perfil sísmico de reflexão que mostra estruturas distensivas formadas na Bacia Lusitânica durante o Jurássico Méd. e Sup., no graben de Monte Real (adapt. de Lomholt *et al.*, 1996). As unidades/idades são interpretadas a partir dos horizontes sísmicos definidos por estes autores. Para a localização ver figura da margem esquerda.

Os depósitos triássicos têm sua origem na rotura da Pangeia com a consequente abertura do mar Tethys (Stampfli & Borel., 2002), onde as condições foram muito áridas e os materiais triássicos são controlados pelas movimentações tectónicas das falhas Variscas. A espessura destes depósitos varia ao longo da bacia dependendo do tipo e da massa volúmica do relevo, paleogeografia, subsidência tectónica e geometria dos *grabens* e *semigrabens* criados na primeira fase de *rifting* da Bacia no Mesozóico.

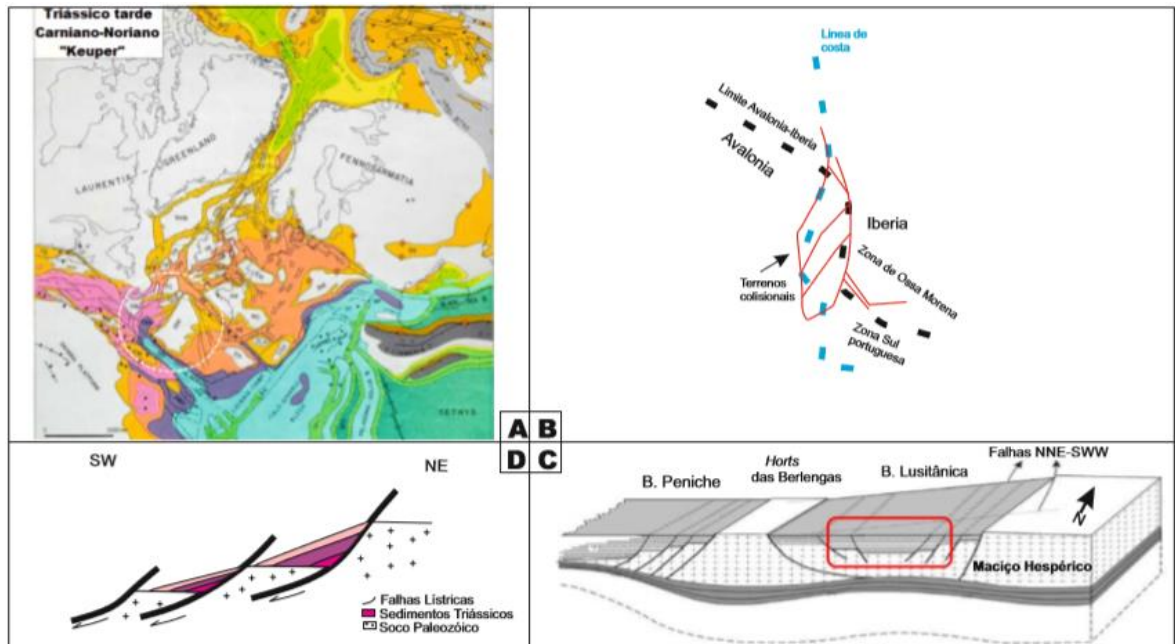


Figura 6: A) Situação geodinâmica na rotura da Pangeia e abertura do mar Tethys no Triássico tardio (adaptado Peter A. Ziegler, 1999), B) Esquema representativo dos limites Variscos entre a Ibéria e a Avalónia na abertura do Atlântico Norte, e arquitetura dos terrenos colisionais que originam a geometria da Bacia Lusitânica (retângulo vermelho),(adaptado de Kullberg, 2000), C) Arquitetura e limites entre a Bacia Lusitânica e de Peniche (adaptado de Kullberg, 2000), D) Disposição dos sedimentos Triássicos nos espaços de acomodação nos *semigrabens*.

Os depósitos triássicos descansam sobre o soco Paleozóico. Este, composto por xistos, tem uma direção de quase N-S e a foliação destes é subvertical (Fig. 7). A direção das camadas do Triássico quase concorda com a direção do soco N20W, mas estas camadas têm um mergulho para ocidente. Devido ao pendor na mesma direção das falhas lítricas Variscas, toda a sequência triássica na região de Coimbra tem uma atitude de aproximadamente 20-30° SW, (Fig. 6D), identificando-se assim a drenagem predominante dos sedimentos na mesma direção S-SW (Uphoff, 2005).

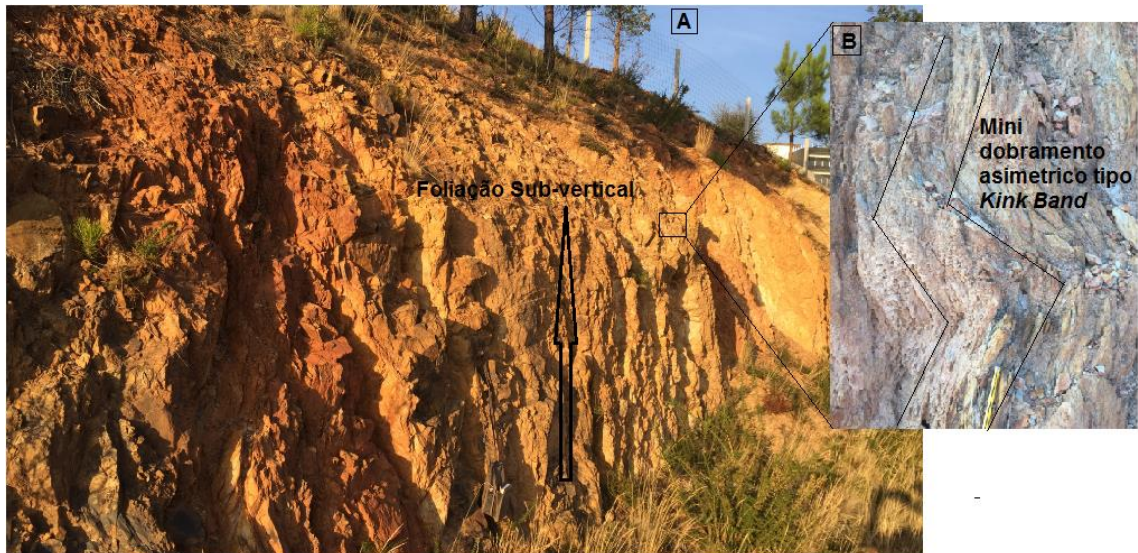


Figura 7: A) Afloramento representativo do soco Paleozóico (xistos) da Bacia Lusitânica, apresentando uma foliação subvertical, B) Dobramento *Kink Band*.

A Bacia Lusitânica esta delimitada a E pelo Maço Hespérico, onde as falhas lítricas têm um pendora para W, e a W pelo *horst* da Berlenga, onde as falhas têm mergulho para E, originando assim uma bacia assimétrica de *grabens* e *semigrabens*, podendo-se ver esta arquitetura nas múltiplas linhas sísmicas feitas na Bacia Lusitânica, (Lomholt *et al.*, 1996), (Fig.5-6C).

O registro Triássico desenvolve-se em numerosas bacias exorreicas e endorreicas da Europa ocidental e central, apresentando nestas o maior registro Triássico que abrange idades desde o Induano (251 Ma) até ao Hettangiano (201.3 Ma), sendo este supergrupo classificado em três grandes unidades, *Bundsandstein*-Triássico Inferior, *Muschelkalk*-Triássico Médio e *Keuper*-Triássico Superior, de literatura alemã, para depois dar nome ao período Triássico (Hans Hagdorn & Edgar Nitsch *et al.*, 2009). Também as bacias atlânticas têm registro Triássico como por exemplo; Bacia. Tartaya (Marrocos), Bacia. Grand Banks (Canadá), Bacia. Lusitânica (Portugal) (Sophie Leleu *et al.*, 2016). Neste caso o Triássico da Bacia Lusitânica, objeto de estudo do presente trabalho, apresenta um registro muito reduzido.

O registro do Triássico Superior da Bacia Lusitânica encontra correspondência com a grande unidade de *Keuper*, esta materializada pela presença de sedimentos continentais siliciclásticos detríticos que preenchem os espaços de acomodação, e que se desenvolvem na fase Pré-sal. Estes sedimentos basais de preenchimento da Bacia Lusitânica constituem

o designado grupo “Grés de Silves” do Triássico Superior, com as formações de Conraria, Castelo Viegas e Pereiros que serão descritas no parágrafo a seguir.

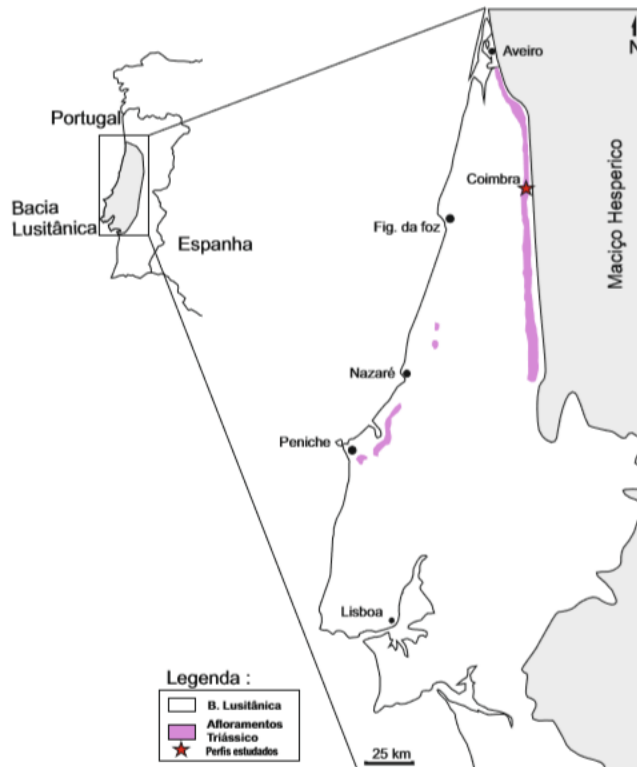


Figura 8: Localização dos principais afloramentos do Triássico Superior e localização dos perfis estudados na região de Coimbra (Setor Norte da Bacia Lusitânica).

## 2.2. Análise estratigráfica e sedimentológica do Triássico Superior na região de Coimbra

Foram feitos estudos de campo em varias regiões de Coimbra, mas os afloramentos com melhor predisposição encontram-se a sul da cidade de Coimbra no lado leste do rio Mondego, perto da Universidade de Coimbra (Pólo 2), chamado “perfil Pingo Doce”, e na parte sul a 5 km da cidade de Coimbra, perto do centro hospitalar psiquiátrico (Unidade Sobral Cid), chamado “perfil Sobral Cid”. O basculamento para ocidente dos *grabens* condiciona o pendor das camadas triássicas e determina a localização dos afloramentos. Como o mergulho destes é para ocidente, o teto do Triássico fica na parte mais ocidental (Formação de Pereiros) e os sedimentos basais são visíveis (Formação de Conraria) na parte leste da cidade de Coimbra, (Fig. 9).



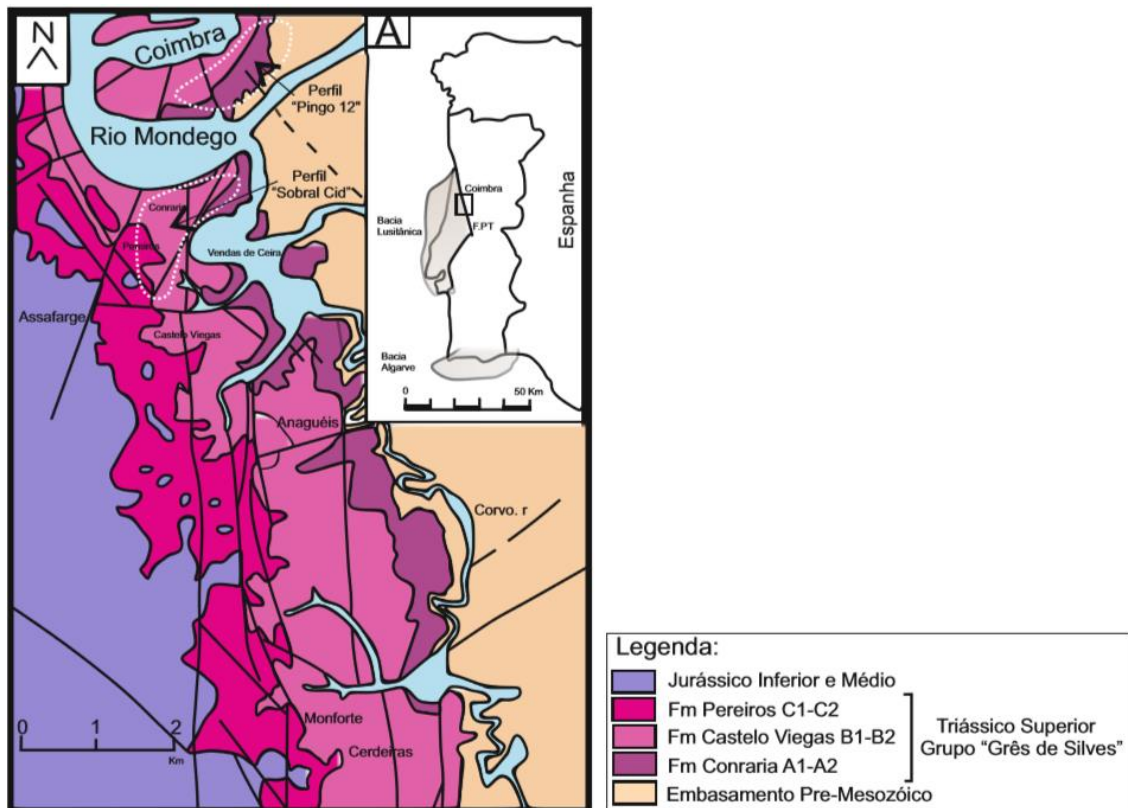


Figura 9: Mapa geológico simplificado da região de Coimbra na parte oriental da Bacia Lusitânica. Mostra-se a localização dos perfis onde foram feitas as observações dos afloramentos “perfil Pingo 12” e “perfil Sobral Cid”, (Adaptado de Soares *et al.*, 2012), A) Contexto regional e localização da área estudada (retângulo); F.PT- Falha Porto-Tomar.

### 2.2.1. Perfil Pingo Doce

#### Triássico Superior, Carniano: Formação de Conraria.

Descrição da litologia do termo A1:

Os primeiros depósitos basais que estão acima do soco são fácies aluviais. Estas fácies localizam-se no sector leste da cidade de Coimbra sendo discordantes e descontínuas com o soco Paleozóico materializando a descontinuidade angular (D1). São materiais vermelhos muito grosseiros de mantos torrenciais com carga areno-conglomerática apenas canalizados. Estes conglomerados caracterizam-se pela sua matriz, composta por argila, e muita presença de óxidos de ferro principalmente hematites devido à sua cor vermelha. Podemos classificar estes conglomerados como brecha devido à angularidade dos clastos (Fig. 10-11).

Verticalmente estes conglomerados são muito caóticos de pobre calibragem, apresentando níveis mais finos e níveis mais grosseiros sem ordem alguma (Fig. 10-11). Os níveis mais finos estão compostos por lutitos e arenitos finos com clastos de quartzo, micas (biotite e moscovite), xistos e feldspatos com um tamanho entre 0-1 cm, o que evidencia períodos de menor energia, turbulência e agressividade. Enquanto nos níveis mais grosseiros, os clastos são de sílica, quartzo branco, feldspatos e xistos decorrentes do soco com um tamanho entre 2-10 cm, traduzindo períodos de maior energia, turbulência e agressividade. As estruturas sedimentares nestas brechas são raras, notando-se por vezes a presença de estratificação oblíqua e planar mas muito difusa sendo frequentes as superfícies de erosão materializadas por argilas e lutitos (Fig. 10). Um dos processos diagenéticos mais frequentes e visíveis é a ferritização, (Fig. 16C).

Os dados das paleocorrentes mostram duas tendências perpendiculares, com direções NW-SE e NE-SW concordando com a maioria das falhas encontradas nos afloramentos (Soares *et al*, 2012). Estas fácies identificam-se com o termo (A1) e têm uma espessura variável entre 110-150 m, apresentando um espessamento para norte, sendo acentuado a partir de Coimbra (Miranda *et al.*, 2010).



**Figura 10:** Afloramento representativo do termo A1 da Formação de Conraria, evidenciando as superfícies de erosão e alternância de níveis finos e grosseiros.

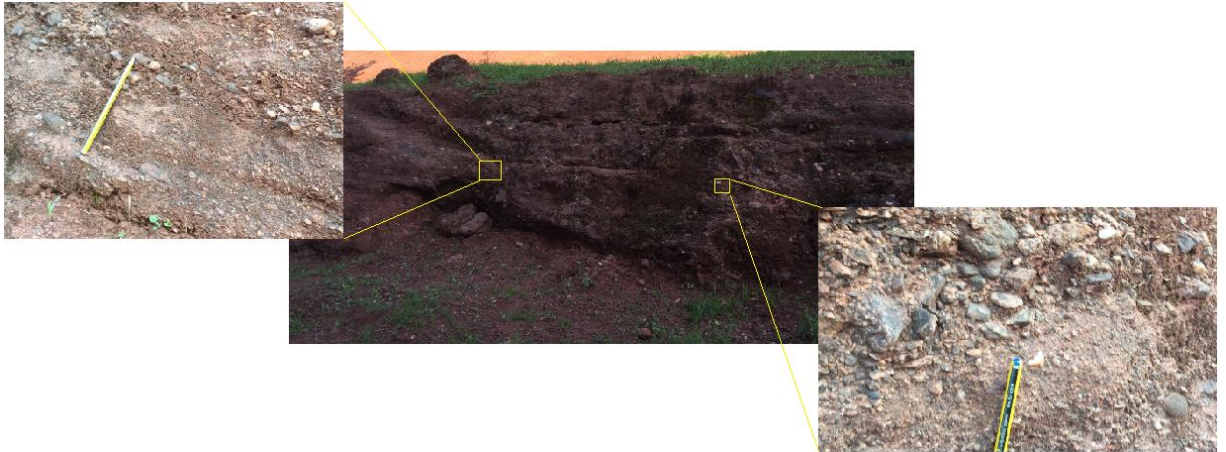


Figura 11: Afloramento representativo do termo A1 da Formação de Conraria, evidenciando o tamanho de grão destes.

#### Interpretação deposicional do termo A1:

Tendo em conta as características litológicas e dinâmicas anteriores, podemos dizer que esta sequência corresponde a um ambiente de leque-aluvial, ou seja, mantos torrenciais e leques aluviais de cascalhos, apenas canalizados, secos e proximais, com regime turbulento alto devido à quantidade de matriz argilosa. Os detritos, decorrentes do soco mostram angulosidade portanto a área fonte ficava perto. Os principais fatores que controlam a sedimentação aluvial são o clima, o regime hídrico, o declive, a geologia, o tempo, a tectónica e a cobertura vegetal.

De acordo com estes fatores, os leques aluviais teriam de ser secos, devido à pobre calibragem, ou seja, o fluxo hidráulico não era constante e fatores como as movimentações locais e o relevo poderiam ser a consequência dos padrões da variação de energia, que podem ser interpretados como uma resposta do sistema deposicional evidenciando neste caso uma declive médio-alto devido à alta energia do meio.

Os leques aluviais são normalmente formados pela desaceleração de riachos efémeros muito competentes e com descargas agressivas, comuns em zonas áridas e com pouca vegetação, podendo produzir-se de maneira canalizada (*stream floods*) ou sem se canalizar (*sheet floods*). Neste caso, o modelo aproxima-se aos *debris flows* devido a que temos conglomerados desorganizados sustentados por matriz com fácies características (Gms), (Fig. 12).



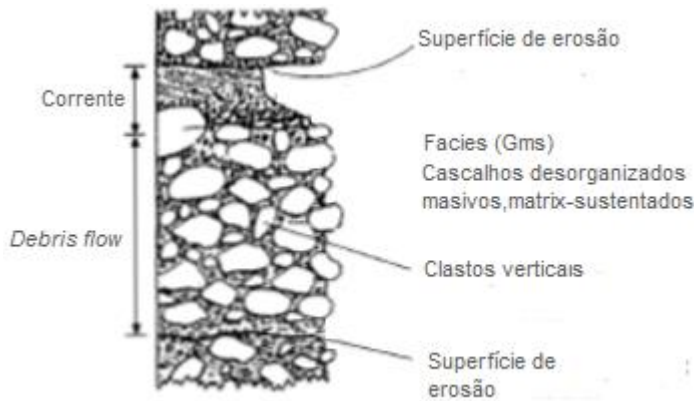


Figura 12: Sequência representativa das fácies aluviais do termo A1 da Formação de Conraria, Triássico Superior.

#### Descrição da litologia do termo A2:

Acima destes depósitos de leque-aluvial nota-se uma vasta mudança das fácies onde diminui o tamanho do grão. Estes sedimentos descansam sobre as fácies grosseiras do termo (A1) traduzindo a primeira desconformidade possivelmente angular (D2.a). O termo (A2) tem uma espessura máxima de 40 metros e divide-se em dois subtermos.

O primeiro consiste numa camada de entre 7-10 m de espessura, de estratificação horizontal, com intercalações de pacotes de arenitos de geometria tabular, com pacotes de arenitos finos e lutitos com laminação paralela. Os pacotes tabulares têm um tamanho de grão fino-medio às vezes grosseiro, e a espessura destes varia entre 20-50 cm. A composição dos grãos, é de quartzo e feldspato, mas com uma grande componente micácea (moscovite, biotite) decorrente dos xistos do soco.

Os pacotes de laminação paralela são lutitos e arenitos muito finos, com muita presença de micas e têm uma espessura entre 10-20 cm, sendo apenas visíveis algumas estruturas côncavas traduzindo pequenos sulcos de canais e estruturas de estratificação entrecruzada planar. Em geral este termo é compacto evidenciando a cimentação carbonatada (reação com HCL), também com níveis de nódulos carbonatados com continuação lateral e presença de óxidos de ferro favoráveis para a compacidade da rocha. Este subtermo identifica-se com o (A2.1), (Fig. 15).

Mais para acima encontra-se uma camada de 25 m de espessura, também com estratificação horizontal e muita diferença na litologia. Esta sequência de estratificação horizontal consiste numa alternância rítmica de pacotes de lutitos, argilas, arenitos finos e níveis de matéria orgânica (15-30 cm), preservando laminações finas paralelas (Fig. 14C-14B). Também apresenta pacotes de arenitos finos de cimentação carbonatada (20 cm) com *ripples* de corrente (Fig. 14D), horizontes (15 cm) e nódulos carbonatados, impressões de

raízes e níveis com aparência nodulosa de lutitos, com a presença de ferritizações, (Fig. 17). Neste subtermo acontecem impressões de restos vegetais da espécie (*Voltzia Rembariensis* Schenk ou *Pachyphillum Peregrinum* Brong. e *V. Pachiphilla* Schenk), (Palain, 1976), gretas de dessecação e marcas de sal e gesso (Soares *et al.*, 2012). Este subtermo identifica-se com (A2.2), (Fig. 13-14).

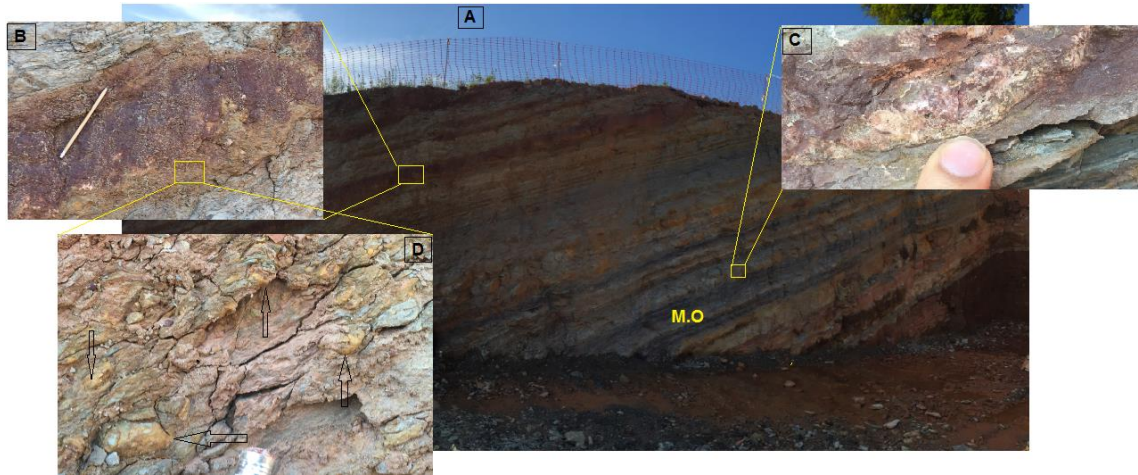


Figura 13: A) Afloramento representativo do subtermo A2.2 da Formação de Conraria, mostra-se a espessura dos pacotes de matéria orgânica, B) Pequenos perfis edáficos, arenitos e lutitos vermelhos ferritizados, C) Nódulos carbonatados, D) Impressões de raízes dentro dos perfis edáficos.

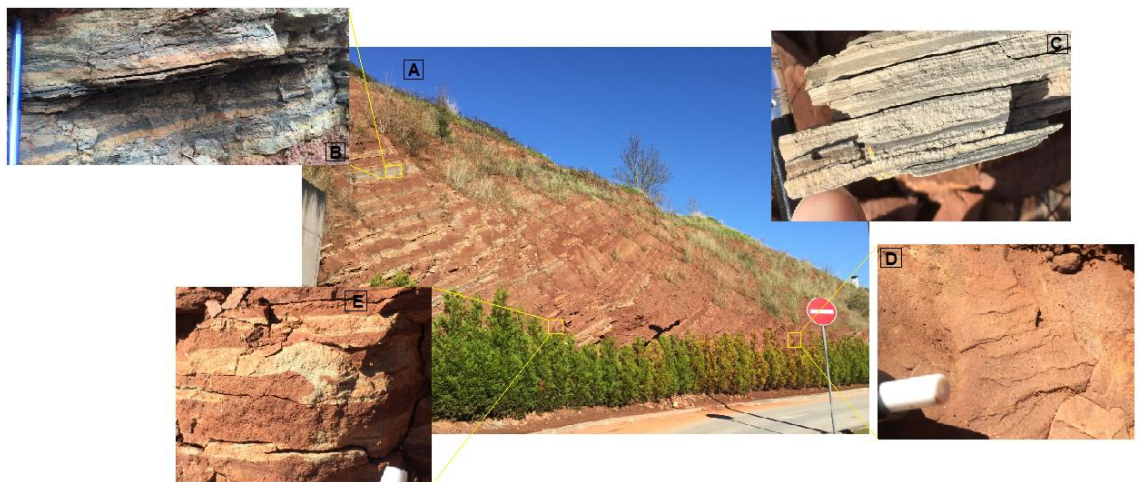


Figura 14: A) Afloramento representativo do subtermo A2.2 da Formação de Conraria, espessura 25 m B) Níveis de matéria orgânica e argilas, C) Preservação de laminações paralelas, D) *Ripples* de corrente, sedimentação calma, E) Laminações paralelas e mistura de arenitos finos claros com vermelhos.



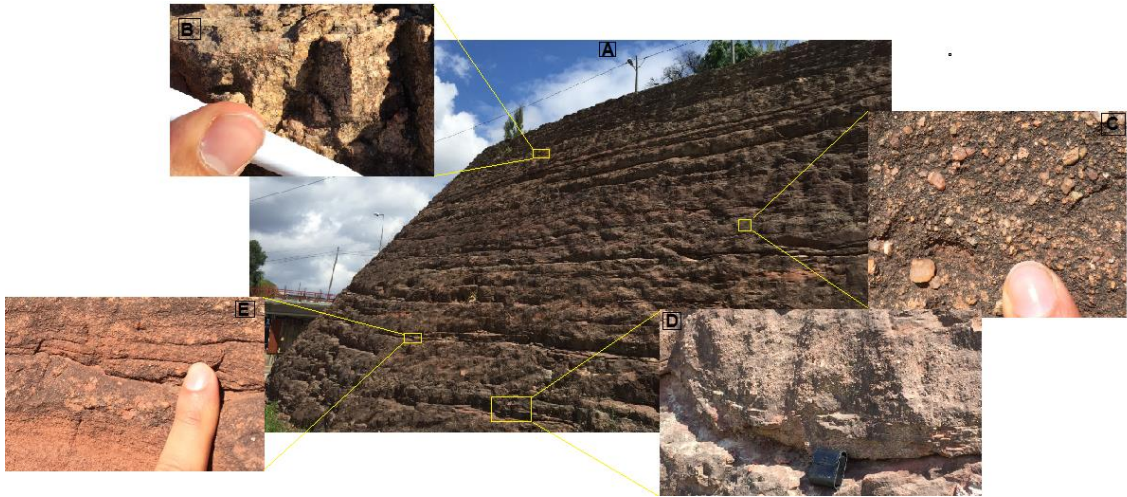


Figura 15: A) Afloramento representativo do termo A2.1 da Formação de Conraria, espessura 10 m, B) Crostas Carbonatadas com continuidade lateral, C) Arenitos médio-grosseiros, D) Estruturas côncavas simulando pequenos canais, E) Laminações paralelas nos pacotes de lutitos.

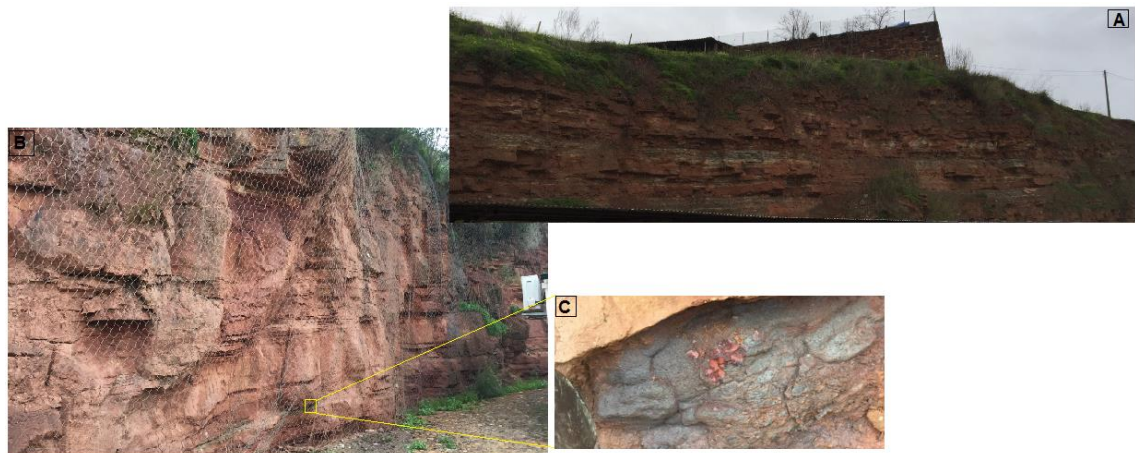


Figura 16: A) Afloramento representativo do subtermo A2.2 da Formação de Conraria, espessura 12 m, B) Afloramento representativo do subtermo A2.1 da Formação de Conraria, espessura 10 m, C) Processo diagenético de ferritização.

Interpretação deposicional do termo A2:

Dada a natureza da litologia e a distribuição estratigráfica, o termo A2 corresponde a fácies lacustres, com a evolução vertical a exprimir a instalação progressiva de condições de alagamento permanente sobre materiais grosseiros. O subtermo (A2.1) corresponderia à instalação progressiva de lagoa com aportes siliciclásticos, e o subtermo (A2.2) faria parte das fácies propriamente lacustres e palustres (perfis edáficos). O limite entre o subtermo (A2.1) e o subtermo (A2.2) corresponde a uma nova desconformidade (D2.b).

Podemos dizer que estas fácies correspondem a condições de alagamento efémeras, oligotróficas e pouco profundas com uma sedimentação detrítica assentada numa planície aluvial proximal-média em condições de aridez. Dada a natureza das características descritas, esta sequência lacustre apresenta fácies fluviais, lacustres e palustres. Estas fácies são características porque apresentam uma marcada estratificação horizontal com a preservação de laminações paralelas finas com níveis de matéria orgânica.

Quanto ao registo lacustre são muitas as tentativas de aproximação para a obtenção dum modelo sedimentar, pois, tentar equiparar o “nível do mar” ao “nível da lagoa”, ligando as variações do nível da lagoa às variações climáticas cíclicas periódicas, fornece-nos um importante ponto de partida muito óbvio que não oferecem os sistemas fluviais ou os eólicos.

Há trabalhos baseados em registos sísmicos, nos quais se hierarquizou o registo de bacias fluviais e fluvio-lacustres de *rifting* em sequências e cortejos relativamente aos episódios maiores da evolução tectónica, similares em todas as bacias deste tipo (Prosser., 1993), onde a tectónica controla o aporte de sedimentos e padrões de distribuição. Contudo, as mudanças na criação do espaço de alojamento, mudanças no aporte de sedimentos e a evolução dos sistemas sedimentares é provavelmente controlada pelo clima e da subsidência.

Porém, ainda não foi definido um quadro geral para o desenvolvimento dos sistemas lacustres, devido às numerosas dificuldades que deverão ser tidas em conta para a realização de qualquer modelo para bacias lacustres.

Nos últimos anos desenvolveu-se um modelo de aplicação da Estratigrafia Sequencial para bacias lacustres, que pouco a pouco está sendo validado. A sua aplicação em distintas bacias, a utilização da terminologia e conceitos propostos está em realização. Estamos a falar do modelo de Bohacs *et al.* (2000). Baseia-se na síntese que abrange um número representativo de bacias lacustres atuais e fósseis. A sua realização está orientada para definir numa maneira sistemática o potencial de formação de hidrocarbonetos dos distintos tipos de bacias lacustres e as características dos reservatórios. O modelo tem em conta a relação entre aportes e água como a influência que tem na arquitetura estratigráfica da morfometria da bacia, principalmente o gradiente topográfico da margem lacustre. Suas principais limitações são a identificação das escalas espaciais e temporais de aplicação, a magnitude temporal da sequencialidade, e as variações que podem ser introduzidas, em relação às ligações do sistema lacustre com outros sistemas deposicionais com os quais coexiste paleogeograficamente, e com os que pode ficar geneticamente ligado.

O modelo de Bohacs *et al.* (2000) divide as bacias lacustres em três tipos, determinados pela relação entre o potencial de acomodação e o aporte de sedimento e água. O aporte de sedimento e água está ligado ao balanço hidrológico que depende do clima. O potencial de acomodação é o espaço disponível para a acumulação de sedimentos por baixo da posição do *outlet* ou *spillpoint*, o ponto de derramamento sob o qual o excesso de água e sedimento sai da bacia depende da subsidência, ou seja, da dinâmica e evolução tectónica, e da topografia da bacia lacustre. Cada um destes tipos de bacia apresenta uma arquitetura de enchimento estratigráfica específica e leva associada um conjunto ou modelo de fácies representativas do tipo de bacia e seu enchimento. Os três tipos de bacias são:

1. Bacias *overfilled*. O aporte de sedimento e água excede em grande medida o espaço de acomodação potencial disponível. São bacias hidrologicamente abertas, que recebem grande quantidade de aportes e criam sequências tipicamente prográdantes. São caracterizadas por associações de fácies “fluvio-lacustres”
2. Bacias *balanced-fill*. O aporte de sedimento e água está em equilíbrio com a acomodação potencial. São bacias intermitentemente abertas com aportes variáveis. As sequências que criam são de tendências mistas de agradação-progradação. As lagoas profundas com sedimentação laminada de bacia são características destas bacias, que estão representadas por associações de fácies de profundidade flutuante.
3. Bacias *underfilled*. O aporte de sedimento e águas é muito menor que a acomodação potencial. São bacias hidrologicamente fechadas, com aporte fluvial mínimo, caracterizadas pela formação de evaporitos. Originam sequências agradantes e múltiplos ciclos de dessecação-inundação. Estão representadas por associações de fácies “evaporíticas”.

O modelo também define a arquitetura dos cortejos sedimentares de baixo nível, transgressivos e de alto nível para cada um dos tipos de bacias. Apesar do avanço que representa este modelo ainda são muitas as questões por resolver.

Neste caso, no termo A2 da Formação de Conraria reconhece-se o subtermo A2.1 que representa o aporte de sedimentos e água (fácies fluviais) e o subtermo A2.2 que corresponde a perfis edáficos (fácies lacustres e palustres). O aporte de sedimentos e água depende do clima, e o espaço de acomodação está ligado com a subsidência e movimentações tectónicas locais. A sequência do termo A2 na região de Coimbra identifica-se com uma etapa húmida (A2.1) e uma etapa seca (A2.2), o que traduz um ciclo de dessecação- inundação. A etapa húmida (batimetria alta) tem menos espessura que na etapa seca (batimetria baixa), (Fig. 17), enquanto as concentrações de matéria orgânica são

mais abundantes a etapa seca, apresentando também marcas de sal e gipsita (Soares *et al.*, 2012).

Assim, esta associação de fácies e a evolução tectónica da configuração da Bacia Lusitânica traduz um modelo de bacia *underfilled*, onde os grandes espaços de acomodação são criados pelas notórias movimentações locais que excedem o aporte mínimo de sedimentos e água, ligados com um clima árido. Criam-se assim sequências de agradação com ciclos de dessecação- inundação originando uma planície fluvial de inundação. As movimentações tectónicas locais são muito frequentes, pois, cada vez que passamos do subtermo A2.1 para o subtermo A2.2, é identificado como um pulso tectónico originando desconformidades. Os aportes de sedimentos e água (inundação), são materializados como superfícies transgressivas continentais, e os perfis edáficos (dessecação) como níveis de máxima inundação, estes ciclos serem identificados na análise de diagrfias. Por tanto estas fácies lacustres são consideradas como cortejos sedimentares agradacionais transgressivos (TST).

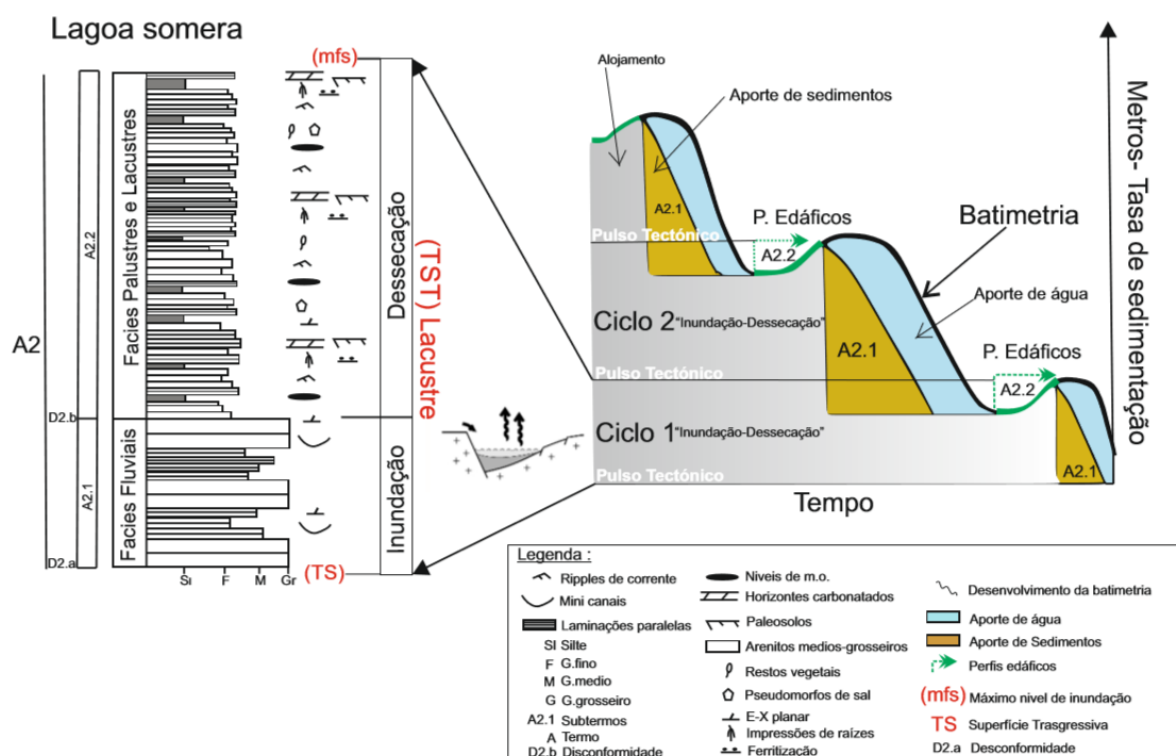


Figura 17: Sequência representativa e esquemática do desenvolvimento e fatores que controlam as fácies lacustres do termo A2 na Formação de Conraria.



### Triássico Superior, Noriano-Rhaetiano: Formação de “Castelo Viegas”

Descrição da litologia do termo B1:

O começo deste termo passa rapidamente dos perfis edáficos de fácies lacustres para sedimentos arenosos fluviais, traduzindo assim outra desconformidade (D2.c), visível no afloramento a superfície de erosão, que se passa de paleossolos para fácies fluviais em apenas 2 metros, correspondendo a uma discordância paralela erosiva.

Acima das fácies lacustres tem-se uma camada de 10 metros de espessura, sequência esta composta por pacotes tabulares de arenitos com intercalações de níveis lutíticos e corpos argilosos.

Os pacotes de geometria tabular são de grão fino-médio, mas às vezes podem tornar-se de grão grosseiro, com uma espessura entre 1-1,5 m, sendo a composição dos grãos de feldspatos, micas e com muita quantidade de quartzo em matriz argilosa, que diminui para ao topo onde surgem 3 metros de arenitos mais lavados. Estes são interrompidos pelos níveis argilosos e lutíticos que são muito visíveis no afloramento, podendo observar-se como formam superfícies de erosão, apresentando uma espessura aproximada entre 10-15 cm. Este subtermo identifica-se como (B1.1), (Fig. 18). Soares *et al.* (2012), designou como Formação de Penela.



Figura 18: Afloramento representativo do subtermo B1.1 da Formação de Castelo Viegas, aprecia-se a desconformidade angular (D3.a) e as superfícies erosivas que intercetam os pacotes de arenitos.

Os 70 metros seguintes são materiais vermelhos muito grosseiros com carga areno-conglomerática. Consiste numa sequência de pacotes de arenitos de geometria tabular com alterações de níveis lutíticos e corpos argilosos, (Fig. 19). Os pacotes de carga areno-conglomerática apresentam uma espessura de entre 7-10 m, interiormente mostram algumas estruturas de canal, estratificação oblíqua e planar, mas muito difusas, sendo os clastos de quartzo, micas e feldspatos.

Os pacotes de carga areno-conglomerática têm uma distribuição muito caótica, sem um padrão constante, (Fig. 20). As partes mais grosseiras apresentam clastos de entre 5-10 cm criando *lags* de calhaus, neste caso de geometria mais arredondada. Classifica-se como conglomerados pudim. Nas partes mais finas o tamanho dos clastos varia entre 0-2 cm, sendo a composição destes contendo na mesma sílica, quartzo branco, feldspatos e micas. A matriz destes é argilosa e contém óxidos de ferro, notando-se também a elevada compactação da rocha devido à cimentação carbonatada (reação HCL).

Os níveis de lutitos e corpos argilosos com 10-20 cm de espessura, chamam a atenção porque no afloramento apresentam superfícies de erosão bem definidas e contínuas, intercalando-se com os pacotes areno-conglomeráticos. Identifica-se o subtermo como (B1.2).

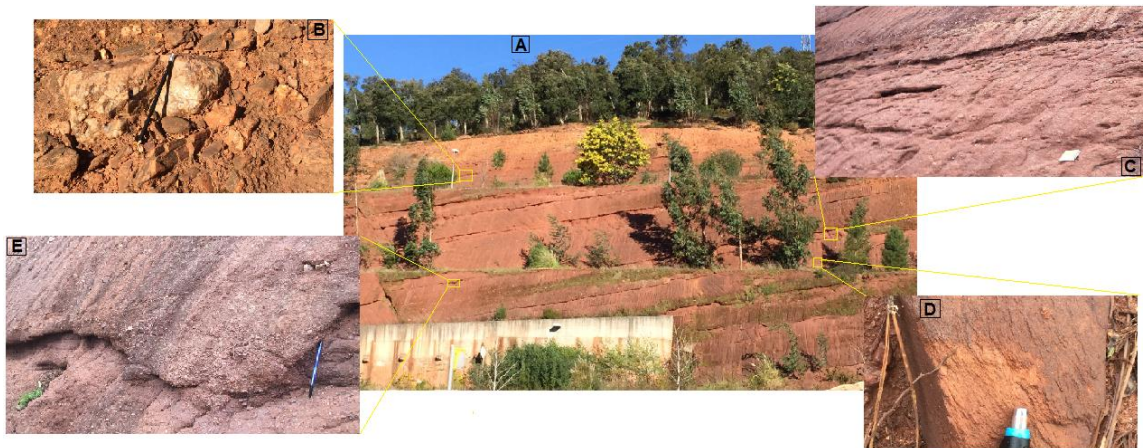


Figura 19: A) Afloramento representativo do termo B1.2 da Formação Castelo Viegas, B) Cascalhos de grandes dimensões representando a carga conglomerática destes sistemas fluviais na parte superior do termo B1, C) Superfícies erosivas que intersectam os pacotes de carga-areno-conglomerática, D) Xistos de grande tamanho provenientes do soco Paleozóico, E) Níveis erosivos com corpos canalizados.



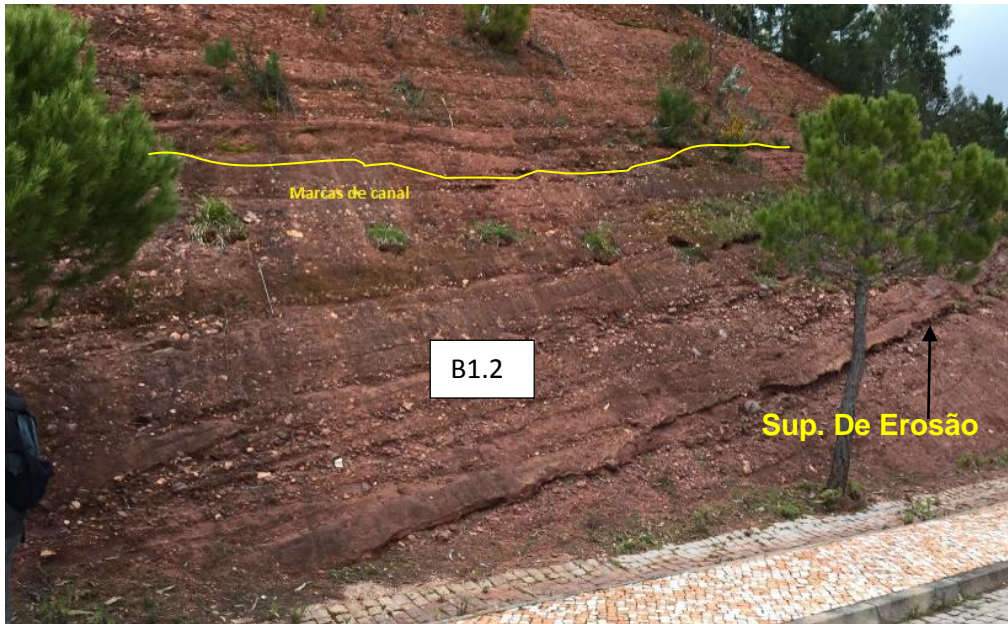


Figura 20: Afloramento representativo do topo do subtermo B1.2 da Formação de Castelo Viegas, mostram-se superfícies de erosão, marcas de canais, estratificação oblíqua como estruturas sedimentares principais.

Interpretação deposicional do termo B1:

Dada a natureza da litologia e as características descritas anteriormente, podemos dizer que o termo B1 concorda com dois sistemas fluviais, tipo braided de cascalhos e arenitos pouco canalizados que se desenvolveram numa planície aluvial proximal-média e árida, separados por uma discordância angular (D3.a) visível no afloramento, (Fig. 18).

O subtermo (B1.1), representa o primeiro sistema fluvial com uma corrente continuada e de baixa energia (boa calibragem), com intervalos de sedimentação curtos, devido à pouca espessura dos pacotes de arenitos tabulares que rapidamente são intersectados pelos níveis lutíticos e argilosos representando a sedimentação subaérea de mantos de inundação (*crevasse splay*). O segundo sistema fluvial (B1.2) tem características contrárias ao primeiro, as correntes que mobilizaram os sedimentos foram de alta energia (má calibragem), com um prolongado intervalo na sedimentação devido à grande espessura dos pacotes de cascalhos e arenitos que são intersectados por níveis lutíticos e corpos argilosos representando os mantos de inundação (*crevasse splay*).

<b>Gms</b>	Cascalhos massivos matrix sustentados sem estrutura interna
<b>Gm</b>	Cascalhos grão sustentados, massivos ou algo estratificados com imbricações
<b>Gp</b>	Cascalhos estratificados com estratificação entrecruzada planar
<b>St</b>	Areias com estratificação entrecruzada em surco (trough)
<b>Sp</b>	Areias com estratificação cruzada planar (tabular)
<b>Sr</b>	Areias com laminação entrecruzada
<b>Sh</b>	Areias com laminação paralela, parting lineation
<b>Se</b>	Níveis erosivos, lags diversos, cantos blandos
<b>Fl</b>	Siltos e argilas com laminação paralela ou entrecruzada (de ripples)
<b>Fr</b>	Siltos e argilas com raízes e restos vegetais
<b>Fm</b>	Siltos e argilas massivos
<b>P</b>	Carbonatos com rasgos edáficos
<b>B</b>	Siltos, argilas com bioturbação

Figura 21: Código de fácies para a classificação dos distintos sistemas fluviais, (Miall., 1988 & 1996).

Podemos assim classificar o termo B1 mediante o código de sistemas fluviais feito por (Miall., 1988 & 1996), (Fig. 21), onde dependendo do tipo dos depósitos e fácies que abrange um sistema fluvial podem-se diferenciar distintas sequências. Neste caso, o termo B1 corresponde a duas sequências fluviais *braided* de cascalhos e arenitos tipo *Scott*. São caracterizadas pelas fácies (Gm) e predominam as barras médias ou longitudinais com depósitos de desbordamento (Se) onde secundariamente podem intercalar-se fácies (St e Sp), (Fig. 23).

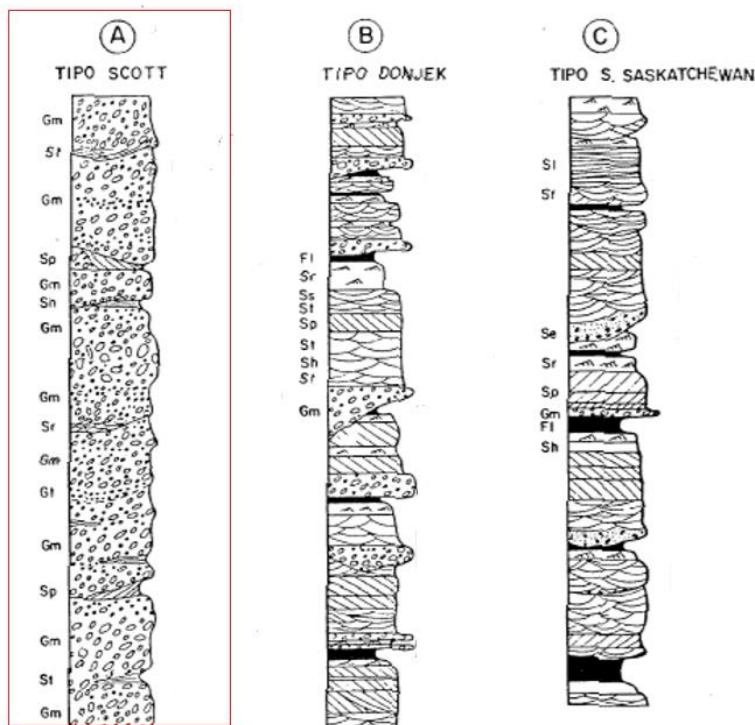


Figura 22: Diferentes sequências de sistemas fluviais, neste caso o tipo A, (Tipo Scott) (Miall., 1988 & 1996). ilustra o termo B1 da Formação Castelo Viegas

### 2.2.2 Perfil Sobral Cid:

O topo do termo B1 finaliza com uma sequência de conglomerados de grandes dimensões com clastos de origem granítica, presença de quartzo branco e xistos com tamanhos que variam entre 20-30 cm de geometria arredondada (conglomerados pudim), com uma vasta matriz argilosa. A espessura destes varia entre 3-4 m. Esta sequência é a que melhor evidencia os pulsos tectônicos locais.

A passagem do termo B1 para o B2 evidencia uma vasta mudança nas fácies. Num pequeno intervalo de tempo, passa-se de fácies conglomeráticas para fácies fluviais finas e variadas, traduzindo-se assim outra desconformidade (D3.b).

Descrição da litologia do termo B2:

O termo B2 divide-se em dois subtermos (B2.1) e (B2.2). No subtermo inferior (B2.1), (Fig. 23) identifica-se uma associação de fácies com distintas estruturas sedimentares. Tem-se camadas de arenitos de geometria tabular de grão fino-médio com pouca quantidade de argila na matriz, sendo os clastos predominantes de quartzo, feldspato e componentes micáceos, com uma espessura dos pacotes que varia entre 20-50 cm. O limite inferior e superior destes pacotes está marcado por superfícies erosivas. Intercalam-se com as camadas de arenitos, pacotes de argilas e siltes de cores vermelhos, esverdeados e brancos com espessura de 20-30 cm traduzindo os mantos de inundação e solos hidromórficos. Outro tipo de fácies com destaque são camadas de arenitos de grão médio-grosseiro que interiormente mostram estratificação oblíqua e entrecruzada planar, mas muito difusas, com a presença também de *lags* de cantos de sílica com os tamanho dos cantos entre 2-5 cm. Estas camadas têm pequenas cavidades dando uma aparência porosa. Este subtermo tem uma espessura aproximada de 20 m.



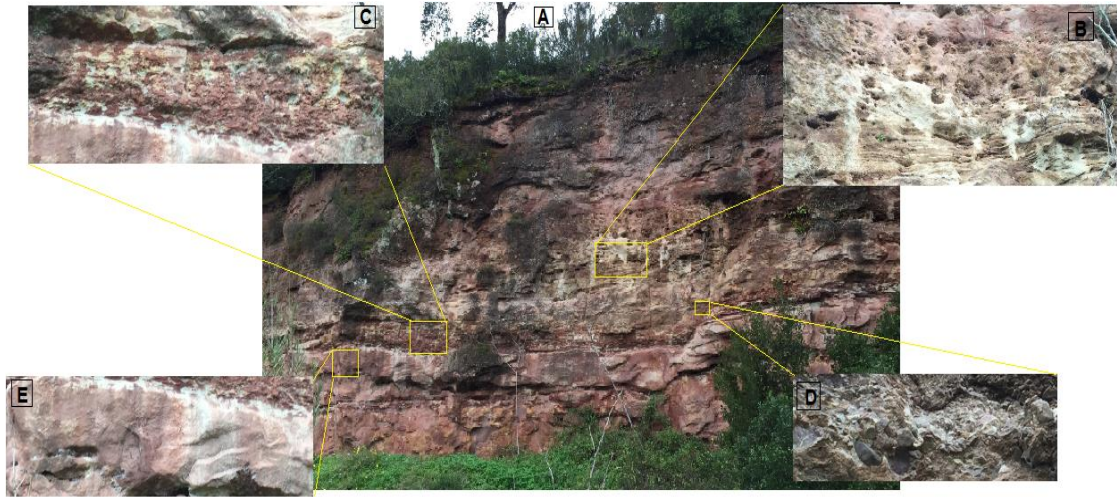


Figura 23: A) Afloramento representativo do subtermo B2.1 da Formação de Castelo Viegas, B) Arenitos de grão medio-grosseiro com estratificação oblíqua, C) Níveis argilosos, representam perfis edáficos de solos hidromórficos, D) Lags de calhaus, E) pacotes de arenitos finos-médios.

O subtermo a seguir (B2.2), identifica-se facilmente, com alternância de pacotes de arenitos arcósicos de grão médio-grosseiro muito lavados de cores claras (brancos e amarelos) de espessura entre 5-7 m, com níveis de argilas de espessura que varia entre 10-15 cm. Os arenitos têm pouca argila na matriz e boa calibragem, os grãos são de feldspatos e quartzo mas também apresentam micas. Estes pacotes de arenitos de geometria tabular mostram estratificação oblíqua, lags de calhaus, estratificação entrecruzada planar, e para o topo estruturas de *herring bones*, (Fig. 25). Apresentam também níveis de aparência porosa materializada em pequenas cavidades. Este subtermo de arenitos lavados tem aproximadamente uma espessura de 55 m, (Fig. 24).

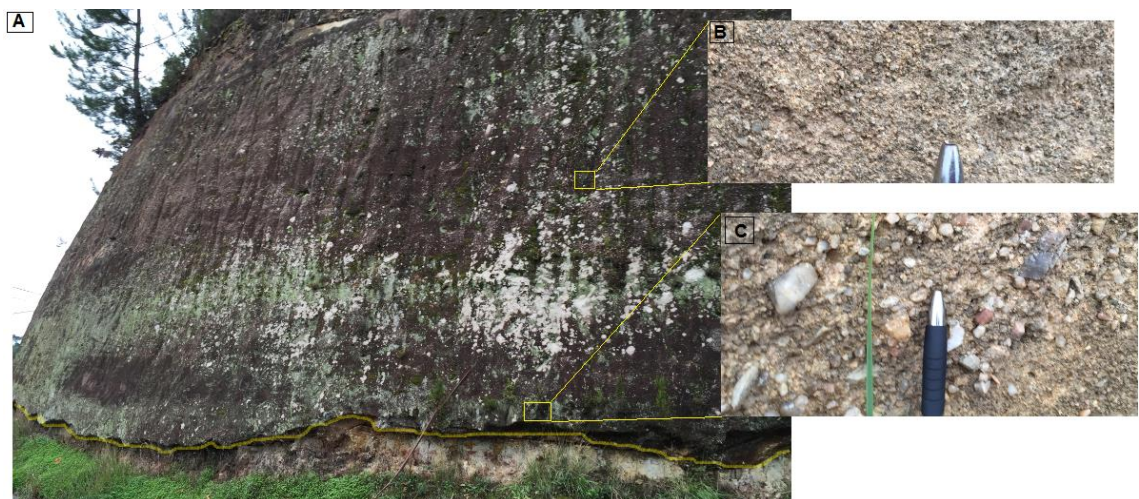


Figura 24: Afloramento representativo do termo B2.2 da Formação de Pereiros. Pode-se ver o nível de argilas originando superfícies de erosão que interrompem as pacotes de arenitos, B) Arenitos de grão fino, C) Lags de calhaus nestes arenitos.



Figura 25: A) Afloramento representativo do subtermo B2.2 da Formação de Pereiros, B) Afloramento representativo do teto do subtermo B2.2 da Formação Pereiros com estruturas sedimentares *herring bone*.

Interpretação deposicional do termo B2:

Dada a natureza da litologia e das fácies descritas anteriormente, o termo B2 corresponde a duas etapas dum sistema fluvial aberto pouco canalizado e de pouca sinuosidade, fluxo pouco turbulento, constante e de baixa energia.

O primeiro subtermo (B2.1) consiste na reativação do sistema fluvial tendo associações de fácies com distintas estruturas sedimentares como a presença de paleossolos além de estruturas de corrente, evidenciando fluxos de baixa energia e pouco turbulentos. Os níveis de argila correspondem a solos hidromórficos evidenciando a sedimentação subaérea, as cores brancas destes níveis argilosos correspondem à oxidação da matéria orgânica.

O subtermo (B2.2) corresponde com a parte mais distal do sistema fluvial onde os fluxos ficam estabilizados e contínuos de moderada energia, o sistema fluvial abre-se até receber a influência marinha. Identifica-se facilmente, sendo constituído por arenitos arcósicos claros e maduros com muito feldspato e pouca matriz argilosa. Nestes arenitos lavados e claros ainda continua a haver óxidos de ferro, de tons amarelos e vermelhos. As condições de aridez diminuíram e a calibragem dos grãos melhora. As estruturas de *herring bone* e a cimentação carbonatada que acontecem para o teto indicam a proximidade da superfície transgressiva representada com a desconformidade (D4.a).

Por tanto o termo B2 corresponde a um sistema fluvial distal apenas canalizado onde a aridez, a energia e a declive do ambiente diminui em comparação com as fácies fluviais anteriores, chegando a ter finalmente influência marinha. Classifica-se assim o termo B2 mediante o código de sistemas fluviais feito por Miall. (1988 & 1996). Neste caso corresponde a um sistema fluvial *braided* distal (*braided*) tipo *Saskatchewan* com duas etapas de desenvolvimento (B2.1-B2.2). Caracterizam-se principalmente pelas fácies St, Se, Fl, (Fig. 26).



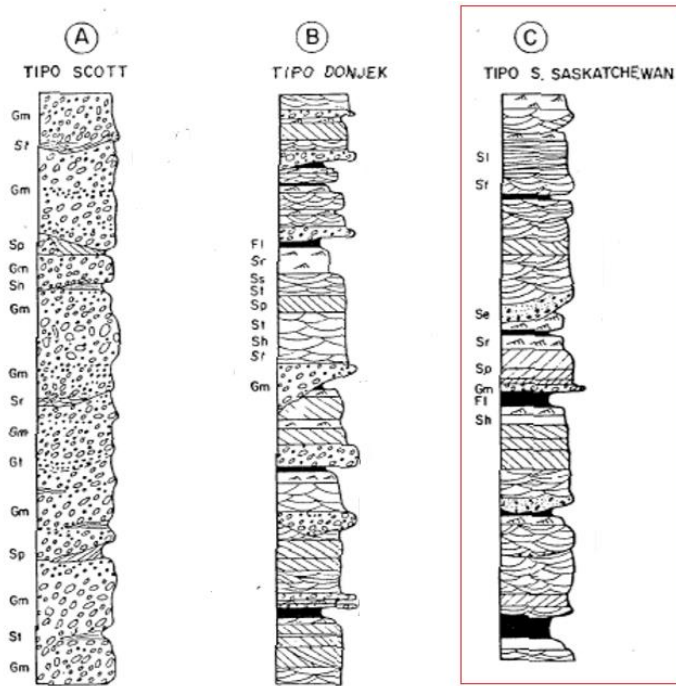


Figura 26: Diferentes seqüências de sistemas fluviais, neste caso o tipo C, ilustra o termo B2 da Formação Castelo de Viegas o tipo *Saskatchewan* (Miall, 1988 & 1996).

### Triássico Superior-Jurássico Inferior, Hetangiano: Formação de “Pereiros”

Descrição da litologia do termo C1:

A Formação de Pereiros começa após a desconformidade materializada pela superfície transgressiva. Esta passagem está bem diferenciada no afloramento onde os arenitos arcósicos do subtermo B2.2 são truncados pela desconformidade angular erosiva em *toplap*. (D4.a), (Fig. 27).

O termo C1 integra arenitos arcósicos finos com cimentação fortemente carbonatada e arenitos margosos. Estes materiais fazem uma vasta reação com o ácido clorídrico (HCL). Os grãos são maioritariamente de quartzo, também feldspatos e micas. Estes materiais encontram-se estratificados horizontalmente em plaquetas de espessura entre 5-10 cm, (Fig. 27C), e interiormente mostram uma laminação paralela de níveis arenosos mais claros e níveis margosos mais escuros. A espessura total destas fácies é de entre 3 e 10 m. Também apresentam restos de moluscos como por exemplo *Isocyprina Eotrapezium aff. Germari* (Dunker), (Choffat, 1894) e vegetais (*Clathropteris meniscoides* e *Equisetites sp.*), para o topo surgem as primeiras fácies dolomíticas, sendo a espessura total do termo C1 de aproximadamente 30-35 m (Palain, 1976).

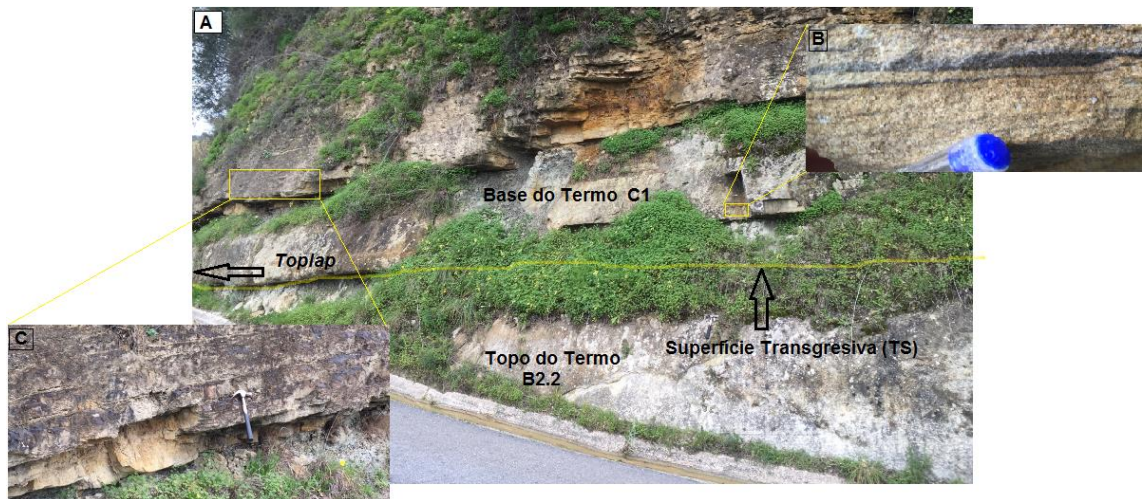


Figura 27: A) Afloramento representativo da primeira superfície transgressiva da Bacia Lusitânica, materializada em *toplap*, e que representa a desconformidade angular erosiva (D4.a), e delimita a Formação de Castelo Viegas e a Formação de Pereiros, B) Laminação interna de arenitos margosos e arenitos dolomíticos, C) Disposição em plaquetas da base do termo C1.

#### Descrição da litologia do termo C2:

Na passagem dum termo para outro existe novamente outra desconformidade (D4.b), (Soares *et al.*, 2012). Neste termo, a maioria da sedimentação consiste numa alternância de dolomitos arenosos com pelitos pretos e cinzentos onde acontecem cristais de sal e cubos de gesso, (Fig. 28). Os dolomitos estão dispostos em plaquetas de 15-25 cm e os pelitos mostram estratificação entrecruzada de baixo ângulo e localmente estratificação *flaser* e *ripples* evidenciando movimentos oscilatórios. São particularmente significativas as interstratificações, por vezes lenticulares, de dolomitos arenosos e biodetríticos (packstones a grainstones), localmente com brechas de fragmentos de crostas dolomíticas ou com finas laminações estromatolíticas (Kullberg, 2006). Os restos de moluscos mais frequentes são (*Isocyprina (Eotrapecium)*, *aff Germari (Dunker)* e *Aviculidae*) (Palain, 1976). Na localidade de Coimbra a espessura é de aproximadamente 30 m. A formação de Pereiros finaliza com uma desconformidade (D5.a) para a posterior sedimentação evaporítica da formação de Dagorda (Soares *et al.*, 2012).

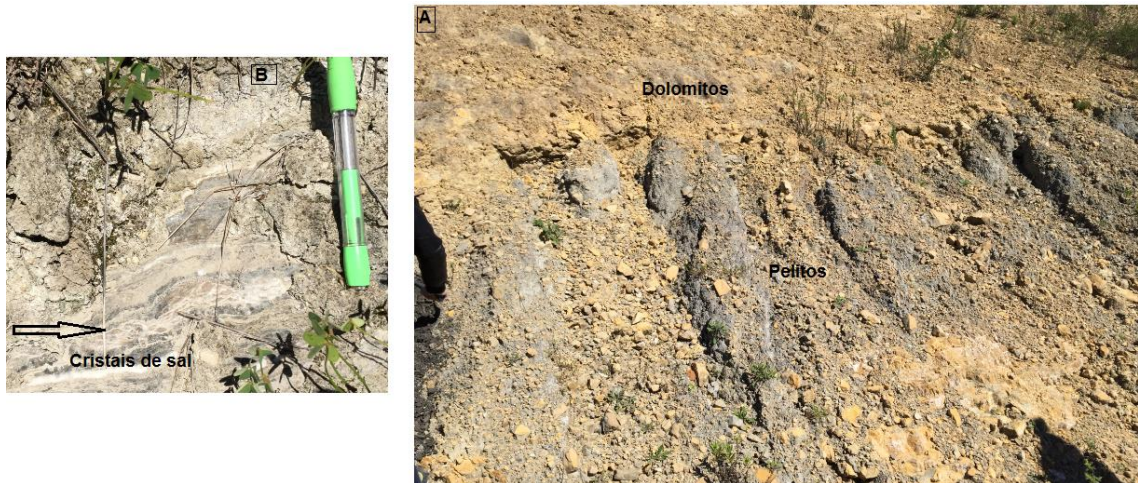


Figura 28: A) Alternância de níveis dolomíticos arenosos com pelitos pretos do subtermo C2 da Formação de Pereiros, B) Níveis de cristais de sal do termo C2 da Formação de Pereiros.

Interpretação deposicional da Formação de Pereiros:

Após a superfície transgressiva apresenta-se um cenário favorável para a acomodação e organização de duas parasequências progradantes (C1 e C2) na porção ocidental da bacia. Representam ambientes paleolitorais áridos e lagunares (*sabkha*), claramente um processo de transição para dar lugar à primeira transgressão marinha da bacia.

### 2.3. Evolução tectono-sedimentar do grupo “Grés de Silves” na região de Coimbra: MEGASSEQUÊNCIAS.

O grupo “Grés de Silves” é formado pelos primeiros depósitos basais da Bacia Lusitânica do Triássico Superior (Palain, 1976; Soares *et al.*, 1985), na fase Pré-sal. Estão materializados por quatro sistemas complexos de enchimento bacinal definindo duas sequências granodecrescentes, outra granocrescente e uma final transgressiva, as quais foram distribuídas em quatro megassequências (MS4). A primeira megassequência é aluvial-lacustre granodecrescente depositada durante a configuração duma bacia endorreica no Carniano (Formação de Conraria), com uma importante subsidência e movimentos locais associados que controlam o enchimento sedimentar. A segunda e terceira megassequências são de carácter fluvial granocrescente e granodecrescente respetivamente, traduzindo a reativação da Bacia no Noriano (Formação de Castelo Viegas), e a passagem para uma bacia exorreica pela relativa atenuação da tectónica. Na parte final da terceira megassequência temos já sinais duma influência marinha. Assim



passamos lateralmente para uma sequência transgressiva marinha com depósitos de ambiente *sabkha* e lagunares no Retiano-Hetangiano (Formação de Pereiros). Encerra-se assim a primeira fase de *rifting* no início do Mesozóico da Bacia Lusitânica. Estas sequências deposicionais resultaram da distensão e da fracturação crustal, com diferenciação em blocos subsidentes, assimétricos e basculados para oeste, reutilizando as estruturas tardi-variscas com orientação predominante NNE-SSW (Uphoff, 2005).

As quatro megasequências foram determinadas tendo por base as principais desconformidades e as associações de fácies que controlam e representam os distintos tipos de cortejos sedimentares. Cada megasequência representa um dos vários tipos de cortejos sedimentares.

### **Megasequência 1 (MS1): Formação de Conraria**

Os depósitos basais da primeira megasequência descansam sobre a discordância angular Pérmico-Triássica (D1). Esta sequência granodecrescente na qual estão envolvidos um sistema deposicional leque-aluvial (LST), representado pelo termo A1, e um sistema deposicional lacustre (HST) representado pelo termo A2, ambos numa posição proximal e de configuração bacinal, materializam assim a Formação de Conraria.

O primeiro ambiente de deposição foi produto da erosão do soco, xistos e sílica decorrentes do soco Paleozóico que vão formar junto com os fluxos de água efémeros e agressivos, grande declive e clima árido, fácies próprias de leques aluviais proximais, e mantos torrenciais (*derbis flows*) secos, ou seja, carga areno-conglomerática com muita matriz argilosa, abundância de óxidos de ferro e má calibragem, criando fácies canalizadas (*stream flood*) e não canalizadas (*sheet flood*). Este termo (A1) tem uma espessura aproximada de 150 m na região de Coimbra, com maior espessura para o norte, (Soares *et al.*, 2012). A grande espessura deste termo deve-se a que estes sedimentos constituem o início da configuração da Bacia desde leste, mas possivelmente a espessura destes vai variar dependendo da posição na Bacia e a atividade das movimentações locais.

A passagem do termo A1 para o termo A2 evidencia outra desconformidade (D2.a), que possivelmente é angular devido a que o sistema aluvial (A1) vem duma deposição com diferente pendente e os sistemas de alagamento geralmente depositam-se em planícies. A seguir o sistema prograda e agora a evolução vertical exprime a instalação progressiva de condições de alagamento permanente (A2) sobre materiais grosseiros, materializando uma sequência transgressiva agradacional (TST), limitada por superfícies transgressivas continentais devido ao aporte de sedimentos e água.

Estes sedimentos de alagamento (A2) acomodam-se numa planície aluvial proximal, criando uma sequência transgressiva agradacional (TST), marcada por ciclos de dessecação (A2.2), inundação (A2.1), que evidenciam pulsos tectónicos, identificados como desconformidades. No caso da região de Coimbra na passagem do subtermo (A2.1) para o subtermo (A2.2) reconhece-se a desconformidade (D2.b), que foi identificada na espectrometria realizada no campo, explicada no capítulo 4.

O termo (A2) de pouca espessura, 30 m na região de Coimbra, pode ter maior espessura nas zonas internas da Bacia, tendo uma hipotética maior sedimentação em anoxia, dando lugar a maior concentração de matéria orgânica, e originando sequências agradacionais maiores.

Na passagem para a megassequência a seguir regista-se uma nova desconformidade (D2.c), neste caso correspondente a uma discordância paralela erosiva. (Fig. 30).

### **Megassequência 2 (MS2): Formação de Castelo Viegas**

Esta megassequência granocrescente define dois sistemas fluviais tipo *braided* de cascalhos e arenitos pouco canalizados que se desenvolveram numa planície aluvial proximal-media árida, separados por uma discordância angular (D3.a) de 20° sob a horizontal (Soares *et al.*, 2012), a qual divide os dois sistemas deposicionais fluviais com características de sedimentação diferentes. Esta megassequência progradante (HST) corresponde à reativação da Bacia e à passagem para uma bacia exorreica, representando a parte inferior e média da Formação de Castelo Viegas, correspondendo ao termo (B1).

### **Megassequência 3 (MS3): Formação de Castelo Viegas**

Esta megassequência granodecrescente (LST) define dois sistemas fluviais abertos de arenitos mais lavados e assentados na parte distal da Bacia e correspondem com um relativa atenuação tectónica, representando a parte superior da Formação de Castelo Viegas e corresponde ao termo (B2).

Pode-se inferir das observações de campo que esta megassequência começa com uma desconformidade (D3.b), provavelmente traduzindo uma discordância paralela erosiva, passando-se de fácies conglomeráticas grosseiras tipo pudim para uma sequência fluvial aberta.

Esta megassequência fluvial (B2) exprime uma progradação vertical, na qual a parte inferior (B2.1) consiste numa associação de fácies evidenciando a reativação e abertura do sistema, e na parte superior (B2.2) arenitos lavados, traduzindo à estabilização do sistema

fluvial e tendo finalmente uma influência marinha devido à presença de estruturas (*herring bone*).

#### **Megassequência 4 (MS4) : Formação de Pereiros**

Esta megassequência (TST) representa um processo de transição para dar lugar à primeira transgressão marinha da Bacia Lusitânica no início do Jurássico.

A (MS4) inicia-se com a superfície de transgressão marinha (TS), para dar lugar ao começo do termo C. O limite entre o subtermo B2.2 e C consiste numa desconformidade angular erosiva (D4.a), materializada em *toplap* e registada nas observações de campo. Após desta marcada superfície transgressiva apresenta-se um cenário favorável para a acomodação e organização de duas parassequências progradantes (C1 e C2) para a parte ocidental da Bacia. Representam ambientes paleolitorais áridos e lagunares (*sabkha*), mostrando claramente um processo de transição para dar lugar à primeira transgressão marinha da Bacia. A passagem dos termos C1 para C2 está materializado por uma nova desconformidade (D4.b), (Soares *et al.*, 2012).

A Formação de Pereiros acaba com uma última desconformidade (D5.a), (Curtis *et al.*, 1963; Shinn, 1983; Mazzullo, 2000), antes da sedimentação lutítica com abundante material evaporítico da Formação de Dagorda no início do Jurássico, a qual dá início à tectónica salina da Bacia. Encerrando assim a fase Pré-Sal, e dando lugar à fase Sin-sal. A Formação de Pereiros apresenta uma espessura aproximada de 60 m na região de Coimbra, mas pode apresentar até 100 metros nos bordos da Bacia, (Pena dos Reis *et al.*, 2011).

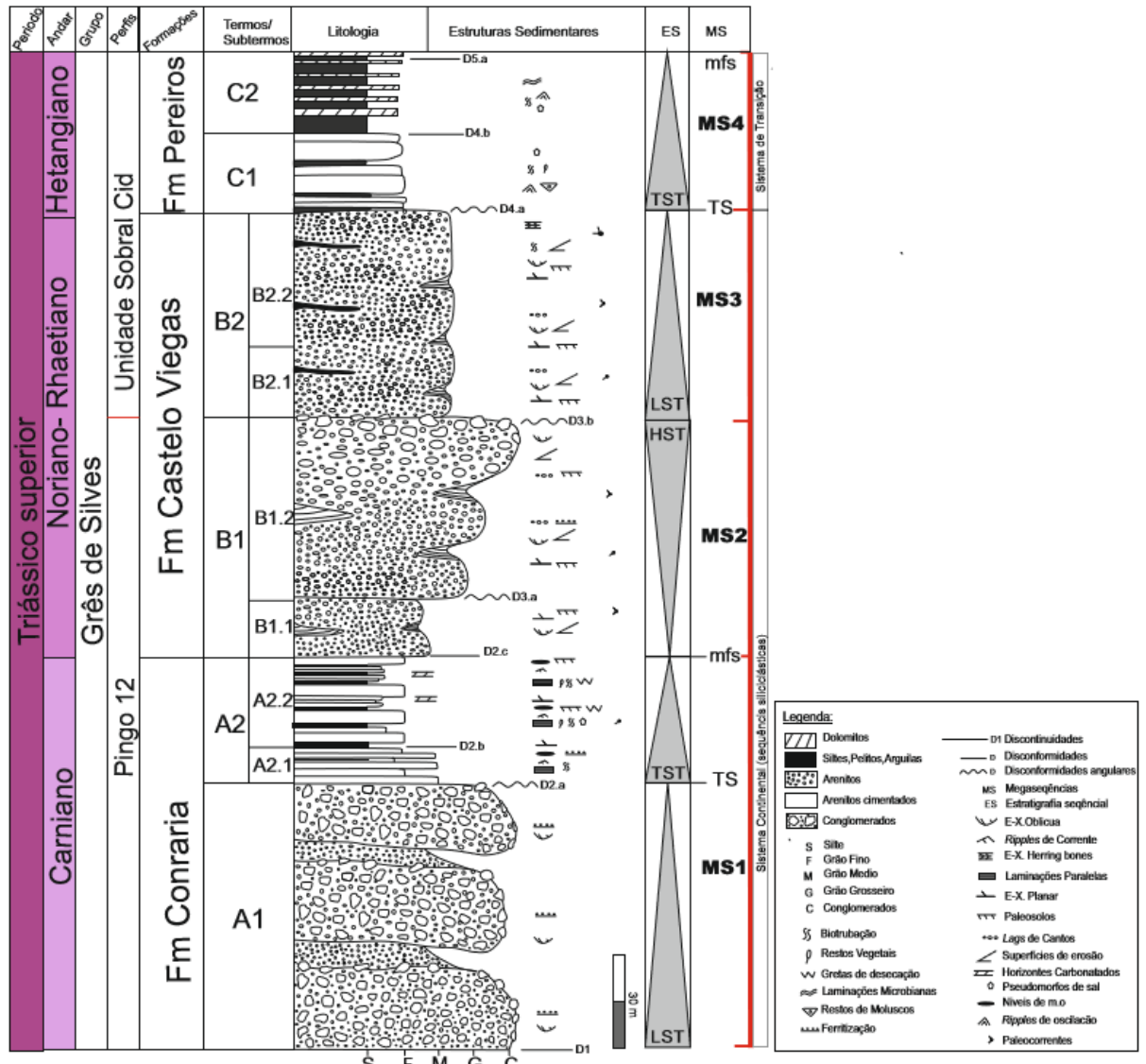
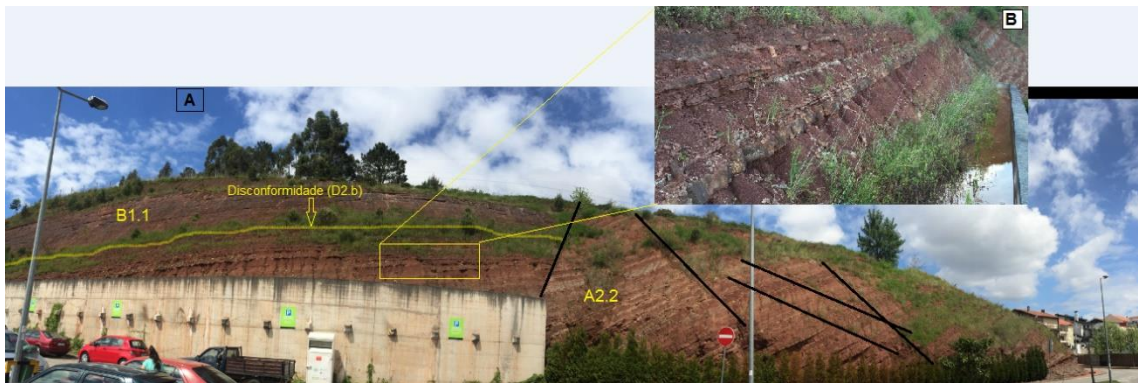


Figura 29: Coluna estratigráfica do Grupo “Grés de Silves” na região de Coimbra, dividido em dois perfis litostratigráficos com especial atenção à estratigrafia sequencial distribuídas em megasequências (MS1 para MS4) e limitadas por desconformidades (D2.b).

O Triássico Superior da Bacia Lusitânica envolve distintos ambientes de deposição detríticos siliciclásticos num clima subárido, distribuídos em megasequências que determinam os distintos cortejos sedimentares.

No que concerne à estratigrafia sequencial do Triássico superior, (Fig. 30), reconhece-se um conjunto de cortejos sedimentares progradantes e agradantes até à transgressão marinha. Inicia-se com um cortejo sedimentar progradante (LST) representado pelas fácies leque-aluviais do termo (A1). A instalação progressiva das fácies de alagamento (A2) representam um cortejo sedimentar transgressivo agradacional (TST). Acima, a sedimentação fluvial do termo (B1) corresponde a outro cortejo sedimentar progradante (HST) definindo a segunda megasequência, para em seguida dar lugar a outro cortejo

sedimentar progradante com agradação (LST) representado pelo termo (B2) que evidencia a terceira megassequência. Esta megassequência está limitada no topo pela superfície transgressiva (TS), para dar começo às fácies de transição marinha, representando o primeiro cortejo transgressivo marinho (TST) da Bacia, identificado pelo termo C, e definindo a última megassequência que está materializada ao teto pelo máximo nível de inundação (mfs). Devido à grande atuação de pulsos tectónicos locais e ao grande controlo tectono-sedimentar, podem ser muitas as variações de espessuras e as mudanças laterais de fácies, sobretudo na fase da configuração da Bacia, (Formação de Conraria).



**Figura 30: A) Afloramento representativo dos subtermos (A2.2) e (B1.1) das Formações de Conraria e de Castelo Viegas delimitadas pela desconformidade (D2.c) que determina a passagem das formações, B) Topo do termo A2.2 materializado por um perfil edáfico, mostram-se os horizontes carbonatados característicos destas fácies.**

## **Capítulo 3. A utilização de diagrfias na interpretação do registo estratigráfico em rochas sedimentares.**

A interpretação de diagrfias em furos de sondagens e afloramentos fornece-nos uma vasta informação sobre os diferentes fatores físicos das séries sedimentares, técnica muito usada na investigação de hidrocarbonetos desde os anos 20.

Existem diversos métodos geofísicos utilizados para avaliar, de forma indireta, tanto qualitativa como quantitativamente, as propriedades físicas das rochas atravessadas durante uma sondagem. De entre eles, destacam-se as diagrfias, um método particularmente útil na indústria do petróleo, que fornece medidas das propriedades das rochas atravessadas, sejam elas elétricas, acústicas ou radioativas, fundamentais na localização de reservatórios (Asquith & Krygowski, 2004a).

### **3.1.- Introdução: origem e evolução, métodos, fundamentos.**

Os irmãos Conrad e Marcel Schlumberger foram os primeiros a trabalhar com os perfis elétricos devido à ideia revolucionária de medir valores de resistividade, ao longo de uma sondagem no campo de Pechebronn (NW de França 1927), em determinados intervalos estratigráficos (Schlumberger, 2009). Neste caso, é uma técnica aplicada na investigação petrolífera mas progressivamente foram-se desenvolvendo diversos perfis com o fim de melhorar a qualidade e fiabilidade dos dados obtidos. O primeiro perfil elétrico teve lugar em 1929 (Rússia, Venezuela e EEUU), depois em 1931 aconteceu a primeira aquisição de dados de potencial espontâneo *log* (SP). Os perfis de porosidade *log* como a ferramenta do neutrão, os perfis acústicos e de densidades foram os últimos em a ser usados. As diagrfias são o registo contínuo, em função da profundidade, das variações das propriedades físicas das rochas atravessadas ao longo de uma sondagem. As propriedades físicas das rochas tais como a resistividade, condutividade, radioatividade natural ou acústica, porosidade, saturação das rochas, etc., (Jurado, M. J. 1989), são medidas através de sensores instalados na sonda e associados a sofisticados aparelhos eletrónicos, que registam em profundidade as diversas informações relativas às características físicas das rochas e dos fluidos presentes nos seus interstícios, permitindo assim fundamentar interpretações geológicas e correlações importantes, tanto para a exploração, como para a caracterização de reservatórios. As informações registadas pelos perfis são usadas para identificar intervalos produtivos, determinar profundidades e espessuras de determinados intervalos, distinguir entre petróleo, gás e água, e estimar reservas de hidrocarbonetos.



Atualmente, a interpretação dos perfis elétricos é uma das ferramentas mais úteis e importantes para os geólogos de petróleo (Asquith & Krygowski, 2004a).

Os perfis elétricos abordam uma grande informação sobre dados geológicos indiretos e têm sempre de ser complementados com informações adicionais acerca das rochas atravessadas para maior fiabilidade, tais como as observações litológicas das sondagens e dos seus testemunhos, e as observações em superfície. Cada diagrfia tem uma resposta diferente acerca das propriedades da rocha e pode permitir interpretar as suas componentes mineralógicas, texturais e conteúdo em fluidos. Por exemplo, o registo *dipmeter* e *caliper* determinam as propriedades texturais, mineralógicas, conteúdo em fluidos e a estrutura das rochas (Serra & Abott, 1980). A combinação de duas diagrfias pode ser suficiente para determinar o tipo de litologia e as características da mesma, mas é aconselhável misturar todas as disponíveis (Serra, 1986), (Fig., 31).

Entre os diferentes perfis, destaca-se, pela sua importância relativamente ao estudo realizado no presente trabalho, o perfil de raios gama *log* (GR), que será abordado com detalhe no parágrafo (3.2.). Outros perfis como o potencial espontâneo *log* (SP), de resistividade *log* (R) e perfis de porosidade como a ferramenta neutrão (N), de densidade (D), e sónico (DT), serão descritos a seguir.

O **perfil potencial espontâneo (SP)** foi um dos primeiros a ser utilizados na indústria de petróleo, sendo para esta uma grande ajuda. Primeiramente (SP) utiliza-se o (SP) para determinar o tipo de litologia mediante a determinação de zonas permeáveis (tal como arenitos) e zonas não permeáveis (tal como shales), tendo também muitos outros usos como a correlação entre distintas sondagens e principalmente para a identificação de reservatórios.

O perfil (SP) é o registo contínuo duma corrente elétrica (ou potencial) que se desenvolve naturalmente (espontaneamente) entre um eléctrodo móvel no poço e outro na superfície, sendo a sua escala apresentada sempre em mili-Volts (mV) (Doll, 1948). Este perfil é definido como o conjunto de forças eletromotrizes geradas naturalmente pelas interações entre o fluido de perfuração e as rochas que envolvem o poço. Essas forças eletromotrizes requerem movimentação de iões e são de origem eletrocinética e eletroquímica. São originadas a partir da diferença de salinidade entre o filtrado da lama e a água de formação. A salinidade dos fluidos é inversamente proporcional à resistividade dos mesmos, e na prática a salinidade é apresentada como a resistividade de filtrado da lama ( $R_{mf}$ ) e a resistividade da água de formação ( $R_w$ ).

A condutividade dos fluidos se for necessária nas sondagens para a geração destas tensões, não se pode utilizar o SP em lamas de perfuração não condutoras ou zonas cheias de ar. O conceito de potencial espontâneo estático (SSP) é importante porque representa a máxima espessura, porosidade e permeabilidade que a formação pode ter para uma dada razão entre o ( $R_{mf}$ ) e ( $R_w$ ). O (SSP) é determinado a partir duma fórmula ou gráfico e é um elemento necessário para determinar valores precisos de ( $R_w$ ) para o volume de *shales*.

O valor (SP) é influenciado pela espessura da camada, resistividade da camada, diâmetro do furo, invasão, conteúdo em *shales*, conteúdo em hidrocarbonetos e o mais importante; A razão de ( $R_{mf}$ ) com ( $R_w$ ) (Asquith & Krygowski, 2004b).

Os **perfis de resistividade (R)** registam, em *ohm*-metro, a resistência ao fluxo de corrente elétrica, medindo a condutividade ou resistividade elétrica das rochas atravessadas ao longo de uma sondagem, em resposta a uma corrente elétrica gerada pela ferramenta. Esta ferramenta que regista a medida direta da resistividade aparente dum determinado volume de rocha através da aplicação de uma corrente elétrica, é constituída por eléctrodos (*microlarologs, microlog, electric log e laterlog*) ou por bobines (*induction log*) (Dresser Atlas, 1975). Os perfis de resistividade são utilizados para a determinação entre zonas que contêm hidrocarbonetos e as zonas inundadas em água, indicando também zonas permeáveis e possibilitando a determinação da porosidade. A função principal dos perfis de resistividade em rochas sedimentares é a determinação entre as zonas de conteúdo em hidrocarbonetos e as zonas de conteúdo em água, porque a matriz das rochas ou grãos não tem condutividade, o mesmo acontece com alguns hidrocarbonetos, mas quando estamos a falar de água nos poros a corrente é sempre transmitida (Asquith & Krygowski, 2004b).

A resistividade é uma propriedade intrínseca dos materiais sendo o valor entre as cargas numa unidade cúbica para uma especificada temperatura (Schlumberger, 1989). Em termos gerais as rochas de menor resistividade são as menos compactas, logo maior condutividade, e mais porosas, o contrario do que acontece com as rochas de maior resistividade (Vera Torres, 1994).

Os **perfis de porosidade** são baseados em três principais tipos de diagrfias, sónico (DT), densidade (D), neutrão (N). Os valores que fornecem individualmente estes perfis não são valores diretos de porosidade mas com a sua interpolação pode-se obter a porosidade aproximada.

**a) O perfil sónico (DT)** consiste em medir a velocidade acústica intercalar que atravessa uma formação ( $\Delta t$ , delta  $t$  ou DT) das ondas compressionais ao longo do eixo da sondagem, sendo esta ferramenta composta por um ou mais transmissores, e dois ou mais



recetores. Estes dispositivos são concebidos para reduzir significativamente os erros de variações de tamanho do furo, e também reduzir os erros devido ao pendor da ferramenta com respeito ao eixo do furo, pela média das combinações de sinais entre os transmissores e recetores ao longo do comprimento do furo. As medições apesentam-se em milissegundos por pé ( $\mu$  sec/ft) (Schlumberger, 1987). A velocidade de propagação das ondas de um material depende da sua litologia, do grau de compactação, textura e estruturas, pois os materiais mais compactos e de maior profundidade tendem a ter velocidades sónicas mais elevadas. De facto esta diagrafia fornece uma vasta informação sobre a litologia, porosidade das rochas e ainda a presença de cimento que agrega os minerais e o tipo de fluido presente nos poros, (Asquith & Krywoski, 2004a).

**b) O perfil de densidade (D)** mede, em RHOB, g/cm<sup>3</sup> e tem dois componentes, a densidade de toda a formação ( $\rho_b$  or RHOB *bulk density*), ou seja, a parte sólida e fluidos da formação, e a densidade da matriz ( $\rho_{ma}$ ), ou seja, para rochas sem porosidade. A partir dos anos 70 a densidade também é utilizada com medidas de efeitos fotoelétricos para a determinação da litologia (Asquith & Krygowski., 2004a). Os perfis de densidade fornecem informação geológica como a identificação de evaporitos, deteta zonas com gás, determina a densidade dos hidrocarbonetos, avalia reservatórios de arenitos e litologias complexas (Schlumberger, 1987).

**c) Perfis neutrão (N).** Os neutrões são partículas elétricas neutras tendo uma massa quase similar ao átomo de hidrogénio. Esta ferramenta opera bombardeando a formação com uma carga radioativa de neutrões, provocando uma resposta de radiação gama proporcional ao seu conteúdo de hidrogénio. Posteriormente registada pela sonda, os neutrões perdem energia ao colidir com o núcleo de partículas de massa semelhante e o seu detetor quantifica a concentração de hidrogénio presente nos fluidos da formação sobre a forma de água, petróleo ou gás (Schlumberger, 1987). O perfil neutrão é um bom indicador da presença de hidrocarbonetos e gás, mais ainda tem outras funções em conjunto com outros perfis como a determinação de volume da arila, identificação da litologia e dos fluidos da formação, e a porosidade em (NPHI%) Asquith & Krygowski, (2004a)

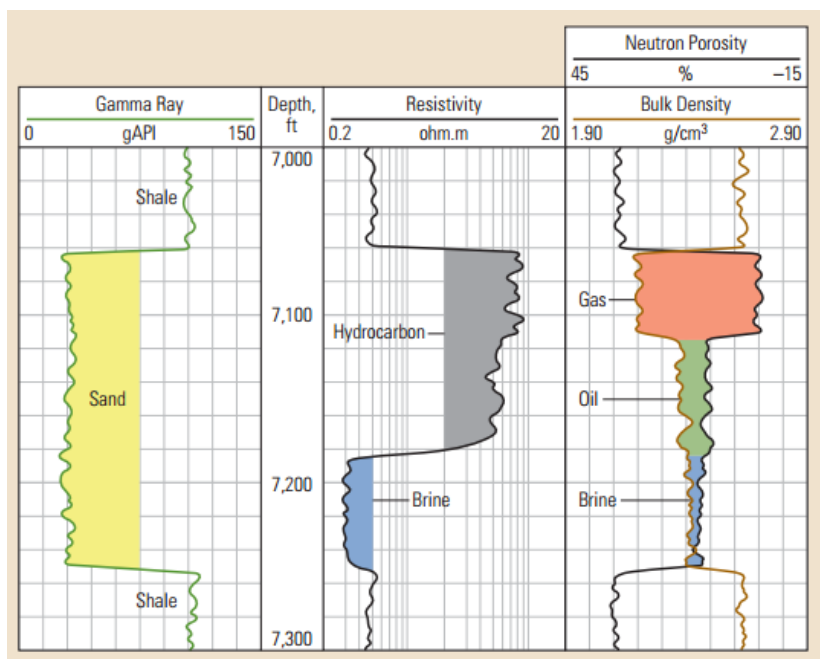


Figura 31: Combinação dos diferentes perfis elétricos (Raios gama, Resistividade, Neutrão e Densidade) para a determinação da litologia, contido em fluidos e diferentes propriedades físicas das litologias e formações em subsuperfície, (Schlumberger, 2009).

As diagrfias são uma ferramenta básica para o reconhecimento, identificação e caracterização das series sedimentares no subsolo. No processo da interpretação de diagrfias estão presentes os fatores não geológicos que podem afetar á leitura das ferramentas.

A partir da combinação das diferentes diagrfias de uma sondagem podem ser definidas eletrofácies que correspondem geralmente às fácies sedimentares, sendo um elemento da análise sedimentológico. A identificação de discontinuidades a partir de diagrfias é um elemento importante das séries sedimentares na subsuperfície. A correlação de diagrfias permite avaliar a evolução lateral e espacial das unidades identificadas no subsolo, podendo estas unidades ter correlação com as series da superfície (Jurado, M. J. 1989).

### 3.2.- Gama Ray, elementos radiativos e aplicações no estudo de rochas sedimentares.

Desde o início do século XX, percebeu-se a importância da radioatividade para o desenvolvimento como aplicação ao estudo de rochas sedimentares. Os perfis raios gama foram introduzidos no mercado da indústria do Petróleo no final da década dos 30, pela *Well Surveys*, e são utilizados na deteção e avaliação de formações, contendo elementos radioativos, tais como tório (Th), urânio (U) e potássio (K), sendo esta ferramenta

particularmente útil para detetar níveis argilosos e orgânicos, estes de radioatividade elevada (Ellis, 1987), (Fig. 33).

Estes elementos radioativos (U), (Th) e (K) constituem os elementos químicos radiativos mais abundantes e estão presentes nas rochas e nos solos da crosta continental, e o seu interesse prende-se sobretudo com o seu potencial económico.

O **(U)** surge na natureza sobre dois estados fundamentais: o estado de oxidação tetravalente, ião uranoso ( $U^{4+}$ ), entrando na composição dos minerais próprios primários de urânio (uraninite), e seu estado hexavalente, ião uranilo ( $U^{6+}$  ou  $UO_2^{2+}$ ). O ião uranilo ( $UO_2^{2+}$ ) em condições neutras forma complexos iónicos com carbonatos e com vários compostos orgânicos (por exemplo, ácidos húmicos).

O ião uranilo ( $UO_2^{2+}$ ) formado sobre condições oxidantes, integra diversos minerais secundários como a autunite, torbernite e diversos óxidos, hidróxidos, carbonatos, sulfatos, silicatos, etc. Este, sobre condições de oxidação, tem uma grande solubilidade, e é caracterizado por uma grande mobilidade, podendo precipitar a grandes distâncias da fonte (Boyle, 1982). Por outro lado o urânio pode ser encontrado e concentrado em águas subterrâneas, ao longo dos planos de falhas geológicas, sobre as condições adequadas em qualquer rocha clástica permeável, argilosa, ígnea, carbonatada, etc., associadas com ocorrências de petróleo.

O isótopo mais abundante é o  $^{238}U$ , com uma concentração média na crosta terrestre de 2,8 ppm. Algumas das litologias que tendem a apresentar as concentrações mais elevadas de U são os materiais sedimentares silto-argilosos, rochas graníticas e xistos negros (Neves & Pereira, 2004).

O **(Th)** é um elemento traço comum na maioria dos ambientes geológicos e muitas vezes associado ao U, dadas as suas semelhanças atómicas e iónicas. Acontece normalmente na natureza sobre a forma de ( $Th^{4+}$ ). É um elemento traço normalmente ligado a argilas, minerais pesados, feldspatos e fosfatos (Ruffel & Worden, 1999). A sua baixa mobilidade confere-lhe alguma estabilidade nas rochas e sedimentos ao longo do tempo. Contém seis isótopos, sendo mais abundante o  $^{232}Th$ , com uma concentração média na crosta de 10,7 ppm (Neves *et al.*, 1995).

O **(K)** é a maior fonte de radioatividade natural e mais comum em rochas sedimentares. Ocorre em materiais como a illite, feldspatos potássicos, micas e alguns minerais evaporíticos (Ruffell & Worden, 1999). O feldspato potássico e micas são mais

comuns em arenitos, e a illite em *shales*. O isótopo  $^{40}\text{K}$  constitui apenas uma pequena fração (0,0117%) do total de K existente na crosta, sendo o isótopo  $^{39}\text{K}$  o mais abundante, com uma concentração média de 2,8% (Neves *et al.*, 1995).

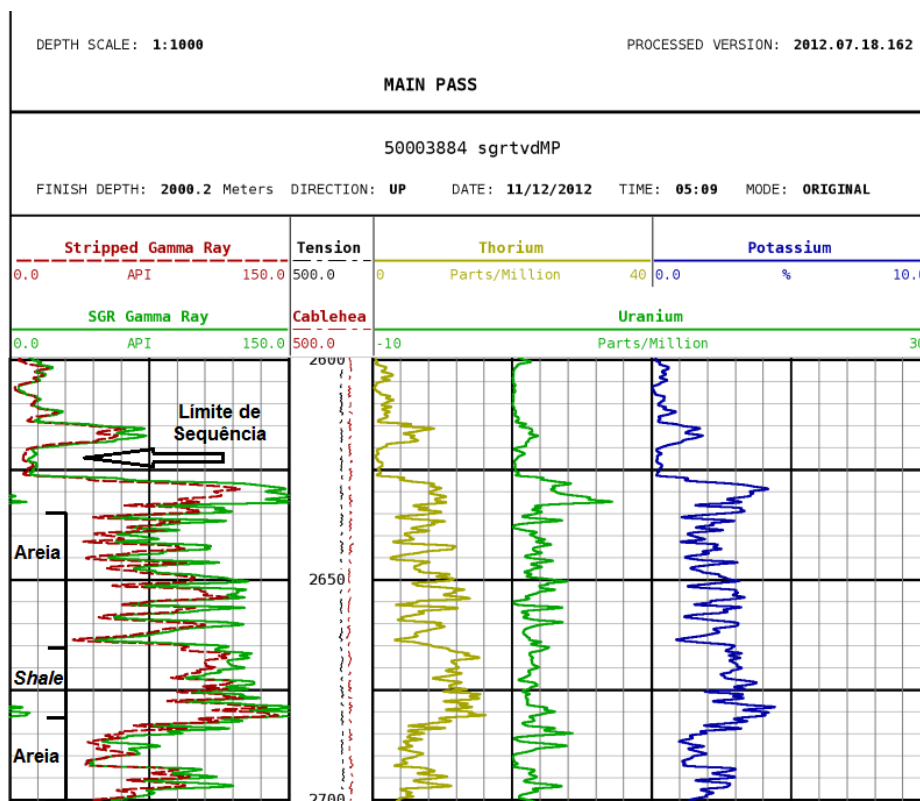


Figura 32: Diagrfia raios gama e tório, urânio e potássio do furo da sondagem (Alc-1) fornecida pela UPEP, para o desenvolvimento do presente trabalho. Mostra-se como podem ser determinadas as diferentes litologias. Neste caso camadas de arenitos intercaladas com *Shale*.

Por vezes as relações entre os principais elementos radiativos (U, Th, K) fornece-nos uma informação geológica importante para poder determinar ambientes de deposição, correlações estratigráficas inconformidades etc. Na (Fig. 33) a seguir mostram-se o principal significado geológico.

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 illita, potência média de reflectância, ressonância eletrônica paramagnética.

Figura 33: Significados geológicos consoantes as diferentes razões entre K, Th e U (adaptado de Fertl, 1979).

A radioatividade nos sedimentos é originada pelo decaimento dos isótopos radioativos de U, Th, e K, que emitem radiações ionizantes alfa ( $\alpha$ ), beta ( $\beta$ ), gama ( $\gamma$ ) de intensidade proporcional às concentrações daqueles isótopos (Neves *et al.*, 1995). Uma vez que os raios gama são emitidos a partir de um isótopo na formação, eles reduzem progressivamente a sua energia como o resultado de colisões com outros átomos na rocha (efeito Compto), (Gilmore, 2008).

Os raios gama são impulsos de ondas eletromagnéticas de elevada energia que são emitidas de forma espontânea por alguns elementos radioativos devido à sua desintegração espontânea do núcleo dum átomo e consequente emissão de partículas e energia (radioatividade). Os isótopo urânio ( $U^{238}$ ), Tório ( $^{Th}232$ ), e Potássio ( $^{K}40$ ) são os mais abundantes nas rochas, Cada um destes elementos emite determinados números de partículas e energia, por exemplo o Potássio ( $^{K}40$ ) emite uma simples energia de 1,46 MeV e as séries de urânio e tório emitem varias energias (Schlumberger, 1989), (Fig. 34).

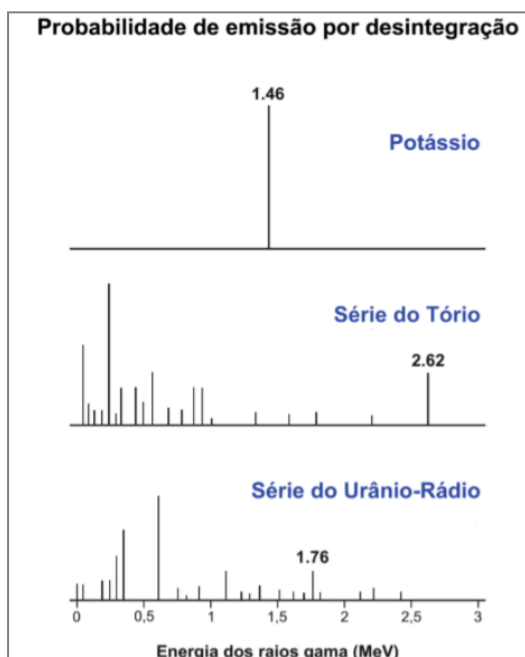


Figura 34: Espectro da probabilidade de emissão dos raios gama pelos três principais radionuclídeos naturalmente presentes na natureza (adaptado de Schlumberger, 1989).

Quando se analisam os valores médios de cada elemento radioativo para diferentes tipos de rocha, observamos a sua grande variabilidade e, por vezes, afastamento, relativamente aos valores médios da crosta terrestre. Na figura a seguir mostram-se os teores dos elementos radioativos de diferentes tipos de rochas.

Rochas	U (ppm)	Th (ppm)	K (%)
Ultramáficas	0,01	0,05	0,006
Gabros	0,84	3,8	0,4
Basaltos	0,43	1,6	0,4
Andesitos	2,4	8,0	1,1
Sienitos nefelíticos	8,2	17,0	
Granitos	4,8	21,5	3,6
Filitos e meta – argilitos	2,5	10,0	3,4
Quartzitos e metagrauvaques	1,5	5,0	1,2
Granulitos	1,6	7,2	2,5
Mármore	0,5	1,0	
Arenitos	1,4	3,9	2,3
Lutitos	3,5	12,0	2,6
Rochas carbonatadas	1,9	1,2	0,5

Figura 35: Teores dos elementos radioativos de diferentes tipos de rochas (modificado de Boyle, 1982)

Para avaliar o fluxo total de radiação gama utilizam-se dispositivos de radiação gama natural, denominados espectrómetros de cintilação que detetam e medem os raios gama naturais dos diferentes elementos radioativos das formações analisadas. No presente

trabalho utilizou-se um equipamento disponibilizado pelo Departamento de Ciências da Terra da Universidade de Coimbra (DCT-UC), que consiste num aparelho chamado espectrómetro *Gamma Surveyor II* (1024 canais e 30 MeV – 3MeV de energia), (Fig. 38), onde os registos de raios gama estão uniformemente calibrados em unidades API (*American Petroleum Institute*), ( $API = K \cdot 16 + U \cdot 8 + Th \cdot 4$ ).



Figura 36: Espectrómetro utilizado no presente trabalho, fornecido pelo Departamento de Ciências da Terra da U.C.

Os perfis de raios gama são uma medição da radioatividade natural das formações. Nas formações sedimentares o registo normalmente reflete o conteúdo de argila das formações porque os elementos radioativos concentram-se nas argilas e lutitos, além de poderem fornecer informação sobre a caracterização dos minerais da argila e daí extrapolar os diferentes ambientes deposicionais e condições paleoclimáticas, (Fig. 37), (Ruffell & Wordem, 1999).

Geralmente as formações limpas (*limestones* e *sandstones*) têm um nível muito baixo de radioatividade, a menos que contaminantes radioativos como cinzas volcânicas ou resíduos de granitos estejam presentes, ou que águas de formação contenham sais radioativos dissolvidos (feldspato potássico, micas, glauconite, urânio) (Asquith & Krygowski). Em séries carbonatadas, e no caso de calcários oolíticos, fossilíferos, com texturas de *grainstone* e *packstone*, depositados em ambientes altamente energéticos, os teores dos elementos radioativos são baixos e, naturalmente, os valores radiométricos inferiores. Por outro lado, sedimentos margosos, com uma grande componente argilosa (texturas *wackstone* e *mudstone*), depositados em ambientes pouco energéticos, evidenciam valores de radiação gama elevados (Lucia, 2007).



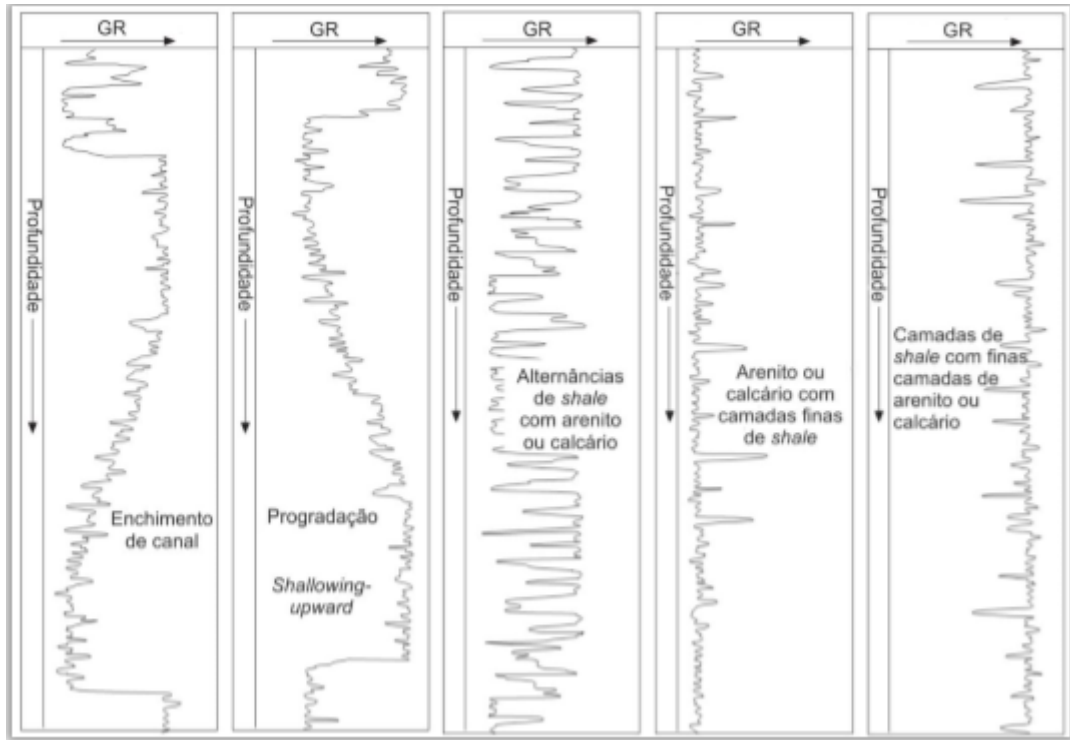


Figura 37: Várias tendências do perfil de GR que permitem a interpretação de fácies e ambientes deposicionais (adaptado de Nichols, 2009).

Em termos geológicos a radiação gama pode determinar muitos fatores da análise sedimentológica duma sequência sedimentar, fornecendo ambientes deposicionais em relação à energia do meio, condições paleoclimáticas, e a determinação da litologia. Em termos de investigação geológica e geofísica para recursos energéticos fornece-nos a correlação entre diferentes zonas e o cálculo do volume de *shales*.

Algumas das aplicações mais utilizadas no estudo das bacias são as seguintes: correlação com estudos isotópicos na identificação de eventos anóxicos (e.g., Ehrenberg *et al.*, 2008), estudo de séries ricas em matéria orgânica estabelecendo correlações com dados de geoquímica orgânica e na caracterização de possíveis rochas geradoras (e.g. Correia *et al.*, 2011); correlações com minerais da argila e reconstruções paleoclimáticas (e.g., Ruffell & Wordem, 1999) e caracterização de reservatórios (e.g., Aigner *et al.*, 1995; Svendsen & Hartley, 2001).



## Capítulo 4. Estudo das propriedades físicas do Triássico Superior na região de Coimbra.

### 4.1. Análise de porosidade nas fácies do Triássico Superior na região de Coimbra.

Depois da análise estratigráfica do grupo “Grés de Silves”, com apoio nas observações feitas nos principais afloramentos da região de Coimbra e nas referências bibliográficas, escolheram-se os subtermos que poderiam apresentar uma maior porosidade, dos quais foram extraídas um total de 10 amostras (Fig. 38).



Figura 38: Localização das amostras para avaliar a porosidade total (modificado de Googel earth)

#### 4.1.1. Introdução:

Este subcapítulo consiste na análise esquemática da porosidade total das distintas amostras recolhidas em alguns dos subtermos da sequência triásica. Com a finalidade de obter um conhecimento adequado dos níveis que possam ter uma melhor calibragem de forma a caracterizar a sua capacidade de armazenar fluidos ou gases.

A porosidade é uma das mais importantes propriedades das rochas na engenharia de reservatórios, já que ela mede a capacidade de armazenamento de fluidos. A porosidade é definida como sendo a relação entre o volume de vazios de uma rocha e o volume total da mesma, onde ( $\varphi$ ) é a porosidade, ( $V_v$ ) o volume de vazios e ( $V_t$ ) o volume total.

O volume de vazios é normalmente denominado volume poroso da rocha e representado pelo símbolo ( $V_p$ ).

O volume poroso ( $V_p$ ) é a diferença entre o volume total ( $V_t$ ), (medido com o calibre) e o volume de sólidos. O cálculo do volume de sólidos pode-se obter a partir do peso dos sólidos e a sua densidade.

Outro tipo de porosidade é a efectiva, expressando-se como o volume de poros efetivamente disponível para ser ocupado por fluidos livres (exclui todos os poros não conectados, inclusive o espaço ocupado pela água adsorvida nas argilas), em relação à permeabilidade da rocha.

#### 4.1.2. Procedimento técnico a seguir:

A seguir à explicação do procedimento que foi realizado para a determinação dos subtermos com melhor porosidade do grupo “Grés de Silves”. Teve lugar a recolha de 10 amostras no campo nas distintas fácies que poderiam apresentar uma óptima porosidade visível, (Fig. 39). O primeiro ensaio consiste no cálculo da densidade de sólidos, realizando-se a desagregação de 25 gramas de cada amostra, com o auxílio de um picnómetro e água desgaseificada.

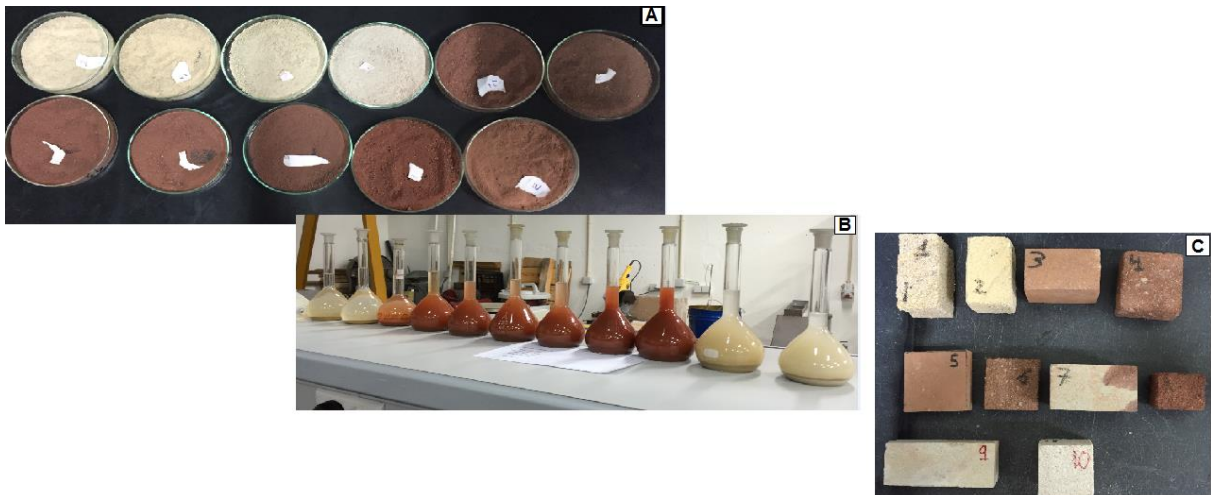


Figura 39: Prismas elaborados para cada uma das amostras extraídas para o cálculo do volume.

Para obter a densidade dos sólidos das amostras desagregadas foi necessário obter os valores da sua massa e volume. O volume foi medido simplesmente a partir do volume da água deslocada pela amostra (relação da massa do água deslocada e a densidade da água). A densidade da água desgaseificada que foi utilizada é de 0,998 gr/cm<sup>3</sup> a uma temperatura de 22°C.

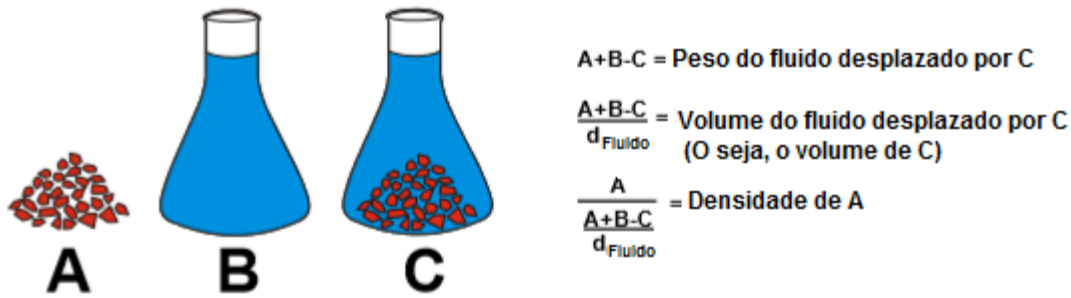


Figura 40: Esquema das fórmulas utilizadas para o cálculo da densidade dos sólidos, onde (A) é o peso da amostra desagregada, (B) é o peso do picnómetro com água, e (C) é o peso do picnómetro com água mais a amostra desagregada.

#### 4.1.2.1 Resultados da densidade dos sólidos: Desagregada

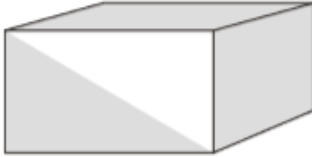
Amostras	Amostra disgregada								
	Peso amostra disgregada (gr)	Peso picnómetro com água (gr)	Temp 1 (°C)	Peso pic. com água + amostra (gr)	Temp 2	RHO fluido (gr/cm³)	Peso água deslocada (gr)	Volume água deslocada (cm )	Desnsidade de sólidos (gr/cm³)
A1	25	346,091	20	361,342	19,5	0,998	9,749	9,768	2,559
A2	25	335,018	20	350,241	20	0,998	9,777	9,796	2,561
A3	25	284,874	20	300,554	20	0,998	9,320	9,338	2,677
A4	25	346,824	20	361,824	20	0,998	9,494	9,513	2,627
A5	25	308,855	20	324,657	20	0,998	9,198	9,216	2,712
A6	25	353,222	20	368,950	20	0,998	9,272	9,290	2,691
A7	25	302,283	20	318,581	20	0,998	8,702	8,719	2,867
A8	25	297,776	20	313,440	20	0,998	9,336	9,354	2,672
A9	25	343,211	20	358,536	19,5	0,998	9,675	9,694	2,578
A10	25	274,611	20	289,756	19,5	0,998	9,855	9,874	2,531

Figura 41: Quadro explicativo do processo levado a cabo para a determinação da densidade dos sólidos de cada amostra.

Os teores obtidos da densidade dos sólidos variam entre (2.53-2.87g/cm<sup>3</sup>), a maioria deles estão entre (2.56-2.65g/cm<sup>3</sup>) que são as densidades do feldspato potássico e o quartzo respectivamente, evidenciando a composição dos grãos das distintas fácies triássicas. Assim, teores maiores correspondem com fácies que devem ter um elevado teor em óxidos de ferro, pois estes acrescentam a densidade das rochas.

Uma vez fornecida a densidade dos sólidos, segue-se o cálculo da porosidade total expressada pela relação entre o volume poroso (Vp) e o volume total (Vt). O volume poroso é a diferença entre o volume total e o volume dos sólidos.

O volume total foi calculado fisicamente no laboratório com a elaboração dum prisma perfeito (a partir das amostras recolhidas no campo) (Fig. 39) onde foram tomadas medidas do comprimento, largura e altura destes (L1, L2, L3), com o fim de obter o volume total. Finalmente calcula-se o volume dos sólidos que é a relação entre a massa de sólidos e a densidade de sólidos, calculados anteriormente.



$$\text{VOLUME DOS SÓLIDOS} = \frac{\text{MASSA DOS SÓLIDOS}}{\text{DENSIDADE DOS SÓLIDOS}}$$

$$\text{VOLUME POROSO} = \text{VOLUME TOTAL} - \text{VOLUME DOS SÓLIDOS}$$

$$\text{POROSIDADE} = \frac{\text{VOLUME POROSO}}{\text{VOLUME TOTAL}}$$

Figura 42: Fórmulas utilizadas para o cálculo da porosidade total.

#### 4.1.2.2. Resultados da Porosidade total:

Amostra	Peso do prisma (gr)	L1 (cm)	L2 (cm)	L3 (cm)	Volume total (cm <sup>3</sup> )	Densidade global (RHO) (gr/cm <sup>3</sup> )	Volume dos sólidos (cm <sup>3</sup> )	Volume poroso (cm <sup>3</sup> )	Porosidade Total %	Sub-termos
A1	330,700	4,13	4,65	8,25	158,437	2,559	129,179	29,258	18	B2.2
A2	275,613	4,21	4,51	7,36	139,811	2,561	108,083	31,728	22	B2.2
A3	384,832	4,41	4,90	7,31	158,051	2,677	143,754	14,297	9	B2.1
A4	315,135	3,06	5,90	6,72	121,322	2,627	119,960	1,362	1	B1.2
A5	206,005	1,85	6,52	6,86	82,745	2,712	75,960	6,785	8	B1.1
A6	142,002	1,95	5,48	5,73	61,230	2,691	52,776	8,454	13,8	B1.1
A7	447,500	4,66	4,86	7,92	179,368	2,867	156,086	23,282	12,9	B1.1
A8	99,229	2,73	3,77	4,65	47,956	2,672	37,136	10,820	22,5	B1.2
A9	308,319	2,30	4,70	10,90	122,952	2,578	199,600	3,352	2	B2.2
A10	230,824	4,25	5,05	5,15	110,531	2,531	91,198	19,333	17,4	B2.2

Figura 43: Quadro explicativo do processo levado a cabo para a determinação da porosidade total de cada uma das amostras. Na coluna da direita estão identificados os termos nos quais pertencem as amostras.

O cálculo da porosidade fornece-nos uma estimativa dos subtermos com melhor calibragem. Como se pode observar na tabela, as amostras foram recolhidas nos principais sistemas fluviais. A porosidade, neste caso, pode ser influenciada pela quantidade de matriz argilosa, cimentação carbonatada e óxidos de ferro associados. As fácies com mais argila na matriz e cimentação carbonatada são as que apresentarão menor volume poroso e *vice-versa*.

O subtermo (B1.1) são pacotes de arenitos finos-médios, friáveis, com boa calibragem, mas com argila na matriz, apenas têm cimentação carbonatada, mas com



óxidos de ferro associados. Foram recolhidas três amostras (A5, A6, A7) resultando 11,56% de porosidade total neste subtermo.

O subtermo (B1.2) são pacotes de arenitos-cascalhos, mal calibrados com muita argila na matriz, cimentação carbonatada e óxidos de ferro associados, são as amostras (A4, A8), resultando 11,75% de porosidade total neste termo.

O subtermo (B2.2) são pacotes de arenitos claros, muito lavados, friáveis, com boa calibragem, apenas apresentam cimentação carbonatada sem argila na matriz. É o subtermo com melhores condições porosas e com a possibilidade de ter significado como reservatório, onde os níveis argilo-evaporíticos hetangianos nas camadas subjacentes constituem o principal selo deste sistema. Foram recolhidas as amostras (A1, A2, A9, A10) com um teor médio de 14,85%.

Estes teores de porosidade são representativos para dar uma estimativa dos níveis e subtermos com melhores condições de porosidade total, depois outros fatores como a porosidade efetiva e a permeabilidade podem determinar a verdadeira capacidade dos arenitos do Triássico para armazenar fluidos ou gases.

#### 4.2.- Espectrometria de raios gama na região de Coimbra

##### 4.2.1. Introdução:

Este este subcapítulo consiste na descrição e análise do perfil de raios gama realizada na região de Coimbra na sequência triásica. O perfil reconhecido como “perfil de inundação”, cuja localização fica representada na figura (Fig. 46-47).

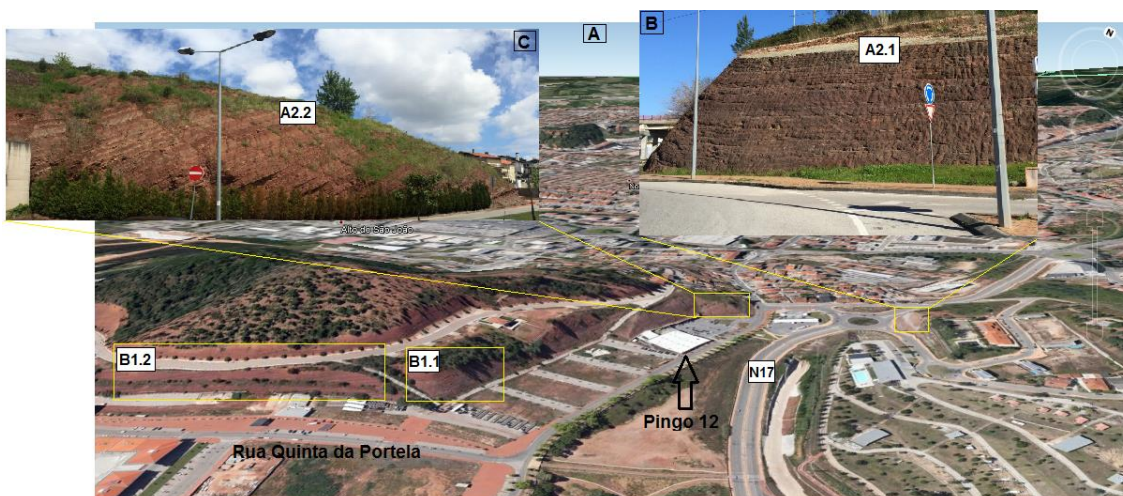
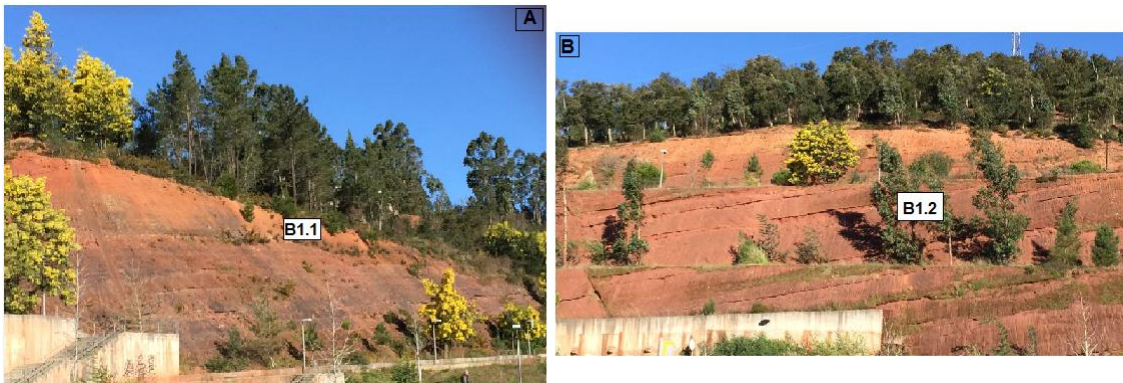


Figura 44: A) Localização das leituras raios gama feitas nos distintos afloramentos, (Modificado de Google Earth), B) Afloramento representativo do subtermo A2.1 com uma espessura de 7 m onde foram realizadas as leituras, C) Afloramento representativo do subtermo A2.2 com uma espessura de 20 m onde foram realizadas as leituras.



**Figura 45:** A) Afloramento representativo do subtermo B1.1 com uma espessura de 10 m onde foram realizadas as leituras, B) Afloramento representativo do subtermo B1.2 com uma espessura de 70 m. A localização destes afloramentos estão representados na, (Fig. 45).

A espectrometria foi realizada ao longo de perfis não contínuos pela disposição dos afloramentos, mas com uma relação estratigráfica e deposicional direta. No perfil estudado observam-se distintas fácies; lacustres (A2), e fluviais (B1) divididas em subtermos (A2.1, A2.2, B1.1, B1.2). As leituras foram realizadas nos mesmos afloramentos nos quais foi elaborado o perfil Pingo 12 (Fig. 46-47), com o objetivo de procurar variações notáveis no registo da curva elétrica para depois se realizar as devidas interpretações e correlações na espectrometria raios gama dos furos das sondagens procuradas.

A radiação total foi avaliada em 288 níveis distintos com uma espessura total de 107 m com 2,5-3 medições por cada metro aproximadamente. As leituras foram efetuadas sempre em afloramentos com boas condições, em superfícies frescas, com poucas evidências de meteorização ou alteração, sem escorregamentos gravíticos de materiais sobrejacentes ou cobertos por solo e/ou vegetação, procedendo-se à limpeza desses mesmos, sempre que necessário. As medições foram realizadas em áreas planas, regulares, evitando sempre as possíveis zonas côncavas ou convexas, tendo sempre em consideração o volume de rocha medido e a influência que a geometria e espessura das camadas poderiam exercer nas leituras obtidas. No entanto as leituras feitas na região de Coimbra sempre tiveram uma alta exposição à meteorização, o que poderia inferir pequenos erros nas leituras obtidas, mas como a espectrometria trata de representar grandes intervalos estratigráficos não foram tido em consideração.

#### 4.2.2. Resultados “Perfil de Inundação”:

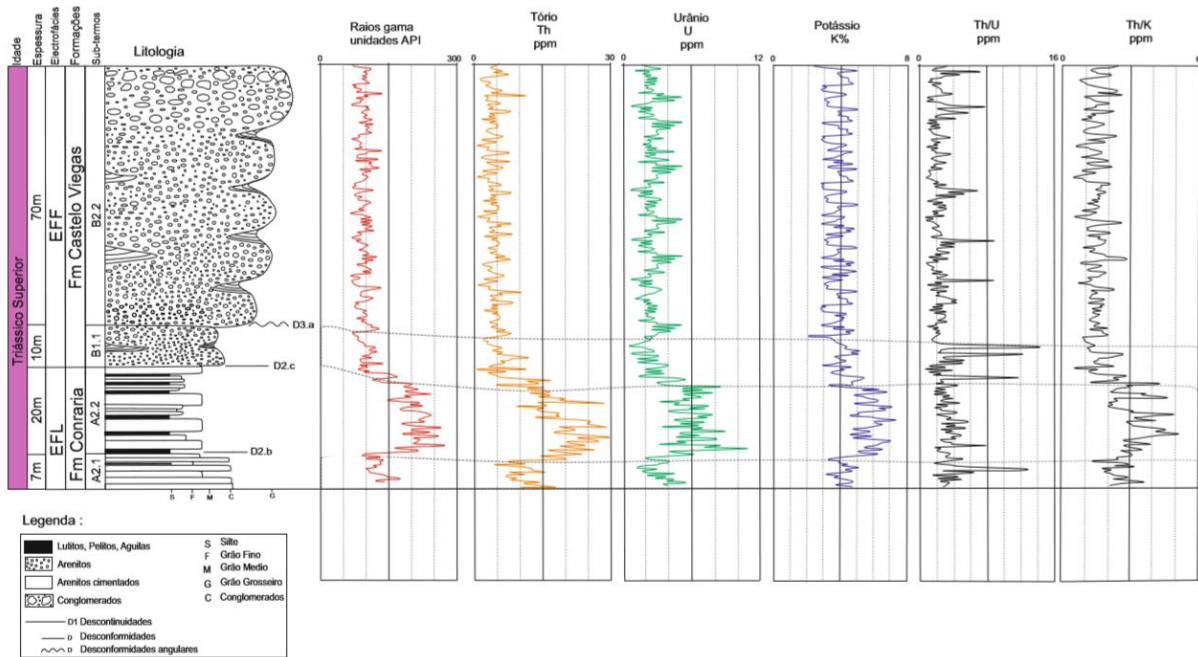


Figura 46: Resultados obtidos da espectrometria de raios gama (API) realizada no campo, com os dados de Urânio, Tório e Potássio além das relações Th/U e Th/K. À esquerda a coluna estratigráfica, os níveis de cor verde transparente determinam as principais desconformidades identificadas.

Os resultados obtidos são os valores da quantidade de urânio (ppm), tório (ppm) e potássio (%) depositados nestas fácies triássicas, estão representadas nas tabelas do anexo (X). Depois os dados fornecidos foram uniformemente calibrados em unidades API (*American Petroleum Institute*), ( $API = K \cdot 16 + U \cdot 8 + Th \cdot 4$ ) e foi realizada a relação do Th/K e Th/U para fornecer mais informação sobre ambientes deposicionais e paleoclimáticos.

#### 4.2.3 Discussão dos resultados obtidos:

A análise da espectrometria realizada ao longo dos termos (A2 e B1) do grupo “Grés de Silves” apresenta muita variabilidade na amplitude (70-261 API) dos valores de raios gama. Em geral, estes valores são elevados traduzindo a quantidade de matriz argilosa e óxidos de ferro associados nestes materiais continentais.

Os teores de maior radiação são os correspondentes as fácies lacustres e palustres do subtermo (A2.2), (150-261 API). Identifica-se como uma electrofácies (EFL) com uma espessura de 20 m (Fig. 45C) com grandes variações na amplitude, devido à diferença da litologia. Esta electrofácies representa a etapa seca (perfil edáfico, dessecação) de

batimetria baixa, explicada em 2.2.1. O grande conteúdo em argilas, lutitos e matéria orgânica evidencia os elevados teores de tório e urânio, o mesmo acontece com o potássio, este apresenta teores altos devido à abundância das micas decorrentes do soco. Podemos considerar uma rocha com potencial gerador a que apresente níveis com valores (Gr) acima de 175 API.

O subtermo A2.1, com uma espessura no afloramento de 7 metros, apresenta teores entre 110-181 API com variação na amplitude média nos raios gama, também identificada com a electrofácies (EFL), que representa o aporte de sedimentos e água na etapa húmida de batimetria alta, explicada em 2.2.1 (Fig. 45B).

O termo B1 identifica-se com a electrofácies (EFF) de 80 metros de espessura (Fig. 46), com poucas variações na amplitude (70-140 API) e teores de raios gama relativamente baixos. É caracterizado por materiais vermelhos muito grosseiros com carga areno-conglomerático e com muito conteúdo argiloso e com óxidos de ferro associados, o que acrescenta os teores radioativos. Geralmente, os sistemas fluviais limpos costumam apresentar teores mais baixos de radiação. Os registos de tório e urânio diminuem de forma brusca em comparação com a electrofácies lacustre anterior, mas continuam a ter elevados teores, devido à presença de óxidos de ferros associados e ao seu conteúdo de argila na matriz.

Portanto, identificam-se duas electrofácies (EFL: fácies lacustres do termo (A2), e EFF: fácies fluviais do termo (B1)), as quais serão correlacionadas com os furos das sondagens procuradas no capítulo seguinte.

A análise das relações entre o Th/K e Th/U fornece-nos uma ideia sobre ambientes deposicionais e paleoclimáticos. A relação Th/K em lutitos e siltes foram identificados como indicadores paleoclimático (Myers, 1987) onde elevados teores de Th/K ou Th/U evidenciam um clima interior continental árido, onde K ou U foram absorvidos pelas argilas e feldspatos. Neste caso, os teores destas relações Th/K e Th/U apresentam picos muito elevados de radiação, sendo 14,22 ppm o valor máximo na relação Th/U e 5,17 ppm na relação Th/K, traduzindo e concordando com o clima árido continental onde estes materiais triássicos foram formados.

Além da informação paleoclimática, a relação Th/U também fornece o ambiente deposicional. Os valores acima de 7 ppm traduzem a ocorrência de ambientes oxigenados continentais e superfícies erosionadas, (Fertl, 1979). Neste caso, a relação Th/U apresenta quatro picos muito elevados (acima 12 ppm) o que sugere possíveis superfícies erosionadas, traduzindo as desconformidades observáveis no campo.



O teor da relação Th/U (12,80 ppm) comprova a desconformidade (D2.b) que corresponde à passagem do subtermo (A1.1) para o subtermo (A1.2) onde é visível a mudança da litologia no campo, e a diferença de valores na radiação gama.

O teor da relação Th/U (12,20 ppm) atesta a desconformidade (D2.c) que corresponde com a passagem do termo A2 para o termo B1 visível no campo (Fig. 31A). Neste caso, classifica-se como uma discordância paralela erosional e é interpretada como a superfície de máxima inundação do sistema lacustre.

Os teores da relação Th/U (12,28-12,22 ppm) consiste em dois picos muito elevados que representam a discordância angular (D3.a) visível no afloramento com uma atitude de 20° sobre a horizontal (Soares *et al.*,2012), (Fig. 19).

Estes resultados serão utilizados como apoio na caracterização do capítulo seguinte, que consistirá na análise das electrofácies e na interpretação da espectrometria de raios gama nos furos das sondagens estudadas, onde será realizada a correlação deste “perfil de inundação” quando possível.

## Capítulo 5. Eletrofácies do grupo “Grés de Silves”.

### 5.1.- Caracterização de eletrofácies

O conceito de eletrofácies foi introduzido por Serra (1972) e desenvolvido por Serra & Abbott. (1980). Estes autores consideraram as eletrofácies como “*um conjunto de respostas dos perfis geofísicos que caracterizam um estrato e permitem que este possa ser distinguido dos outros*” (Vera Torres, 1994). As eletrofácies fornecem-nos a capacidade de inferir uma configuração geológica em subsuperfície.

Os estudos relacionados com a caracterização de eletrofácies através de perfis geofísicos de poços e de dados geológicos diretos (amostras de testemunho), têm sido amplamente discutidos devido à sua importância e grande aplicabilidade nas rotinas que envolvem a modelagem geológica de reservatórios petrolíferos, que normalmente inclui a utilização de *softwares* que permitem a operação com dados de perfis geofísicos de poço.

A partir de diversos dados de sondagens realizadas na Bacia Lusitânica, procurou-se, através do estudo pormenorizado do perfil de raios gama (GR), identificar e caracterizar as respectivas eletrofácies, com base nos padrões da curva elétrica, para o intervalo estratigráfico Triássico Superior, de modo a caracterizar as eletrofácies do “Grupo Grés de Silves”

No presente trabalho, a radiação gama é o perfil elétrico utilizado, pois é o que apresenta melhor potencial na indentificação de litologias e na análise da estratigrafia sequencial para a interpretação de eletrofácies. Entende-se que os valores mais baixos de raios gama têm uma maior tendência a corresponderem às rochas mais arenosas, enquanto os valores mais altos tendem a ser associados a rochas de granulometria mais fina (lunitos, argilas, matéria orgânica), podendo ainda aumentar os valores de raios gama a presença de óxidos de ferro associados. É importante ressaltar que o perfil raios gama no presente trabalho utiliza as unidades API.

Através da análise de quatro perfis de raios gama relativos a quatro sondagens efectuadas na Bacia Lusitânica, foi possível distinguir cinco eletrofácies. As cinco eletrofácies reconhecidas foram definidas com base nas suas propriedades físicas. Para esta interpretação, foram realizadas comparações entre as variações e os valores da amplitude, padrões das curvas elétricas dos raios gama e observações dos afloramentos. As eletrofácies apresentam-se na figura 47.








Electrofácies	Código	Definição	Valores e Amplitudes GR	Associações de Fácies	Cortejos Sedimentares
	EFA	Pacotes Arenó-Lútilicos e Arenó-Conglomeráticos com níveis de argilas e matéria orgânica	Grandes variações na amplitude (30-200 API) Gr- baixos/elevado	Leque-aluviais	Progradação (LST)
	EFL	Pacotes Arenó-Lútilicos com níveis de matéria orgânica Pacotes carbonatados e Arenó-Lútilicos	Grandes Variações na amplitude (40-170 API) Gr- baixo/elevado	Lacustres	Transgressivo Continental (TST)
	EFF	Pacotes Arenó-Conglomeráticos e Níveis argilosos	Pequenas variações na amplitude (75-120 API) Gr- médio/elevado	Fluviais	Progradação Agradacional (HST)
	EFT	Pacotes Arenó-Margosos Carbonatados e Pacotes de Dolomitos e Pelitos	Grandes variações na amplitude (30-100 API) Gr- médio/baixo	Transicionais	Transgressivo Marinho (TST)
	EFM	Pacotes Lútilico-Evaporíticos	Grandes variações na amplitude (15-60 API) Gr- baixo	Marinhas	Progradação agradacional (HST)

Figura 47: As eletrofácies definidas para o grupo “Grés de Silves”, com as suas características.

## 5.2- Interpretação das eletrofácies definidas:

Este trabalho pretende apresentar um método de caracterização de eletrofácies, com base na análise dos padrões da curva elétrica de raios gama (GR), utilizando dados provenientes de perfis geofísicos de poços, e da espectrometria feita nos distintos afloramentos.

Da análise do perfil raios gama das quatro sondagens estudadas, foram reconhecidas e interpretadas as seguintes cinco eletrofácies:

1. **Eletrofácies EFA:** Os teores de radioatividade natural obtidos apresentam valores bastante elevados de (GR), com grandes variações de amplitude (30 e 200 API), atingindo espessuras entre os 80 e 250 m. Este tipo de padrão de elevados valores de radiação e grandes variações na amplitude, traduz-se assim como a diferença na litologia, definindo sequências progradantes (LST). Podemos observar estas eletrofácies nas quatro sondagens e com mais detalhe nos furos (ALJ-2 e Alc-1), sempre nas partes inferiores como materiais basais aluviais do grupo “Grés de Silves”, representando o termo A1 da Formação de Conraria no Carniano. Esta eletrofácies é bastante útil, pois normalmente fornece dados precisos para o estabelecimento de limites entre formações e membros devido ao padrão que a curva elétrica descreve.
2. **Eletrofácies EFL:** Nesta eletrofácies temos valores também elevados de radiação (40 e 170 API), atingindo espessuras entre 40 e 150 m, com uma variação elevada na amplitude. O padrão da curva elétrica destas eletrofácies é de geometria serrada com variações grandes na amplitude, e subidas e decidas constantes nos valores (GR). Isto deve-se à diferença na litologia, por causa da alternância rítmica de ciclos “dessecação-inundação”, explicados no parágrafo (2.2.1). Estas eletrofácies costumam estar bem definidas e desconformes com os materiais subjacentes e sobrejacentes, descansando sobre as fácies aluviais, como é visto nos poços (Alc-1, 13C-1,

Ca-1), mas podem sofrer variações estratigráficas evidenciando mudanças laterais de fácies como acontece no poço (Alj-2). O padrão da curva elétrica (GR) mostra sequências de agradação transgressivas (TST). São úteis para detetar desconformidades, superfícies transgressivas (TS) e níveis de máxima inundação (mfs), além de evidenciar movimentações tectónicas locais e sequências agradacionais e progradacionais. Esta eletrofácies é reconhecida na espectrometria (GR) feita no campo, “Perfil de inundação”, e representa as fácies lacustres do termo A2 da Formação de Conraria.

3. **Eletrofácies EFF:** Os valores de (GR) desta eletrofácies são médio-elevados e de pouca variação na amplitude (75 e 120 API), atingindo espessuras entre 100 e 250 m. O padrão da curva elétrica (GR) mostra sequências de progradação com agradação (HST). Costumam estar acima das fácies lacustres (EFL) e limitadas no topo com a superfície de transgressão marinha (TS), como se pode apreciar nos poços (Alc-1, Ca-1, 13C-1), mas podem ter mudanças estratigráficas evidenciando variações laterais de fácies como acontece no poço (Alj-2). Esta eletrofácies é reconhecida na espectrometria (GR) feita no campo “Perfil de inundação”, e é útil para a identificação de sistemas progradantes e agradantes, devido à geometria dos blocos que desenvolve a curva elétrica. Esta eletrofácies representa os sistemas fluviais dos termos B1 e B2 da Formação de Castelo Viegas.
4. **Eletrofácies EFT:** Os teores de radioatividade natural obtidos mostram valores médio-baixos de (GR) com uma elevada variação na amplitude (30 e 100 API). Esta eletrofácies de transição atinge espessuras entre 75 e 150 m. O padrão da curva elétrica cria blocos com grandes variações na amplitude, definindo sequências transgressivas marinhas (TST), onde a base é limitada pela superfície de transgressão (TS) e o topo pelo máximo nível de inundação (mfs). Nesta eletrofácies diminuem os valores de radiação em comparação com as eletrofácies anteriores, devido à sedimentação carbonatada pela influência marinha como é visto claramente nos poços (Alc-1, Ca-1, 13C-1, Alj-2). Esta eletrofácies representa os depósitos de transição marinha (*sabkha*) dos termos C1 e C2 da Formação de Pereiros, e é bastante útil para identificar superfícies transgressivas e níveis de máxima inundação, ou seja, sequências transgressivas.
5. **Eletrofácies EFM:** Os teores de radioatividade natural obtidos apresentam valores muito baixos e de pequena variação na amplitude (15 e 60 API). Esta eletrofácies considera-se marinha definindo uma sequência agradacional

(HST). Os baixos valores de radiação natural devem-se ao conteúdo de materiais evaporíticos. Esta eletrofácies representa os espessos depósitos lutíticos com abundantes evaporitos da Formação de Dagorda, já fora do grupo “Grés de Silves”, e só foram representadas as partes inferiores para poder analisar numa forma correta toda a sequência triássica.

Foi necessário realizar a caracterização das eletrofácies para fazer a interpretação da estratigrafia sequencial e determinar limites no registo do Triássico Superior, para depois ser feita a correlação com os distintos furos das sondagens procuradas.

### **5.3-A sucessão estratigráfica das eletrofácies e sua expressão bacinal**

#### **5.3.1. - Introdução:**

Depois de caracterizadas as diferentes eletrofácies do grupo “Grés de Silves”, com base na análise dos padrões da curva elétrica de raios gama, procedeu-se a uma interpretação pormenorizada das sondagens estudadas. Para este estudo, realizado no intervalo compreendido entre o Carniano-Hetangiano (Triássico Superior) da Bacia Lusitânica, procurou-se reconhecer, em subsuperfície, as características litológicas das unidades litostratigráficas do grupo “Grés de Silves” observáveis em afloramento, também com a realização do perfil raios gama feito no campo “Perfil de inundação”. De modo a estabelecer correlações com as formações ao longo das sondagens, (correlação rocha-espectrometria (GR) em afloramento-espectrometria (GR) em poços).

Foram estudadas quatro sondagens, duas *onshore* (Alc-1, Alj-2) e outras duas *offshore* (13C-1, Ca-1), localizadas na Bacia Lusitânica, abrangendo uma espessura total de 2232 m. Esta interpretação foi realizada com base nas associações de eletrofácies caracterizadas para o grupo “Grés de Silves”, e complementadas com os dados de afloramento na região de Coimbra.

Concluídas as interpretações eletrofaciológicas, realizou-se um estudo das variações verticais entre as diferentes unidades litostratigráficas identificadas. A partir do qual foram analisadas as suas variações laterais, através da correlação das eletrofácies definidas para as sondagens. Pretende-se deste modo, compreender a organização estratigráfica das unidades litostratigráficas do grupo “Grés de Silves” em subsuperfície, a uma escala bacinal, e identificar as principais desconformidades e ambientes deposicionais mediante a análise da estratigrafia sequencial, atendendo às propriedades físicas dos materiais do Triássico Superior.

### 5.3.2.- Localização das sondagens:

As quatro sondagens estudadas da Bacia Lusitânica no presente trabalho, atravessam materiais de idade Triássico Superior. Estas sondagens estão distribuídas por diferentes setores da Bacia e foram solicitadas, de acordo com os critérios descritos no Capítulo 1, (Metodologias).

As sondagens seleccionadas para a realização deste trabalho foram (Fig 48):

- SONDAGEM (13C-1)
- CARAPAU (Ca-1)
- ALCOBAÇA-1 (Alc-1)
- ALJUBARROTA-2 (Alj-2)

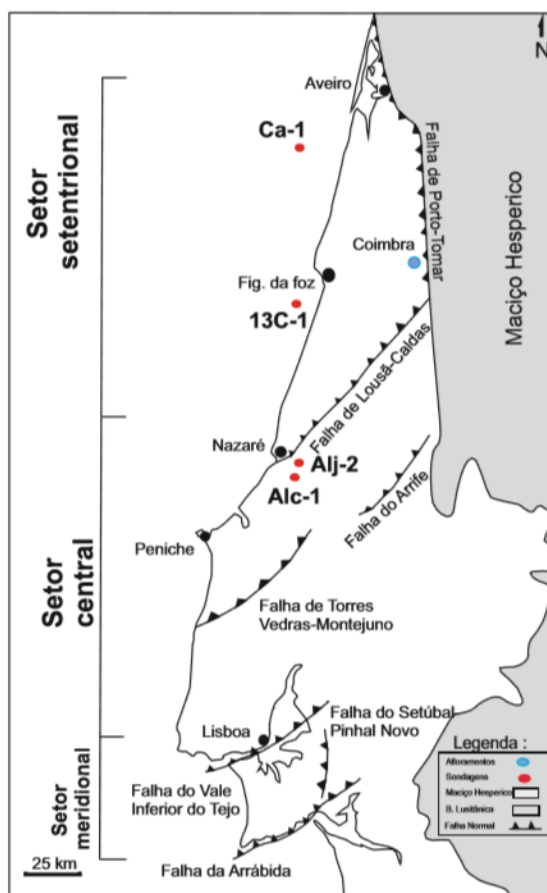


Figura 48: Localização geográfica das sondagens estudadas.

Geograficamente, as sondagens selecionadas localizam-se, para um mesmo intervalo estratigráfico com distintas espessuras ao longo da Bacia Lusitânica, de modo a abrangerem dois setores da mesma.

O setor setentrional da Bacia, localizado a norte da falha Lousã - Caldas, está representado por duas sondagens *offshore*. A sondagem (Ca-1) localizada mais a norte, e a sondagem (13C-1) localizada mais ao SE no mesmo setor. No setor central, situado entre as falhas de Lousã-Caldas e o Estuário do Tejo, localizam-se as restantes duas sondagens estudadas, as sondagens (Alj-2) e (Alc-1) sendo muito próximas, situadas a pé da falha Lousã-Caldas.

Estas sondagens atravessam varios intervalos estratigráficos e incluem idades Jurássicas e Cretácicas mas apenas foram selecionados os intervalos que correspondem ao grupo “Grés de Silves” (Triássico Superior).

### **5.3.3- Descrição e interpretação das sondagens:**

No presente parágrafo, são descritas as interpretações das quatro sondagens estudadas no intervalo do Triássico Superior da Bacia Lusitânica. Estas interpretações são ilustradas através duma correlação entre os perfis elétricos e os perfis estratigráficos que representam as unidades litológicas que integram o grupo “Grés de Silves”.

#### **- Alcobaça (Alc-1):**

A sondagem *onshore* (Alj-2) localiza-se nas coordenadas UTM *Datum* WGS84 (X= 501860,57m E; Y= 4376980,32m NN; Zona 29S). Este poço realizado em 2012, tem um registo total de 3220 m com uma espessura Triássica de 600 m, definida entre os intervalos (2650 e 3200 m).

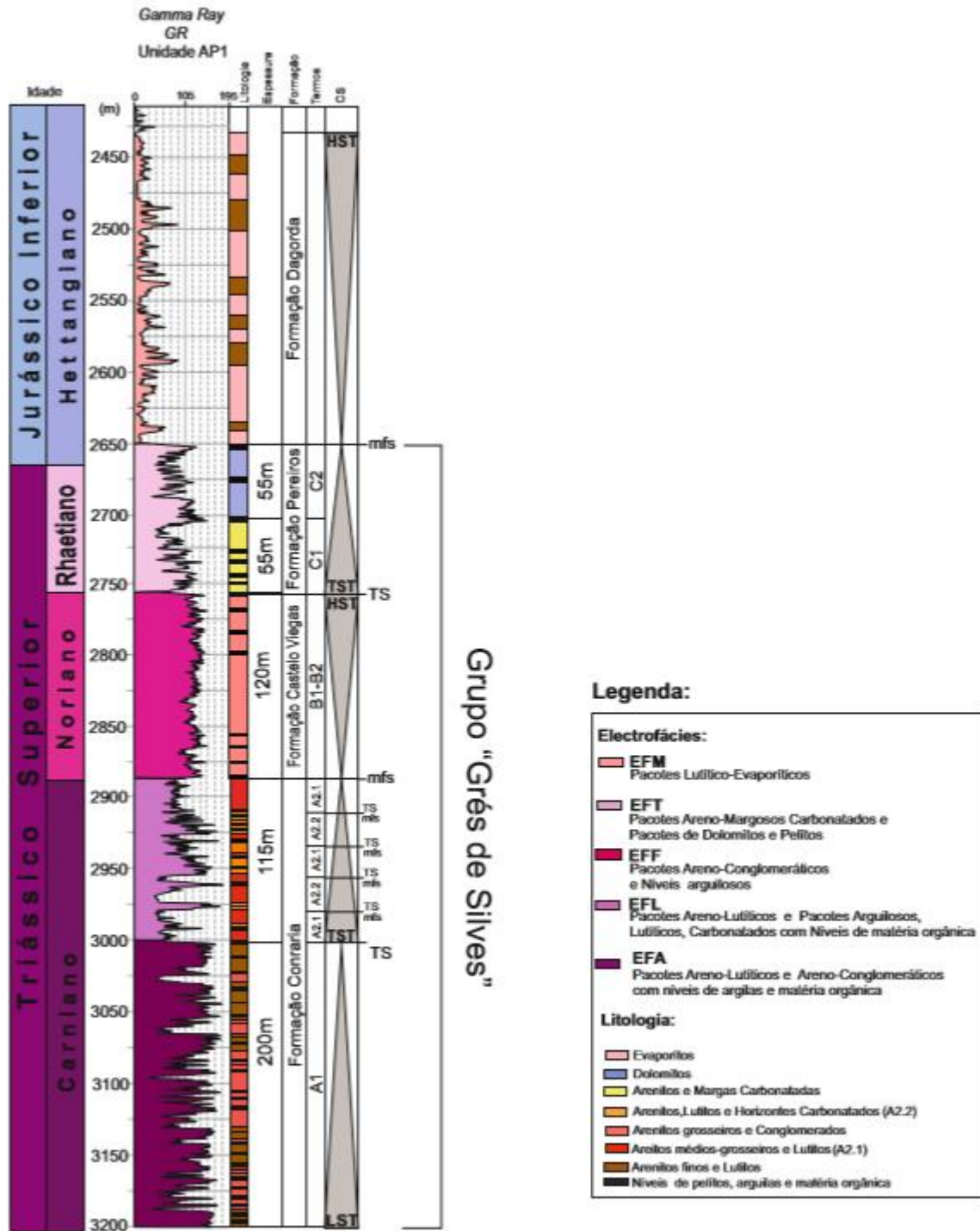


Figura 49: Interpretação litológica, sequencial e caracterização das eletrofácies da sondagem Alcobaça (Alc-1), para o Triássico Superior.

Da análise do perfil de raios gama da sondagem estudada, foi possível reconhecer as seguintes unidades litostratigráficas, formações e a sua organização sequencial, assim como delimitar o topo e a base do Triássico, através das eletrofácies previamente



caracterizadas. Dentro de cada electrofácies foram também identificados os possíveis conjuntos de litologias.

1. **Formação de Conraria:** Entre os níveis 3200 e 2880 m da diagrafia, num total de 360 m de espessura, reconhece-se a Formação de Conraria (Carniano) representada pelos termos (A1) e (A2), representando duas seqüências sedimentares e registam-se duas eletrofácies (EFA e EFL) respectivamente.

A electrofácies **EFA** representada pelo termo (A1), está caracterizada por duas litologias, consistindo na alternância de pacotes variando entre 5 e 25 m de arenitos finos, lutitos e argilas com presença de matéria orgânica, e pacotes variando entre 5 e 15 m de conglomerados com níveis argilosos. Neste poço, o termo A1 abrange uma espessura de 245 m entre os níveis 3200 e 2955 m. A grande variação na amplitude de (Gr) mostra a diferença na litologia, onde a electrofácies EFA se traduz como descargas efémeras e agressivas de mantos torrenciais, ou seja, um cortejo sedimentar (LST) de progradação e desenvolvimento das fácies aluviais, nas quais os valores mais baixos de (GR) se identificam com as partes proximais dos leques aluviais de carga areno-conglomerática, e os valores mais altos com as partes distais onde se podem acumular materiais finos, argilas e alto conteúdo em matéria orgânica (*shale*). A passagem para a electrofácies seguinte é determinada por uma desconformidade, notando-se a vasta mudança no padrão da curva elétrica.

Relativamente à electrofácies **EFL** representada pelo termo (A2) e delimitada neste poço com uma espessura de 75 m entre os níveis 2955 e 2880 m, identifica-se com fácies lacustres onde a litología vai depender do controlo tectónico associado. O padrão da curva elétrica nesta electrofácies é de geometria serrada com grandes variações na amplitude da radiação, e com constantes subidas e decidas nos valores de raios gama. Isto é interpretado como ciclos de dessecação-inundação, onde os valores mais baixos de radiação representam o subtermo (A2.1), e os valores mais altos representam o subtermo (A2.2). Esta ciclicidade infere o controlo tectónico deste cortejo sedimentar transgressivo agradante (TST). Dentro deste sistema, e com a passagem de subtermo para subtermo, indentificam-se superfícies transgressivas (TS), materializadas pelo aporte de sedimentos e água (batimetria alta), e máximos níveis de inundação (mfs) materializados pelos perfis edáficos (batimetria baixa). Estas superfícies são interpretadas como desconformidades, como o que acontece na região de Coimbra. São características desta electrofácies as frequentes acumulações de matéria orgânica, com valores de radiação acima de 170 API, dentro dos perfis edáficos (A2.2). Esta seqüência é correlacionada com o “perfil de inundação” do presente trabalho, (Fig. 50).

## 2. Formação de Castelo Viegas:

A formação seguinte tem uma espessura de 120 m, entre os níveis 2880 e 2760 m, reconhecendo-se a Formação de Castelo Viegas (Noriano). Está representada pelos termos (B1 e B2), e caracterizada pela electrofácies **EFF** representando sistemas fluviais. Esta electrofácies apresenta poucas variações na amplitude. O padrão da curva eléctrica mostra um bloco com base e topo bem definidos, evidenciando um cortejo sedimentar fluvial prográdante (HST). São materiais homogéneos de carga areno-conglomerática, existindo picos de elevada radiação o que traduz níveis de lutitos e argilas interpretados como mantos de inundação (*Crevasse splay*). Neste caso, a base corresponde ao máximo nível de inundação das fácies lacustres anteriores, traduzindo uma desconformidade, e no topo de novo outra desconformidade, que corresponde com a superfície transgressiva (TS) da primeira transgressão marinha da bacia no Mesozóico. Esta electrofácies pode ser correlacionada com o “perfil de inundação” feito no campo, (Fig. 50).

3. **Formação de Pereiros:** Esta formação apresenta uma espessura de 105 m entre os níveis 2760 e 2650 m da diagrafia, reconhecendo-se a Formação de Pereiros (Retiano- Hetangiano). A radiação é média-baixa com grandes variações na amplitude. Está representada pelos termos (C1 e C2) e caracteriza-se pela electrofácies **EFT**. Reconhece-se um cortejo sedimentar transgressivo marinho (TST), onde a base está limitada pela superfície de transgressão (TS) e o topo pelo máximo nível de inundação (mfs). No padrão desta electrofácies EFT podem-se apreciar dois ciclos que representam as flutuações marinhas, deixando fácies paleolitorais com distintas litologias, evidenciadas pelas grandes variações na amplitude da curva eléctrica e pelos valores baixos de radiação gama. Finalmente esta sequência diminui para teores muito baixos de (Gr) que determinam o máximo nível de inundação (mfs), para dar começo à seguinte electrofácies EFM representando um cortejo sedimentar (HST). Entre os níveis 2730 e 2675 m, a litologia corresponde a arenitos e margas carbonatadas, materializando o primeiro ciclo nesta electrofácies, momento no qual o mar tem contato com materiais continentais do termo C1. O segundo ciclo corresponde ao termo C2 entre os níveis 2675 e 2625 m, onde a influência marinha é mais evidente e as fácies começam a ter uma sedimentação dolomítica e pelítica, traduzindo assim as grandes variações na amplitude da curva eléctrica. Neste poço pode ser identificado claramente o processo

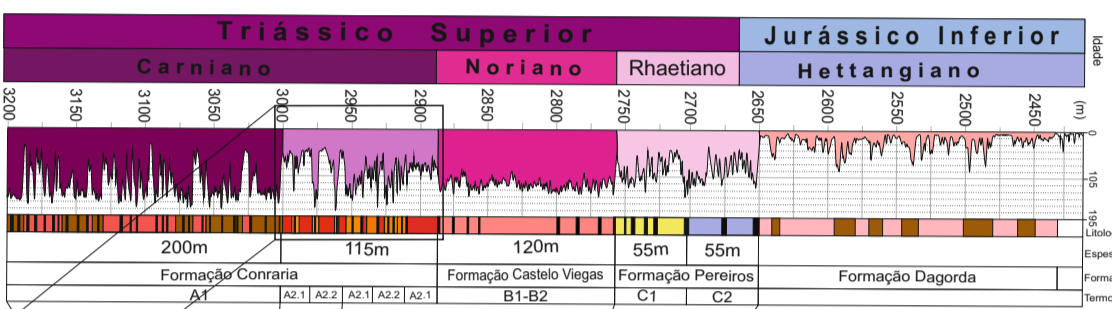
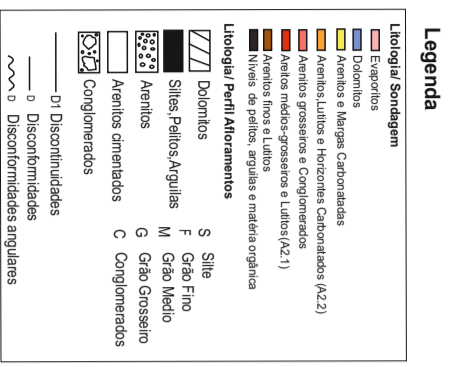
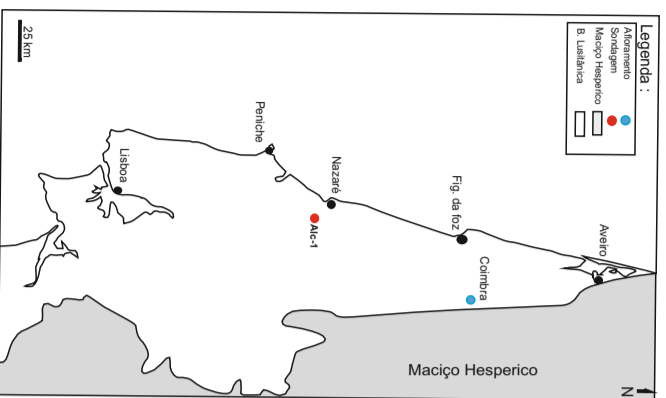
de transgressão marinha, representado pela eletrofácies EFT. Nos restantes poços as flutuações marinhas não são tão notórias.

4. **Formação de Dagorda:** Esta formação é caracterizada pela sedimentação argilo-evaporítica, originando espessos depósitos lutíticos com abundante gesso e halite, da ordem dos 500 m de espessura (Rasmussen *et al*; 1998). Neste poço indentifica-se a parte inferior da Formação de Dagorda entre os níveis 2650 e 2400 m, no Hettangiano. Esta formação representada pela eletrofácies **EFM**, tem valores de (GR) baixos identificando materiais evaporíticos, e valores de (GR) mais altos identificando pacotes de lutitos, entendendo-se por um cortejo sedimentar (HST).

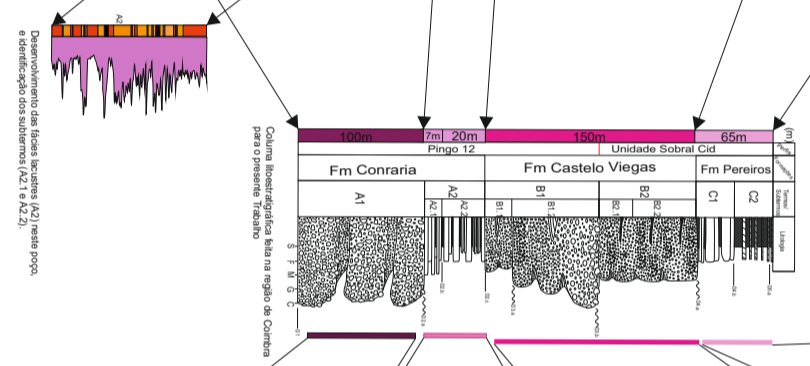
Na figura 50, apresenta-se a localização da sondagem Alc-1, com a interpretação das eletrofácies nela reconhecidas e acorrelação com o perfil litostratigráfico feito no campo na região de Coimbra.



# Poço Sondagem AIC-1



## Perfis "Pingo 12" "Sobral Cid" Afloramento



## Correlação Sondagem/ Afloramento (Triássico Superior)

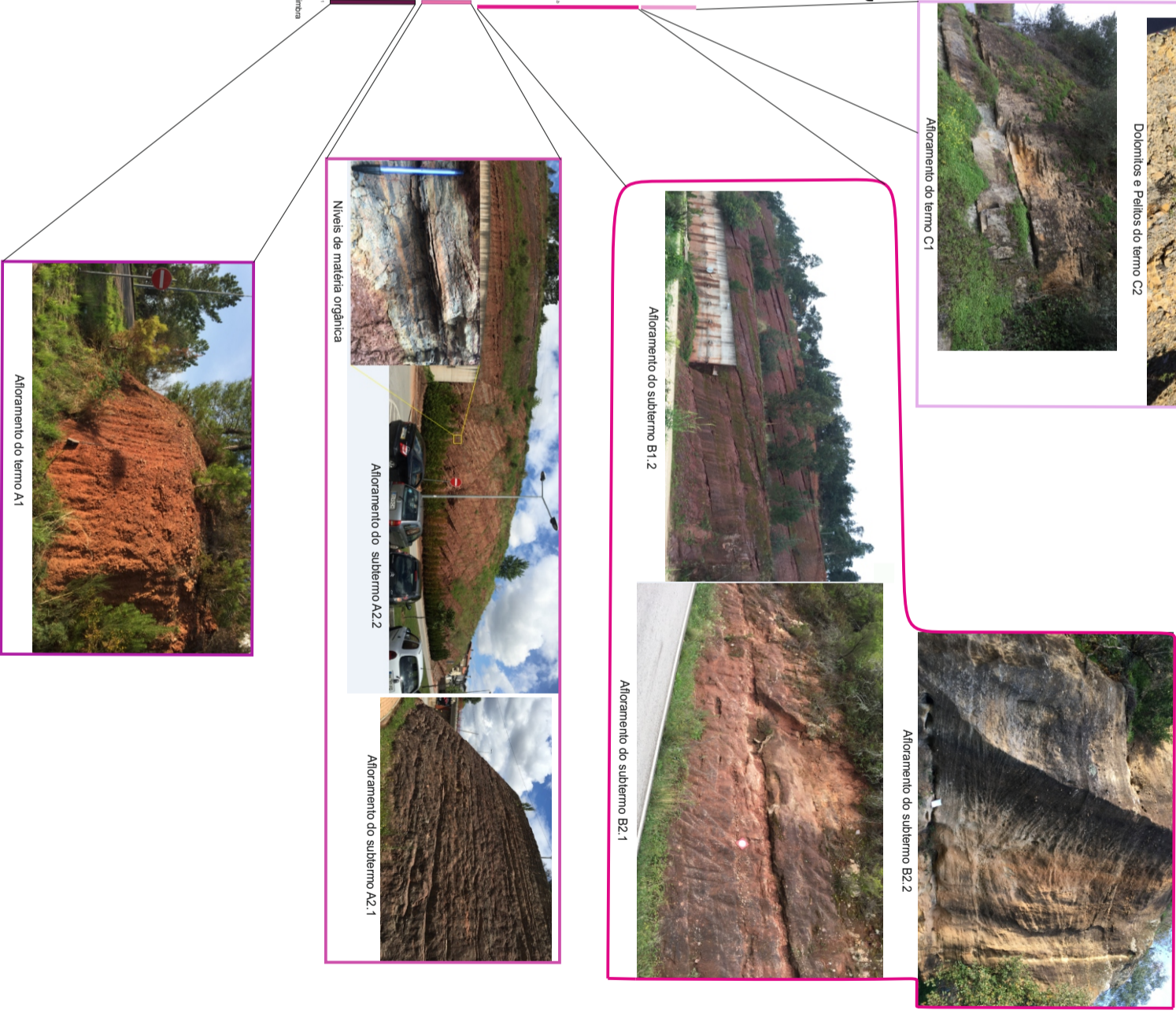
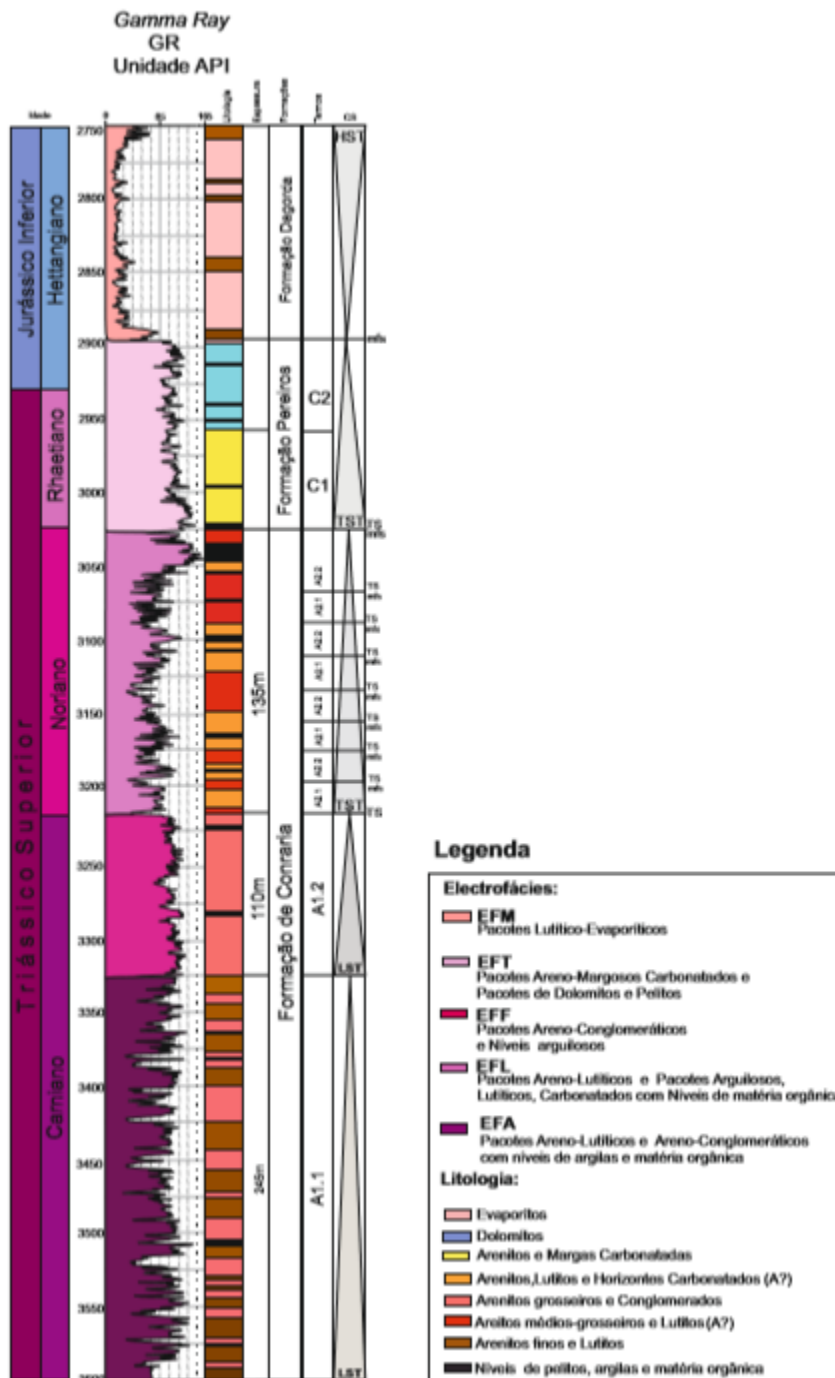


Fig 50 : Correlação das eletrofácies reconhecidas na sondagem (AIC-1), com os perfis litostratigráficos realizados na região de Coimbra e fotografias de afloramentos

**- Aljubarrota (Alj-2):**

A sondagem *offshore* (Alj-2) localiza-se nas coordenadas UTM Datum WGS84 (X= 507588,37m E; Y= 4379334.30m N; Zona 29S). Este poço realizado em 1998, tem um registo total de 3600 m com uma espessura triássica de 700 m, definida entre os intervalos (2900 e 3600 m).



**Figura 51: Interpretação litológica, sequencial e caracterização das eletrofácies da sondagem Aljubarrota (Alj-2), para o Triássico Superior.**

Da análise do perfil de raios gama da sondagem estudada, foi possível reconhecer as seguintes unidades estratigráficas e a sua organização sequencial, assim como delimitar o topo e a base do Triássico, através das eletrofácies previamente caracterizadas.

Neste furo da sondagem a sedimentação muda em relação às anteriores, em base ao padrão de intensidade da curva (GR). Tendo as fácies fluviais que corresponderiam ao termo B1, antecedendo às fácies lacustres que corresponderiam ao termo A2, ou seja, evidenciam a variação lateral de fácies que podem existir dentro das sequências sedimentares nestes depósitos siliciclásticos triássicos.

### **1. Formação de Conraria:**

Neste poço se mantém a litostratigrafia, mas dentro da Formação de Conraria, entre os níveis 3600 e 3025 m da diagrafia, num total de 575 m de espessura se distribuem duas sequências sedimentares, desenvolvendo três tipos de eletrofácies (EFA, EFF, EET). A eletrofície **EFA** que representa o termo A1.1 é caracterizada por duas litologias, consistindo na alternância de pacotes variando entre 5 e 25 m de arenitos finos, lutitos e argilas com presença de matéria orgânica, e pacotes variando entre 5 e 15 m de conglomerados com níveis argilosos. A grande variação na amplitude de raios gama evidencia a diferença na litologia, o que traduz descargas efémeras e agressivas de mantos torrenciais, ou seja, mostra-se o desenvolvimento das fácies aluviais nas quais os valores mais baixos de radiação, se identificam com as partes proximais onde temos carga areno-conglomerática, e os valores mais altos com as partes distais onde se podem acumular materiais finos, argilas e alto conteúdo em matéria orgânica (*shale*). A passagem para o termo seguinte corresponde a uma desconformidade, devido à mudança na geometria do padrão da curva elétrica. Dando lugar a uma superfície transgressiva de materiais fluviais.

A variação lateral das fácies infere a mudança neste poço dos sistemas sedimentares. Acima das fácies aluviais que correspondem ao termo A1.2 da Formação de Conraria, deposita-se uma sedimentação fluvial que corresponderia com as fácies do termo B1, a qual está delimitada entre os níveis 3325 e 3215 m da diagrafia, num total de 110 m de espessura. Esta é caracterizada pela eletrofácies **EFF**, com valores medios-altos de radiação e poucas variações na amplitude. Identifica-se através de um bloco bem



definido na base e no topo, vistas como desconformidades devido à mudança da geometria do padrão da curva elétrica. Por tanto temos duas eletrofácies (EFA e EFF), dentro duma sequência sedimentar progradante (LST) de fácies aluviais e fluviais.

A eletrofácies **EFL** está determinada entre os níveis 3215 e 3025 m da diagrafia, num total de 190 m. Esta eletrofácies apresenta valores de radiação médios com uma grande variação na amplitude, evidenciando a diferença na litologia, com um padrão na curva eléctrica de geometria serrada. Isto é interpretado como ciclos de dessecação-inundação de fácies lacustres, onde os valores mais baixos de radiação representam o subtermo (A2.1), e os valores mais altos representam o subtermo (A2.2). Esta ciclicidade infere o controlo tectónico deste cortejo sedimentar agradante transgressivo (TST). Dentro deste sistema, e com a passagem de subtermo para subtermo, indentificam-se superfícies transgressivas (TS), materializadas pelo aporte de sedimentos e água (batimetria alta), e máximos níveis de inundação (mfs) materializados pelos perfis edáficos (batimetria baixa). Estas superfícies são interpretadas como desconformidades, o que ocorre na região de Coimbra. A acumulação de matéria orgânica nesta eletrofácies não é muito representativa, apenas na parte final, antes da transgressão marinha o é. Na passagem da eletrofácie EFF para a EFL é identificada uma desconformidade devido à mudança na intensidade do padrão na curva eléctrica.

2. **Formação de Pereiros:** Como acontece no resto dos poços, a Formação de Pereiros (Retiano-Hetangiano), encontra-se bem delimitada na base e no topo, neste caso entre os níveis 3025 e 2890 m, num total de 135 m. Caracteriza-se pela eletrofácies **EFT** que representa os termos (C1 e C2). Este período de transição marinha apresenta valores médios de radiação sem muitas variações na amplitude, identificando uma sequência sedimentar transgressiva (TST), delimitada na base com a superfície transgressiva (TS), e no topo com o máximo nível de inundação (mfs). Esta eletrofácies apresenta uma grande espessura, maior que no resto dos poços, podendo este facto ser interpretado como um período prolongado da sedimentação na transição marinha.
3. **Formação de Dagorda:** Esta formação é caracterizada pela sedimentação argilo-evaporítica, originando espessos depósitos lutíticos com abundante

gesso e halite, da ordem dos 500 m de espessura (Rasmussen *et al*; 1998). Neste poço, apenas se indentifica a parte inferior entre os níveis 2890 e 2750 m da diagrafia, num total de 140 m reconhecendo-se a Formação de Dagorda (Hetangiano), representada pela electrofácies **EFM**. Esta é caracterizada pelos baixos valores de radiação. A base bem definida com o máximo nível de inundação (mfs) do anterior sistema transgressivo (TST) que deu lugar a este cortejo sedimentar agradacional marinho (HST), entende-se como espessos depositos lutíficos com abundantes materiais evaporíticos.

**- Sondagem (13C-1):**

A sondagem *offshore* (13C-1) localiza-se nas coordenadas UTM Datum WGS84 (X= 488641,26m E; Y= 4430673,66m N; Zona 29T). Este poço, realizado em 1974, tem um registo total de 2800 m com uma espessura triássica de 280 m, definida entre os intervalos 2460 e 2740 m.

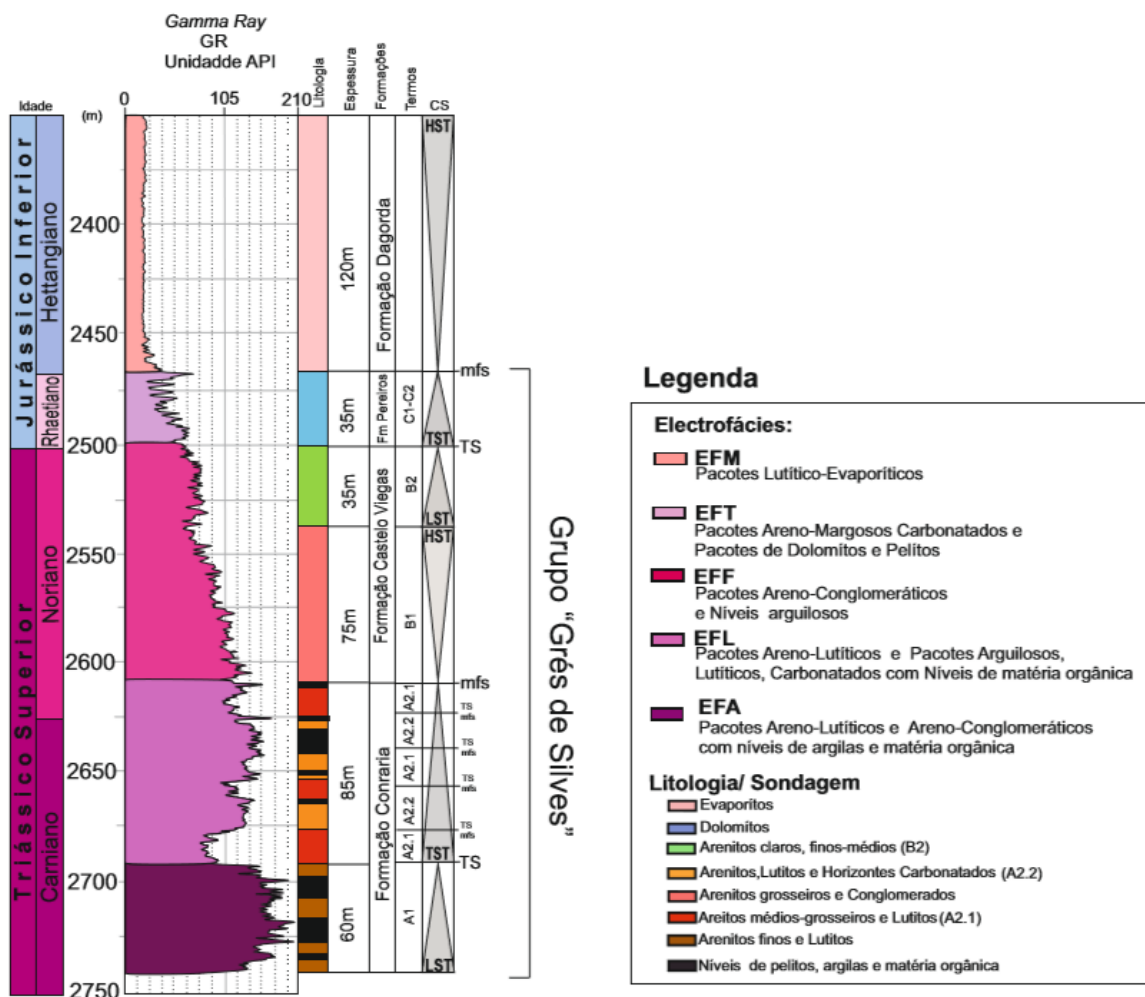


Figura 52: Interpretação litológica, sequencial e caracterização das eletrofácies da sondagem 13C-1, para o Triássico Superior.

Da análise do perfil de raios gama da sondagem estudada, foi possível reconhecer as seguintes unidades litostratigráficas e a sua organização sequencial, assim como delimitar o topo e a base do Triássico, através das eletrofácies previamente caracterizadas.

- 1. Formação de Conraria:** Entre os níveis 2740 e 2625 m da diagrafia, num total de 115 m de espessura, reconhece-se a Formação de Conraria (Carniano) onde são registadas duas eletrofácies EFA e EFL. Neste poço, a eletrofácies **EFA** apresenta valores de radiação muito altos (140-210 API) com uma variação média-alta na amplitude o que traduz uma litologia predominantemente argilosa e lutítica com grandes concentrações em matéria orgânica (*shale*), ou seja, esta eletrofácies apresenta menos diferença na litologia que nos poços (Alc-1, Alj-2), mas tem uma componente argilosa e de matéria orgânica muito significativa. Esta eletrofácies está representada pelo termo A1 entre os níveis 2740 e 2690 m e corresponde a fácies aluviais com grandes concentrações de matéria orgânica, tendo um padrão da curva elétrica turbidítico. O termo A1 evidencia um cortejo sedimentar progradante (LST).

Seguidamente as condições de alagamento representam o termo A2 materializado pela eletrofácies **EFL** definida entre os níveis 2690 e 2625 m. Nesta eletrofácies a grande variação na amplitude e níveis de radiação elevada, são interpretadas como ciclos de dessecação-inundação de fácies lacustres, onde os valores mais baixos de radiação representam o subtermo (A2.1), e os valores mais altos representam o subtermo (A2.2). Esta ciclicidade infere o controlo tectónico deste cortejo sedimentar agradante transgressivo (TST). Dentro deste sistema, e com a passagem de subtermo para subtermo, indentificam-se superfícies transgressivas (TS), materializadas pelo aporte de sedimentos e água (batimetria alta), e máximos níveis de inundação (mfs) materializados pelos perfis edáficos (batimetria baixa). Estas superfícies são interpretadas como desconformidades, o mesmo ocorrendo na região de Coimbra. A acumulação de matéria orgânica nesta eletrofácies é sempre mais abundante nos perfis edáficos do termo (A2.2). Na passagem do termo A1 para o termo A2 é identificada uma desconformidade devido à mudança na geometria do padrão na curva elétrica. O “perfil de inundaçãõ” do presente trabalho pode ser correlacionado com esta eletrofácies, (Fig 53).

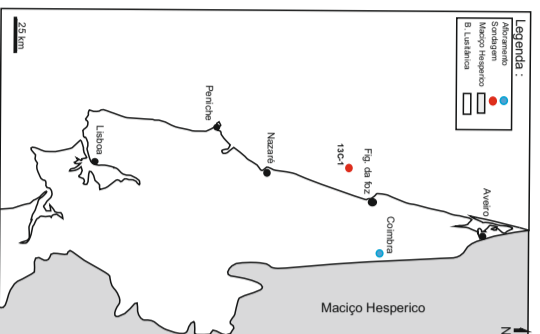
- 2. Formação Castelo Viegas:** Entre os níveis 2625 e 2500 m da diagrafia, num total de 125 m de espessura, reconhece-se a Formação de Castelo Viegas (Noriano), representada pelo termo (B1 e B2). Esta formação é caracterizada pela eletrofácies **EFF** com apenas variações na amplitude de (Gr) e valores médios-baixos. O padrão da curva elétrica (Gr) identifica-se como um cortejo sedimentar fluvial progradante agradacional, com a base e o teto bem definidos, e pode-se apreciar o limite entre os

subtermos B1 e B2. O termo B1 representa um sistema fluvial progradante (HST), para dar lugar ao termo B2 como uma sequência fluvial de agradação (LST). São materiais homogêneos de carga areno-conglomerática com algumas intercalações de níveis argilosos. O teto encontra-se delimitado pela superfície de transgressão marinha (TS) (descrita seguidamente), e a base pelo máximo nível de inundaçã (mfs) das fácies lacustres anteriores.

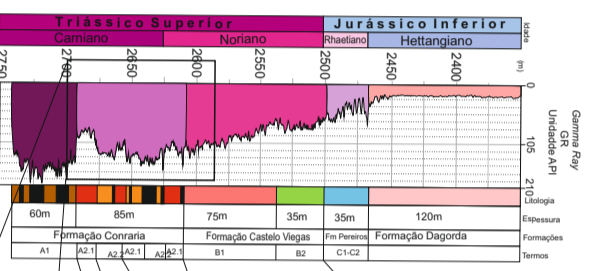
- 3. Formação de Pereiros:** Delimitada entre os níveis 2500 e 2465 m da diagrafia, num total de 70 m de espessura. Regista-se a Formação de Pereiros (Retiano-Hetangiano) representada pelo termo (C) e caracterizada pela eletrofácies **EFT**. Este período de transição marinha apresenta médio-elevadas variações na amplitude e valores médio-baixos de radiação, identificando um cortejo sedimentar transgressivo (TST), delimitado na base pela superfície transgressiva (TS), e no topo com o máximo nível de inundaçã (mfs). Neste poço, esta eletrofácies apresenta muito pouca espessura relativamente aos poços restantes, o que leva a interpretar que nesta parte mais distal da Bacia a sequência transgressiva teve muita curta duração e rapidamente o mar se foi instalando.

- 4. Formação de Dagorda:** Esta Formação é caracterizada pela sedimentação argilo-evaporítica, originando espessos depósitos lutíticos com abundante gesso e halite, na ordem dos 500 m de espessura (Rasmussen *et al*; 1998). Neste poço, identifica-se só a parte inferior entre os níveis 2465 e 2350 m da diagrafia, num total de 115 m, reconhecendo-se a Formação de Dagorda (Hettangiano), representada pela eletrofácies **EFM**, caracterizada pelos baixos valores de radiação e de pouca amplitude. A base é bem definida com o máximo nível de inundaçã (mfs) do anterior sistema transgressivo (TST), que deu lugar a este sistema (HST), entendendo-se como espessos depósitos lutíticos com abundantes materiais evaporíticos.

Na figura 53, apresenta-se a localização da sondagem (13C-1), a interpretação das eletrofácies nela reconhecidas ea sua correlação com os perfis espetrométricos feitos no campo na região de Coimbra.



**Poço Sondagem 13C-1**



**Perfil de Inundação Afloramento**

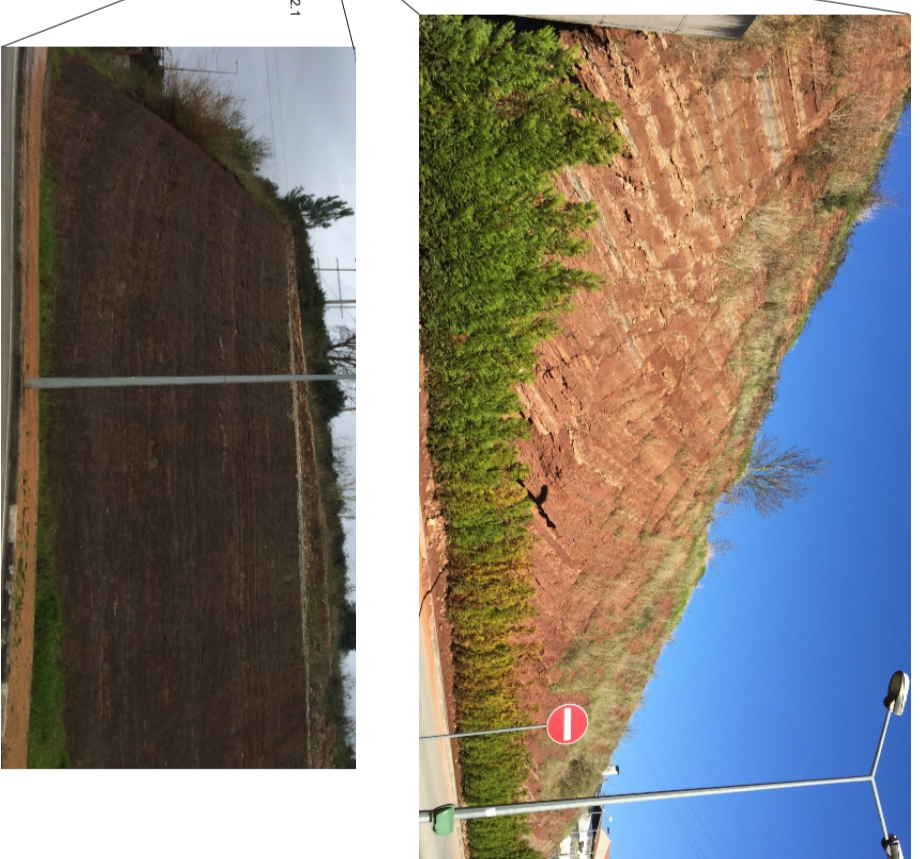
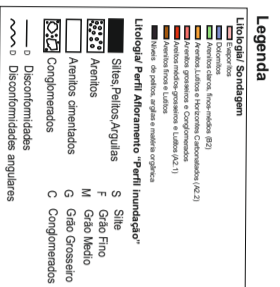
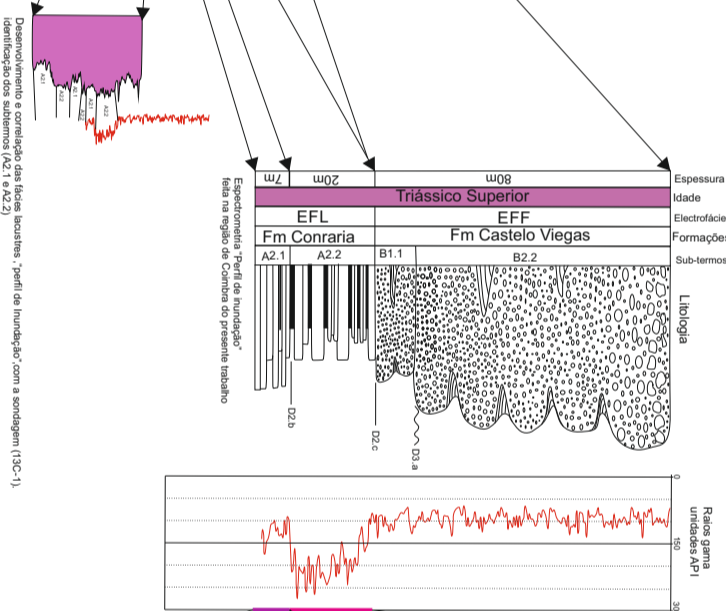


Fig. 53: Correlação das eletrofacies reconhecidas na sondagem 13C-1 com o perfil espectrométrico realizado no campo na região de Coimbra e fotografias afloramento (correlação rocha-perfil)



- CARAPAU (CA-1):

A sondagem *offshore* (Ca-1) localiza-se nas coordenadas UTM Datum WGS84 (X= 496471,61m E; Y= 4484887,26m N; Zona 29T). Este poço, realizado em 1974, tem um registo total de 2480 m, com uma espessura triássica de 652 m, definida entre os intervalos 1816 e 2468 m.

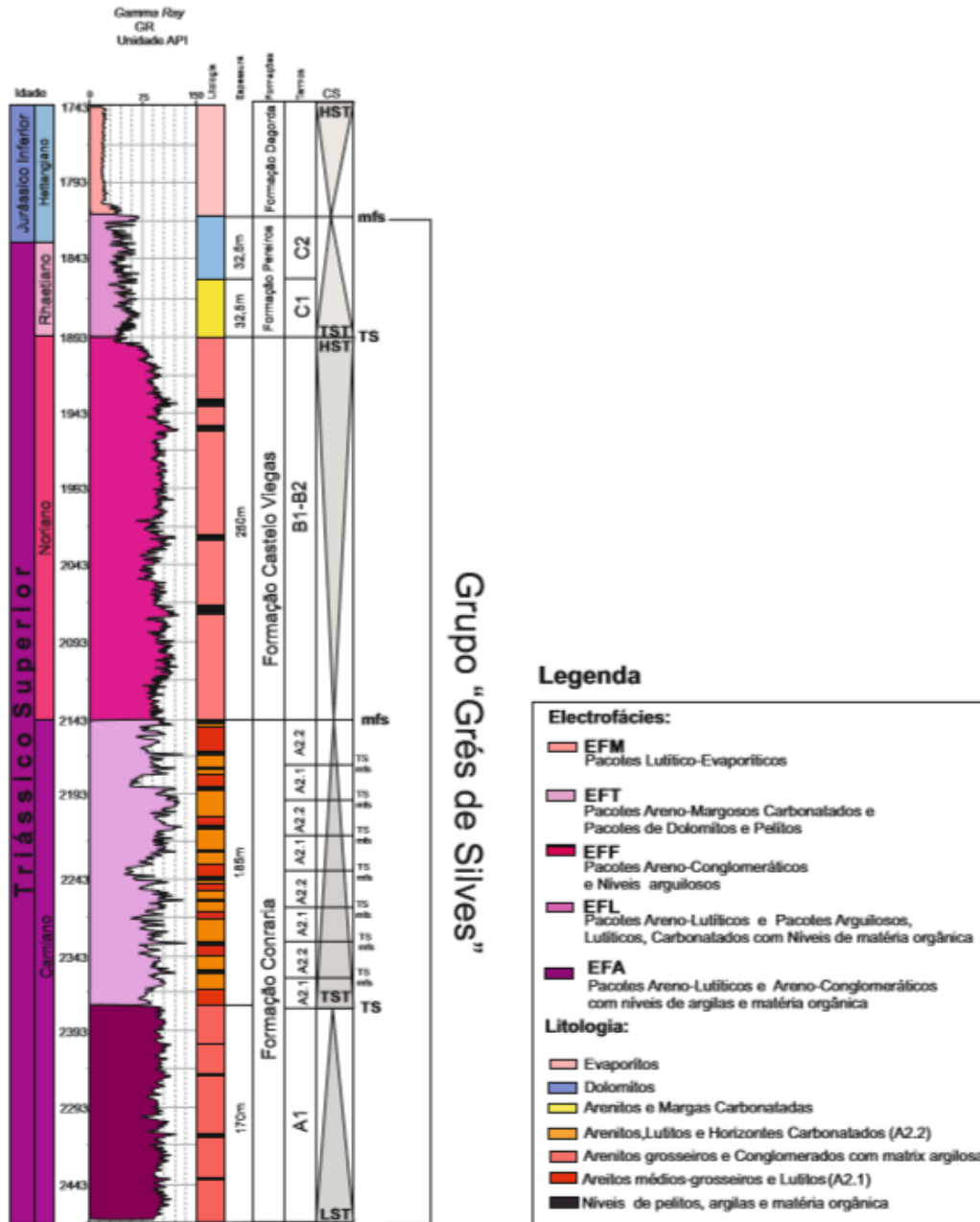


Figura 54: Interpretação litológica, sequencial e caracterização das eletrofácies da sondagem Alcobaça (Alc-1), para o Triássico Superior.

Da análise do perfil de raios gama da sondagem estudada, foi possível reconhecer as seguintes unidades litostratigráficas e a sua organização sequencial, assim como delimitar o topo e a base do Triássico, através das eletrofácies previamente caracterizadas.

1. **Formação de Conraria:** Entre os níveis 2468 e 2143 m da diagrafia, num total de 325 m de espessura reconhece-se a Formação de Conraria (Carniano), representada pelos termos (A1) e (A2), registando-se as eletrofácies EFA e EFL respetivamente. A electrofácies EFA tem uma variação na amplitude e nos valores de radiação menos acentuada que nos poços (Alj-2 e Alc-1), ou seja, os materiais são mais homogéneos com uma componente menos argilosa, e não existe tanta diferença na litologia. Esta electrofácies representa o termo A1, abrangendo uma espessura de 225 m entre os níveis 2468 e 2243 m. A interpretação desta electrofácies identifica-se como descargas efémeras e agressivas de mantos torrenciais, definindo um cortejo sedimentar progradante (LST).

A electrofácies seguinte **EFL** corresponde ao termo A2, tendo uma espessura de 100 m entre os níveis 2243 e 2143 m. O padrão serrado que descreve a curva elétrica com subidas e descidas progressivas nos valores de radiação e com grandes variações na amplitude, é interpretado como ciclos de dessecação-inundação de fácies lacustres, onde os valores mais baixos de radiação representam o subtermo (A2.1), e os valores mais altos representam o subtermo (A2.2). Esta ciclicidade infere o controlo tectónico deste cortejo sedimentar agradante transgressivo (TST). Dentro deste sistema, e com a passagem de subtermo para subtermo, identificam-se superfícies transgressivas (TS), materializadas pelo aporte de sedimentos e água (batimetria alta), e máximos níveis de inundação (mfs) materializados pelos perfis edáficos (batimetria baixa). Estas superfícies são interpretadas como desconformidades, o mesmo se passando na região de Coimbra. A acumulação de matéria orgânica nesta electrofácies é sempre mais abundante nos perfis edáficos do termo (A2.2) e mais rara que no poço (Alc-1). Na passagem do termo A1 para o termo A2 é identificada uma desconformidade devido à mudança na geometria do padrão na curva elétrica. O “perfil de inundação” do presente trabalho pode ser correlacionado com a electrofácies EFL.

2. **Formação de Castelo Viegas:** Entre os níveis 2143 e 1893 m da diagrafia, num total de 250 m de espessura, reconhece-se a Formação de Castelo Viegas (Noriano), representada pelo termo (B1 e B2), sendo caracterizada pela electrofácies **EFF**. O padrão da curva elétrica apresenta uma variação moderada na amplitude e baixos valores de radiação. Cria-se um bloco bem definido na base e no topo

traduzindo um cortejo sedimentar progradante (HST) que evidencia materiais homogêneos, ou seja, carga areno-conglomerática com intercalações de níveis argilosos e lutitos devido aos valores mais elevados de radiação, o que traduz os possíveis mantos de inundação correspondentes a este sistema fluvial. A base está delimitada pela superfície de máxima inundação (mfs) das fácies lacustres anteriores, e o topo fica delimitado pela superfície de transgressão marinha (TS). Esta eletrofácies pode ser correlacionada com o “perfil de inundação” feito no campo.

3. **Formação de Pereiros:** Entre os níveis 1893 e 1818 m da diagrafia, num total de 75 m de espessura reconhece-se a Formação de Pereiros (Rhaetiano-Hettangiano), representada pelos termos (C1 e C2) identificando-se com a eletrofácies **EFT**. A radiação gama é media-baixa e com grandes variações na amplitude. Estas fácies de transição corresponderiam a uma sequência de transgressiva (TST) delimitada na base com a superfície transgressiva (TS), e no topo com o máximo nível de inundação (mfs). As grandes variações na amplitude da radiação podem ser interpretadas como flutuações marinhas, sendo menos visíveis que no poço (Alc-1).
  
4. **Formação de Dagorda:** Esta formação é caracterizada pela sedimentação argilo-evaporítica, originando espessos depósitos lutíticos com abundante gesso e halite, da ordem dos 500 m de espessura (Rasmussen *et al.*, 1998). Neste poço identifica-se só a parte inferior, entre os níveis 1818 e 1743 m da diagrafia, num total de 75 m, reconhecendo-se a Formação de Dagorda (Hettangiano), representada pela eletrofácies **EFM** que está caracterizada pelos baixos valores de (Gr) e pouca amplitude. A base encontra-se bem definida com o máximo nível de inundação (mfs) do anterior sistema transgressivo (TST). Assim define-se um cortejo sedimentar agradacional marinho (HST), interpretando-se como espessos depósitos lutíticos com abundantes materiais evaporíticos.

#### **5.4- A expressão bacinal das eletrofácies do Triássico Superior da Bacia Lusitânica**

No presente capítulo pretende-se, articular todas as interpretações produzidas através de uma correlação entre as quatro sondagens estudadas, para o intervalo Triássico Superior da Bacia Lusitânica. Foram então realizadas duas correlações distintas, uma com base nas interpretações de eletrofácies e outra nas sequências sedimentares reconhecidas, com base nas observações e espetometria de campo nos afloramentos.

Através da correlação das unidades litostratigráficas, identificadas com base nas eletrofácies e seqüências definidas, pretende-se compreender as relações laterais de fácies e a distribuição espacial dos sistemas deposicionais, o que permite inferir a geometria das unidades e contribuir para o aprofundamento de seu conhecimento.

Os intervalos triássicos nos furos das sondagens foram identificados litostratigráficamente atendendo à correlação das distintas Formações que integram o grupo “Grés de Silves”, e dentro destas existem diferentes sequências ou cortejos sedimentares compostos pelas diferentes associações de fácies. Posteriormente foi feita uma correlação entre os diferentes furos das sondagens para o entendimento da expressão bacinal do Triássico Superior na Bacia Lusitânica (Fig. 55).

Nas sondagens *offshore* Ca-1 e 13C-1 localizadas no setor setentrional da Bacia, foi possível reconhecer padrões de eletrofácies semelhantes entre si, tal como se verificou entre as sondagens *onshore* Alj-2 e Alc-1, estas localizadas no setor central da Bacia, devido à sua proximidade no mesmo setor da bacia.

A separar estes dois setores, existe a falha de Lousã-Caldas, que provavelmente condicionou a sedimentação. As sondagens *offshore* no setor setentrional da Bacia apresentam uma menor variabilidade na amplitude da radiação na curva elétrica que nas sondagens *onshore* no setor central da Bacia. Isto pode ser devido a que os poços *offshore* localizam-se em partes mais distais das diferentes sub-bacias e os sedimentos têm uma maior lavagem, além de ficar em zonas menos tectonizadas que os poços *onshore*. Dependendo da espessura no intervalo triássico é possível inferir as condições de subsidência nas quais foram depositados os sedimentos, pois, na distensão e rotura da Bacia, na primeira fase de *rifting* foram criados mútiplas *semigraben* e *grabens* (sub-bacias).

A sondagem **13C-1** apresenta só 280 m de registo Triássico, podendo este facto ter relação com a deposição da sedimentação num bloco levantado (*semihorst*) da Bacia, onde os processos de erosão são mais prolongados. Pelo contrário, a sondagem **Ca-1** apresenta uma espessura triássica de 652 m, o dobro que na sondagem (13C-1), logo, a sua deposição deve ter tido lugar num bloco deprimido, ou seja, num *semigraben*, tendo menos exposição aos processos erosivos, e onde os espaços de acumulação são maiores para o correspondente enchimento. As duas sondagens apresentam eletrofácies similares e sequências litostratigráficas que se podem correlacionar. Começam com sequências progradantes de fácies aluviais (LST) de materiais homogéneos com grande conteúdo em finos, argilas e matéria orgânica, podendo ter uma importância significativa como rocha *shale*, como ocorre no poço (13C-1). Estas fácies aluviais são interrompidas por sistemas de alagamento definindo sequências agradacionais transgressivas continentais (TST). Os

sistemas seguintes que foram depositados, são sequências fluviais progradantes (HST), apenas canalizadas, de carga areno-conglomerática com intercalações de materiais finos e argilas. Em resumo, estes intervalos triássicos *offshore*, consistem em progradações e agradações continuadas de materiais siliciclásticos continentais, até que teve lugar a transgressão marinha (TST).

As sondagens *onshore* Alj-2 e Alc-1, a pé da falha de Lousã-Caldas apresentam uma variabilidade de amplitude na radiação da curva elétrica muito mais notória que nas sondagens *offshore*, o que traduz uma maior diferença na litologia. Isto pode ser devido à posição destas nas partes proximais das diferentes sub-bacias, e ao facto de ficar perto duma zona fortemente tectonizada (Falha Lousã-Caldas).

A sondagem **Alc-1** é a que melhor representa as fácies e parasequências observadas nos afloramentos de Coimbra e onde melhor foram identificadas as distintas unidades litostratigráficas. Começa com um sistema aluvial progradante (LST), seguido por fácies de alagamento com um importante controlo tectónico, produzindo sequências agradacionais transgressivas (TST), as fácies seguintes são fluviais, deixando uma sequência progradacional (HST), até que teve lugar a transgressão marinha (TST).

A sondagem **Alj-2** fornece-nos a evidência da variação lateral de fácies que apresentam estes materiais siliciclásticos do Triássico dentro das diferentes sequências sedimentares. Depois do sistema aluvial de grande variação na litologia devido aos fatores anteriormente citados, vão ser depositadas fácies fluviais, por tanto temos uma sequência progradante (LST) de fácies aluviais e fluviais. Acima, encontra-se uma grande espessura de fácies lacustres, definindo uma sequência agradacional transgressiva continental (TST), até à transgressão marinha (TST), neste caso com uma grande espessura devido à sua prolongada sedimentação.

Em resumo e concordando com os poços *offshore*, estes poços *onshore* também desenvolvem sequências progradacionais e agradacionais siliciclásticas até ao momento em que teve lugar a transgressão marinha. É característico nestes poços a evidência da variação lateral de fácies dentro das sequências deposicionais e a forte atividade tectónica associada.

A análise das associações de eletrofácies permitiu reconhecer a estratigrafia sequencial do registo Triássico e inferir as variações laterais de fácies, evidenciar as diferenças nas espessuras dos diferentes termos que podem ter estes sedimentos, controlados pelas movimentações tectónicas locais e pela posição na qual se encontram nas distintas sub-bacias, inferindo a posição do depocentro de subsidência em cada uma destas. Finalmente

se podem reconhecer as acumulações de matéria orgânica nos depósitos agradacionais lacustres.

Em relação as unidades que apresentam maior porosidade, seriam todos los intervalos da parte superior da Formação Castelo Viegas, identificado na região de Coimbra como subtermo B2.2. Além de apresentar uma ótima porosidade, estes materiais estão sobrepostos por os sedimentos evaporíticos das Formações de Pereiros e Dagorda, que poderiam constituir o selo desta possível unidade reservatório.

Analisando a estratigrafia seqüencial de Norte para ao Sul, podemos inferir que as sequências (LST) aumentam em espessura, e que dentro destas ocorrem variações laterais de fácies como acontece no poço (Alj-2). As sequências agradacionais transgressivas das fácies lacustres (TST), se mantêm constantes, chegando a ter centenas de metros, tendo no poço (Alj-2) uma posição mais distal que nos restantes. Pelo contrario que acontece com as sequências (LST) que aumentam para o Sul, as sequências prográdantes (HST) disminuem em espessura para o Sul, existindo uma não deposição no poço (Alj-2). Finalmente as sequências transgressivas marinhas (TST), aumentam em espessura para o Sul, (Fig. 55).

Existem diferenças e semelhanças entre as Bacias Lusitânica e de Peniche, as direrenças principalmente esta em relação com a posição mais distal da Bacia de Peniche e o posterior começo da fase principal de rifte que foi acompanhado pela subsidência no Cretáceo Inferior e enterramento (Pimentel, N. & Pena dos Reis, R. 2016). Portanto, com apenas estas diferenças, a natureza dos materiais triássicos na Bacia de Peniche pode ter uma relação directa com os materias análogos da Bacia Lusitânica, que foram objeto de estudo do presente trabalho.



# Setor Setentrional

# Setor Central

Carapau

54,20 km

13C-1

53,71 Km

Aljubarrota

5,73 km

Alcobaça

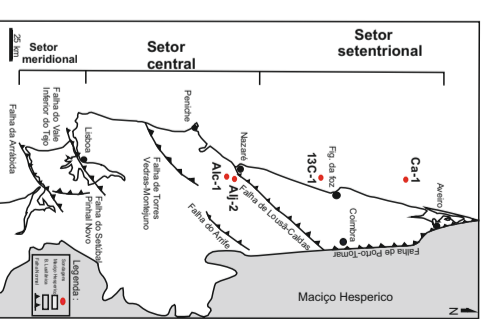
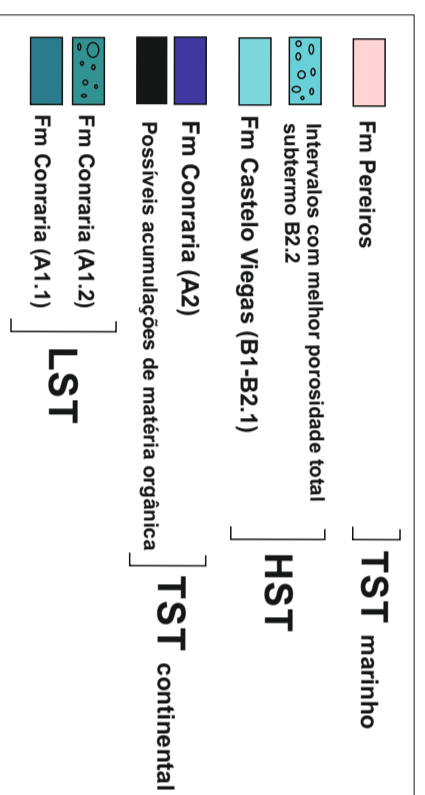
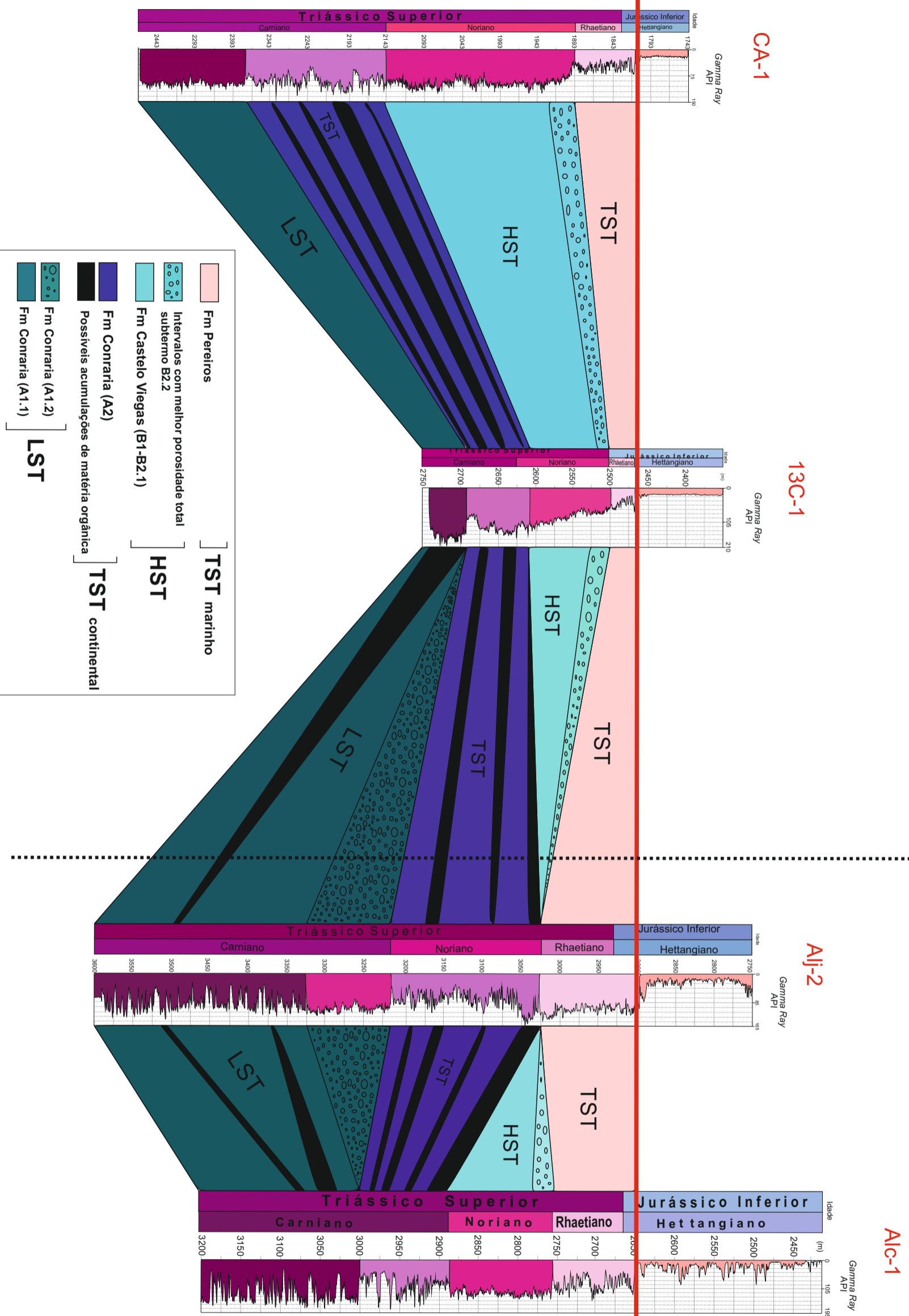


Fig 55: Correlação entre as sequências sedimentares e as eletróclíes identificadas nas sondagens estudadas

## Capítulo 6. Considerações finais:

Os resultados obtidos no presente trabalho revelam que o subtermo B2.2 do grupo “Grés de Silves”, são os depósitos siliciclásticos mais ótimos para o armazenamento de fluidos ou gases, mas em geral o Triássico Superior de Bacia Lusitânica não é um reservatório que presente condições favoráveis. No entanto identificaram-se importantes acumulações de matéria orgânica nos depósitos do subtermo A2.2, definindo assim esta unidade com elevado potencial. Também o presente estudo põe em evidência o valor das diagrfias na interpretação de ambientes deposicionais e na análise vertical de fácies, ao permitem a correlação entre dados de afloramento e dados de subsuperfície, recorrendo à definição de padrões de eletrofácies.

A primeira parte do presente trabalho revela que a análise litostratigráfica e sequencial feita na região de Coimbra, forneceu um grande apoio à interpretação e identificação de unidades litoestratigráficas e organizações sequenciais do grupo “Grés de Silves” em subsuperfície. Além desta análise foram identificados os subtermos que melhor porosidade total apresentam mediante um processo laboratorial, para avaliar os materiais Triássicos como possível reservatório. Assim foi determinado o subtermo B2.2 da Formação de Castelo Viegas com melhor calibragem.

A segunda parte, á análise de diagrfias, é um estudo de elevado potencial no âmbito da exploração de hidrocarbonetos, pois permite não só realizar interpretações de ambientes deposicionais e análise vertical de fácies, como também o estabelecimento de correlações entre sondagens e sequências deposicionais encontradas em diferentes setores de bacias sedimentares.

Os perfis elétricos são utilizados para avaliar de forma indireta, tanto qualitativa como quantitativamente, as propriedades físicas das rochas atravessadas ao longo de uma sondagem. Trata-se de uma ferramenta particularmente útil para a inferição de litologias, estimativa de volume de argilas, identificação e diferenciação entre zonas permeáveis de impermeáveis, identificação da rocha geradora e correlação entre sondagens. No caso específico da indústria do petróleo, esta ferramenta utiliza-se principalmente para distinguir as rochas reservatório das não-reservatório.

No presente trabalho desenvolve-se um método de classificação litológica, baseado na análise de perfis elétricos de sondagens, que permite a interpretação do registo estratigráfico em locais onde as unidades estratigráficas não afloram.

A partir da interpretação do registo de raios gama realizado para quatro sondagens efectuadas na Bacia Lusitânica (Ca-1, 13-C, Alj-2, Alc-1), que atravessam materiais de idade Triássica Superior, foi possível definir cinco electrofácies distintas em quatro unidades litostratigráficas já descritas para a Bacia Lusitânica: Formações de Conraria, de Castelo Viegas, de Pereiros e de Dagorda. Do ponto de vista electrofaciológico, estas formações partilham propriedades físicas comuns (radioatividade), que justificam o seu agrupamento, e que reflectem o carácter predominantemente detrítico-siliciclástico do grupo “Grés de Silves”.

Após da caracterização e interpretação das electrofácies foi possível correlacioná-las nas quatro sondagens estudadas, com as unidades litostratigráficas incluídas no grupo “Grés de Silves”, de modo a compreender a sua extensão e distribuição lateral na Bacia. No entanto, esta ferramenta apresenta algumas limitações, pois nem sempre é possível reconhecer variações de radioactividade significativas nas diagrfias das sondagens, que permitam distinguir as unidades atravessadas. É o caso, por exemplo, da delimitação de alguns membros, pouco espessos e bastante monótonos, nomeadamente dos subtermos (B1.1, B2.1, B2.2, C1, C2) da Formação de Castelo Viegas e Formação de Pereiros, ainda assim, foram identificados em alguns dos poços. No entanto, a espectrometria feita no campo na região de Coimbra sobre tudo nas fácies lacustres, foi de grande ajuda para a identificação destes membros de pouca espessura o seu desenvolvimento, e fatores tectónicos, paleoclimáticos pelos quais estão determinados, assim ocorre com os subtermos A2.1 e A2.2.

Do agrupamento de electrofácies foi possível a definição de cinco associações, que permitiram a interpretação de sequências progradacionais, agradacionais e transgressivas, bem como superfícies de inundação, superfícies transgressivas, desconformidades, etc. Assim, para as quatro sondagens estudadas, identificam-se limites entre formações e termos, que se correlacionaram com as desconformidades observáveis no campo e foi possível designar outras não visíveis.

Através desta correlação, evidencia-se a importância das electrofácies como uma ferramenta vantajosa para os estudos da estratigrafia de sequências, em subsuperfície. A partir da interpretação de electrofácies, calibradas com as observações de campo, é possível ampliar as interpretações obtidas, de modo a obter um estudo pormenorizado da estratigrafia de sequências de uma bacia sedimentar. A integração do estudo de dados indiretos, como as diagrfias, com dados diretamente observáveis, como as observações de campo ou os testemunhos de sondagens, permite alargar a áreas não testemunhadas, atributos de espessuras de camadas, reconhecimento de litologias e porosidade,

identificados nos estudos de rocha, mostrando, assim, que a análise de perfis elétricos é uma ferramenta complementar, viável e económica, na análise de bacias aplicada à pesquisa de hidrocarbonetos (Rider, 2000).

**-Avaliação do grupo “Grés de Silves” como reservatório:**

O primeiro sistema petrolífero de identificação e caracterização na bacia Lusitânica é constituído por elementos pré-sal hettangiano (Uphoff, 2005), integrando um conjunto degeradores Paleozóicos do Silúrico (Pinheiro et al., 2015), e sobretudo do Carbonífero, os quais são sedimentos de natureza lacustres, estuários e leque deltaicos (McCormack et al., 2007). Estes são junto ao Jurássico as idades das principais formações potencialmente acumuladoras de *shale gas* na Europa (Horsfield et al., 2011). O presente trabalho centra-se em unidades litostratigráficas de grande relevância para a geologia de petróleo. Nomeadamente no intervalo do Carniano- Hettangiano, (Triássico Superior), considerado como uno dos principais reservatórios siliciclásticos no sistema pré-sal, devido ao conjunto de geradores Paleozóicos anteriormente citados.

A análise sequencial e litoestratigráfica, tanto em diagrfias como em afloramentos, e as provas de porosidade realizadas, revelam que o grupo “Grés de Silves” constituído por materiais siliciclásticos, não são muito adequados para o armazenamento de fluidos, devido a grande componente argilosa e de óxidos de ferro na matriz, na maior parte dos sistemas deposicionais. No entanto, merece destaque o subtermo B2.2 na parte superior da Formação de Castelo Viegas, devido à elevada porosidade total (14,85%), que apresentam estas fácies, além de estar sobreposto por materiais evaporíticos (Formação de Dagorda) que constituem o selo deste reservatório. Outra consideração e não menos importante, são as concentrações de matéria orgânica nas fácies lacustres da Formação de Conraria. Como é evidente nas diagrfias e na espectrometria realizada na região de Coimbra, os valores de radiação são muito elevados, chegando a ter registos acima dos (200 API) nas diagrfias, e leituras acima dos (260 API) na espectrometria de campo. É por isto que o grupo “Grés de Silves” cobra uma grande importancia já não só como reservatório, também como unidade com elevado potencial gerador Triássico. O conhecimento detalhado das paleogeografias e subsidências dos materiais triássicos é essencial para determinar a localização das áreas mais favoráveis à possível geração e armadilhamento de hidrocarbonetos neste sistema petrolífero.

## Referencias Bibliográficas

---

Aigner, T., Schaver, M., Junghans., W. D. & Reinhardt., L. (1995). Outcrop gamma ray logging and its applications: Examples from the German Triassic. *Sedimentary Geology*, 100. pp 47-61.

Asquith, G.& Krygowski, D. (2004a). Basic Relationships of Well Log Interpretation. *In: Asquith, G. & Krygowski, D. (Eds), Basic Well Log Analysis*. American Association of Petroleum Geologists Methods in Exploration Series, 16, pp. 1-20

Asquith, G.& Krygowski, D. (2004b). Spontaneous Potencial. *In: Asquith, G. & Krygowski, D. (Eds), Basic Well Log Analysis*. American Association of Petroleum Geologists Methods in Exploration Series, 16, pp. 21-30

Asquith, G.& Krygowski, D. (2004c). Gamma Ray *In: Asquith, G. & Krygowski, D. (Eds), Basic Well Log Analysis*. American Association of Petroleum Geologists Methods in Exploration Series, 16, pp. 31-35.

Azerêdo, A. C. (1993). *Jurássico Médio do Maciço Calcário Estremanho (Bacia Lusitânica): análise de fácies, micropaleontologia, paleogeografia*. Tese de Doutoramento (não publicada). Departamento de Geologia da Faculdade de Ciências da Universidade de Lisboa. 366p

Azerêdo, A. C.; RAMALHO, M. M.; WRIGHT, P. V. (1998). The Middle-Upper Jurassic disconformity in the Lusitanian basin, Portugal: preliminary facies analysis and evidence for paleoclimatic fluctuations. *Journal of Iberian Geology*,

Azerêdo, A. C., Wright, V. P. & Ramalho, G. M. (2002). The Middle- Late Jurassic forced regression and disconformity in central Portugal: eustatic, tectonic and climatic, effects on a carbonate ramp system. *Sedimentology*, 49, pp. 1339-1370.

Azerêdo, A. C., Duarte, L. V., Henriques, M. H. & Manuppella, G. (2003). *Da dinâmica continental no Triássico aos mares do Jurássico Inferior e Médio*. *Cadernos de Geologia de Portugal*. Instituto Geológico e Mineiro, Lisboa, 43p.

Bohacs, K. M.; Carroll, A. R., Neal, J. E., Mankiewicz, P.J. (2000): Lake-Basin type, source potencial, and hydrocarbon characterr: an integrated sequence-stratigrapic-geochemical framework. En E. Gierlowski-Kordesch y K. Kelts (Eds.), *Lake Basins through space and time. AAPG Studies in Geology*, 46, pp. 3-34.

Boyle, R. W. (1982). Geochemical Prospecting for Thorium and Uranium Deposits. *Developments in economic geology*. Elsevier Scientific Publishing Company,16, 498p.

Choffat P. (1894). Notice stratigraphique sur les gisements des végéteaux fossiles dans le Mésozoïque du Portugal. *In: M. SAPORTA, Nouvelles contributions à la flore fossile du Portugal*. Dir. Trav. Géol. Portugal, pp. 227-282.

Correia, G. G., Duarte, L. V., Pereira, A.C., Silva, R. L. & Mendocça Filho, J. G. (2011). Spectral Gamma ray applications to marine organic rich sediments of teh lower Jurassic of Portugal. *Mineralogical Magazine*, 75, 3, pp. 696.

Curtis, R., Evans, G., Kinsmann, D. J. J., Shearman, D. J. (1963). Association of dolomite and anhydrite in recent sediments of the Persian Gulf. *Nature*, 196, pp. 679-680.

Doll, H. G., 1948, The SP log, theoretical analysis and principles of interpretation: *Transactions, AIME*. 179, p. 146–185.

Dresser Atlas, 1975, *Log interpretation fundamentals*: Houston, Texas, Dresser Industries, Inc.

Duarte, L. V. (1995). *O Toarciano da Bacia Lusitânica. Estratigrafia e Evolução Sedimentogenética*. Tese de Doutorado (não publicada), Centro de Geociências, Departamento de Ciências da Terra, Universidade de Coimbra, 349p.

Duarte, L. V. (1997). Facies analysis and sequencial evolution of the Toarcian-Lower Aalenian series in the Lusitanian Basin (Portugal). *Comunicações do Instituto Geológico e Mineiro*, Lisboa, 83, pp. 65-94

Duarte, L. V. (2004). Stratigraphic setting, facies variation and sequence stratigraphy of the lower Jurassic carbonate series. *In: Duarte, L. V. & Henriques, M. H. (Eds). Carboniferus and Jurassic Carbonate Plataforms of Iberia*. 23rd IAS MEETING OF SEDIMENTOLOGY, Field Trip Guide Book, Coimbra, I, pp.48-55.



Ehlerberg, S., Suana, T. & Swart, P. (2008). Uranium depletion across the Permian- Triassic boundary in Middle East carbonates: *Signature of oceanic anoxia*. *APPG. Bulletin*, 92. 691p.

Ellis, D. V. (1987). Nuclear Logging techniques *In*. Bradley, H. B. (Eds). *Petroleum Engineering Handbook*. Texas. 1823.

Fernandes, A. R. B.(2009). *Controle Estrutural e evolução tectónica dos diapiros salíferos na Bacia Lusitânica*.87 f. Dissertação (Mestrado) – Universidade de Lisboa, Faculdade de Ciências, Departamento de Geologia

Fertl, W. H. (1979).Gamma Ray Spectral Data Assists in Complex Formation Evaluation. *Log Analyst*, 20, 5, pp. 3–37.

Gilmore, G. R. (2008). *Gamma-ray Spectrometry*– 2nd Edition, JohnWiley & Sons, England. 387p.

Hagdorn, H., Nitsch, E., contributions of Aigner, T., & Simon, T. (2009). 6th *International Triassic Field Workshop* (Pan-European Correlation of the Triassic) Triassic of Southwest Germany, 175th Anniversary of the Foundation of the Triassic System by Friedrich Von Alberti.

Haq, B. U., Hardenbol, J. & Vail, P.R. (1987). Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic, *Science*, 235, pp. 1156-1167.

Horsfield, B., Schulz, H., Hübner, A., Scheck- Wenderoth, M., Kapp, I., & Jasper, K. (2011)- Shale Gas in Europe. *AAPG European Region Newsletter*, 6. pp. 2-3.

Julivert, M.; Fontbote, J. M.; Ribeiro, A.; Conde, L. (1974). *Mapa tectónico de la Península Ibérica y Baleares*. Escala 1:1.000.000. Memória explicativa. Instituto Geológico y Minero de España. 113p.

Jurado, J. M. (1989). Diagrafías: su aplicación en el análisis sedimentario. Vera, J. A. (Eds). División de unidades estratigráficas en el análisis de cuencas, *Revista, Soc, Geol. España*, 2, pp. 291-301.

Kullberg, J. C. (2000). *Evolução tectónica mesozóica da Bacia Lusitaniana*. Tese de Doutoramento em Geologia (não publicada), Faculdade de Ciências e Tecnologia, Universidade Nova de Lisboa, p. 361.

Kullberg, J. C., Rocha, R. B., Soares, A. A., Rey, J., Terrinha, P., Callapez, P. & Martins, L. (2006). A Bacia Lusitaniana: Estratigrafia, Paleogeografia e Tectónica. *In*: Dias, R., Araújo, A., Terrinha, P. & Kullberg, J. (Eds.) *Geologia de Portugal no contexto da Ibéria*. Universidade de Évora, pp. 317-368.

Lucia, F. J. (2007). Carbonate Reservoir Characterization. An Integrated Approach, New York, Springer. pp. 73-75.

Leleu, S., Hartley, A. J., Oosterhout, C. V., Kennan, L., Ruckwied, K., Gerdes, K. (2016) Structural, stratigraphic and sedimentological characterisation of a wide rift system: The Triassic rift system of the Central Atlantic Domain, *Earth Science Reviews* . doi: 10.1016/j.earscirev.2016.03.008.

Lomholt, S., Rasmussen, E., Andersen, C., Vejbæk, O. V., Madsen, L. & Steinhardy, H., (1996). Seismic interpretation and mapping of the Lusitanian Basin, Portugal. *Final Report, Proj. MILUPOBAS*, Contract nº JOU2-CT94-0348, GEUS, Copenhagen.

Lotze, F. (1945). Einige Probleme der Iberischen Meseta. *Geotektonische Forschungen*, 6, pp. 1-12.

Madeira, D., Machado, H., Silva, S., Garcia, A., Pena Dos Reis, R. (2008) . A caracterização multiescalar de sedimentos aplicada ao Grés de Silves (Triásico Superior) de Coimbra (Portugal). *Memórias e notícias*. Dep. Ciências da Terra e Museu Min. e Geol. Univ. Coimbra, nº3 (Nova Série), pp. 107-113.

Mato, V., Miranda, J. P., Pina, B., Calhã, A. M., Pena dos Reis, R., Pimentel, N. (2010). Sistema de falhas em afloramentos do Triássico Superior na região de Coimbra, 11, nº13, pp. 1-4.

Mazullo, S. J. (2000). Organogenic dolomitization in peritidal to deep-sea sediments. *J. Sediment. Res.*, 70 (1), pp. 10-23.

McCormack, N., Clayton, G. & Fernandes, P. (2007) .The thermal history of the Upper Palaeozoic rocks of southern Portugal. *Marine and Petroleum Geology*, 24, pp. 145-150.

Miall, A. D. (1996). The geology of fluvial deposits. *Sedimentary facies basin analysis and petroleum geology*. Springer-Verlag, Berlin-Heidelberg, 582 p.

Miall, A. D. (1988). Architectural elements and bounding surfaces in fluvial deposits: anatomy of the Kayenta Formation (Lower Jurassic), southwest Colorado. *Sed. Geol.*, 55, pp. 233-262.

Miranda, J. P. (2009). *Aquisição e modelação de dados gravimétricos sobre o diapiro salino de Matacães, Torres Vedras, Bacia Lusitânica*. Dissertação (Mestrado). Universidade de Coimbra, Departamento de Ciências da Terra, Portugal.

Miranda, J. P., Pina, B., Matos, V., Calhã, A. M., Pena dos Reis, R., Pimentel, N. (2010). Estudo das fácies de leque aluvial em afloramentos do Triássico Superior de Coimbra, 21, nº9, pp. 1-4.

Mouterde, R., Rocha, R. B., Ruget, C. & Tintant, H. (1979). Faciès, biostratigraphie et paléogéographie du Jurassique portugais. *Ciências da Terra*, Universidade Nova de Lisboa, 5, pp. 29-52.

Myers, K. J. (1987). Onshore Outcrop Gamma-Ray Spectroscopy as a Tool in Sedimentological Studies. Unpubl. Ph.D Thesis, Univ. London.

Neves, L. F. & Pereira, A. C., Godinho, M. M., Dias, J. M. & Stephens, W. E. (1995). A heterogeneidade do fundo radioativo natural como fator de risco ambiental: o caso exemplar da região de S. Pedro do Sul. *Memórias, Plus. Mus. Lab. Mineral. Geol. Univ. Porto*. 4. pp. 195-196.

Neves, L. F. & Pereira, A. C. (2004). Radioatividade natural e ordenamento do território: o contributo das Ciências da Terra. *Geonovas*, 18. Pp. 103-114.

Nichols, G. (2009). *Sedimentology and Stratigraphy* (2nd Edition). Blackwell Publishing, 419 p.

Palain, C. (1968). – Analyse séquentielle et lithostratigraphique de la série de base du Mésozoïque portugais au nord du Tage. – *C. R. Acad. Sci., Paris*, 267, 480-482.

Palain, C. (1976). – Une série détritico terrigène les “Grés de Silves”: Trias et Lias inférieur du Portugal. – *Mem. Serv. Geol. Portugal*, 25 (N. S), 377 p.

Pena dos Reis, R. P. B., Corrochano, A., Bernardes, C., Proença Cunha, P. & Dinis, J. L. (1992). O Meso-Cenozóico da margem atlântica portuguesa. *Guias de las excursiones geológicas – III Congreso Geológico de España y VIII Congreso Latinoamericano de Geología*. Ed. Universidad de Salamanca, pp. 115-138.

Pena dos Reis, R. P. B. (2003). Morfologias de talude instável em contexto de rifting. Exemplo do Jurássico superior da Bacia Lusitânica. Actas do VI Congresso Nacional de Geologia, Tema C; Bacias Sedimentares e Geologia Estrutural, pp. 65-68.

Pena dos Reis, R., Pimentel, N. & Bueno, G. (2008). *III Curso de Campo na Bacia Lusitânica (Portugal), Roteiro*. Coimbra, pp 136.

Pena dos Reis, R., Pimentel, N. & Garcia, A. (2007). *Curso de Campo na Bacia Lusitânica (Portugal), Roteiro*. Coimbra, p. 154.

Pena dos Reis, R. & Pimentel, N. L. (2010). Sistemas petrolíferos no On-shore da Bacia Lusitânica- uma vista geológica integrada. *Geologia Aplicada: ensino, investigação e sua Historia*, Associação Portuguesa de Geólogos. Pp. 143-156.

Pena dos Reis, R. P. B., Pimentel, N. L., Vasconcelos. A. J. G., (2011). A Bacia Lusitânica (Portugal): Análise estratigráfica e evolução geodinâmica. *Boletim de Geociências*, Petrobras, Rio de Janeiro. v.19, n.1/2, p. 23-52.

Peter A. Ziegler 1999 Evolution of the Arctic-North Atlantic and the Western Tethys AAPG, *Memoir*.43, pp. 164-196.

Pimentel, N.L. (2005) – O Triásico - as primeiras paisagens da Bacia Lusitânica. Res. *Workshop “Bacia Lusitânica”*, NEGFCUL, Lisboa, pp. 9-10.

Pimentel, N.L. & Pena dos Reis, R.P. (2006). Depósitos triásicos de Coimbra, novas observações e interpretação tectono-sedimentar. Res. *VII Congr. Nac. Geologia*, I, Soc. Geol. Portugal, Univ. Évora, pp. 133-134.

Pimentel, N. & Penas dos Reis, R. (2016). Petroleum systems of the west iberian margin: a review of the lusitanian basin and the deep offshore peniche basin. *Journal of Petroleum Geology*, 39(3), pp. 305-326.

Pinheiro, S. N., Pena dos Reis, R., Vaz. N. (2015). The Silurian of Drones and Mação (Central Iberian zone, Portugal) and its shale gas potencial : Preliminary results. *AAPG European & Regional Conference & Exhibition 2015 “Tethys-Atlantic Interaction Along the EuropeanIberian-African Plate Boundaries”*, Lisbon, Abstracts,p?

Prosser, S. (1993): Rift-related linked depositional systems and theirs seismic expression. En G. D. Williams y A. Dobb (Eds.), *Tectonics and Seismic Sequence Stratigraphy*. Geol. Soc. London Spec. Publications, 71, pp. 35-66.

Rasmussen, E. S., Lomholt, S., Anderson, C. & Vejbaek, O. R. (1998). Aspects of the structural evolution of the Lusitanian Basin in Portugal and shelf and slope area offshore Portugal. *Tectonophysics*. Amsterdam, 300, pp. 199-225.

Ribeiro, A., Antunes, M. T., Ferreira, M. P., Rocha, R. B., Soares, A.F., Zbyszewsky, G., Moitinho de Almeida, F., Carvalho, D. & Monteiro, J. H. (1979). *Introduction à la Géologie générale du Portugal*. Serviços Geológicos Portugal, Lisboa, 114p.

Ribeiro, A. (1990) Geodynamic evolution of the Iberian Massif. *In*: Dallmeyer, R. D.; Martinez-Garcia, E. (Eds.) Pre-Mesozoic Geology of the Iberian Peninsula. Berlin: Springer, pp. 399-409. Rider, M. (2000). *The geological interpretation of well logs. 2<sup>nd</sup> edition*, Rider- French Consulting Ltd, Scotland, 280. pp. 280.

Ribeiro, A., Silva, J. B., Cabral, J., Dias, R., Fonseca, P., Kullberg, M. C., Terrinha, P. & Kullberg, J. C. (1996). Tectonics of the Lusitanian Basin. Final Report, Project MILUPOBAS, Contract n<sup>o</sup> JOU-CT94-0348, ICTE/GG/GeoFCUL, Lisboa, 126p.

Rider, M. (2000). The geological interpretation of well logs. 2<sup>nd</sup> edition, Rider-French Consulting Ltd, Scotland, 280p.

Rocha, R.B., Marque, J. & Soares, A. F. (1990). Les unités lithostratigraphiques du Bassin Lusitanien au Nord de l'accident de Nazaré (Trias- Aalénien). *Cahiers Univ. Cathol. Lyon, Sér. Sci.*, Lyon, 4, pp. 121-126.

Rocha, R. B. (coord.), Marques, B., Kullberg, J. C., Caetano, P., Lopes, C., Soares, A. F., Duarte, L. V., Marques, J., Gomes, C. and Collaborators (1996). The 1<sup>st</sup> and 2<sup>nd</sup> rifting phases of Lusitanian Basin: stratigraphy, sequence analysis and sedimentary evolution. *Final report*. C. E. C. Project MILUPOBAS Contract n<sup>o</sup> JOU2-CT94-0348, Lisboa, 4.

Ruffell, A. & Worden, R. (1999). Paleoclimate analysis using spectral gamma ray data from the Aptian (Cretaceous) of Southern England and Southern France. *Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology*. 155, Pp. 265-283.

Serra, O. (1972): Diagraphies et stratigraphie. *Mém. Bur. Rech. Géol. Min.*, 75. pp. 481-487.

Serra, O. & Abbott, H. (1980). The contribution of logging data to sedimentology and stratigraphy. 55th. Ann. Fall, techn. Conf. SPE of AIME, paper SPE9270.

Serra, O. (1986): Les diagraphies défférées: leur emploi en géo-logie sédimentaire. Bull. Centres Rech. Explor- Prod. Elf-Aquitaine, 10, 2. pp 205-227.

Schlumberger (1987). *Log Interpretation- principales/applications*. Schlumberger Ltd, New York, 198p.

Schlumberger. (1989). *Log Interpretation – Principes/Applications*. Schlumberger, 241p.

Shinn, E. A. (1983). – Tidal flat environment. In: P. A. Scholle, D. G. Bebout & C. H. Moore, (Eds)., Carbonate depositional environments. – *AAPG Mem.*, 33, pp. 173-210.

Soares, A. F., & Rocha, R. B. (1984). Algumas reflexões sobre a sedimentação Jurássica na orla Meso-Cenozóica Ocidental de Portugal. *Memórias e Notícias*, Universidade de Coimbra, 97, pp. 133-142.

Soares, A. F., Marques, J. F. & Rocha, R. B. (1985). Contribuição para o conhecimento geológico de Coimbra. *Memórias e Notícias*. Publicações Museu Laboratório Geológico Universidade de Coimbra, 100, pp. 41-47.

Soares, A. F., Kullberg, J. C., Marques, J. F., Rocha, R. B., Callapez, P. M. (2012). Tectono-sedimentary model for the evolution of the Silves Group ( Triassic Lusitanian Basin, Portugal), 183, nº3. pp. 203-216.

Stampfli, G.M., Borel, G.D. (2002). A plate tectonic model for the Paleozoic and Mesozoic constrained by dynamic plate boundaries and restored synthetic oceanic isochrons, Institute of Geology and Paleontology, University of Lausanne, CH-1015 Lausanne, Switzerland, pp. 17-33.

Svendsen, J. B. & Hartley, N. R. (2011). Comparison between outcrop spectral gamma ray logging and whole rock geochemistry; Implications for quantitative reservoir characterization in continental sequences. *Marine and Petroleum Geology*, 18. pp. 657-670.

Uphoff, T. L. (2005). Subsalt (pre-Jurassic) exploration play in the northern Lusitanian basin of Portugal. *AAPG Bulletin*, 89 (6), pp. 699-714.

Vera Torres, J. A. (1994). *Principios y Métodos*. Editorial Rueda, Madrid. 805p.

Wilson, R. C. L. (1979). A reconnaissance study of Upper Jurassic sediments of the Lusitanian Basin. *Ciências da Terra*, Universidade Nova de Lisboa, 5, pp. 53-85.



Wilson R. C. (1988). Mesozoic development of the Lusitanian basin, Portugal. *Revista Sociedad Geológica España*, Madrid, 1, pp. 393-407.

Wilson, R. C., Hiscott, R. N., Willis, M. G. & Gradstein, F. M (1989). The Lusitanian Basin of West- Central Portugal; Mesozoic and Tertiary tectonic, stratigraphic and subsidence history. *In* Tankard, A. J. & Balkwill, H.R. (Eds): Extensional tectonics and stratigraphy of the North Atlantic margins, *American Association of Petroleum Geologists Memoir*, 46, pp. 341-361.

#### **Referências Web:**

Schlumberger Lda (2009). History. Acedido em: 19 de Abril de 2009, em:

<http://www.slb.com/content/about/history.asp>

