

**UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO SUL  
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS**

**A Formação Abadia no contexto evolutivo tectono-  
sedimentar da Bacia Lusitânica (Portugal) -  
considerações sobre o potencial como rocha  
reservatório de hidrocarbonetos**

**Leonardo Torres da Silva**

**Orientadora:**

Dra. Ana Maria Pimentel Mizusaki

**Comissão Examinadora:**

Dr. Farid Chemale Jr.

Dr. Rui Pena dos Reis

Dr. Marcus Vinicius Remus

Dissertação de mestrado apresentada como requisito parcial para  
obtenção do título de Mestre em Geociências.

Porto Alegre, 2003.



UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO SUL  
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS  
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS



CONVÊNIO UFRGS/ANP  
AGÊNCIA NACIONAL DO PETRÓLEO

Programa de Geologia do Petróleo  
Convênio PRH-ANP/MME/MCT nº 12

## Relatório Final de Pesquisa

**Projeto:**

**A FORMAÇÃO ABADIA NO CONTEXTO EVOLUTIVO TECTONO-  
SEDIMENTAR DA BACIA LUSITÂNICA (PORTUGAL) - CONSIDERAÇÕES  
SOBRE O POTENCIAL COMO ROCHA RESERVATÓRIO DE  
HIDROCARBONETOS**

**Bolsista:** Leonardo Torres da Silva

**Orientadora:** Profa. Dra. Ana Maria Pimentel Mizusaki

**Mestrado em Evolução de Bacias e Reservatórios Petrolíferos**

Comissão Gestora: Claiton Marlon dos Santos Scherer, Coordenador  
Luis José Tomazelli  
Luiz Fernando De Ros  
Michael Holz

SILVA, Leonardo Torres.

A Formação Abadia no contexto evolutivo tectono-sedimentar da Bacia Lusitânica (Portugal) e considerações sobre o potencial como rocha reservatório de hidrocarbonetos. Porto Alegre, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, 2003.  
130 f. il.

**Dissertação** (Mestrado em Geociências) – Programa de Pós-Graduação em Geociências, UFRGS.

1. Análise de bacias 2. Bacia Lusitânica. 3. Tectônica & Sedimentação. 4. Rifte. 5. Reservatórios de hidrocarbonetos.

*“Mas eu que falo, humilde, baixo e rudo,  
De vós não conhecido nem sonhado?  
Da boca dos pequenos sei, contudo,  
Que o louvor sai às vezes acabado.  
Nem me falta na vida honesto estudo,  
Com longa experiência misturado,  
Nem engenho, que aqui vereis presente,  
Cousas que juntas se acham raramente.”*

Luís V. de Camões

OS LUSÍADAS – CANTO X.

## Agradecimentos

Como escreveu José Saramago: “*É preciso voltar aos passos que foram dados... É preciso recomeçar a viagem. Sempre*”. Penso que agradecer significa de certa forma *voltar aos passos que foram dados*. Portanto, a partir de já *foi recomeçada a viagem*.

Gostaria de poder agradecer a todos que de uma forma ou de outra participaram na realização deste trabalho. Durante a longa jornada que foi este mestrado em estratigrafia muitas pessoas contribuíram comigo e com o projeto. Vou listar alguns nomes; se alguém não for mencionado me perdoe, e saibam que sempre serei grato pela ajuda recebida. Não foi nada fácil e seria impossível sem vocês, a quem dedico este trabalho. Guardo lembranças inesquecíveis desta época e dos episódios passados.

Em primeiro lugar eu gostaria de citar aqui os meus familiares, e especialmente os meus avós: Walter Torres e Maria Edylia, por me abrigarem em sua morada, um porto seguro onde sempre cabe mais um. À minha mãe, Carmen Maria pela compreensão que só mãe tem. Ao meu pai Leo - Antônio I. B. da Silva, que é um remédio contra o mau humor e a Marlise, por nossa amizade. Também sou muitíssimo grato a Katlin Jeske e família, *Danke!*

Não poderia deixar de agradecer aos Mestres. Pelas aulas ministradas nos cursos, pelos inúmeros bons momentos e pelos momentos difíceis também. Tudo valeu a pena, afinal tudo faz parte da vida. Um agradecimento muito especial à Professora Ana Maria P. Mizusaki; pela paciência que teve comigo, por toda orientação, pelas inúmeras correções e sugestões no texto final da dissertação. Para os que me ensinaram a compreender um pouco melhor a Terra e, sobretudo aos que me mostraram que nunca se compreende tudo, e que errando também se aprende - obrigado. Aos professores do pós-graduação, pelas aulas e trabalhos de campo realizados: Luiz F. De Ros, Claiton Scherer, Luiz Tomazzelli, Farid Chemale, César Cainelli, Nilo Azambuja, Michael Holz, Gerson Terra, e ao primeiro professor que me apresentou a *Estratigrafia* e sempre incentivou o meu aprendizado: Rualdo Menegat. Aos colegas André Borba, Alessandro Oliveira, Ana P. Soares, Anderson Maraschin, Antonio Del Rey, Eveline Zambonato, Márcia Nogueira, Paulo Roberto, Plauto Peixoto, Rafael Lopes, Rosilene; ao Lisandro, Carlos e todo o pessoal da Estratigrafia. Um agradecimento especial à Camila Barreiro pela ajuda na digitalização das curvas de

Raios-Gama das sondagens. Também devo este trabalho aos profissionais da PETROBRÁS que ministraram cursos no Pós-Graduação.

Sou grato ao Professor Antônio V. Garcia e a Larissa de Lima, por tudo o que passamos juntos aqui no Brasil durante os preparativos para o campo e depois, já em terras lusíadas; pelo trabalho realizado em equipe bem como pela digitalização do material descrito. Ao pessoal da Unisinos, que também contribuiu com o projeto.

Da mesma forma, quero deixar registrado minha gratidão para com o pessoal do Instituto Geológico Mineiro de Portugal pela disponibilidade dos dados utilizados neste projeto, a Rita, ao José Miguel pela ajuda durante a realização dos trabalhos, bem como a todos do Centro de Dados Geológico-Mineiros do IGM pela acolhida. Aos Professores Rui Pena dos Reis e Nuno Pimentel, da Universidade de Lisboa.

O apoio dos amigos de Gravataí também foi fundamental, afinal não foram poucas as vezes que me revigorei nas *tabernas da Aldeia*. Não vou citar os nomes; o espaço é pouco e os amigos são muitos.

Por fim, mas não menos importante, agradeço a Agência Nacional do Petróleo, cuja participação também foi decisiva na realização deste trabalho, tanto pela bolsa quanto por financiar parcialmente o projeto e ao Programa de Cooperação Bi-Lateral Brasil-Portugal, estendendo assim meus agradecimentos ao CNPq do Brasil e o ICCTI/GRICES de Portugal.

*“Quando o viajante disse, ‘não há mais o que ver’, sabia que não era assim... É preciso ver o que não foi visto, ver outra vez o que se viu já, ver na Primavera o que se vira no Verão... ver a seara verde, o fruto maduro, a pedra que mudou de lugar... É preciso voltar aos passos que foram dados... É preciso recomeçar a viagem. Sempre.”*

José Saramago, em Viagem a Portugal.

## Resumo

A Bacia Lusitânica (Portugal) possui 22.000 Km<sup>2</sup> sendo preenchida por aproximadamente cinco mil metros de seqüências sedimentares mesozóicas. São observados indícios de hidrocarbonetos e por isto a Bacia vem sendo investigada por companhias petrolíferas. A Bacia Lusitânica tem sua formação e evolução a partir da abertura do Oceano Atlântico Norte, sendo considerada como uma bacia do tipo rifte a partir do Triássico Superior evoluindo para uma bacia *pull-apart* no final do Jurássico. Internamente a Bacia Lusitânica é subdividida em três setores delimitados por falhas: Norte, Central e Sul. No Setor Central, devido ao episódio de rifteamento observado no Jurássico Superior-Berriasiano, formaram-se elevações estruturais e áreas com intensa subsidência tectônica, resultando em três sub-bacias: Arruda, Bombarral e Turcifal. Nestas sub-bacias, o intervalo estratigráfico referente à Formação Abadia (Oxfordiano Superior-Kimeridgiano) é considerado como uma potencial rocha-reservatório de hidrocarbonetos. A deposição sin-tectônica da Formação Abadia mostra a importância que a tectônica exerceu sobre a sedimentação da Bacia Lusitânica. Neste sentido são reconhecidos três estágios de sedimentação: precoce, médio e tardio. As rochas mistas carbonáticas-siliciclásticas da Formação Abadia foram depositadas em condições marinhas profundas nas áreas da Bacia formadas por *grabens* com intensa subsidência. Estas rochas foram analisadas tanto em afloramentos como em subsuperfície (linha sísmica, perfil raios-gama e testemunhos de sondagens) e as informações obtidas associadas a dados da literatura mostram que a estratigrafia interna da Formação Abadia é complexa, apresentando depósitos interdigitados: alguns orientados segundo o eixo principal do rifte e outros provenientes dos *horsts* marginais. Na Formação Abadia são reconhecidos depósitos de leques submarinos denominados Membro Castanheira. São constituídos por conglomerados e arenitos grossos com grandes blocos carbonáticos alóctones. Sugere-se que estes tenham sido gerados por correntes turbidíticas e fluxos de detritos formando os canais distributários e lobos com considerável espessura e boas características para potenciais rochas reservatório. Contemporaneamente a esta deposição, porém na região NNW da Sub-bacia ocorria deposição de margas alodápicas em uma plataforma carbonática distal (Membro Tojeira) e posteriormente de margas (Membro Superior – Margas Abadia). Elas constituem um talude progradante seguindo o eixo principal do *graben*, na direção do

depocentro da bacia localizado mais a SE. Na base desta plataforma e no sopé do talude foram identificadas intervalos com ciclos *fining-upward* de associações de fácies siliciclásticas e intervalos margosos. Estes intervalos foram interpretados como depósitos de preenchimento de canal e de extravasamento de canal de um complexo de canais discretos (Membro Cabrito) formado por correntes de turbidez. Pode-se sugerir que os depósitos de preenchimento de canal possuem boas características para serem rochas-reservatório de hidrocarbonetos. De acordo com os conceitos de estratigrafia de seqüências, a Formação Abadia seria uma seqüência deposicional onde os Membros Tojeira e Castanheira (interdigitados) foram considerados como os leques de trato de nível baixo; o Membro Cabrito e a parte inferior das Margas Abadia a cunha progradante de trato de nível baixo. Localmente, existe o nível condensado Serra Isabel que caberia ao trato de sistemas transgressivos e ao Membro Superior-Margas Abadia a progradação do trato de nível alto. A discordância erosiva identificada no topo da seqüência seria o seu limite superior. Considerando-se o cenário tectônico, as geometrias e a distribuição estratigráfica, a Formação Abadia possui condições qualitativas para ser uma boa rocha-reservatório de hidrocarbonetos. Para poder se chegar a mais conclusões acerca de seu potencial como rocha-reservatório, é sugerido a aquisição de mais dados quantitativos.

## Abstract

The Lusitanian Basin (Portugal), with an area of 22,000 km<sup>2</sup>, is filled out with approximately 5.000 meters of Mesozoic sediments. This basin has indications of hydrocarbon occurrence (as oil-impregnated fractures in cores), and then constitutes a goal for some oil companies. Large amounts of geological data including cores, electrical logging and seismic lines result from the continuous research in the area. The inception of the Lusitanian Basin is associated with rifting (Late Triassic) during the North Atlantic Ocean opening event. After this, during the Late Jurassic-Cretaceous, it evolved to a pull-apart basin. Three fault-bounded sectors can be recognized: north, central and south. The central sector is affected by the Upper Jurassic-Berriasian rift episode when structural highs and low areas were generated resulting in three sub-basins: Arruda, Turcifal and Bombarral. In the Arruda sub-basin, the Abadia Formation (Upper Oxfordian-Kimmeridgian) can be a potential hydrocarbon reservoir rock. The deposition of the Abadia Formation is associated with the climax of the rift stage, with intense tectonic control of the sedimentation. The important mixed carbonatic-siliciclastic rocks of the Abadia Formation were deposited under marine conditions, in grabens with high subsidence rates. These rocks, analyzed in outcrops and subsurface conditions (cores, gamma-ray logging and seismic line), indicate a complex internal stratigraphy presenting interfingered deposits. In the fault border of the sub-basin, the Castanheira Member is identified, encompassing conglomerates and coarse-grained sandstones containing large allochthonous limestone blocks. These deposits seem to be the result of high-density turbidity currents and debris flows generating channels and lobes, showing considerable thickness and good characteristics for potential reservoir rocks. In the NW portion of the sub-basin, synchronous to this deposition, allodapic marls were deposited at the distal shelf setting (Tojeira Member) and marls (Superior Member – Abadia Marls) built a slope that prograded towards SE along the main graben axis into the basin depocenter. At the base of this shelf and slope fining-upward cycles of siliciclastic and marl facies associations were identified. Both of them suggest channel filling and overbank deposits configuring a discrete channel complex (Cabrito Member of the Abadia Formation) associated with turbidity currents. According to the sequence stratigraphy concepts, the Tojeira and Castanheira members (lowstand fan) and the lower portion of the Abadia Marls represent the lowstand prograding wedge. An important condensed

section named Serra Isabel is the equivalent to the transgressive systems tract and the Superior Member corresponds to a highstand systems tract. An erosional hiatus at the top of the Superior Member is the top sequence boundary. Considering tectonic setting, geometry and distribution of strata, the Abadia Formation has qualitative conditions to be a good hydrocarbon reservoir rock. In order to have more conclusions about this potential reservoir rock, the acquisition of more quantitative data is suggested.

## Sumário

Agradecimentos	V
Resumo	VII
<i>Abstract</i>	IX
Sumário	XI
Índice de figuras	XIV
Índice de tabelas	XVIII
Lista de anexos	XVIII

### **1. INTRODUÇÃO** \_\_\_\_\_ **19**

1.1. Metodologia	20
1.2. Objetivos	22
1.3. Área de Estudo	22

### **2. BACIA LUSITÂNICA** \_\_\_\_\_ **25**

2.1. Limites e compartimentação interna da Bacia Lusitânica	25
2.2. Sub-bacias de Arruda, Turcifal e Bombarral	32
2.3. Classificação da Bacia Lusitânica	34

### **3. EVOLUÇÃO GEOTECTÔNICA** \_\_\_\_\_ **36**

3.1. Evolução geotectônica do Maciço Hispérico durante o Paleozóico – Domínio I	37
3.2. Evolução geotectônica da Ibéria durante o Mesozóico-Cenozóico – Domínio II	40

## **4. ESTRATIGRAFIA DA BACIA LUSITÂNICA \_\_\_\_\_ 48**

4.1. Seqüências Estratigráficas & Fases Tectônicas da Bacia Lusitânica _____	49
4.2. Carta Estratigráfica da Bacia Lusitânica _____	52
4.2.1. Seqüência 1 _____	52
4.2.2. Seqüência 2 _____	55
4.2.3. Seqüência 3 _____	56
4.2.4. Seqüência 4 _____	57
4.2.5. Seqüência 5 _____	57
4.2.6. Rochas Magmáticas _____	57

## **5. EVOLUÇÃO TECTÔNICA E SEDIMENTAÇÃO DO JURÁSSICO SUPERIOR-CRETÁCEO INFERIOR NO SETOR CENTRAL DA BACIA LUSITÂNICA. \_\_\_\_\_ 58**

5.1. Etapas Tectônicas do Jurássico Superior-Berriasiano do Setor Central da Bacia Lusitânica _____	58
---	----

## **6. FORMAÇÃO ABADIA \_\_\_\_\_ 62**

6.1. Membros da Formação Abadia _____	62
6.1.1. Membro Tojeira _____	63
6.1.2. Margas do Casal da Ramada _____	64
6.1.3. Membro Cabrito _____	64
6.1.4. Membro Superior (Margas Abadia) _____	65
6.1.5. Membro Castanheira _____	65
6.1.6. Membro Guincho e Membro Praia da Amoreira _____	66
6.2. Estágios do clímax da deposição sin-tectônica da Formação Abadia _____	68
6.2.1. Estágio Precoce _____	68
6.2.2. Estágio Médio _____	70
6.2.3. Estágio Tardio _____	70
6.3. Estratigrafia de Seqüências no Intervalo Oxfordiano Superior- Kimeridgiano Superior da Sub-bacia Arruda _____	71

Seqüência B – Oxfordiano Superior (Fig. 12 – XII)	80
Seqüência C – Oxfordiano Superior à base do Kimeridgiano Inferior (Fig. 12 – XII)	80
Seqüência D – Kimeridgiano Inferior (Fig. 12 – XII)	80
Seqüência E – Kimeridgiano Inferior a Superior (Fig. 12 – XII)	80
6.4. Região de Afloramentos da Formação Abadia na Sub-bacia Arruda	81
6.5. Formação Abadia em Subsuperfície na Sub-bacia Arruda	90
6.5.1. Análise dos Testemunhos de Sondagem Vila Verde #2 e Arruda #1	91
Testemunho da Sondagem Vila Verde #2	91
Testemunho da Sondagem Arruda #1	93
6.5.2. Perfilagem elétrica Raios-Gama – Benfeito #1 e Freixial #1	94
6.5.3. Linha Sísmica AR9/80	95
6.6. Modelo Hipotético dos Ambientes Sedimentares Sin-tectônicos da Formação Abadia na Sub-bacia Arruda durante o Kimeridgiano	98
<b>7. CONSIDERAÇÕES SOBRE O POTENCIAL DA FORMAÇÃO ABADIA COMO ROCHA RESERVATÓRIO DE HIDROCARBONETOS</b>	<b>100</b>
<b>8. CONCLUSÕES</b>	<b>109</b>
<b>REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS</b>	<b>113</b>

## Índice de Figuras

- Figura 1:** (A) Mapa da Europa Ocidental com a localização da Península Ibérica. \_\_\_\_\_  
(B) Mapa de Portugal (modif. de National Geographic Maps, 2002). \_\_\_\_\_ 23
- Figura 2:** Diagrama tridimensional de um modelo geral de *half-graben* formado por *horsts* e *grabens* subsidiários. Sem escala definida. \_\_\_\_\_ 27
- Figura 3:** Mapa geológico simplificado de Portugal, com as principais estruturas da Bacia Lusitânica e da sua compartimentação interna. Em vermelho estão representadas as principais falhas delimitadoras da Bacia Lusitânica e a em preto as falhas que dividem os setores da Bacia Lusitânica (A - modif. de Rocha *et al.*, 1996; Rasmussen *et al.*, 1998; Wilson, 1988; Azeredo *et al.*, 2002 e B - modif. de National Geographic Maps, 2002). \_\_\_\_\_ 28
- Figura 4:** Modelo tridimensional dos *horst* e *grabens* da Bacia Lusitânica e suas principais falhas extensionais N-S, NE-SW, E-W com os setores da Bacia Lusitânica (modif. De Rocha *et al.*, 1996). \_\_\_\_\_ 30
- Figura 5:** Modelos evolutivos para a Falha Nazaré. Em um primeiro estágio a falha *funciona* como uma falha normal extensional. Posteriormente, devido à inversão tectônica, *funciona* como uma falha de cavalgamento, gerando uma estrutura de inversão (modif. de I - Rocha *et al.*, 1996; II - Rasmussen *et al.*, 1998). \_\_\_\_\_ 31
- Figura 6:** Mapa da região da Costa de Lisboa com a localização das sub-bacias Arruda, Turcifal e Bombarral com algumas estruturas principais. Em destaque a área de maior ênfase deste trabalho (modif. de Ravnås *et al.*, 1997). \_\_\_\_\_ 33
- Figura 7:** Mapas geotectônicos simplificados, mostrando o Cinturão de Dobramentos Varsicano (CDV) no Maciço Hispérico e adjacências durante o Carbonífero Médio [A] e durante o Permo-Carbonífero [B]. Também estão ilustradas as bacias sedimentares *foreland* associadas a este cinturão (modif. de Ziegler, 1998). Em [C] a localização da área detalhada com a configuração paleogeográfica no Carbonífero (modif. de Stanley, 1992).

- Figura 8:** Zonações do Maciço Hispérico (pré-Cambriano a Carbonífero) e possíveis correlações com estruturas adjacentes, resultantes da colisão de três áreas cratônicas (Cráton Avalon, Terreno Sul Português,, Terreno Intra Alpino) e fechamento de dois oceanos (Rheico, Maciço Central) durante os períodos Carbonífero e Permiano (modif. de Ziegler, 1988; Silva *et al.*, 2000). \_\_\_\_\_ 39
- Figura 9:** Mapa paleogeográfico da Meseta Ibéria e adjacências com os ambientes deposicionais e litologias associados aos riftes do Atlântico Norte e do Tethys ocidental no Triássico Superior (modif. de Ziegler, 1988). \_\_\_\_\_ 43
- Figura 10:** Mapa paleotectônico e paleogeográfico da Ibéria e adjacências no Cretáceo Inferior; Aptiano-Albiano (modif. de Ziegler, 1988). \_\_\_\_\_ 45
- Figura 11:** Correlação das seqüências sedimentares e fases de rifteamento propostas para a Bacia Lusitânica. \_\_\_\_\_ 50
- Figura 12:** Estratigrafia regional da Bacia Lusitânica e de detalhe do setor central no Jurássico Superior com as fases, episódios e etapas tectônicas de diferentes ordens de escala estratigráfica e evolução paleogeográfica. (modif. de: I, III - GPEP, 1986 *in* Rasmussen *et al.*, 1998; II - Martins, 1991 *in* Rocha *et al.*, 1996; IV - Bosence, 1998; V, VI - Rasmussen *et al.*, 1998; VII - Guéry *et al.*, 1986, Wilson *et al.*, 1990 *in* Pena dos Reis *et al.*, 1996; VIII, IX, X, XI, XII, XIII - Pena dos Reis *et al.*, 1996, 2000; XIV - Guéry *et al.*, 1986, Wilson *et al.*, 1989, Ellis *et al.*, 1990 e Leinfelder & Wilson, 1997 *in* Ravnås *et al.*, 1997). \_\_\_\_\_ 53-54
- Figura 13:** Perfil longitudinal esquemático (NW – proximal; SE -distal) com as relações geométricas esquemáticas entre os membros da Formação Abadia, relacionados aos três estágios do clímax de rifteamento identificados na sub-bacia de Arruda, região de Montejunto (modif. Pena dos Reis & Corrochano, 1998). \_\_\_\_\_ 71
- Figura 14:** Interpretação da Formação Abadia, na Sub-bacia Arruda com base em conceitos de Estratigrafia de Seqüências e correlação das seqüências deposicionais (1-6) com as seqüências de Ponsot & Vail (1991). (modif. Leinfelder, 1993). \_\_\_\_\_ 73

- Figura 15:** Esboço estratigráfico e arquitetural das sucessões do intervalo Oxfordiano Superior-Kimeridgiano da Sub-bacia Arruda com a interpretação estratigráfica seqüencial. [modif. de Leinfelder 1986, 1987, 1992; Leinfelder & Wilson (1989), Wilson *et al.*, (1989), Ellis *et al.*, (1990) *in* Leinfelder, (1993)]. \_\_\_\_\_ 75
- Figura 16:** Mapa geológico da Sub-bacia Arruda, com a localização da linha sísmica AR9-80; das sondagens Arruda #1, Freixal #1 e Vila Verde #1 e da região de afloramentos (modif. de Zbyszewski & Torre de Assunção, 1965; Zbyszewski *et al.*, 1966; *in* Leinfelder & Wilson, 1989). Para localização da área na escala de bacia consultar a figura 6 (pág. 33). \_\_\_\_\_ 83
- Figura 17:** Afloramento ARV-1. Formação Amaral, fácies corálica. Estratigraficamente próximo do limite superior da Formação Abadia e da borda leste da Sub-bacia Arruda. No detalhe: Bioconstruções de corais. \_\_\_\_\_ 84
- Figura 18:** Afloramento ARV-2, Formação Abadia, Membro Superior. Seqüência híbrida formada por camadas de margas e camadas de arenito terrígeno. Geometrias lenticulares e estratificação cruzada insipiente. Provável paleocorrente para SSE. No croqui está representado um perfil E-W (vista para sul) do limite superior da Formação Abadia. O contato com a Formação Amaral é visível, onde os calcários desta unidade destacam-se na escarpa em relação aos sedimentos Abadia. \_\_\_\_\_ 85
- Figura 19:** Legenda referente às figuras 20 e 21. A simbologia utilizada é a mesma dos testemunhos (Anexos 1 e 2) \_\_\_\_\_ 86
- Figura 20:** Afloramento ARV-3. Formação Abadia; provável fácies distal superiores do Membro Cabrito. Sedimentação margosa com lentes de arenito maciço contendo fragmento de carvão (fotografia superior). Paleocorrente medida em pequenas ripples: 120° SE (fotografia inferior). Camadas com espessamento para o topo. \_\_\_\_\_ 87
- Figura 21:** Perfil vertical em afloramento na região de Montejunto com sucessões verticais de fácies formando ciclos *fining upward*, interpretados como depósitos turbidíticos de preenchimento e extravasamento de canais discretos identificados como sendo pertencentes ao Membro Cabrito da Formação Abadia. A classificação utilizada (Bouma, 1962) para as fácies turbidíticas segue a mesma simbologia adotada na interpretação dos testemunhos de sondagem VV #2 e AR #1 (Fig. 25 – pág. 99). \_\_\_\_\_ 88

- Figura 22:** Perfil estratigráfico transversal ao eixo da Bacia. Preenchimento sin-tectônico das sub-bacias de Turcifal e Arruda durante o Oxordiano-Kimeridgiano, evidenciando a geometria da Formação Abadia e os membros Tojeira, Castanheira e Cabrito (modif. Ravnås *et al.*, 1997). \_\_\_\_\_ 90
- Figura 23:** Seqüência ideal de fácies de Bouma, com as divisões Ta, Tb, Tc, Td e Te e diferentes interpretações dos processos deposicionais. (modif. de Sharnugam 1997). \_ 92
- Figura 24:** Linha Sísmica AR 9-80 - Perfil NNW-SSE na Sub-bacia Arruda, mostrando a Formação Abadia em Subsuperfície (geometria externa e principais estruturas) com a identificação dos Membros Cabrito, Castanheira e Margas Abadia. Perfis Raios-Gama dos poços das sondagens BF#1, FX#1 com os Membros Tojeira, Cabrito e Margas Abadia associados às seqüências (B, C, D, E, F e G) de Pena dos Reis *et al.*, 2000 e tratos de sistemas. Correlação proposta para o intervalo (488-16 m) descrito e interpretado do testemunho de sondagem Vila Verde #2 (modif. de: Petrogal, 1983 - Linha Sísmica, 1985 - AR9-80; BF#1 e FX#1; Pena dos Reis *et al.*, 1993., Pena dos Reis *et al.*, 2000). \_\_\_\_\_ 96
- Figura 25:** Modelo tectono-sedimentar hipotético para a Formação Abadia na área sul da Sub-bacia Arruda. As unidades representadas abrangem desde o pré-Cambriano (embasamento) até os depósitos Mesozóicos do Jurássico Superior, sendo que os ambientes de sedimentação ilustrados remetem ao Kimeridgiano. Com basea observações de afloramentos, testemunhos de sondagens (perfis Vila Verde #2 e Arruda #1), linha sísmica interpretada AR9-80 (GPEP - Petrogal, 1985), Leinfelder (1993) Ravnås *et al.*, (1997), e de Pena dos Reis *et al.*, (2000). \_\_\_\_\_ 99
- Figura 26:** Coluna estratigráfica da Bacia Lusitânica com a identificação das principais rochas potenciais geradoras e reservatórios (modif. de: I, III - GPEP, 1986 *in* Rasmussen *et al.*, 1998; II - Martins, 1991 *in* Rocha *et al.*, 1996; IV - UTP, 1983 *in* Pena dos Reis *et al.*, 1993). \_\_\_\_\_ 102
- Figura 27:** Tipos de reservatórios turbidíticos, associações de fácies e estilos arquiteturais característicos com sua localização no trato do sistema turbidítico adaptado ao sistema de alimentação clástica longitudinal e transversal ao *half-graben* da Sub-bacia Arruda – Bacia Lusitânica. (modif. de Moraes *et al.*, 2000). \_\_\_\_\_ 105

## Índice de tabelas e quadros

- Tabela 1:** Conteúdo paleontológico e biozonas limítrofes reconhecidos na Formação Abadia. (modif. de Pena dos Reis *et al.*, 1993). \_\_\_\_\_ 62
- Tabela 2:** Análise qualitativa das Características das prováveis rochas-reservatório da Formação Abadia – Membros Cabrito e Castanheira na Sub-bacia Arruda. \_ 108
- Quadro 1:** Correlação das unidades litoestratigráficas na área da sub-bacia de Arruda (modif. Pena dos Reis *et al.*, 1993; Leinfelder & Wilson, 1989; Pena dos Reis & Corrochano, 1998) \_\_\_\_\_ 67
- Quadro 2:** Estágios sedimentares do clímax do rifteamento (Etapa II), bioestratigrafia, litofácies e modelos sedimentares da Formação Abadia correlacionados com as etapas tectônicas do Jurássico Superior-Cretáceo Inferior (Berriasiano) da Bacia Lusitânica (modif. Pena dos Reis *et al.*, 1996; Pena dos Reis & Corrochano, 1998). \_\_\_\_\_ 69

## Lista de Anexos

- Anexo 1:** Testemunho da Sondagem Vila Verde #2 (intervalo descrito de 488 a 16 metros de profundidade perfurada) com a interpretação proposta para os tipos de depósitos (canais amalgamados e discretos).
- Anexo 2:** Testemunho da Sondagem Arruda #1 (intervalos descritos de 2136 a 2082 metros e de 952 a 654 metros de profundidade perfurada) com as interpretações propostas para os tipos de depósitos (canais distributários e lobos).

# 1. INTRODUÇÃO

As bacias sedimentares podem ser consideradas como regiões da crosta terrestre caracterizadas por intensa acumulação de sedimentos. São feições extremamente importantes, pois podem conter os potenciais geradores e reservatórios de hidrocarbonetos. No caso de uma bacia sedimentar petrolífera, a sua adequada exploração/exploração está associada ao perfeito entendimento de seu processo evolutivo.

Neste sentido, deve-se fazer uma análise da bacia sedimentar, ou seja, um estudo de sua evolução tectono-sedimentar ao longo do tempo geológico. Trata-se de um estudo multidisciplinar, pois exige a interação de diferentes *ferramentas geológicas*.

A análise de uma bacia sedimentar nos permite partir de uma avaliação do contexto em escala regional até uma escala de mais detalhe, que pode ser por exemplo, desde análise de grandes estruturas até o nível de camada de rocha reservatório.

De acordo com esta visão, a Bacia Lusitânica, na margem oeste da Península Ibérica, (Portugal) vem sendo alvo de investigações por diferentes companhias petrolíferas, incentivadas pelo governo Português, a pelo menos três décadas (inf. verbal, Garcia, 2001).

Destaca-se que esta bacia, além da ocorrência de hidrocarbonetos, apresenta uma grande variedade de litologias, paleoambientes deposicionais e eventos tectônicos. O tectonismo pode ser considerado como um fator de controle importante, não apenas da sua história deposicional, mas também da sua história de geração, migração, acumulação e trapeamento de hidrocarbonetos. Estes fatores fazem com que seja considerada uma bacia escola para estudos em geologia sedimentar e geologia do petróleo. Ressalta-se que a maioria das litologias representativas dos diferentes intervalos estratigráficos da bacia afloram. Com isto, existe a possibilidade de estudo dos afloramentos, juntamente com os testemunhos disponíveis e seções sísmicas, permitindo uma análise da Bacia Lusitânica visando seu potencial exploratório e explotatório. Assim, a análise exploratória da Bacia Lusitânica vem sendo realizada atualmente com detalhamento na caracterização das heterogeneidades internas e externas dos reservatórios turbidíticos do intervalo Jurássico Superior (Oxfordiano Superior e Kimeridgiano).

O presente trabalho vem complementar o enquadramento da investigação do intervalo estratigráfico do alvo de interesse (Formação Abadia - Kimeridgiano), a partir do reconhecimento da história tectono-sedimentar da Bacia, em um contexto mais amplo, e mais especificadamente, no setor central da Bacia Lusitânica, Sub-bacia Arruda. A partir deste enfoque, torna-se possível a visão desta unidade sob o ponto de vista de rocha reservatório de hidrocarbonetos.

Este trabalho foi realizado dentro do convênio existente entre a Universidade Federal do Rio Grande do Sul (UFRGS) e o Programa de Formação de Recursos Humanos Para o Setor de Petróleo e Gás Natural (PRH-ANP/MME/MCT) da Agência Nacional do Petróleo (ANP), bem como no Programa de Cooperação para a Formação de Recursos Humanos em Geologia do Petróleo executado entre a Universidade Federal do Rio Grande do Sul e a Universidade do Vale do Rio dos Sinos (UNISINOS), a Faculdade de Ciências da Universidade de Lisboa e o Instituto Geológico Mineiro de Portugal (IGM). Conta com o apoio do Programa de Cooperação Bi-Lateral Brasil-Portugal patrocinado pelo CNPq (Brasil) e ICCTI/GRICES (Portugal).

Os dados utilizados nesta dissertação de mestrado foram acessados por meio do convênio entre a UNISINOS e o IGM de Portugal, onde atualmente está situado o antigo Gabinete Nacional para Pesquisa e Exploração de Petróleo, atual NPEP.

## **1.1. Metodologia**

De uma forma geral, a metodologia adotada para a elaboração deste trabalho pode ser dividida em três etapas de trabalho: (i) de pré-campo, (ii) de campo e (iii) laboratório.

Na primeira etapa foi realizada a compilação bibliográfica e uma análise preliminar das informações referentes à Bacia Lusitânica. Na fase de pré-campo, foram tomados os procedimentos visando a etapa de campo a ser realizada em Portugal. Estes incluíam o exame em detalhe dos mapas e artigos disponíveis até então e

discussões sobre assuntos relevantes ao trabalho de pesquisa. Pode-se ressaltar que nesta etapa foi realizado o reconhecimento geral da Bacia Lusitânica.

A etapa de campo foi realizada no período entre 11 a 30 de outubro de 2001, Esta etapa pode ser dividida em duas partes: a parte do trabalho de campo propriamente dito, que teve como meta o reconhecimento geral da Bacia Lusitânica *in situ*, e a descrição de afloramentos relevantes ao trabalho bem como a descrição de testemunhos de sondagem. A primeira parte (campo) se deu entre 11 a 15 de outubro de 2001, na área onde se concentram os afloramentos de interesse, na Sub-bacia Arruda (Fig. 6). As seções aflorantes foram fotografadas, descritas em detalhe e também foram realizadas medições e amostragem diversa.

A outra parte do trabalho foi realizada na litoteca do Instituto Geológico e Mineiro de Portugal – Lisboa, entre os dias 16 e 30 de outubro de 2001. Nesta oportunidade, foram descritos aproximadamente 500 metros de testemunhos das sondagens disponíveis, onde deu-se prioridade aos intervalos testemunhados na Formação Abadia, Sub-bacia Arruda. Os testemunhos foram descritos macroscopicamente segundo uma escala original de 1:200. Intervalos com características marcantes do ponto de vista de reservatório foram fotografados em detalhe.

A terceira etapa (laboratório), realizada já no Brasil (Instituto de Geociências da UFRGS), incluiu o tratamento dos dados coletados na etapa de campos (como a digitalização das descrições de testemunhos), dos perfis dos afloramentos, das curvas de Raio-Gama (RG) e da seção sísmica.

Na confecção do trabalho procurou-se seguir uma linha de apresentação partindo de um contexto mais amplo, destacando-se os eventos tectônicos que exerceram maior influência na formação e evolução da Bacia Lusitânica (realizado com base em bibliografia sobre o assunto) até se chegar em um contexto mais específico, referente à Formação Abadia, podendo assim conectar os dados das escalas de mais detalhe (com base em bibliografia disponível e nos dados coletados durante a etapa de campo) com as informações de escala regional.

## 1.2. Objetivos

O objetivo geral deste trabalho foi a análise da Bacia Lusitânica e mais especificadamente a Formação Abadia em um contexto evolutivo tectono-sedimentar. Isto foi realizado a partir da interpretação e interação de dados compilados da literatura disponível com observações dos testemunhos de sondagem e de afloramentos, associando-se outros dados, tais como linha sísmica e perfis elétricos. Da mesma forma, estudar os eventos tectônicos e sedimentares envolvidos na sedimentação sin-rite do intervalo referente ao Jurássico Superior; Oxfordiano superior-Kimeridgiano (Formação Abadia), e dessa forma poder avaliar, de forma preliminar e qualitativamente o seu potencial como rocha reservatório de hidrocarbonetos.

## 1.3. Área de Estudo

No extremo sudoeste da Europa, Portugal ocupa aproximadamente um sexto da área correspondente à Península Ibérica (Fig. 1a). A leste e a norte, Portugal faz fronteira com o único país vizinho: a Espanha; a sul e a oeste, um litoral de 830 km é delimitado pelo Oceano Atlântico.

A área da Bacia Lusitânica, onde se concentra a maior parte dos dados disponíveis referentes ao intervalo estratigráfico estudado está localizada na região central de Portugal (Figs. 1b e 6), tendo seu acesso realizado a partir de Lisboa. Toda a região é provida de boas vias de acesso, em geral bem conservadas e sinalizadas. Os afloramentos podem ser encontrados nos barrancos dos cortes destas estradas bem como nas proximidades de pequenas vilas no interior. O relevo da região não é muito acidentado, sendo na maior parte formado por planícies, colinas e algumas *serras* mais ao norte da área. Estas são constituídas por cristas de morros alinhadas com altitudes não ultrapassando os 700 metros, caso da Serra de Montejunto, com 666 metros (Curtis, 1999). Mesmo nessas áreas mais íngremes pode-se ter contato com rochas aflorantes sem necessidade de longas caminhadas, já que a área é coberta por um grande número de estradas secundárias.



Figura 1: (A) Mapa da Europa Ocidental com a localização da Península Ibérica e (B) mapa de Portugal com as principais cidades, rodovias e rios (modif. National Geographic Maps, 2001).

Na Bacia Lusitânica, devido ao seu potencial exploratório, a região onde aflora a Formação Abadia e arredores vem sendo estudada por companhias petrolíferas como a Petrogal e por institutos de pesquisa portugueses (tais como: IGM – Instituto Geológico e Mineiro). Dessa forma a área dispõe de dados de subsuperfície (linhas sísmicas, poços de sondagem com testemunhos e perfis elétricos) e dos afloramentos. Nesta região a Bacia Lusitânica é subdividida em 3 sub-bacias: Turcifal, Bombarral e Arruda (Fig. 6). A maior parte dos dados disponíveis para este trabalho refere-se a sub-bacia de Arruda.

## 2. BACIA LUSITÂNICA

### 2.1. Limites e compartimentação interna da Bacia Lusitânica

Segundo Rocha *et al.*, (1996), o termo Bacia Lusitânica *sensu lato* é utilizado para a associação petrotectônica que ocupa toda a margem oeste do Maciço Hispérico e que está preenchida pelas rochas sedimentares relacionadas com a abertura do oceano Atlântico Norte. Esta associação é subdividida em três sub-unidades bacinais menores que são, de norte para sul [i] – Bacia Galícia-Porto, que está conectada com a bacia Cantábria, no norte da Espanha; [ii] – Bacia Lusitânica *sensu stricto*; e a Bacia Alentejo [iii], que está conectada com a Bacia do Algarve (Fig. 3; p.28), no sul de Portugal. As unidades bacinais do norte e do sul situam-se em um contexto *offshore* e a unidade central localiza-se tanto *onshore* quanto *offshore*.

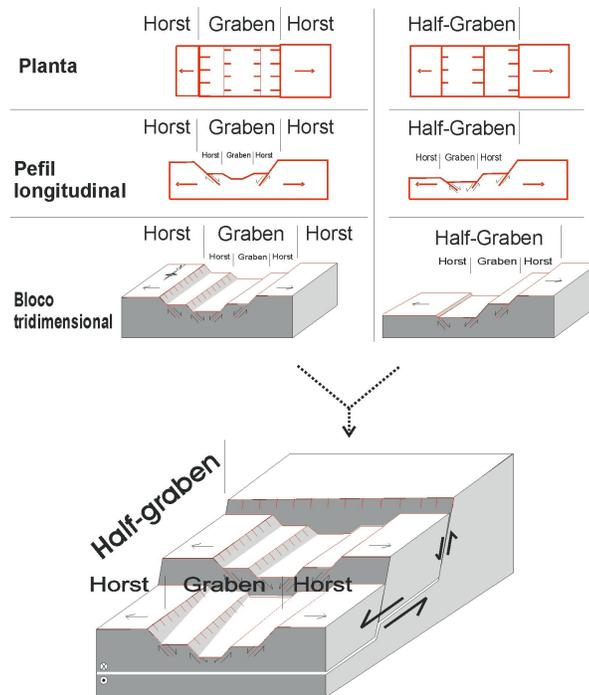
Esta terminologia é a que vem sendo adotada nos estudos relacionados com a exploração de hidrocarbonetos e nos demais trabalhos de pesquisas nesta bacia (Guéry *et al.*, 1986; Wilson, 1988; Wilson *et al.*, 1989; Rocha *et al.*, 1986; Rasmussen *et al.*, 1998; Pena dos Reis *et al.*, 2000). A maioria dos autores consultados para este trabalho referem-se à Bacia Lusitânica *sensu stricto* apenas como Bacia Lusitânica, e são poucos (p.ex.: Rocha *et al.*, 1996, Rasmussen *et al.*, 1998) que fazem a distinção. Da mesma forma, aqui será empregado o termo *Bacia Lusitânica* referindo-se à Bacia Lusitânica *sensu stricto* (Fig. 3). Havendo necessidade será utilizado Bacia Lusitânica *sensu lato* em relação às unidades sedimentares que ocupam toda margem oeste do Maciço Hispérico.

A Bacia Lusitânica pertence a uma família de bacias sedimentares localizada nas margens do Oceano Atlântico Norte, denominadas bacias marginais atlânticas. Estas bacias estão associadas à abertura do Oceano Atlântico Norte no Mesozóico pois foram geradas durante episódios de extensão e posterior rifteamento no final do Triássico. A Bacia Lusitânica desenvolveu-se na margem oeste do Maciço Hispérico (também

chamado de Meseta Ibérica por Ziegler, 1988), considerado como um fragmento do embasamento Variscano (Fig. 7). De acordo com diversos autores (Guéry *et al.*, 1986; Pena dos Reis *et al.*, 1993, Wilson, 1988; Ziegler, 1988; Wilson *et al.*, 1989; Rocha *et al.*, 1986; Rasmussen *et al.*, 1998), durante sua formação e evolução, a Bacia passou por fases extensionais, soerguimentos e inversões tectônicas - fenômenos relacionados com a evolução tectônica do Maciço Hispérico e com a abertura e fechamento dos oceanos Atlântico e Tethys, respectivamente. Estes eventos tectônicos também afetaram bacias adjacentes (Bacia do Algarve, Fig. 3; p: 28) propiciando diferentes taxas de soerguimento e subsidência ao longo do tempo que, associados com as variações eustáticas do nível do mar, mudaram as configurações dos sistemas deposicionais atuantes. Isto fez com que, em determinadas situações, algumas destas bacias estivessem conectadas umas as outras e, da mesma forma, fossem compartimentadas internamente em unidades bacinais menores.

A Bacia Lusitânica apresenta uma área com aproximadamente 22.000 km<sup>2</sup>, delimitada por dois blocos crustais do embasamento herciniano: o Maciço Hispérico, a leste, e o *Horst* das Berlengas, a oeste. Possui um eixo maior com aproximadamente 320 km na direção norte-sul e outro menor com 180 km na direção leste-oeste (Fig. 3). É preenchida por uma espessura de aproximadamente quatro mil metros de sedimentos depositados durante o Triássico-Cretáceo Superior sobre o embasamento herciniano (Ribeiro *et al.*, 1979; Wilson, 1988; Wilson *et al.*, 1989). A bacia apresenta uma estrutura geral de *half-graben* limitado por falhas hercinianas reativadas (Wilson, 1975). Leinfelder (1987) considera a Bacia Lusitânica como uma estrutura *half-graben a graben*.

Com base na literatura existente, neste trabalho foi considerado que a bacia apresenta uma estrutura geral de *half-graben*. Esta estrutura geral seria formada por estruturas de *horst* e *grabens* subsidiários, conforme ilustrado na figura 2.



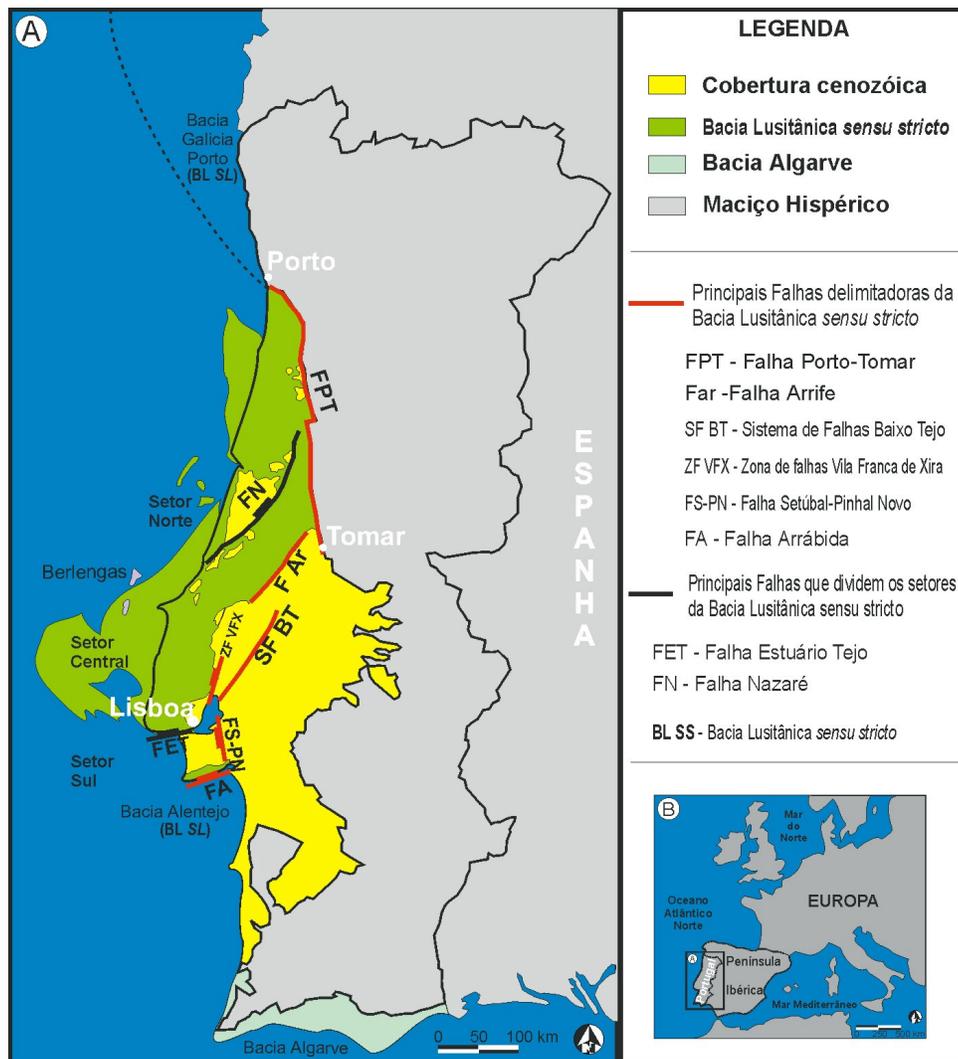
**Figura 2:** Diagrama tridimensional de um modelo geral de *half-graben* formado por *horsts* e *grabens* subsidiários. Sem escala definida.

A Bacia Lusitânica é limitada ao sul pela Falha Arrábida, uma falha transcorrente que durante o Mesozóico apresentou um componente extensional; comportando-se também como uma falha normal (Rocha *et al.*, 1996). Esta falha separa o *half-graben* da Arrábida, na Bacia Lusitânica da Bacia Alentejo (Figs. 3 e 4).

Ao norte, a bacia é separada da Bacia Galícia-Porto pela Falha Porto-Tomar, uma falha transcorrente que possui alinhamento NNW-SSE. No continente, esta falha estende-se a partir da cidade de Porto até a cidade de Tomar, sendo também o limite leste da Bacia Lusitânica contra as rochas do embasamento herciniano (Fig. 3).

Segundo Rocha *et al.*, (1996), do ponto de vista cinemático, a Zona de Cisalhamento Porto-Tomar pode ter se originado devido um deslocamento do Arco Íbero-Armoricano para sudoeste, em uma fase tardia do processo de arqueamento. Silva *et al.*, (2000) identificam zonas com assinatura magnética equivalente no Maciço Hispérico, onde as mesmas estão seccionadas e deslocadas segundo o plano da Falha Porto-Tomar, sugerindo então um movimento com um componente sinistral para esta falha (Fig. 8, p 39).

A Falha Arrife é outra feição que também é considerada como sendo um dos principais limites da bacia (Fig. 3). Rocha *et al.*, (1996) mostra que devido a sua movimentação extensional, as rochas do embasamento subsidiram 1,5 km para NW em relação ao embasamento da porção SE da Falha Arrife. Esta estrutura está conectada com a de Setúbal-Pinhal Novo por um sistema de falhas extensionais NNE-SSW. O limite leste da Bacia é indicado pelas falhas do Baixo Tejo e de Setúbal Pinhal-Novo (Fig. 3 e 4).



**Figura 3: Mapa geológico simplificado de Portugal, com as principais estruturas da Bacia Lusitânica e da sua compartimentação interna. Em vermelho estão representadas as principais falhas delimitadoras da Bacia Lusitânica e a em preto as falhas que dividem os setores da Bacia Lusitânica (A - modif. de Rocha *et al.*, 1996; Rasmussen *et al.*, 1998; Wilson, 1988; Azeredo *et al.*, 2002 e B - modif. de *National Geographic Maps*, 2003).**

A borda oeste da Bacia Lusitânica está submersa, entre o Arquipélago Berlenga e a Península Peniche. Este limite parece ter tido uma evolução complexa, *funcionando* ora como uma falha reversa no Permiano, ora como uma falha normal durante a abertura do Atlântico Norte. Atualmente pode ser considerado como uma rampa lateral associada aos cavalgamentos alpinos na área de Arrábida e de Figueira da Foz (Rocha *et al.*, 1996).

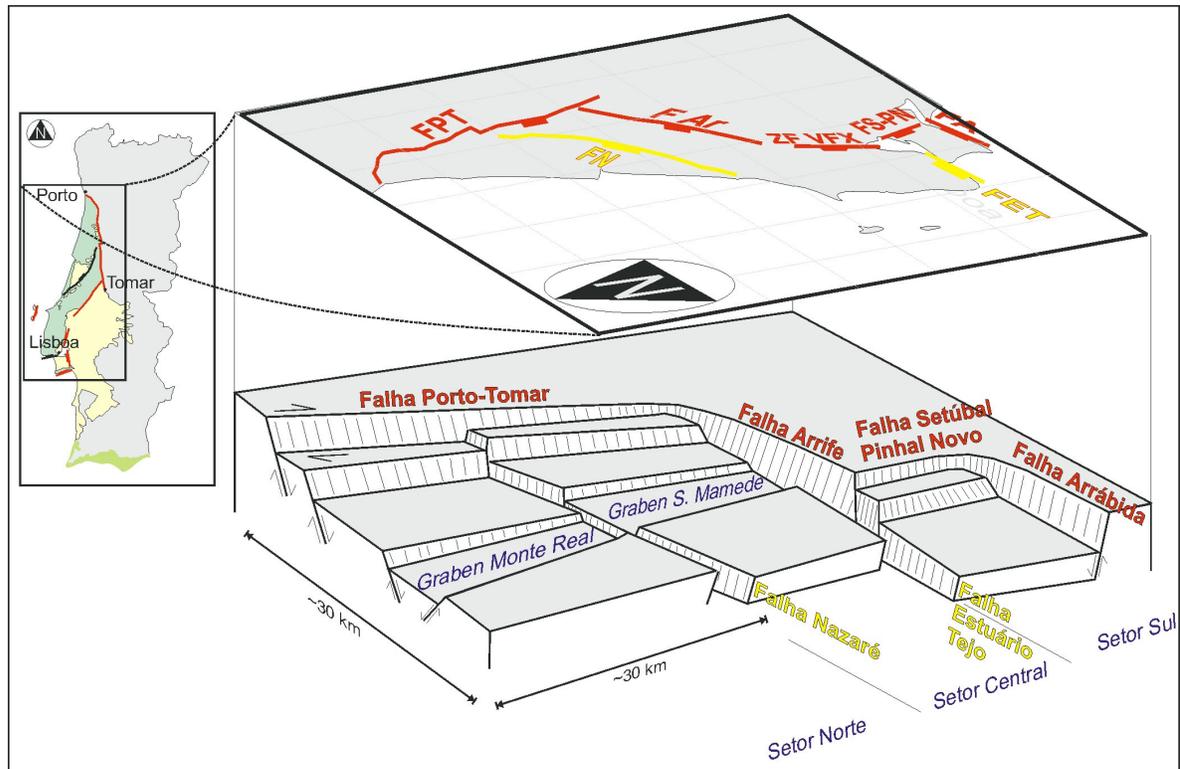
A Bacia Lusitânica por ter se desenvolvido sobre rochas do embasamento Hercíniano - que por sua vez foram afetadas pelo cinturão de dobramentos Variscano, de Idade Permo-Carbonífera (capítulo 4.1), tem muitas estruturas que apresentam um forte controle estrutural herdado destes eventos orogênicos. As falhas associadas com as fases mais tardias do ciclo do Cinturão Variscano (Fig. 7-b) têm maior propabilidade de terem sido reativadas do que as falhas das zonas de cisalhamento dos episódios de deformações anteriores.

Como uma evidência indireta de que a maioria das falhas que afetaram a cobertura meso-cenozóica foram herdadas do Ciclo Variscano, principalmente na última fase de sua evolução, Rocha *et al.*, (1996) citam os alinhamentos das mesmas, que estão compatíveis com os alinhamentos das falhas transcorrentes do final do Variscano. Como exemplo desta herança Variscana nas estruturas da bacia tem sido mencionada a Falha Nazaré. Isto porque apresenta continuidade ENE para WSW, penetrando no domínio do Maciço Hispérico, do embasamento Variscano quando então é denominada falha Seia-Lousã.

Internamente, a Bacia Lusitânica é subdividida em três setores diferentes, delimitados por falhas e representando blocos crustais com taxas de subsidência e sedimentação distintas (Fig. 4), conseqüentemente com diferenças marcantes nas espessuras dos estratos sedimentares. A Falha Nazaré separa o Setor Norte do Setor Central e a Falha Estuário Tejo separa o Setor Central do Setor Sul, também chamado de Setor Arrábida.

Rocha *et al.*, (1996) propõe um modelo tri-dimensional das estruturas da Bacia Lusitânica (Fig. 4) onde dentre elas destacam-se o *Graben* Monte Real-São Mamede, com mergulho para NW-SE. Tendo por base sua orientação, sugerem que a origem

desta estrutura pode ter sido por rotação de falhas no final do período Variscano bem como mostram uma continuidade deste graben ao sul da Falha Nazaré.

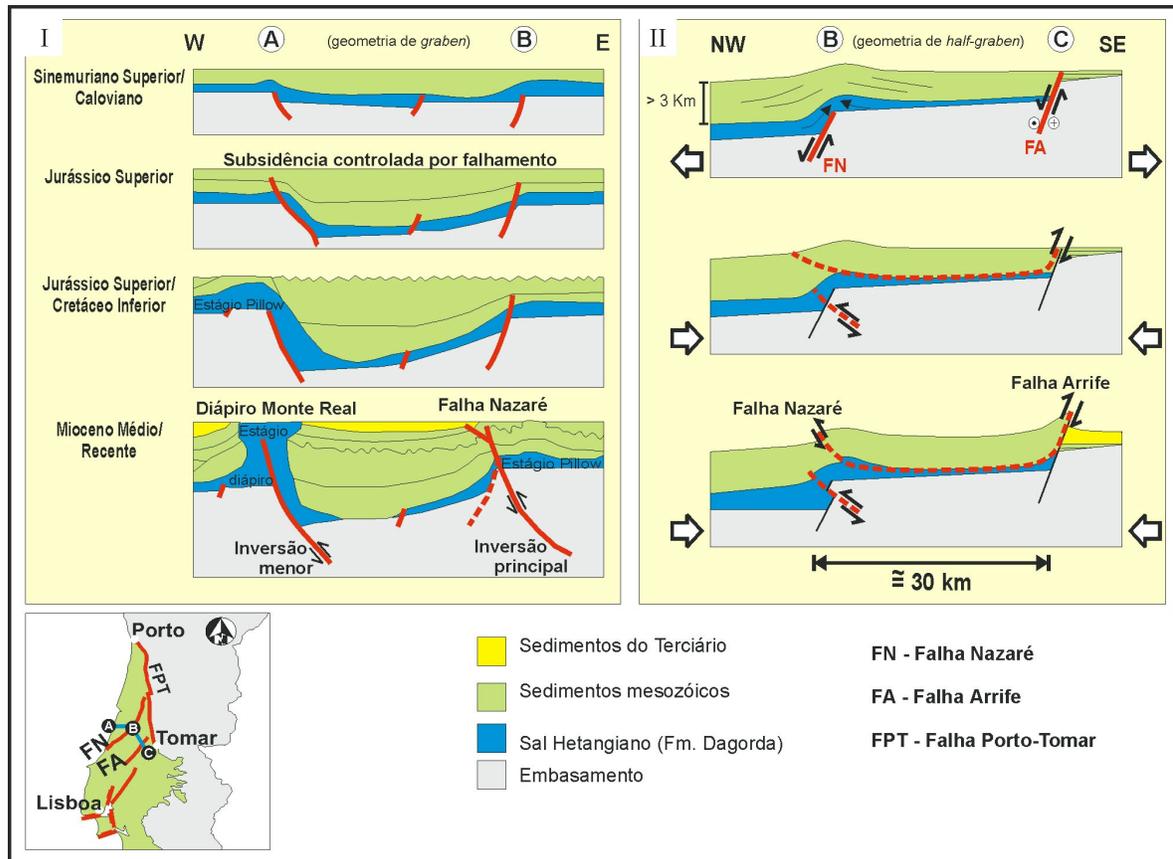


**Figura 4: Modelo tridimensional dos horst e grabens da Bacia Lusitânica e suas principais falhas extencionais N-S, NE-SW, E-W com os setores da Bacia Lusitânica (modif. De Rocha *et al.*, 1996).**

A Falha Nazaré (Figs. 4 e 5) vem sendo considerada como uma das feições tectônicas mais importantes e complexas da Bacia Lusitânica. Isto porque divide a bacia em dois sub-domínios: um ao norte e outro ao sul da falha. As estruturas internas destes domínios (falhas normais) apresentam orientações de falhas distintas: ao norte da Falha Nazaré as falhas possuem orientação NW-SE e, ao sul a orientação passa a ser NE-SW (Pena dos Reis & Corrochano, 1998).

Rocha *et al.*, (1996) e, posteriormente Rasmussen *et al.*, (1998), através de dados obtidos em trabalhos de campo, em interpretações sísmicas e em seções geológicas, consideram a Falha Nazaré (Fig. 3, 4 e 5) como falha composta por uma estrutura extensional e outra de cavalgamento.

Porém, outros autores (Wilson *et al.*, 1989; GEUS, 1985 *in* Rocha *et al.*, 1996) já consideram como sendo uma falha extensional mergulhando para NW, em direção da bacia.



**Figura 5: Modelos evolutivos para a Falha Nazaré. Em um primeiro estágio a falha funciona como uma falha normal extensional. Posteriormente, devido à inversão tectônica, funciona como uma falha de cavalgamento, gerando uma estrutura de inversão (modif. de I - Rocha *et al.*, 1996; II - Rasmussen *et al.*, 1998).**

Outro fator interessante relativo à Falha Nazaré ocorre durante o Triássico e início do Jurássico Inferior, quando ela delimita duas sub-bacias caracterizadas por diferentes taxas de subsidência: norte com maior taxa e freqüentemente afetada por transgressões; e ao sul, com índices de subsidência menos intensos (Rocha *et al.*, 1996). Porém, outros autores (Montenat *et al.*, 1988 *in* Rocha *et al.*, 1996; Bernardes *et al.*, 1992) já consideram que a Falha Nazaré, na realidade divide dois domínios de distinta subsidência no Jurássico Superior, sendo o setor norte com menor taxa de subsidência durante o Oxfordiano e Kimeridgiano, e maior durante o Titoniano.

Com base na análise quantitativa das informações obtidas em 26 poços perfurados na Bacia Lusitânica, Stapel *et al.*, (1996) também sugerem que a Falha Nazaré apresenta deslocamento lateral sinistral e pode ter acomodado significativo movimento extensional durante o Mesozóico. Eles reconhecem diferentes taxas de subsidência a norte (menor) e a sul (maior) da Falha Nazaré, especialmente durante o Jurássico Superior, tendo por base as espessuras sedimentares medidas na área.

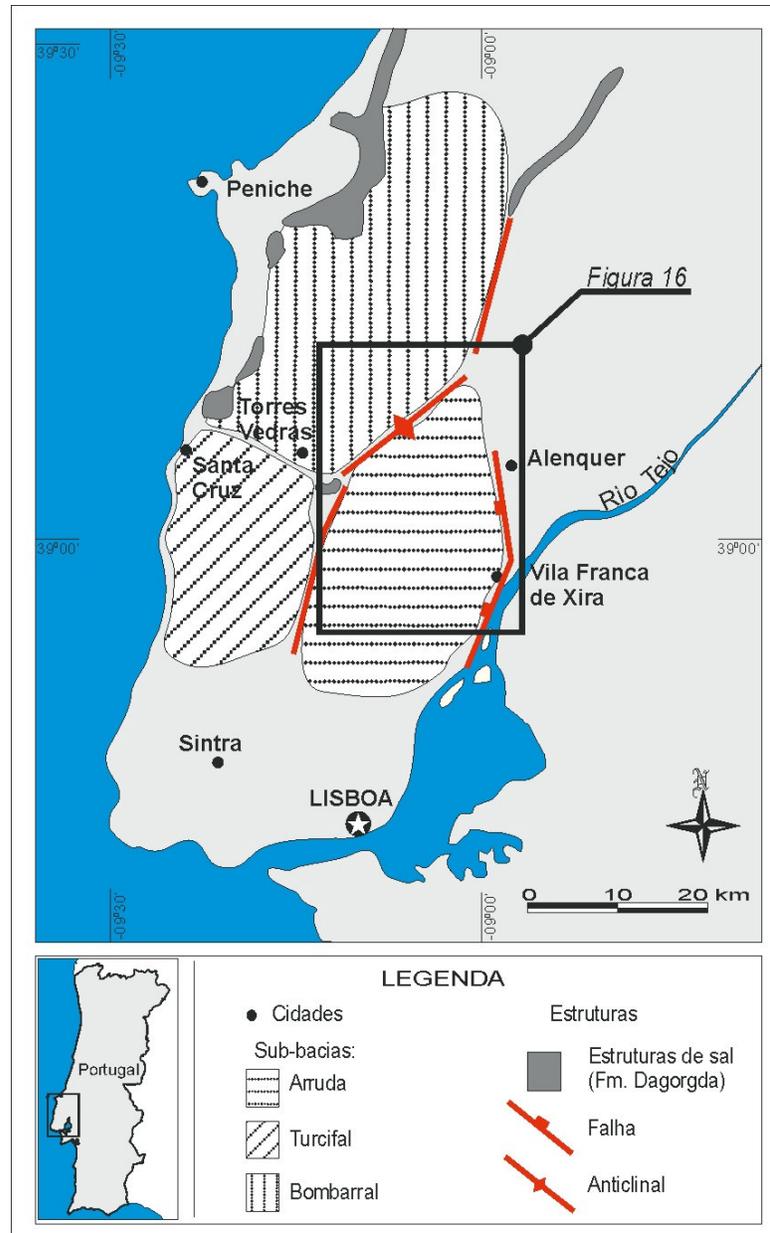
Já no Jurássico Inferior e Médio teria ocorrido a mudança de orientação das falhas normais NW-SE ao norte da Falha Nazaré para falhas NE-SW ao sul desta falha (Pena dos Reis *et al.*, 2000).

As falhas alinhadas segundo a direção N-S, NNE-SSW e NNW-SSE coincidem com o *trend* Variscano e também são interpretadas como sendo herdadas do embasamento. Estas falhas estiveram ativas durante o Triássico Superior até o Jurássico Inferior (Hettangiano) e foram novamente reativadas durante a extensão do Jurássico Médio e Superior. Além disso, a formação dos principais diárprios de sais está condicionada a estas mesmas falhas.

A atividade das falhas Nazaré e Arrife, gerou uma estrutura com geometria de *half-graben*, orientado na direção SE-NW, enquanto que a seção E-W formada pela Falha Nazaré e a estrutura Monte Real apresenta uma geometria de *graben*, limitado a oeste e a leste por *horsts* (Fig. 4 e 5).

## 2.2. Sub-bacias de Arruda, Turcifal e Bombarral

Na Bacia Lusitânica, devido ao intenso processo de rifteamento no Jurássico Superior, associado à abertura do Oceano Atlântico Norte, formaram-se elevações estruturais e áreas com intensa subsidência tectônica, resultando em três sub-bacias: Arruda, Bombarral e Turcifal (Fig. 6) (Pena dos Reis *et al.*, 1996).



**Figura 6:** Mapa da região da Costa de Lisboa com a localização das sub-bacias Arruda, Turcifal e Bombarral com algumas estruturas principais. Em destaque a área de maior ênfase deste trabalho (modif. de Ravnàs *et al.*, 1997).

Para Leinfelder & Wilson (1989, 1997) e Wilson *et al.* (1989 *in* Ravnàs *et al.*; 1997), as sub-bacias de Arruda e Turcifal são os *half-grabens* com maiores dimensões sendo definidas por blocos falhados e rotacionados para leste e limitados por falhas N-S com mergulho para oeste. O processo de subsidência nestas sub-bacias foi fortemente controlado pela tectônica. Porém na área de Bombarral, caracterizada por estruturas diapíricas, a subsidência foi amplamente controlada por processos de

movimentação de sal (Guéry *et al.*, 1986; Wilson *et al.*, 1989), conforme pode ser visto na figura 6.

### 2.3. Classificação da Bacia Lusitânica

Na classificação proposta por Klemme (1980; *in* Gabaglia & Milani, 1990) são reconhecidos oito tipos principais de bacias: 1 - interior cratônico, 2 - intracontinental composta, 3 - rifte, 4 - extracontinental, 5 - *pull-apart*, 6 – subducção, 7 – intermontana mediana e 8 – delta.

Esta classificação foi elaborada levando-se em consideração os seguintes critérios fundamentais: tipo de crosta, posição geotectônica da bacia em relação aos limites da placa, forma e idade da bacia, presença de um ou mais ciclos deposicionais, bem como e elementos associados à presença de hidrocarbonetos.

Conforme Gabaglia & Milani (1990), uma bacia rifte é um tipo de bacia cratônica que pode também representar uma área de espalhamento de assoalho oceânico incipiente, que permaneceu inativo. Estas bacias são de tamanho médio a pequeno (80 – 160 km), lineares e falhadas. Este tipo parece ser de fundamental importância na geração de bacias sedimentares, podendo ocorrer em vários estágios do desenvolvimento de quase todos os tipos de bacia.

Por sua vez, Klemme, (1980) *in* Gabaglia & Milani (1990), descreve uma bacia *pull-apart* como sendo correspondente final de uma bacia rifte, originadas em áreas onde ocorre o deslizamento lateral das placas litosféricas. Sua gênese estaria ligada à presença de um estágio inicial de rifteamento, ao qual segue a introdução de material básico, com a formação de um eixo de espalhamento de fundo oceânico. Gabaglia & Milani (1990) recomendam o uso do termo bacia *pull-apart* para aquelas formadas por estiramento crustal em uma deflexão distensiva ao longo de zonas de falhas transcorrentes, sendo sinônimo de *graben* rômico e bacia transtencional.

Assim, de acordo com a classificação de Klemme (1980 *in* Gabaglia & Milani, 1990), a Bacia Lusitânica enquadra-se como sendo uma bacia rifte que evoluiu para

uma bacia *pull-apart*. No entanto para Wilson (1979 in Leinfelder, 1987), segundo suas dimensões, assimetria e fases de desenvolvimento, a Bacia Lusitânica é classificada como uma bacia tencional de margem rifteada. Leinfelder & Wilson (1989), analisando a geometria rômica da sub-bacia de Arruda já tendem a classificá-la como uma clássica bacia *pull-apart*.

Neste trabalho, optamos por considerar a Bacia Lusitânica como uma bacia rifte que evoluiu para uma bacia *pull-apart* seguindo o proposto por Klemme (1980).

### 3. EVOLUÇÃO GEOTECTÔNICA

Neste item propõe-se um contexto geotectônico evolutivo para a Bacia Lusitânica, onde serão mostrados os limites e a compartimentação estrutural interna da Bacia Lusitânica bem como um breve resumo sobre a evolução tectônica do Maciço Hispérico (Wilson, 1988; Ziegler, 1988; Wilson *et al.*, 1990; Reis *et al.*, 1996; Rocha *et al.*, 1996; Stapel *et al.*, 1996; Rasmussen, 1998). Isto se justifica porque na sua formação, e mesmo durante a evolução da Bacia Lusitânica, as etapas desde o embasamento Herciniano tiveram forte controle estrutural, especialmente no que diz respeito à geração e reativação de falhas.

Neste contexto destaca-se o trabalho de Ziegler (1988) que em relação à evolução geotectônica do domínio dos oceanos Atlântico e Tethys ocidental pode ser considerado como um dos mais abrangentes.

Assim, a partir de Ziegler (1988) e outros autores (Pena dos Reis *et al.*, 1996, 2000; Rocha *et al.*, 1996; Stapel *et al.*, 1996; Rasmussen, 1998; Andeweg, 2002) de acordo com o estilo tectônico atuante e a formação e desenvolvimento de bacias sedimentares no Maciço Hispérico, é possível separar dois domínios: um onde prevalecem esforços de natureza compressional orogênica e outro, de extensão crustal; sendo este último caso associado à formação das bacias sedimentares mesozóicas. Pode-se identificar que na Ibéria há registro de, no mínimo, dois grandes períodos com predominância de compressão associados com a estruturação do embasamento e o desenvolvimento da Bacia Lusitânica. O primeiro, no Paleozóico, foi resultante de ciclos orogênicos pré-Mesozóicos, deixando como principal registro rochas metamorfisadas, dobradas, falhadas e com algumas intrusões ígneas. O segundo, durante o Cenozóico, é resultado da colisão do Maciço Hispérico com o restante da placa da Europa, levando à formação dos Pirineus e, conseqüentemente, a uma inversão tectônica em parte das bacias Mesozóicas bem como no desenvolvimento de bacias de pequena dimensão (Ribeiro *et al.*, 1979 *in* Stapel *et al.*, 1996).

Por outro lado, durante o Mesozóico, quando os esforços extencionais foram mais intensos, houve reativação de estruturas e a subsequente formação das Bacias Sedimentares Periatlânticas na borda oeste da Meseta Ibérica, caso da Bacia Lusitânica *sensu lato*.

### 3.1. Evolução geotectônica do Maciço Hispérico durante o Paleozóico – Domínio I

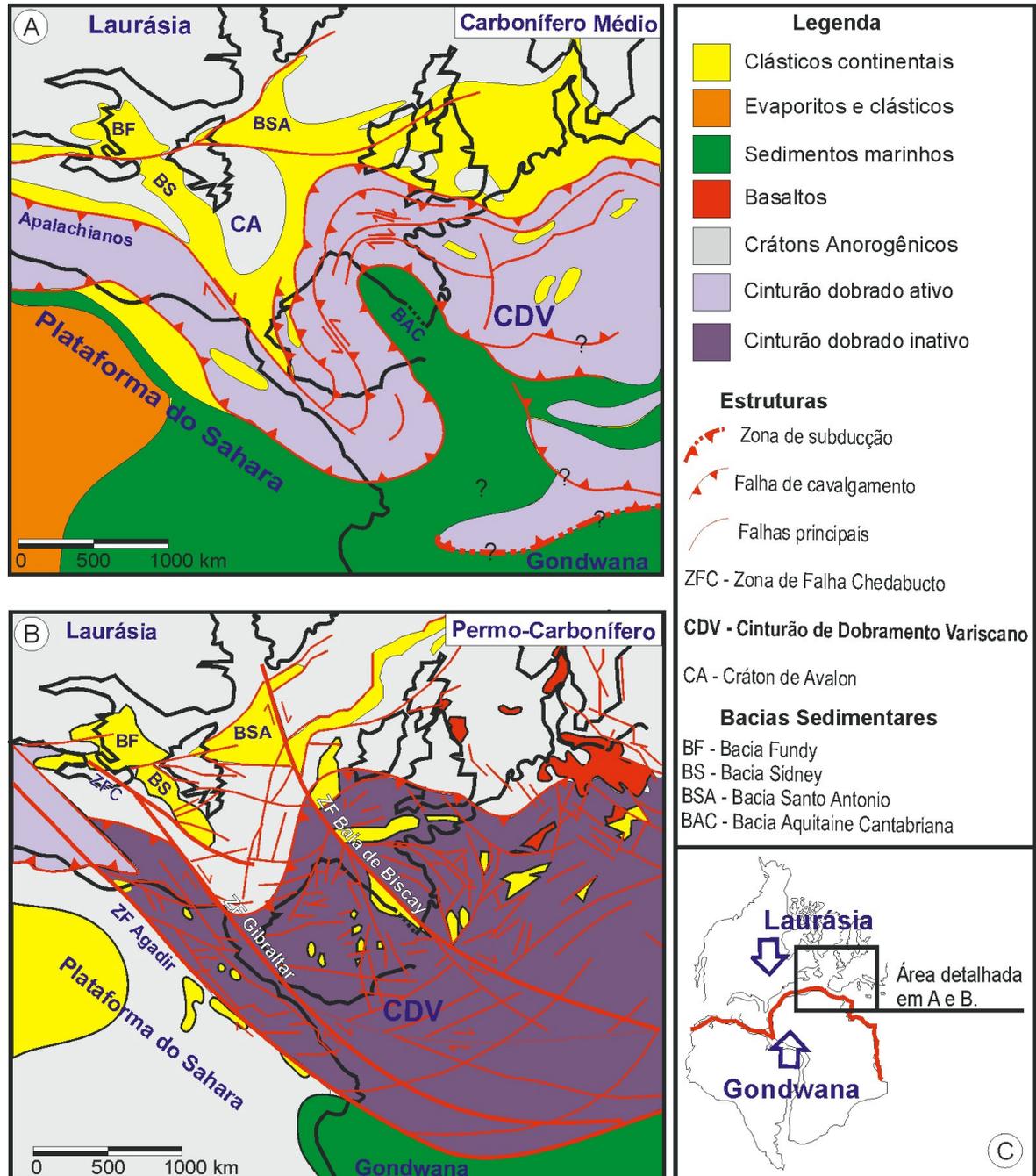
O Maciço Hispérico pré-Mesozóico é um fragmento do embasamento Hercíniano na Ibéria formado por rochas metamórficas com idades pré-cambrianas e paleozóicas. Apresenta zonação tectono-metamórfica associada ao mega-ciclo orogênico Hercíniano, resultante da colisão do Gondwana com a Laurasia, e que esteve ativo desde o Carbonífero Inferior até o Permiano Superior.

Durante esta orogênese hercíniana são reconhecidos três ciclos de menor duração: um inicial associado com a orogênese Variscana, seguido pela Apalachiana e terminando com a orogênese Ural, já mais ao norte (Ziegler, 1988). Na região do Maciço Hispérico, o ciclo Variscano (Fig. 7 e 8) foi o mais marcante. É representado por um cinturão de dobramentos que se estende de Portugal até a Polônia (Floyd *et al.*, 1993 *in* Leboutillier, 2002) e que foi formado a partir do fechamento do Oceano Rheico e da subsequente colisão continental do Gondwana com a Laurasia, formando o supercontinente Pangea, no final do Carbonífero (Bristow *et al.*, 1998 *in* Leboutillier, 2002).

Com a abertura do Oceano Rheico no Ordoviciano, uma seção do Gondwana denominada Superterreno Avaloniano começou a fragmentar-se (Durrance, 1998 *in* Leboutillier, 2002). Outros terrenos foram formados a partir desta segmentação, dentre os quais o da Avalonia, o da Ibéria e o terreno da Armorica.

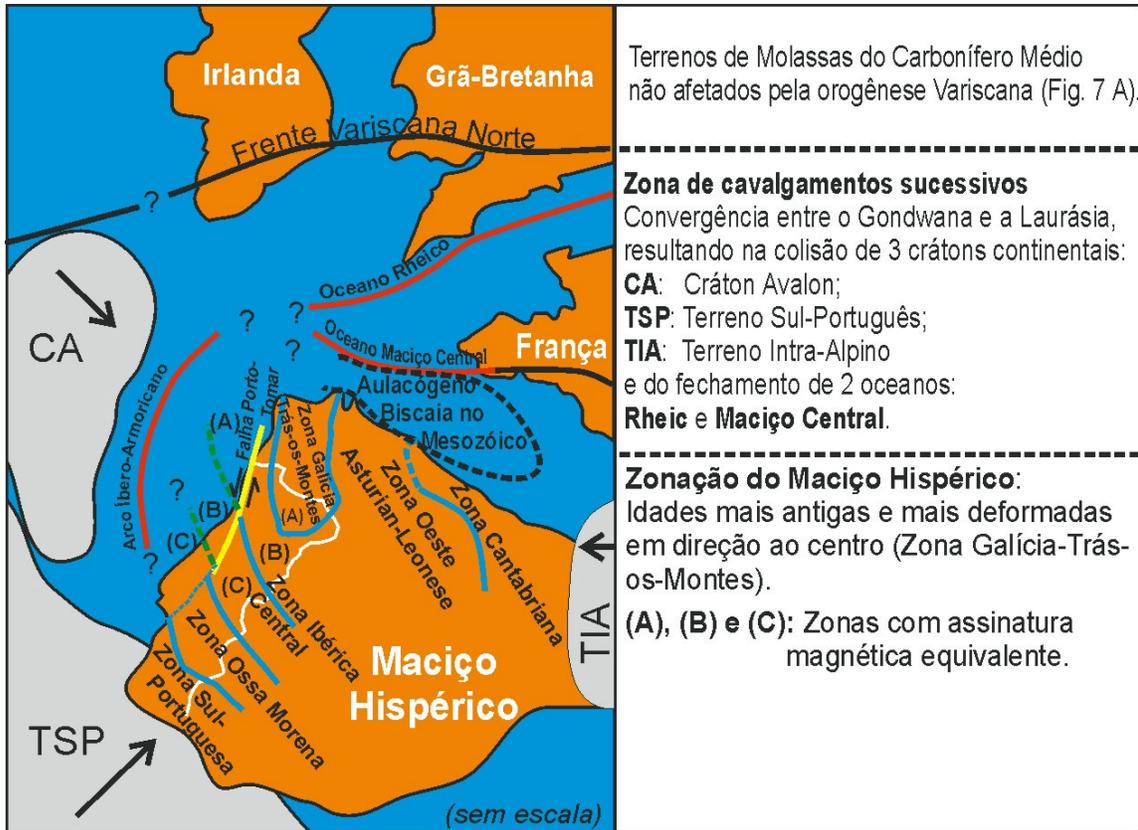
Durante o Devoniano Superior, ao sul da área da Ibéria ocorria a subducção do oceano Thetys, que contribuiria para a atividade da orogênese Variscana no Carbonífero Inferior. No Carbonífero Médio toda área do maciço era comprimida entre crátons anorogênicos, particularmente contra o Cráton de Avalon, arqueando o Cinturão Variscano naquela região (Figs. 7-A e 8). Segundo Keppie (1985 *in* Ziegler, 1988), presume-se que durante o Carbonífero Superior, a margem noroeste da África tenha colidido com o sistema de subducção. Logo, uma movimentação principal transcorrente dextral entre a África e a Europa permitiu o desenvolvimento de um sistema complexo de falhas cortando o Cinturão Dobrado Variscano e sua parte

foreland, ao norte (Fig. 7- B). Dentre estas estruturas, destacam-se a zona de falhas da baía de Biscaia e a zona de falha de Gibraltar que, no Triássico Médio, estabeleceriam os limites do Maciço Hispérico (Meseta Ibérica segundo Ziegler, 1988).



**Figura 7:** Mapas geotectônicos simplificados, mostrando o Cinturão de Dobramentos Variscano (CDV) no Maciço Hispérico e adjacências durante o Carbonífero Médio [A] e durante o Permo-Carbonífero [B]. Também estão ilustradas as bacias sedimentares *foreland* associadas a este cinturão (modif. de Ziegler, 1998). Em [C] a localização da área detalhada com a configuração paleogeográfica no Carbonífero (modif. Stanley, 1992).

Com base em zonações paleogeográficas, estilo tectônico, magmatismo e metamorfismo (Lötze, 1945 *in* Silva *et al.*, 2000) são identificadas seis zonas orientadas segundo a direção preferencial NW-SE. Estas zonas, ou fácies petrotectônicas segundo Reading (1978), foram denominadas de NE para SW de: 1 – Zona Cantabriana, 2 - Zona Asturiana-Leon Ocidental, 3- Zona Galícia-Trás-os-Montes, 4 – Zona Central Iberiana 5 – Zona Ossa Morena e 6 – Zona Sul Portuguesa (Fig. 8).



**Figura 8:** Zonações do Maciço Hispérico (pré-Cambriano a Carbonífero) e possíveis correlações com estruturas adjacentes, resultantes da colisão de três áreas cratônicas (Cráton Avalon, Terreno Sul Português,, Terreno Intra Alpino) e fechamento de dois oceanos (Rheico, Maciço Central) durante os períodos Carbonífero e Permiano (modif. de Ziegler, 1988; Silva *et al.*, 2000).

Silva *et al.* (2000) aponta uma migração progressiva da deformação das zonas externas para as zonas internas do Maciço Hispérico. As zonas internas (Galícia-Trás-os-Montes, Asturiana-Leon Ocidental, Ibérica Central e Ossa Morena) são formadas por terrenos mais antigos, do pré-Cambriano e do Paleozóico Inferior, com intenso metamorfismo e deformação sin-orogênica. Por outro lado, as zonas externas (Cantabriana e Sul Portuguesa) apresentam idades devonianas-carboníferas, e foram relativamente menos afetadas por eventos metamórficos de alto grau (Fig. 8).

O reconhecimento do Arco Ibero Armoricano (Fig. 8) por Argan (1924 *in* Silva *et al.*, 2000) sugere uma conexão entre estas zonas e o NW da França. Carey (1958 *in* Silva *et al.*, 2000) sugere que teriam sido separadas pela abertura do Aulacógeno de Biscaia, no Mesozóico Superior. Porém estudos detalhados de Cogné (1977 *in* Silva *et al.*, 2000) sobre a correlação da Ibéria com a extensão do Arco Ibero Armoricano, no noroeste da França apontam que não há analogia entre a Zona Ossa Morena e o Arco Armoricano. Estudos mais recentes apontam que a origem da forma em arco das estruturas Hercinianas no Maciço Hispérico e sua conexão com as rochas do noroeste da França ainda permanecem motivo de debates (Andeweg, 2002).

Destaca-se que durante quase todo o Permiano, a Ibéria permaneceu como uma área cratônica anorogênica. A partir do início do Mesozóico zonas de fraquezas herdadas destes eventos hercinianos sofreram reativação, gerando falhas que influenciaram na configuração dos blocos estruturais (*horsts* e *grabens*) que delimitaram e compartimentaram a Bacia Lusitânica (Rocha *et al.*, 1996).

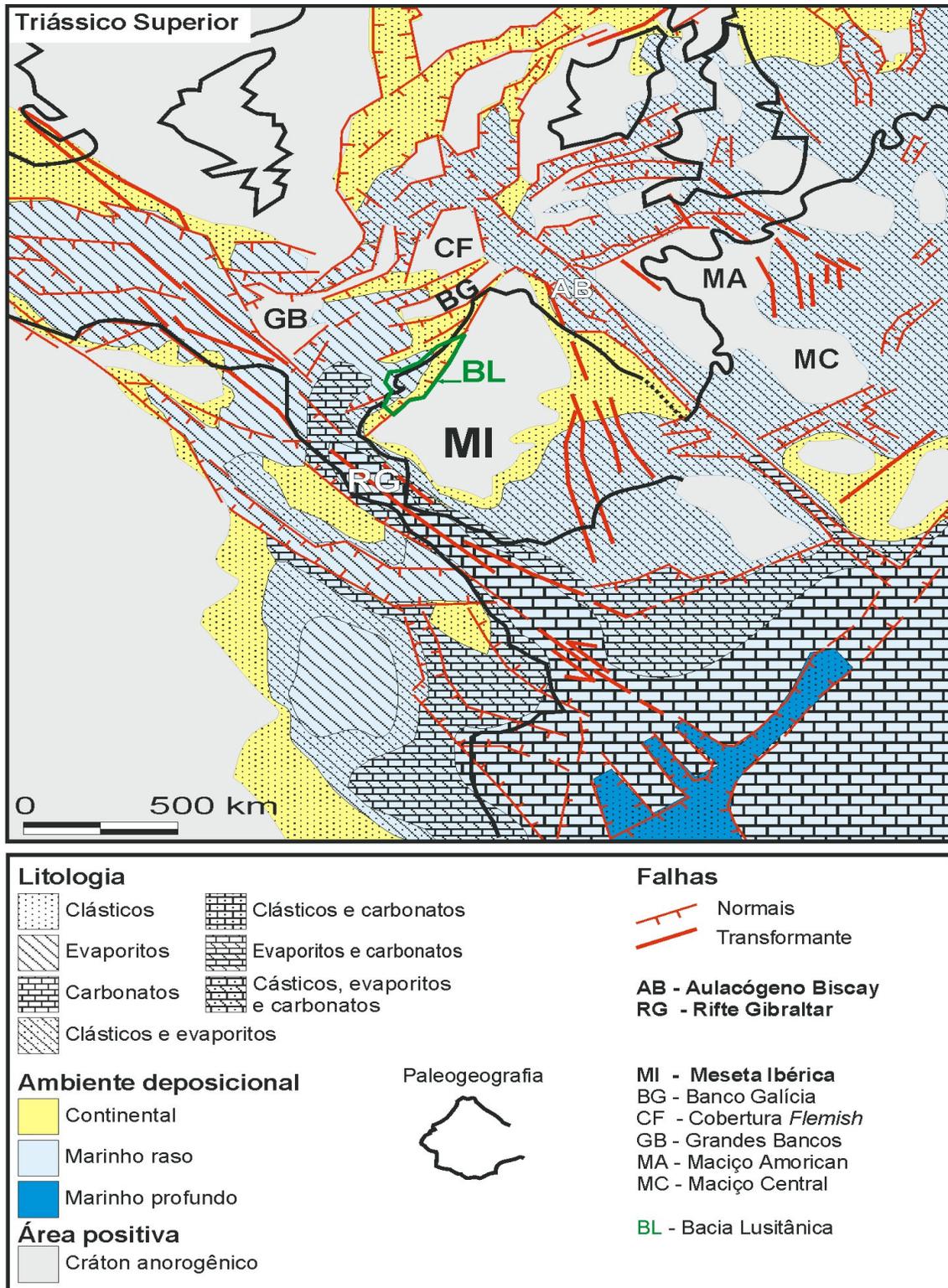
### **3.2. Evolução geotectônica da Ibéria durante o Mesozóico-Cenozóico – Domínio II**

Com o término do Ciclo Orogênico Herciniano, inicia-se no Permiano Superior a fragmentação da Pangea. Esta quebra continental culmina na geração de um limite de placas divergente-transformante entre o Gondwana e a Laurásia. A reorganização de placas fez com que fossem desenvolvidos sistemas de riftes circundantes à Ibéria, gerados a partir da reativação das zonas de fraturas permo-carboníferas (Fig 7). Dessa forma, no norte da Ibéria, durante o Permiano Superior ao Triássico Inferior formou-se o aulacógeno da Baía de Biscaia e ao sul, durante a transição do Triássico Inferior ao Triássico Superior foi gerado o rifte da Zona de Falha Gibraltar. Este último foi o principal rifte pelo qual o Mar de Tethys avançou para oeste (Mäkel, 1985 *in* Ziegler, 1988). Estes dois sistemas riftes são caracterizados por significativa atividade vulcânica no Triássico Superior estendendo-se ao Jurássico Inferior. Sua subsidência foi acompanhada por movimentos transcorrentes (Vogt, 1973; Manspeizer *et al.*, 1978; Van Houten & Brown, 1977; Stévaux & Winnock, 1974 *in* Ziegler, 1988).

Durante este mesmo período (Triássico), os sistemas de rifte do Tethys ocidental e do Atlântico Norte propagavam-se para sul e conseqüentemente, o oeste da Eurásia tornava-se progressivamente sujeito a um processo extensional de caráter regional. O resultado foi o desenvolvimento de um sistema de *grabens*, que no Triássico Superior, culminou com a subsidência dos riftes da Baía de Biscaia, de Gibraltar e do Norte da África. Nesta fase ocorriam transgressões cíclicas no mar de Tethys em direção às bacias do noroeste da Europa, relativamente mais a norte em comparação com as estruturas anteriores. Isso permitiu o desenvolvimento de plataformas carbonáticas nas margens do Tethys, algumas acompanhadas por sedimentação evaporítica; enquanto que nas partes mais profundas precipitavam rochas carbonáticas e folhelhos. A acumulação de rochas evaporíticas era interrompida por regressões regionais, onde leques clásticos progradavam das partes mais continentais (Ziegler, 1988) (Fig. 9).

A alternância destes eventos de subsidência e de transgressões possibilitou que no Triássico Médio (Anisiano Inferior), o rifte da Baía de Biscaia, localizado ao norte da Meseta Ibérica, fosse invadido por pelo Mar de Tethys. Como resultado, descrevem-se carbonatos na Bacia Aquitaine e camadas de halita na Bacia Cantábria, ao norte da Bacia Lusitânica. Da mesma forma, no sul da Meseta Ibérica, o Rifte Gibraltar registra uma transgressão do Tethys no Triássico Superior. Como resultado, rochas carbonáticas eram depositadas nas partes mais axiais deste rifte (Fig. 9) e as águas do Tethys avançavam para oeste até a Bacia Lusitânica (*sensu lato*) (Mäkel, 1985 *in* Ziegler, 1988). No sul e oeste da Bacia Lusitânica, seqüências mistas de carbonatos e halitas de idade Carniana (Triássico Superior) e Hetangiana (Jurássico Inferior) gradam lateralmente para *red beds* continentais (Antunes *et al.*, 1980 *in* Ziegler 1988), marcando os primeiros registros na Bacia Lusitânica. Outro sistema de riftes que se desenvolvia simultaneamente a este era o Sistema Rifte Ártico-Atlântico Norte. Durante o Triássico este propagou-se para sul, simultaneamente à propagação para oeste do sistema de rifte do Tethys. Na área do Oceano Atlântico Central e Norte estes sistemas de riftes fundiram-se e interagiram um com outro (Rocha *et al.*, 1996). Ocorreu então a abertura sul do Banco Galícia, formando um complexo sistema de *grabens* denominado de Sistema Rifte Lusitânica-Planície Abissal Tejo.

Todavia, a determinação do período de formação de várias bacias do tipo rifte no domínio Atlântico Norte-Central é prejudicada pela falta de controle seguro da idade deposicional dos *red-beds* basais continentais, representativos da deposição sin-rifte inicial. A continuidade do processo de subsidência tectônica destes sistemas rifte, combinada com uma elevação cíclica do nível do mar (Vail *et al.*, 1977) induziu a conexão dos mares do Ártico e do Tethys durante o Jurássico Inferior, enquanto o eixo de espalhamento do assoalho oceânico propagava-se lentamente para norte. A conexão destes oceanos permitiu uma circulação de águas marinhas com características físico-químicas diversas, principalmente diferenças de temperatura no Atlântico Norte-Central e no Mediterrâneo. Isso ocasionou áreas dominadas pelas águas com maior temperaturas e salinidade do Tethys e com o desenvolvimento de plataformas carbonáticas. Em contraposição, nas áreas com circulação de águas mais frias e com menor salinidade (Ártico) desenvolviam-se plataformas dominadas por siliciclásticos. Nas áreas caracterizadas pela interdigitação das correntes do Ártico e do Tethys foram desenvolvidos repetidos depósitos estratificados em águas estagnadas. Isso levou a deposição de importantes geradores, como os folhelhos geradores nos períodos Hettangiano e Toarciano (Jurássico Inferior) da Bacia de Paris e das partes sul das bacias do atual noroeste europeu (Ziegler, 1988).



**Figura 9: Mapa paleogeográfico da Meseta Ibérica e adjacências com os ambientes deposicionais e litologias associados aos riftes do Atlântico Norte e do Tethys ocidental no Triássico Superior (modif. de Ziegler, 1988).**

No Triássico-Jurássico Inferior observa-se um aumento na velocidade de propagação do eixo de espalhamento do assoalho oceânico do Tethys, bem como um acréscimo das taxas de distensão crustal no Atlântico Central. No Jurássico Médio é observada uma nova reorganização de placas no domínio Atlântico-Tethys. Esta configuração tectônica seria consequência da separação crustal entre o Gondwana e a Laurásia, ao longo do eixo das suas suturas Hercinianas; culminando na separação entre a África e América do Norte. Assim, pode-se dizer que no Atlântico Central ocorria espalhamento do assoalho oceânico enquanto que no Atlântico Norte predominava atividade de rifteamento.

A geometria de estruturas extencionais associadas a este rifteamento, e consequentemente ao desenvolvimento da Bacia Lusitânica, mostram que sua abertura iniciou na direção E-W (Rocha *et al.*, 1996); um *half-graben* foi gerado com patamares formados por falhas normais no lado W do *horst* Berlengas e falhas lítricas normais e cobertura *roll-over* no lado E (Ribeiro *et al.*, 1990 *in* Rocha *et al.*, 1996).

De acordo com Sawyer (1993 *in* Rasmussen *et al.*, 1998), o espalhamento do assoalho oceânico na região *offshore* da Bacia Lusitânica foi caracterizado pela sucessiva abertura de três segmentos de propagação de sul para norte. O segmento mais ao sul, a Planície Abissal do Tejo (Fig. 10), iniciou o espalhamento a 136 Ma (Jurássico Superior), a Planície Abissal Ibérica a 130 Ma (transição Jurássico/Cretáceo), e no segmento do Banco Galícia o espalhamento do assoalho oceânico iniciou a 120 Ma (início do Cretáceo). Dessa forma, com a progressiva migração do eixo de espalhamento do assoalho oceânico do Atlântico Central em direção ao norte, no Cretáceo Inferior teria se dado o extravasamento da crosta oceânica do Oceano Atlântico Norte, consolidando assim a abertura deste oceano.

Em função destes movimentos tectônicos, o bloco da Ibéria passou a descrever um movimento anti-horário. Além disso, no início do Aptiano, a partir da separação crustal entre o Banco Galícia e a Cobertura Flemish e a progressiva abertura do aulacógeno da Baía de Biscaia, a Ibéria passou a ser um microcontinente isolado do restante da Eurásia (Fig. 10). O limite sul da microplaca da Ibéria foi formado pelas zonas de fraturas dos Açores. Segundo Mauffret *et al.*, 1988 *in* Wilson *et al.*, (1989), a abertura do Oceano Atlântico Norte entre a Ibéria e os Grandes Bancos pode ter

iniciado ao sul do Banco Galícia antes do Aptiano. A separação da Ibéria e Europa para abertura da Baía de Biscaia e completa separação da Ibéria e os Grandes Bancos iniciou depois, no Aptiano ou Albiano inferior. Segundo Rocha *et al.* (1996), a abertura da Baía de Biscaia provavelmente fez com que na Bacia Lusitânica também ocorresse extensão na direção NE-SW, superimpondo a extensão E-W.

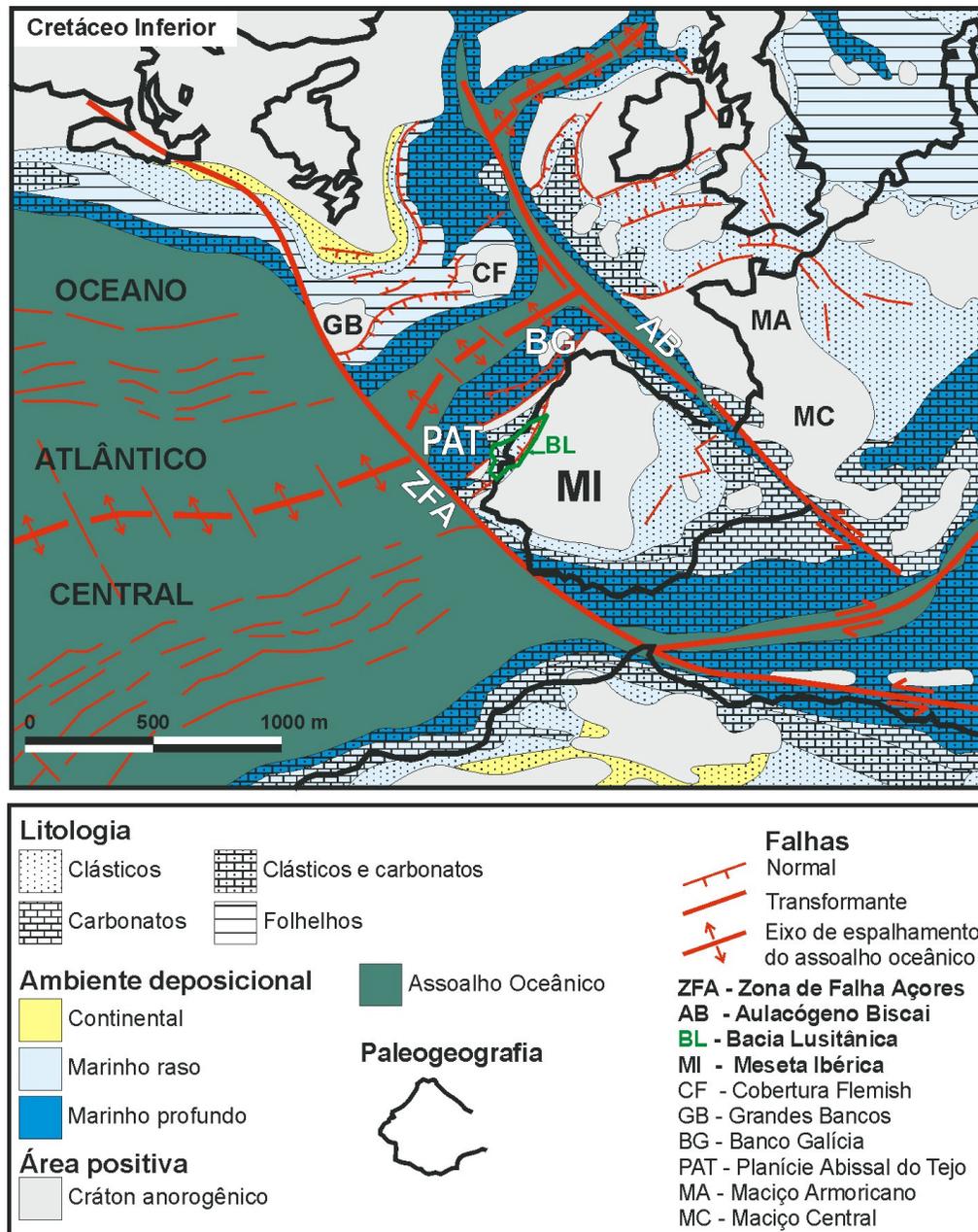


Figura 10: Mapa paleotectônico e paleogeográfico da Ibéria e adjacências no Cretáceo Inferior; Aptiano-Albiano (modif. de Ziegler, 1988).

Com o desenvolvimento do assoalho oceânico do Aptiano médio (Cretáceo Inferior) ao Santoniano-Campaniano inferior (Cretáceo Superior), tanto no aulacógeno da Baía de Biscaia quanto no Atlântico Norte, a Ibéria passa por uma segunda fase de rotação anti-horária. Esta movimentação foi simultânea a uma translação sinistral relativa à Europa (Masson & Miles, 1984; Olivet *et al.*, 1984; *in* Ziegler, 1988). No Campaniano Inferior o eixo de espalhamento do assoalho oceânico torna-se extinto na Baía de Biscaia (Kristoffersen, 1977; Srivastava, 1978; Olivet *et al.*, 1984 *in* Ziegler, 1988), coincidindo com a convergência horária da Ibéria com a margem sudoeste da Europa, sua colisão e as fases iniciais da Orogenia dos Pirineus (Olivet *et al.*, 1984; Mirouse, 1980 *in* Ziegler, 1988).

Para alguns autores (Vail *et al.*, 1977; Bond, 1978, 1979; Hancock & Kauffmann, 1979) pode-se dizer que ao final do Cretáceo Superior, o nível eustático do mar estava em um máximo de elevação possivelmente em torno de 110 a 300 metros acima do nível atual.

A continuidade da convergência entre a Ibéria e a Eurásia resulta na propagação da sua frente colisional para oeste, o que ocorreu durante o Cretáceo Superior e Paleoceno. No sudoeste da Bacia Lusitânica há evidência de reativação de sistemas de fraturas associados a intrusão de magmas alcalinos e ultrabásicos principalmente na área de Lisboa (Antunes *et al.*, 1980; Mougnot, 1981; Feraud *et al.*, 1982 *in* Ziegler, 1988).

Segundo Ziegler (1988), esta movimentação da Ibéria provavelmente foi governada pelo sistema de espalhamento do assoalho oceânico do Atlântico Norte, que presumivelmente está associado com profundas correntes de convecção astenosféricas ascendentes.

Do Eoceno e Oligoceno registra-se uma convergência dextral entre a Europa e a Ibéria. A colisão do microcontinente da Ibéria com a margem sul da França provavelmente teve seu ápice durante o Oligoceno ao Mioceno Inferior e consolidou o Cinturão de Dobramentos dos Pirineus (Souquet, 1986 *in* Ziegler, 1988; Srivastava *et al.*, 1990), formando uma sutura entre a Ibéria e a Europa. Dessa maneira a área cratônica da Ibéria passou a ser deformada por tectônica compressional, fazendo com

que sistemas de fraturas permo-carboníferas e mesozóicas fossem novamente reativadas.

Esta tectônica compressional exerceu significativa influência nos setores central e sul da Bacia Lusitânica, onde a inversão foi mais intensa, especialmente durante o Mioceno Médio (Ribeiro *et al.*, 1990 *in* Rasmussen *et al.*, 1998). De acordo com Wilson *et al.*, (1996 *in* Rasmussen *et al.*, 1998) o evento de compressão principal ocorreu durante um período muito curto no final do Mioceno Médio. Esta inversão tectônica terciária facilitou a exposição das rochas carbonáticas e das rochas siliciclásticas depositadas no Mesozóico da Bacia Lusitânica. Uma das principais estruturas geradas a partir desta inversão encontra-se na Serra de Montejunto: uma estrutura orientada a NE-SW composta de falhas de cavalgamentos, transformantes e anticlinais, e alvo de investigação de campo no presente estudo.

Na Bacia Lusitânica descreve-se uma nova diferenciação em duas sub-bacias terciárias: Mondego e Baixo Tejo (Cunha, 1992 *in* Rocha, 1986).

## 4. ESTRATIGRAFIA DA BACIA LUSITÂNICA

Apesar da caracterização estratigráfica da Bacia Lusitânica ser objeto de pesquisa de diversos estudos, muitas questões especialmente em relação aos limites de seqüências e unidades litoestratigráficas ainda permanecem em aberto. Rocha *et al.*, (1986) propõem uma discussão da nomenclatura estratigráfica empregada onde mostram que, nem sempre se torna claro em que sentido são utilizadas as unidades cronoestratigráficas; visto terem passado por profundas alterações conceituais ao longo do tempo.

Conforme relatado por Wilson *et al.* (1989) as nomenclaturas informais utilizadas, ainda em discussão, tem o intuito de racionalizar o uso de termos cronoestratigráficos e litoestratigráficos previamente empregados na literatura para descrever as sucessões observadas na Bacia Lusitânica.

A escala de observação utilizada nos diferentes trabalhos analisados muitas vezes não é a mesma, pois alguns foram realizados em escala de bacia e outros em um intervalo estratigráfico mais específico.

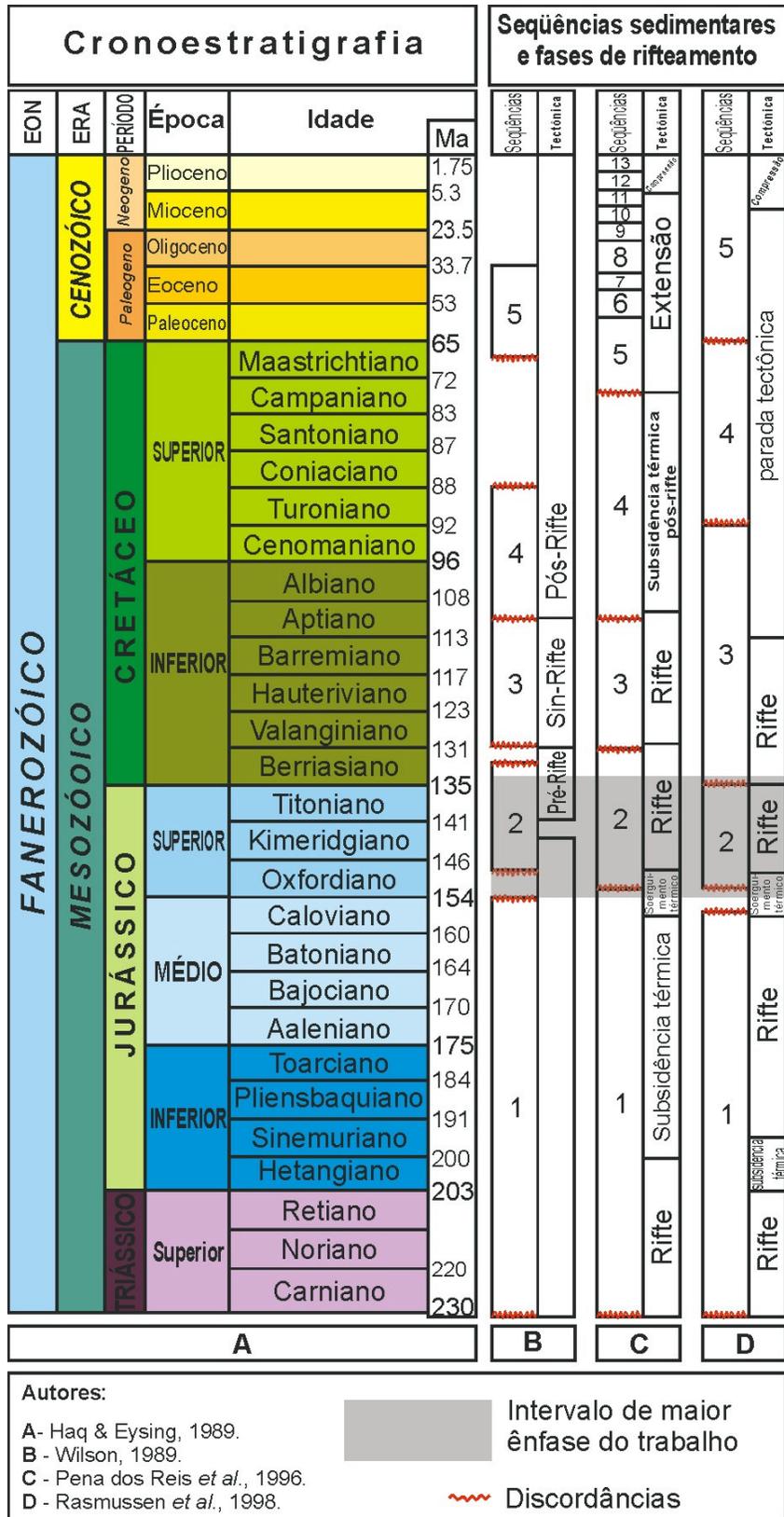
Deve-se ressaltar que devido as dificuldades ao se tentar observar, classificar e interpretar o registro geológico de uma forma geral, e mais especificamente, o de uma bacia rifte com deposição sin-tectônica, como é o caso da área analisada, existem diferentes interpretações das etapas de preenchimento da bacia. Conseqüentemente, em alguns casos, diversas interpretações e modelos são propostos para os mesmos intervalos estratigráficos.

## 4.1. Seqüências Estratigráficas x Fases Tectônicas da Bacia Lusitânica

A evolução tectono-sedimentar da Bacia Lusitânica durante o Mesozóico, vem sendo amplamente discutida (Wilson *et al.*, 1989; Pena dos Reis *et al.*, 1992; Rocha *et al.*, 1996; Rasmussen *et al.*, 1998). Com base nesta abordagem foi realizada a correlação entre três divisões estratigráficas distintas propostas para as seqüências sedimentares e fases de rifteamentos atribuídos ao Mesozóico da Bacia Lusitânica. Estas correlações utilizam apenas os limites cronoestratigráficos das mesmas (Fig. 11). Assim, tem-se que um esquema de divisão estratigráfica informal para a Bacia Lusitânica é apresentado por Wilson *et al.*, (1989). Neste trabalho são identificadas cinco seqüências delimitadas por discordâncias: (1) – Triássico-Caloviano, (2) – Oxfordiano Médio-Berriasiano, (3) – Valanginiano-Aptiano Inferior, (4) Aptiano Superior-Turoniano (5) Cretáceo Superior-Terciário. Em relação as fases tectônicas da bacia, estes autores associaram a seqüência 2 (Oxfordiano Médio – Berriasiano) como sendo parte de um contexto pré-rifte, a seqüência 3 (Valanginiano Aptiano inferior) sin-rifte e a seqüência 4 (Aptiano superior-Turoniano) como pós-rifte (Fig. 11 B).

Uma divisão estratigráfica mais detalhada é proposta por Pena dos Reis *et al.*, (1992) onde são identificadas treze seqüências e três fases de rifteamento (Fig. 11 C). Destas seqüências, cinco são associadas ao Mesozóico: (1) – Carniano-Caloviano, (2) Oxfordiano-Berriasiano, (3) – Valanginiano-Aptiano, (4) – Aptiano-Campaniano e (5) – Campaniano-Paleoceno. Dentre estas apenas parte da seqüência 1 (Carniano-Caloviano) e as seqüências 2 e 3 são interpretadas como sendo das fases tectônicas correspondentes ao processo de rifteamento.

Por sua vez, Rasmussen *et al.*, (1998) identificam quatro fases de rifteamento no Mesozóico (Fig. 11 D), preenchidas por cinco seqüências (quatro quando se considera somente o Mesozóico) delimitadas por discordâncias bacinais.



**Figura 11: Correlação das seqüências sedimentares e fases de rifteamento propostas para a Bacia Lusitânica.**

No presente trabalho, consideramos esta última proposição (Rasmussen *et al.*, 1998) de divisão estratigráfica regional para a Bacia. Isto porque foi realizado a partir de mapeamento sísmico em escala regional que cobriu grandes partes da Bacia Lusitânica além de apresentar uma boa correlação com as fases de rifteamento e seqüências sedimentares propostas por Pena dos Reis *et al.*, (1996), sobretudo no intervalo de maior interesse desta pesquisa (Jurássico Superior); além de ser a publicação mais atual sobre o tema.

Conforme já mencionado, no que diz respeito à classificação das fases de rifteamento (fase pré-rifte, sin-rifte e pós-rifte) da Bacia Lusitânica, os mesmos intervalos são por vezes classificados de forma diferente. Assim, para um melhor entendimento a respeito da evolução da bacia, além da correlação entre alguns trabalhos no que diz respeito a fases tectônicas (Fig. 11), adotou-se o esquema de classificação das etapas estratigráficas em sua evolução tectono-sedimentar para bacias rifte de Bosence (1998) nas seqüências identificadas por Rasmussen *et al.*, (1998).

Segundo Bosence (1998), o preenchimento de bacias rifte pode ser classificado de acordo com os diferentes estágios estratigráficos em sua evolução tectono-sedimentar. Estes autores propõem a existência de duas discordâncias principais em uma bacia rifte: a discordância pré-rifte e a discordância pós-rifte. Estas discordâncias separam três etapas principais de preenchimento sedimentar: pré-rifte, sin-rifte e pós-rifte.

Para análise da Bacia Lusitânica optamos por este modelo, visto ser uma bacia rifte que durante sua evolução passou por fases e etapas distintas de rifteamento. Assim teremos que as seqüências 1, 2 e 3 de Rasmussen *et al.*, (1988) podem ser consideradas sin-rifte, e as seqüências 4 e 5 seriam pós-rifte (Fig. 11 e 12 – III, IV, V, e VI).

## 4.2. Carta Estratigráfica da Bacia Lusitânica

A partir das informações obtidas pela interpretação de linhas sísmicas, poços exploratórios e diversos mapas da bacia, Rasmussen *et al.*, (1998) identificaram três fases de rifteamento no intervalo correspondente ao Triássico Superior e Cretáceo Inferior na Bacia Lusitânica (Fig. 12 -VI). No que diz respeito ao uso do termo *fase rifte*, referem-se a identificação de movimentos de blocos falhados, independentemente da sua origem genética, ou seja, a causa do movimento pode tanto ter sido estiramento local como algum evento regional associado a uma possível reorganização de placas.

As fases de rifteamento atuantes no Mesozóico reativaram antigas falhas do embasamento, conseqüentemente fazendo com que o processo de subsidência fosse controlado por estes falhamentos. Associam-se processos de halocinese que também influenciaram o estilo estrutural de diferentes *grabens*, especialmente por meio do desenvolvimento de *pillows*.

As seqüências sedimentares delimitadas por discordâncias bacinais apresentadas por Rasmussen *et al.*, (1998), serão identificadas neste trabalho com a numeração de um a cinco. As formações sedimentares associadas propostas por estes autores serão sucintamente descritas a seguir. Destaca-se que a Formação Abadia, (Kimeridgiano), possível reservatório de hidrocarbonetos, terá sua evolução tectônica e sedimentar mais detalhada nos capítulos 5 e 6 desta dissertação, visto ser o principal interesse desta pesquisa.

### 4.2.1. Seqüência 1

A base da primeira seqüência estratigráfica (Fig. 12 - V) é delimitada por uma discordância *contra* o embasamento Herciniano. Considerando-se o esquema de classificação das etapas estratigráficas de evolução tectono-sedimentar de bacias rifte de Bosence (1998), esta superfície é denominada de discordância pré-rifte (Fig. 12 - IV), representando o início da atividade de rifteamento da bacia.



Depositada sobre esta discordância encontra-se a Seqüência 1, a partir do Triássico Médio ao Jurássico Médio (Caloviano), sendo constituída na sua base pela **Formação Silves** (Fig. 12 - III). Esta formação é caracterizada por arenitos de granulometria relativamente grossa e argilitos avermelhados, depositados em um contexto continental do rifteamento inicial associado com a abertura da bacia.

As camadas de evaporitos eventualmente com dolomita subordinada, margas e argilitos do Hetangiano (Jurássico Inferior) são reconhecidos como a **Formação Dagorda** e caracterizam a mudança de um ambiente fluvial para um ambiente marinho restrito. As fácies evaporíticas desta formação estão concentradas principalmente nas zonas centrais do eixo da bacia, sob a forma de domos de sal.

As rochas dolomíticas com níveis betuminosos associados (Sinemuriano) que recobrem os evaporitos são reconhecidas como **Formação Coimbra** (Fig. 12 – III).

As formações **Brenha** (Sinemuriano ao Caloviano) e **Candeeiros** (Jurássico Médio), são caracterizadas por carbonatos de ambiente marinho raso, sendo que esta última restringe-se ao sul da bacia.

#### 4.2.2. Seqüência 2

Um período de exposição subaérea, iniciado durante o Caloviano, gera um hiato que se estende ao Oxfordiano inferior, delimitando a Seqüência I dos sedimentos do Jurássico Superior (Seqüência 2). A deposição de carbonatos marinhos rasos, carbonatos lacustres e localmente clásticos de origem transicional e continental é o registro deixado pela inundação de quase toda a bacia, que se seguiu no final do Oxfordiano inferior.

Neste período ainda é registrada uma intensa atividade tectônica (falhamentos) na bacia, decorrente do processo de rifteamento associado à abertura do oceano Atlântico Norte (Leinfelder, 1987; Rasmussen *et al.*, 1998; Pena dos Reis *et al.*, 2000). Os sedimentos aí depositados foram influenciados tanto por subsidência controlada pelos falhamentos quanto por processos de halocinese, permitindo a intercalação de depósitos siliciclásticos com os carbonáticos (Rasmussen *et al.*, 1998).

A **Formação Cabaços** (Oxfordiano médio) é caracterizada por carbonatos e subordinadamente anidritas depositados em ambiente lagunar a marinho raso. Esta formação é sucedida por carbonatos pelágicos que gradam para as construções carbonáticas de águas rasas (recifes) da **Formação Montejuento** finalizando (final do Oxfordiano) nas Margas Tojeira. No final do Oxfordiano Superior, no Membro Tojeira (Formação Abadia) observa-se um incremento significativo no aporte siliciclástico.

A **Formação Abadia** é caracterizada pelo aumento da sedimentação siliciclástica no Kimeridgiano inferior, associada a deposição de leques submarinos em ambiente de talude progradante. A **Formação Gres Superiores** (Formação Lourinhã de Hiil, 1988 *in* Rocha *et al.*, 1986), depositada no Kimeridgiano Superior-Titoniano em um ambiente fluvio-deltaico interdigitado com folhelhos marinhos nas margens e carbonatos mais para o centro da bacia (Wilson *et al.*, 1990 *in* Rasmussen *et al.*, 1998). Por sua vez, durante o Kimeridgiano Superior ocorreu a deposição de carbonatos da **Formação Amaral** finalizando a a Seqüência 2.

Entre a Seqüência 2 e a Seqüência 3 observa-se a discordância mais pronunciada da bacia, separando os estratos sin-rifte dos estratos pós-rifte adjacentes, caracterizando o início da deposição em ambiente de margem passiva. Adotando-se o mesmo critério para classificação (Bosence, 1998) da discordância Paleozóico-Triássico Médio como sendo a discordância pré-rifte, esta que separa o Jurássico do Cretáceo (Fig. 12 - III) é classificada como sendo a discordância pós-rifte (Fig. 12 - IV).

#### 4.2.3. Seqüência 3

Fazem parte da Seqüência 3 as Formações Torres Vedras e Cacem. A **Formação Torres Vedras** é caracterizada por sedimentos fluviais depositados do Valanginiano ao Aptiano inferior enquanto ocorria a fase final de separação das placas da Ibéria e da América do Norte. Por sua vez a **Formação Cacem**, de idade Cenomaniana-Turoniana, é constituída por carbonatos depositados em ambiente marinho raso e folhelhos com construções rudistas, transgressivos sobre a formação sotoposta.

#### 4.2.4. Seqüência 4

Na área sul da Bacia Lusitânica não há pacote representativo do final do Cretáceo Superior e, na área norte, ocorrem camadas de rochas siliciclásticas (Seqüência 4). Os maciços vulcânicos intrusivos de Sintra, Sines e Monchique são do Cretáceo Superior e podem ter precedido a extrusão do Complexo Vulcânico de Lisboa (65 a 80 Ma.). Estes episódios de intensa atividade ígnea podem ser associados com a rotação da placa da Ibéria quando da abertura da Baía de Biscaia.

#### 4.2.5. Seqüência 5

Durante o Terciário seguiu-se uma deposição essencialmente clástica, representada pelos espessos sedimentos do Neogeno nas bacias locais (Mondego e Baixo Tejo). A tectônica compressional Bética influenciou especialmente a parte central e sul da Bacia Lusitânica durante o Mioceno, onde ocorreu a maior inversão da bacia (Ribeiro *et al.*, 1990 *in* Rasmussen *et al.*, 1998).

#### 4.2.6. Rochas Magmáticas

Martins (1991 *in* Rocha *et al.* , 1996) identifica três ciclos de atividade magmática acompanhando a deposição sedimentar na Bacia Lusitânica (Fig. 12 – II) : (A) Primeiro Ciclo, no Jurássico estendendo-se de 190 a 160 Ma, representado por toleítos continentais interacamadados com os evaporitos do Hetangiano; (b) Segundo Ciclo, já na transição Jurássico-Cretáceo (135 a 130 Ma) caracterizado por basaltos transicionais que ocorrem na forma de diques e *necks* de diabásios, gabros e dioritos; (c) Terceiro Ciclo datado do Cretáceo Superior, (100 a 65 Ma) com tendência alcalina sendo representado pelos maciços subvulcânicos: de Sintra (Alves, 1964 *in* Rocha, 1996), de Sines, de Monchique (Santos, 1973 *in* Rocha *et al.* , 1996) e de Lisboa (Rocha *et al.*, 1996). Rocha *et al.*, (1996) mostra que estes três maciços estão alinhados na direção NNW-SSE ao longo de uma falha transcorrente dextral.

## **5. EVOLUÇÃO TECTÔNICA E SEDIMENTAÇÃO DO JURÁSSICO SUPERIOR-CRETÁCEO INFERIOR NO SETOR CENTRAL DA BACIA LUSITÂNICA.**

Guéry *et al.*, (1986) e Wilson *et al.*, (1990 in Pena dos Reis *et al.*, 1996) mostram que a fase de rifteamento ocorrida no Oxfordiano inferior-Aptiano inferior (denominada Fase Riffe 3 por Rasmussen *et al.*, 1998 – Fig. 12 - VI) comporta dois episódios principais: (1) Jurássico Superior-Berriasiano e (2) Cretáceo Inferior (Fig. 12 – VII), Ao primeiro episódio é associada à deposição da Formação Abadia, identificando o período no qual a tectônica exerceu intensa influência na sedimentação da Bacia Lusitânica.

O segundo episódio não será discutido, visto não abranger o intervalo de maior interesse quando da análise da Formação Abadia. Mesmo na literatura pesquisada este segundo episódio não é muito recorrente.

### **5.1. Etapas Tectônicas do Jurássico Superior-Berriasiano do Setor Central da Bacia Lusitânica**

Pena dos Reis *et al.*, (1996) com base nas diferenças litológicas, distribuição cronoestratigráfica das associações de fácies e informações bioestratigráficas dos pacotes sedimentares e das principais superfícies deposicionais, sugerem a divisão do primeiro episódio (Jurássico Superior-Berriasiano) em três etapas tectônicas principais: I, II e III (Fig. 12 - IX).

A etapa I (Oxfordiano médio a superior) corresponde ao início da fase rifte caracterizando-se pela ampla inundação da bacia associada a um processo de subsidência moderada, abrangendo as seqüências A e B de Pena dos Reis (2000) (Fig. 12 – XII e XIII). Na porção central da bacia, depocentros isolados começam a se formar, o que permite a dominância dos carbonatos marinhos euxínicos atribuídos à

Formação Cabaços (Seqüência 2 de Rasmussen *et al.*, 1998). Nas bordas da bacia, associada com antigas zonas de fraqueza, descreve-se atividade tectônica extensional, permitindo inundação e deposição de carbonatos marinhos rasos por vezes associados com siliciclásticos (Fig. 12 – XIV B). Estes depósitos marginais apresentam uma tendência de progradação e foram interpretados como sendo prováveis correspondentes a um trato de sistema de nível baixo proximal. A variação na espessura sedimentar da Formação Montejunto indica um incremento na subsidência tectônica. Na periferia do depocentro relativo ao setor central, os sedimentos tornam-se mais margosos a siliciclásticos e processos alodápicos são registrados.

Falhamento sin-sedimentar na borda oeste exerceu um importante controle na espessura sedimentar e na distribuição de fácies. A maior superfície transgressiva na Ibéria (Aurell & Melendez, 1993 *in* Pena dos Reis *et al.*, 1996), e um evento transgressivo na base da Biozona *Transversarium*, descrito em várias bacias do sul da Europa (Cariou *et al.*, 1985; Gabilly *et al.*, 1985; Gygy, 1986; Atrops & Ferry, 1987; Oloriz & Marques, 1990 *in* Pena dos Reis *et al.*, 1996), representam um sinal eustático que é superimposto com a tectônica local.

O limite superior da seqüência B (Fig. 12 – XII, XIII) corresponde à transição de fácies de plataforma carbonática rasa da Formação Montejunto para os depósitos de uma rampa margosa íngreme do Membro Tojeira da Formação Abadia (seqüência C), marcando o início da fase de clímax de rifteamento (etapa II) (Fig 12 – IX, XIII).

Incrementando a etapa II (fim do Oxfordiano superior a Kimeridgiano superior) destaca-se o processo de rifteamento, formando elevações estruturais e delimitando as três sub-bacias, resultado da intensa subsidência tectônica: Arruda, Bombarral e Turcifal (Fig. 6). O clímax do rifteamento ocorre nesta etapa, onde se observa a maior taxa de geração de espaço de acomodação sedimentar.

Sedimentos siliciclásticos derivados de blocos soerguidos do embasamento a leste e a noroeste da bacia originaram leques submarinos (Hill, 1989 *in* Pena dos Reis *et al.*, 1996). Na área central da bacia, os sistemas deposicionais de plataforma carbonática e rampa margosa (Membro Tojeira, Formação Abadia – Seqüência C), foram alimentados por turbiditos mistos de carbonatos e siliciclásticos e influxos de detritos submarinos.

No muro dos blocos falhados, no limite leste da bacia, ocorrem leques submarinos, contendo blocos alóctones de recifes intercamadados (Membro Castanheira – Seqüência C). A progradação para sul dos sistemas deltaicos e clásticos (Seqüência D) da rampa com alta proporção de depósitos turbidíticos (Margas Abadia, Membro Superior – Seqüência E), reduziram gradualmente a área da rampa carbonática.

Além da intensa subsidência tectônica controlando a sedimentação, durante o Oxfordiano superior-Titoniano inferior ocorria uma elevação eustática do nível do mar (Haq., 1987 *in* Pena dos Reis *et al.*, 1996). Pena dos Reis *et al.* (1996) interpretaram os sistemas deposicionais como sendo pertencentes a um trato de mar alto, criado a partir de uma súbita elevação relativa do nível de base derivada da tectônica.

O limite superior desta etapa é uma superfície transgressiva na base da Biozona *Eudoxus* que recobre um espesso pacote progradacional de sedimentos que preenchem quase todo o espaço de acomodação criado durante o clímax do rifte.

Por último, descreve-se a etapa III (Kimeridgiano superior a Berriasiano superior). No Kimeridgiano superior (base da Biozona *Eudoxus*), uma rápida elevação do nível relativo do mar gerou uma importante superfície transgressiva, seguida por ampla deposição de sedimentos de plataforma carbonática, permitindo a deposição de sedimentos marinhos rasos da Formação Amaral (Seqüência F), incluindo calcários oolíticos de plataforma e corais, marcando o início do registro sedimentar da etapa III. Esta é marcada pelo decréscimo da atividade tectônica, ocasionando redução das taxas de subsidência e conseqüente progradação dos depósitos siliciclásticos na direção do depocentro da bacia, localizado mais para sul (Fig. 12 – XIV, C). A distribuição de fácies seria resultante principalmente de variações eustáticas do nível do mar.

Segundo Pena dos Reis *et al.* (2000), nos altos estruturais (p. ex.: Ota – Figs. 15 e 17), os carbonatos da Formação Amaral considerados como delgados (depósitos de mar raso) foram associados a um evento transgressivo. Como recobrem os sedimentos de mar profundo da Formação Abadia, podem ser considerados como indicativos de uma diminuição da batimetria. Isto foi interpretado pelos autores como resultado de

uma mudança progressiva de um panorama de subsidência predominantemente tectônica para um controle de subsidência termal e eustático na criação de espaço de acomodação sedimentar. Uma curta variação eustática registra uma elevação no limite superior do estágio III. Correspondente a um trato de nível alto, são descritas rochas siliciclásticas progradantes na parte superior da unidade, incluindo a base da Formação Lourinhã (Seqüência K), que recobre os sedimentos transgressivos. O limite superior deste estágio é uma superfície erosional que cobre amplas áreas, mostrando evidência de significativa incisão fluvial, indicando um trato de nível baixo.

De acordo com Pena dos Reis *et al.* (2000), estas seqüências (seqüências A, B, C, D, E, F, G, H, I, J, K) (Fig. 12- XII, XIII) apresentam uma considerável complexidade interna, particularmente os depósitos da Etapa II e da parte inferior da Etapa III, que ainda não estão totalmente entendidos. Cita-se ainda como agravante desta complexidade, a ausência de dados bioestratigráficos (especialmente na Etapa III, o que torna a correlação muito incerta), ao fato do controle predominantemente tectônico na criação inicial de espaço de acomodação passar a ser posteriormente controlado por eustasia e por subsidência termal, criando uma sucessão sedimentar que para ser explicada deve-se, segundo os mesmos autores, se considerar conceitos da estratigrafia de seqüências, estratigrafia tectono-sedimentar e também modelos tectônicos de riftes.

## 6. FORMAÇÃO ABADIA

A Formação Abadia foi definida por Choffat em 1885, conforme descreve Pena dos Reis *et al.*, (1993), na região de Montejunto e Torres Vedras. Nesta região atinge de 800 a 1000 metros de espessura sendo constituída essencialmente por lutitos e margas, com eventuais corpos calciclásticos e siliciclásticos.

A Formação Abadia caracteriza-se por um diversificado conteúdo paleontológico (Tab 1). Na base desta unidade (o chamado Membro Tojeira), localizado no Maciço de Montejunto, foi reconhecido por Atrops & Marques (*in* Pena dos Reis *et al.*, 1993) a Biozona *Bimmatum* (Oxfordiano Superior). Por sua vez o seu limite superior, já em contato com a Formação Amaral, foi definido dentro da Biozona *Hybonotum* (base do Titoniano) (Atrops & Marques 1986, 1988a; *in* Pena dos Reis *et al.*, 1993).

**Tabela 1: Conteúdo paleontológico e biozonas limítrofes reconhecidos na Formação Abadia. (modif. de Pena dos Reis *et al.*, 1993)**

CONTEÚDO PALEONTOLÓGICO	AUTOR (ANO)
Amonóides, polipeiros(?), bivalvos	Ramalho (1971)
Restos de plantas	Mempel (1955) <i>in</i> Wilson (1979); Eurafrep (1988)
Belemnites, esponjas, bivalvos, foraminíferos	Eurafrep (1988)
Dinoflagelados, polens, esporos e nanoplâncton calcário	Miles <i>et al.</i> (1990)
Biozona <i>Bimmatum</i> – Base da unidade (Membro Tojeira)	Atrops & Marques (1986, 1988)
Biozona <i>Hybonotum</i> – Topo da unidade (base do Titoniano)	Atrops & Marques (1986, 1988a)

### 6.1. Membros da Formação Abadia

A Formação Abadia é constituída pelos membros Margas do Casal da Ramada, Tojeira, Cabrito, Membro Superior (Margas Abadia) e Castanheira, quando na Sub-bacia Arruda e Membros Guincho e Praia da Amoreira, na Sub-bacia Turcifal. Interpretações distintas principalmente dos sedimentos do Membro Tojeira, são apresentados na literatura (Mouterde *et al.*, 1973 *in* Pena dos Reis *et al.*, 1993; Pena dos Reis & Corrochano, 1988; Wilson, 1988; Eurafrep, 1988 *in* Pena dos Reis *et al.*,

1993; Leinfelder & Wilson 1989; Leinfelder, 1993; Wilson & Leinfelder, 1994; Ravnås *et al.*, 1997; Pena dos Reis & Corrochano 1998).

### 6.1.1. Membro Tojeira

O Membro Tojeira tem sido objeto de intensa discussão, pois alguns autores pesquisados o consideram a unidade Tojeira como uma formação específica (Tab. 1) Mouterde *et al.* (1973) e Eurafrep (1988) in Pena dos Reis *et al.*, (1993).

Por outro lado, Wilson (1988); Leinfelder & Wilson, (1989); Wilson & Leinfelder (1994) e Pena dos Reis & Corrochano, (1998) já o classificam como membro da Formação Abadia.

Pena dos Reis & Corrochano (1988), descrevem margas e calcários com amonóides, depositados em uma plataforma distal, que se torna progressivamente mais margosa para o topo como representativo do Membro Tojeira (Figs. 13, 14, 15, 22 e 25). Em direção ao depocentro desta unidade (SE) ocorrem intercalações de terrígenos, interpretados como turbiditos distais. Por outro lado, para NW, desenvolvem-se brechas calcárias intercaladas na série, que chegam a recobrir diretamente a discordância no topo da Formação Montejunto (Figs. 13, 14, 15, 22 e 25).

Para Leinfelder (1993), o Membro Tojeira representa uma alternância de margas, finas camadas de arenitos turbidíticos, calcários micríticos com amonóides e blocos alóctones de carbonatos de água rasa, alguns contendo feições de carstificação.

Por sua vez, Ravnås *et al.*, (1997), descreve sucintamente o Membro Tojeira como argilitos de ambiente marinho profundo.

No entanto, a associação do Membro Tojeira com o início da implantação das sub-bacias no setor central da Bacia Lusitânica é bastante clara, tendo o clímax tectônico ocorrido justo durante a deposição da Formação Abadia (Wilson 1979; Guéry *et al.* 1986; Werner 1986 in Pena dos Reis *et al.*, 1993). Como evidência desta associação, cita-se o fato de ocorrerem brechas e depósitos clásticos submarinos nesta unidade. Desta forma, pode-se dizer que há uma ligação genética entre os sedimentos do Membro Tojeira e a Formação Abadia. Atrops & Marques (1988); Eurafrep, (1988) in Rocha *et al.* (1996) consideram que o contraste litológico e paleoambiental entre Tojeira

e Abadia é relativamente pequeno. Conseqüentemente parece mais adequado classificá-lo na estratigrafia formal como sendo Membro daquela Formação.

Em relação a idade, Wilson (1979) atribui o topo da Formação Montejunto e/ou à porção basal do Membro Tojeira como sendo relativo à base do Kimeridgiano inferior. Pena dos Reis *et al.*, (1993) utilizando a convergência de informações fornecidas por fósseis do grupo dos amonóides e microfósseis (foraminíferos e dinoflagelados) atribui a Formação Abadia ao Kimeridgiano e a Formação Montejunto ao Oxfordiano Superior. Aparentemente existe uma certa dificuldade quando no sentido de se precisar a cronoestratigrafia do limite entre estas duas formações pois a idade da Formação Abadia é duvidosa, devido a fraca preservação dos fósseis.

### **6.1.2. Margas do Casal da Ramada**

Atrops & Marques (1988) *in* Pena dos Reis *et al.*, 1993 descrevem uma unidade representando a base da Formação Abadia a que chamaram *Margas do Casal da Ramada*. Nesta unidade, distintamente do Membro Tojeira, foi reconhecida a biozona *Platynola* (Kimeridgiano Inferior) e é constituído por rochas margo-calcárias.

### **6.1.3. Membro Cabrito**

O Membro Cabrito foi interpretado por Elwood (1987 *in* Leinfelder & Wilson, 1989) como sendo um depósito na frente do sopé do sistema de talude progradante responsável pela deposição de 400-500 m de siltitos de cor cinza e margas intercalados com arenitos e calcários turbidíticos (Figs. 13, 15 e 22). Na área de Montejunto, o Membro Cabrito possui cerca de 200 metros de espessura sendo constituído principalmente por camadas de arenitos de granulometria média, com acamadamento plano e níveis ocasionais de *grainstones* oóides com intercalações de siltitos e margas (Leinfelder & Wilson, 1989).

Leinfelder (1993) descreve o Membro Cabrito como uma seqüência de arenitos mal selecionados, bem como conglomerados compostos de seixos de quartzo e raros

clastos do embasamento que podem atingir mais de 15 cm de diâmetro. Existem estruturas de canais, mas o acamamento maciço é mais comum, indicando que os processos de fluxo de detritos tiveram maior importância na sua deposição. Normalmente o Membro Cabrito está intercalado entre o Membro Tojeira e o Membro Superior (Margas Abadia).

A análise e interpretação do testemunho referente à sondagem Vila Verde #2 (Anexo), mostra que o Membro Cabrito, nesta situação é constituído por um complexo de canais discretos formado por depósitos de preenchimento de canal (parte inferior) e depósitos de extravasamento de canal (parte superior).

#### **6.1.4. Membro Superior (Margas Abadia)**

No Membro Superior da Formação Abadia, as margas são dominantes, mas freqüentemente ocorrem camadas intercaladas de arenitos que são interpretados como turbiditos ou fluxos de detritos, associados a um expressivo sistema de talude progradante (Leinfelder, 1993) (Figs. 15, 22 e 25). Este é descrito em afloramentos na periferia da localidade de Arruda onde a parte inferior da Formação Abadia é mais arenosa, e a parte superior é rica em margas. Bioturbação é uma feição comum, e os belemnites e amóides são abundantes em alguns intervalos.

Werner *et al.*, (1993 *in* Leinfelder, 1993) destacam que aproximadamente 40 metros abaixo do topo da Formação Abadia (Membro Superior) observa-se um nível condensado denominado Serra Isabel (Fig. 15), cuja característica principal é o alto conteúdo de fragmentos de amonóides.

#### **6.1.5. Membro Castanheira**

Na margem leste da Sub-bacia Arruda, um sistema de leques submarinos de grandes dimensões desenvolveu-se durante a deposição do Membro Superior (Margas Abadia). Leinfelder (1993), mostra que este é composto por 800 metros de conglomerados arcóseos ricos em seixos de granitos, gnaisses e ardósia, seixos de

quartzo com até 20 cm de diâmetro, bem como matacões de carbonatos recifais com mais de 8 metros. A textura é maciça e caótica, com raras estruturas de canais amalgamados, com ocasionais troncos fossilizados e grandes matacões de intraclastos argilosos, o que pode ser considerado como diagnóstico de processos de fluxos de detritos (Fig. 25).

Uma distribuição em leque pode ser diretamente observada em campo e é óbvia em subsuperfície quando associada a presença de refletores sísmicos caóticos (Leinfelder & Wilson, 1989). Blocos de recifes associados ao ambiente deltaico indicam ambiente tendendo a raso.

Embora o amonóide *Ardescia pseudolictor* (Kimeridgiano inferior médio) tenha sido encontrado em sedimentos da parte distal do leque, as relações estruturais sugerem que o desenvolvimento deste se deu, no mínimo, no início do Kimeridgiano Superior (Leinfelder & Wilson, 1989). Assim, torna-se possível que o desenvolvimento do leque tenha se iniciado ainda durante o Oxfordiano, uma vez que não há associação com a Formação Cabaços nem com a Formação Montejunto.

#### **6.1.6. Membro Guincho e Membro Praia da Amoreira**

O Membro Praia da Amoreira ocorre na área de Santa Cruz, na sub-bacia Turcifal, tendo sido descrito por Ellwood (1987; Formação Abadia) e Hill (1989; Membro Praia da Amoreira). Ellwood (1987; *in* Ravnås *et al.*, 1997) interpretou o Membro Praia da Amoreira como sendo registro de um talude submarino progradante onde os arenitos associam-se com processos de desmoronamentos que posteriormente preenchem canais submarinos. Interpretação semelhante é apresentada para os arenitos do Membro Guincho, na mesma seção descrita por Ravnås *et al.*, (1997).

Leinfelder & Wilson 1989		Pena dos Reis <i>et al.</i> , 1993		Pena dos Reis & Corrochano 1998	
TITONIANO	Fm. Lourinhã 400 m	TITONIANO	Superior	Fm. Lourinhã 400 m	
	Fm. Amaral 20-80 m		Médio		
KIMERIDGIANO	Fm. Abadia (1000 m) Castanheira (60-350 m) Cabrito (200m) Tojeira (< 100m)	KIMERIDGIANO	Be	Fm. Abadia Grès de Cabrito (50-300 m) Margas Casal da Ramada (800 m)	Membro Superior Membro Cabrito Membro Casal da Ramada Membro. Tojeira
			Eu		
			Ac		
			Di		
			Hy		
Pt					
OXFORDIANO	Superior	OXFORDIANO	Pl	Fm. Tojeira 100-120 m	Oxfordiano Superior Pl Bm Fm. Montejunto 100 m
	Médio		Bm Bi Tr	Fm. Montejunto 100 m	
	Fm. Cabaços 200-400 m		Pli	Fm. Cabaços 200 m	

**1000 m = Espessura média da unidade (superfície + subsuperfície)**

**Legenda das biozonas:**

<i>Pli</i> - Plicatilis	<i>Hy</i> - Hipselocylum
<i>Tr</i> - Transversarium	<i>Di</i> - Divisum
<i>Bi</i> - Bifurcatus	<i>Ac</i> - Acanthicum
<i>Bm</i> - Bimammalum	<i>Eu</i> - Eudoxus
<i>Pl</i> - Planula	<i>Be</i> - Beckeri
<i>Pt</i> - Platynola	

**Quadro 1: Correlação das unidades litoestratigráficas na área da sub-bacia de Arruda (modif. Leinfelder & Wilson, 1989, Pena dos Reis *et al.*, 1993 e Pena dos Reis & Corrochano, 1998;).**

## 6.2. Estágios do clímax da deposição sin-tectônica da Formação Abadia

Pena dos Reis & Corrochano (1998), na área de Montejuento, apresentam a Formação Abadia com os membros Tojeira, Casal da Ramada e Cabrito, bem como com os depósitos sobrejacentes (Quadro 2). Neste caso seguem uma hierarquia inferior em relação a apresentada por Pena dos Reis *et al.*, (1996), onde estabeleceram as características dos estágios precoce, médio e tardio do clímax do rifte (Fig. 13):

### 6.2.1. Estágio Precoce

Ocorre preferencialmente sedimentação carbonatada, reconhecida como Membro Tojeira (Pena dos Reis & Corrochano, 1998). Este é formado por folhelhos, margas e calcários alodápicos (Leinfelder & Wilson, 1989). Ellis & Wilson (1987 *in* Leinfelder & Wilson, 1989) relatam a presença de amonóides nestes carbonatos, conseqüentemente associando-os a um ambiente de plataforma distal, que progressivamente vai tornando-se mais margosa em direção ao topo da unidade. Descreve-se a presença de fluxos de detritos contendo blocos alóctones de carbonatos de água rasa carstificados e seixos de rochas do embasamento. Os blocos carbonáticos foram interpretados como derivados de uma plataforma carbonática situada no flanco nordeste da estrutura Montejuento (Leinfelder & Wilson, 1989) e lateralmente equivalente as fácies de água profunda da Formação Montejuento (Ellis & Wilson, 1987 *in* Leinfelder & Wilson, 1989).

Uma mudança acentuada nas taxas de subsidência da bacia ocorre no Oxfordiano superior, refletindo uma discordância nos calcários da Formação Montejuento (Figs. 13, 14, 15 e 25).

**Quadro 2:** Estágios sedimentares do clímax do rifteamento (Etapa II), bioestratigrafia, litofácies e modelos sedimentares da Formação Abadia correlacionados com as etapas tectônicas do Jurássico Superior-Cretáceo Inferior (Berriasiano) da Bacia Lusitânica (modif. Pena dos Reis *et al.*, 1996; Pena dos Reis & Corrochano, 1998).

Crono-estratigrafia		Tectônica e eustasia	Sedimentação	estágios paroximais do rifte	bioestratigrafia	Litofácies	Modelos Sedimentares	Eventos	
JURÁSSICO SUPERIOR	CRETÁCEO INFERIOR	Etapa III	Fase passiva. Decréscimo nas taxas de subsidência. Longa subida eustática	Ampla deposição de sedimentos de plataforma carbonática. Superfícies transgressivas. Sed. siliciclástica de granulometria grosseira. Progradação geral de sistemas siliciclásticos marginais.	Estágio Tardio	Acanthicum	Margas	Fácies bacinais. e de plataforma	Diminuição das taxas de subsidência
	TITONIANO								
	KIMERIDGIANO	Etapa II	Intenso rifteamento: máxima criação de espaço. Intensa subsidência tectônica entre estruturas Barreiro e Caldas da Rainha afetando as sub bacias. Halocinese importante no setor central (até o Kimeridgiano Médio). Longa subida eustática.	Limite inferior restrito ao norte da BC., ao sul da estrutura Caldas da Rainha limite é superfície erosiva recoberto por pacote com brechas e turbiditos (súbito aprofundamento). Limite superior superf. Transgressiva recoberta por grainstones oóides (Fm. Amaral). Progradação geral dos sistemas.	Estágio Médio	Hypselocylum	Membro Cabrito	Terrigenos (arenitos e conglomerados) com intercalações de brechas	Cânion a leque sbmarino (turbiditos proximais a médios) para NO
OXFORDIANO	Etapa I	Tectônica extensional: início do rifte próximo das bordas e sobre falhas ancestrais. Subsidência moderada. Início de depocentros isolados. Ampla subida do nível do mar. Movimento de falhas extencionais, abatimento de blocos para SW.	Ampla inundação: deposição de carbonatos marinhos rasos. Tendência transgressiva. Depósitos marginais com siliciclásticos com tendência de progradação. Processos alodápicos.	Estágio Precoce					
					Estágio Médio	Platynola	Margas e calcários Intercalações de brechas calcárias, olistólitos e terrigenos para NO.	Fácies bacinais. Brechas de escarpa e leque submarino (turbiditos mediodistais) para NO	Máxima subsidência
					Estágio Precoce	Planula	Margas e calcários	Plataforma distal	Início da progradação
					Estágio Precoce	Bimammalum	Formação Montejunto		Formação de escarpa tectônica
									Sedimentação carbonática
									Aumento das taxas de subsidência
									Aprofundamento da Bacia

### 6.2.2. Estágio Médio

Neste estágio são observadas as maiores taxas de subsidência da Bacia (Pena dos Reis *et al.*, 1997 *in* Pena dos Reis & Corrochano, 1998), representadas pela sedimentação do Membro Casal da Ramada. Esta unidade é formada por margas e lutitos cinzentos, interpretados como depósitos de turbiditos médios e distais (leque submarino). Eles marcam o início da progradação no sentido norte-sul sobre as fácies previamente identificadas como pertencentes ao estágio precoce (Pena dos Reis & Corrochano, 1998). Ainda são identificados depósitos de brechas calcárias associadas as zonas das falhas ativas.

### 6.2.3. Estágio Tardio

Abrangendo o topo do Kimeridgiano inferior, é caracterizado por uma redução nas altas taxas de subsidência observadas no estágio médio, o que resulta na progradação dos sistemas siliciclásticos do Membro Cabrito e do Membro Superior da Formação Abadia. Em direção ao depocentro da Bacia (SE), persiste a sedimentação pelágica (Fig. 13). Porém na direção das bordas dominam arenitos e conglomerados associados a um sistema de cânion-leque submarino e planície. Montenat *et al.* (1998 *in* Pena dos Reis *et al.*, 1998) mostram que o aporte sedimentar é proveniente de NW, concordando com a posição das fácies de brechas com clastos calcários e siliciclásticos intercalados nos turbiditos, conforme pode-se perceber na figura abaixo.

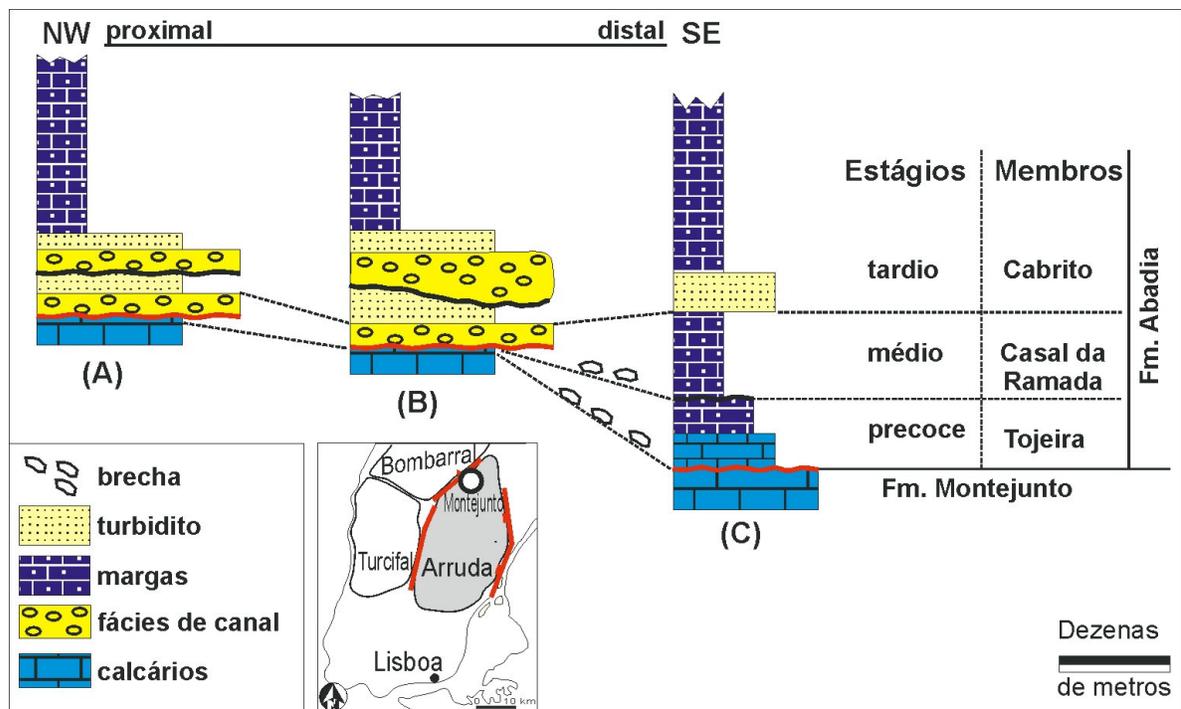


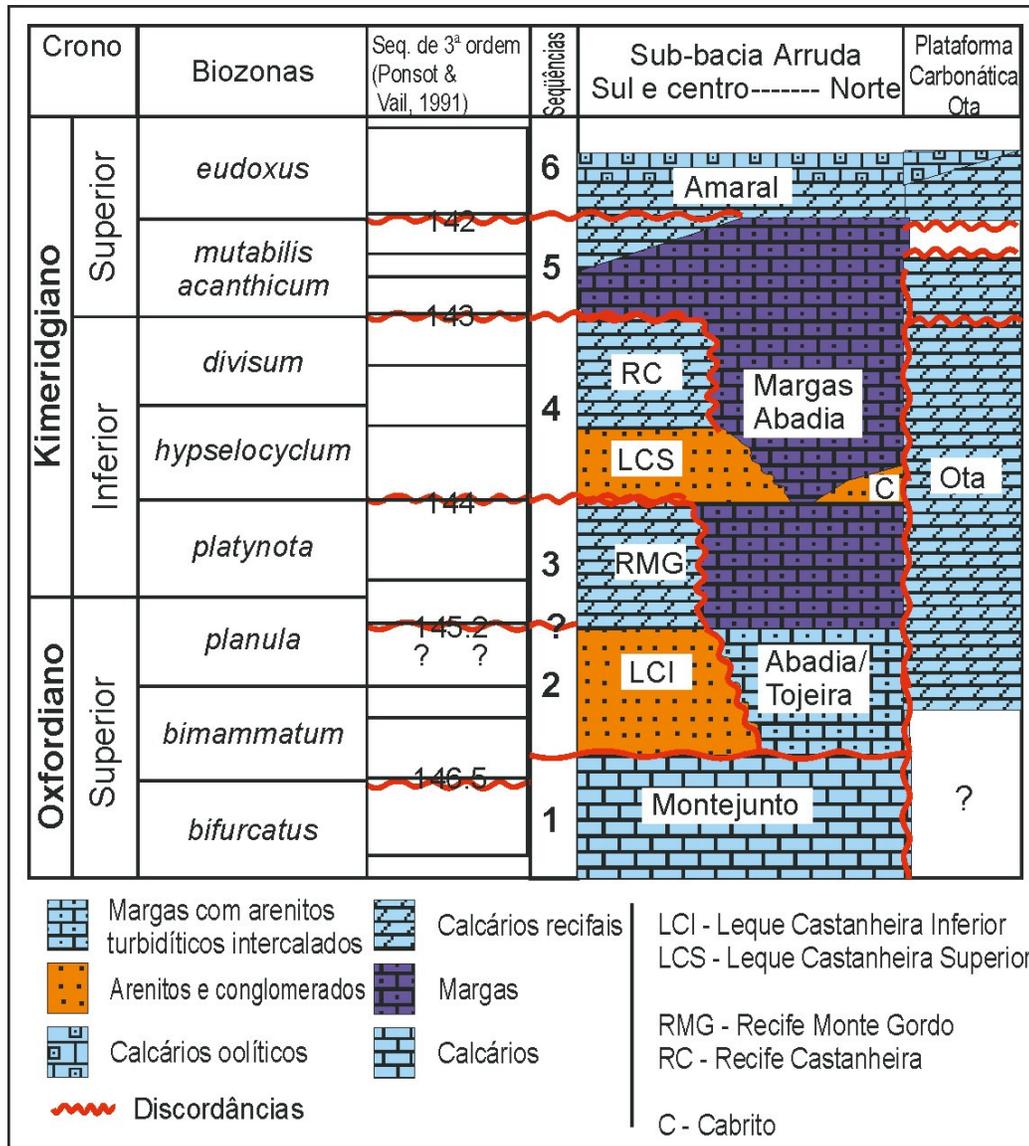
Figura 13: Perfil longitudinal esquemático (NW – proximal; SE -distal) com as relações geométricas esquemáticas entre os membros da Formação Abadia, relacionados aos três estágios do clímax de rifteamento identificados na sub-bacia de Arruda, região de Montejuento (modif. Pena dos Reis & Corrochano, 1998).

### 6.3. Estratigrafia de Seqüências no Intervalo Oxfordiano Superior- Kimeridgiano Superior da Sub-bacia Arruda

Leinfelder (1993) propõe uma interpretação estratigráfica dinâmica para o intervalo Oxfordiano Superior-Kimeridgiano Superior da Sub-bacia Arruda, setor central da Bacia Lusitânica. Com base na análise de dados estratigráficos e sísmicos, discute que a interpretação seqüencial em uma bacia *pull-apart* tectonicamente ativa não pode ser vista de forma semelhante a uma bacia de plataforma de margem passiva. Isto porque a distribuição dos sedimentos é fortemente controlada pela tectônica sin-sedimentar e considerando que a estratigrafia de seqüências, de forma geral, não é uma ferramenta preditiva nestes ambientes. Da mesma forma, a complexa arquitetura de preenchimento misto carbonático-siliciclástico não pode ser explicado somente por flutuações globais ou regionais do nível do mar pois deve-se considerar também os processos bióticos e climáticos, e a alta atividade tectônica sin-sedimentar, halocinese e

o aporte sedimentar de várias fontes em diferentes tempos geológicos. No entanto, destaca que o maior problema da análise dinâmica da Bacia Lusitânica ainda é a ausência de marcos estratigráficos.

Por outro lado, pondera que a estratigrafia de seqüências pode ajudar a decifrar a função dos processos tectônicos no desenvolvimento da bacia e as flutuações globais e locais do nível do mar nos padrões de sedimentação. Além disso, a interpretação da paleogeografia pode ser refinada por meio da identificação de determinadas superfícies, melhorando os marcadores temporais do intervalo. Este exercício foi realizado por Leinfelder (1993) por meio da identificação de seqüências locais em diferentes áreas da Sub-bacia Arruda e pela posterior correlação destas entre sí, bem como com as seqüências de Ponsot & Vail (1991) (Fig. 14). Isto foi possível porque as sucessões apresentam características faciológicas que permitem aplicar conceitos de estratigrafia de seqüências e os dados estratigráficos e sísmicos disponíveis permitem interpretações dinâmicas.



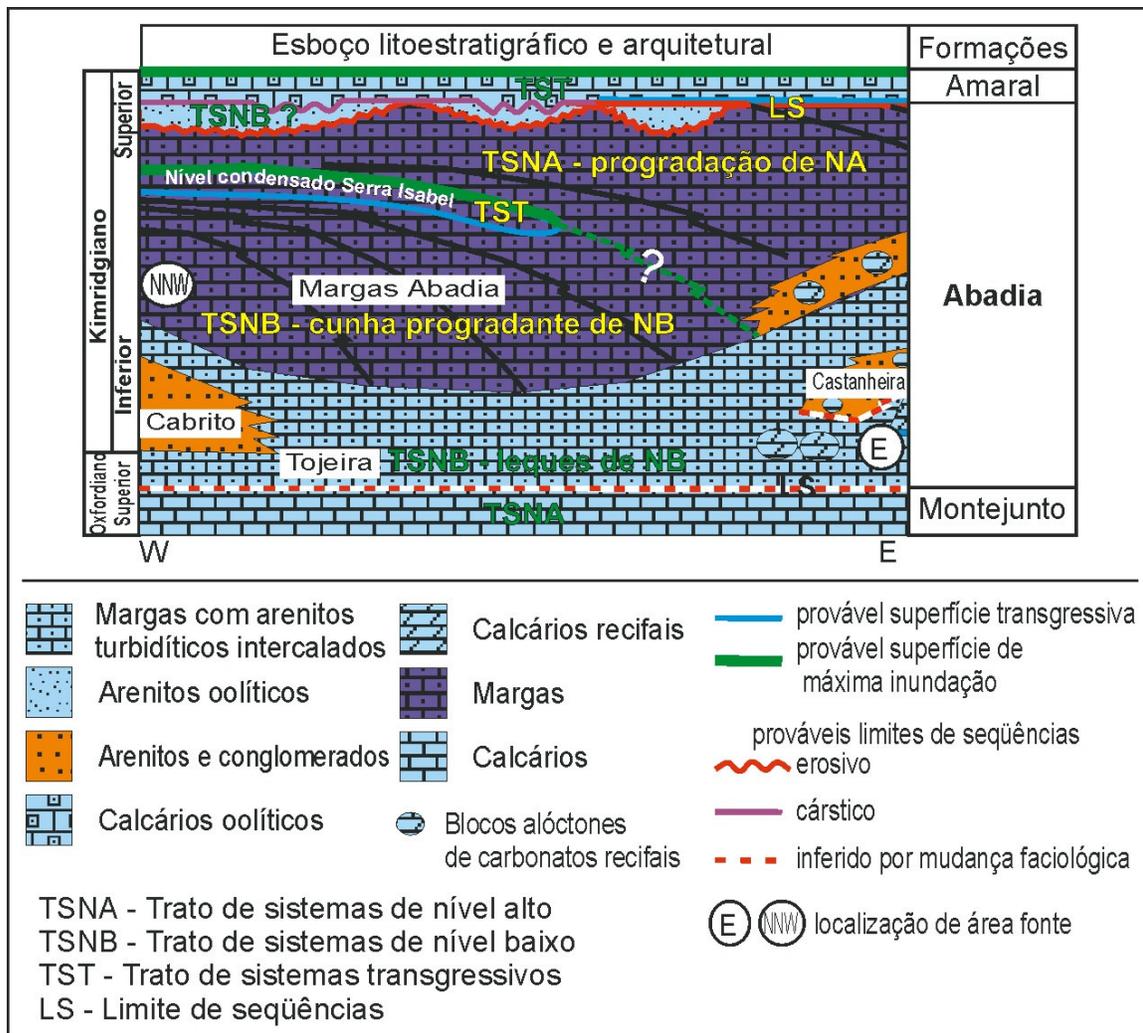
**Figura 14: Interpretação da Formação Abadia, na Sub-bacia Arruda com base em conceitos de Estratigrafia de Seqüências e correlação das seqüências deposicionais (1-6) com as seqüências de Ponsot & Vail (1991). (modif. Leinfelder, 1993).**

Ainda que as informações bioestratigráficas disponíveis não apresentem uma distribuição homogênea, as seqüências de 3ª ordem identificadas na Bacia Lusitânica puderam ser combinadas com as seqüências de Ponsot & Vail (1991). Leinfelder (1993) mostra também a boa correlação existente com outra seção sedimentar nas adjacências da Bacia Lusitânica (Bacia Algarve) e com a curva modificada de Vail (Ponsot & Vail, 1991 a, b) (Fig. 14). Tais fatos tornam-se um argumento convincente de que flutuações do nível do mar também exerceram um controle principal na sedimentação do Jurássico Superior na Bacia Lusitânica, mesmo com sua alta

atividade tectônica sin-sedimentar. Porém, deve-se levar em conta que na Bacia Lusitânica os limites das seqüências de 3ª ordem freqüentemente coincidem com períodos de atividade tectônica, ocasionando desconformidades angulares ou estruturas de colapso. Todavia Pena dos Reis & Corrochano (1998) argumentam que na região de Montejunto, no intervalo estratigráfico da Formação Abadia, não é possível se estabelecer uma correlação das seqüências sedimentares com a carta de ciclos eustáticos, pois a assinatura eustática não é visível.

Assim, Leinfelder (1993) propõe-se um perfil estratigráfico composto para a Sub-bacia Arruda, onde foram identificadas 11 seqüências deposicionais de 3ª ordem para o Jurássico Superior, sendo que as que englobam a Formação Abadia são as seqüências 2, 3, 4 e 5 (Fig. 14).

Complementando este trabalho, também é apresentada uma seção interpretativa da arquitetura deposicional dos sistemas do Jurássico Superior, Sub-bacia Arruda, conforme pode ser visualizado na figura 15.



**Figura 15:** Esboço estratigráfico e arquitetural das sucessões do intervalo Oxfordiano Superior-Kimeridgiano da Sub-bacia Arruda com a interpretação estratigráfica seqüencial. (modif. de Leinfelder 1986, 1987, 1992; Leinfelder & Wilson 1989; Wilson *et al.*, 1989; Ellis *et al.*, 1990 in Leinfelder, 1993).

De uma forma geral, a interpretação que Leinfelder (1993) propõe para a sedimentação Abadia, de acordo com os princípios da estratigrafia de seqüências mostra que:

- Os calcários Montejunto correspondentes a porção inferior do Oxfordiano Superior identificam o estabelecimento de plataformas carbonáticas. Estas não seriam geradas por uma lenta subida ou por um nível de mar alto estável, mas sim devido à situação de *raseamento* causada pela localização em altos estruturais e/ou aloclínicos. Contudo, de acordo com a dinâmica de tratos de

sistemas proposta pela estratigrafia de seqüências, estes depósitos são interpretados como sendo do tipo trato de sistemas de nível alto (TSNA) (Fig. 15).

- A entrada de sedimentos siliciclásticos na base da unidade Tojeira (parte superior do Oxfordiano Superior) marca o limite de seqüência e subsequente projeção do trato de sistemas de nível baixo (TSNB).
- Blocos calcários alóctones provavelmente desprenderam-se da plataforma e ocorrem junto com o Membro Tojeira. Nesta unidade, onde a carstificação foi mais intensa do que o transporte e com isto marca o término do crescimento da borda da plataforma.
- O arenito do Membro Cabrito, gradando lateralmente para as camadas inferiores da Formação Abadia (Kimeridgiano Inferior), é sísmicamente caracterizado por refletores subhorizontais (Leinfelder & Wilson, 1989 *in* Leinfelder, 1993) (Fig. 24) interpretados como cunha de nível baixo.
- A parte superior das margas Abadia (Kimeridgiano Médio) na área de Montejunto é caracterizada por estruturas do tipo clinoforme progradando e mergulhando para o sul (Leinfelder & Wilson, 1989 *in* Leinfelder, 1993) e foram interpretados como um trato de sistemas de nível alto (TSNA).
- A respectiva superfície de *downlap* indica a posição do topo do trato de sistemas transgressivos (TST), conforme apresentado na figura 15.

Na área de Montejunto, evidências sísmicas (Fig. 24) permitem a definição de superfície de *downlap*, formada pela progradação da Abadia. Todavia, a superfícies de *downlap* está curvada para sudoeste. Esta geometria pode ter sido gerada devido ao aporte de diferentes áreas fontes, onde a progradação do sistema de talude das Margas Abadia interdigita-se com o leque Castanheira, a sudoeste. Ainda nesta área, a Formação Amaral recobre a Formação Abadia, sendo constituída basicamente por calcários oolíticos que podem ser interpretados como calcários progradantes

pertencendo ao mesmo sistema deposicional de talude das margas prográdantes da Formação Abadia.

Mais ao sul, na área de Arruda, não se observam carbonatos de idade oxfordiana, seja perfurados por sondagens seja em afloramentos no Vale Arruda. A entrada dos Membros Cabrito e Castanheira, com mais de 2200 m de espessura de sucessões de arenitos e conglomerados, possivelmente de idade Oxfordiano ao Kimeridgiano Inferior, e da parte inferior da unidade prográdante Abadia indica deposição em trato de sistemas de nível baixo.

A sucessão Cabrito/Castanheira representa um leque submarino de nível baixo com enorme espessura devido a rápida subsidência local de estruturas do tipo *graben* (Leinfelder & Wilson, 1989). A progradação inferior da Abadia sobre estes leva a interpretá-la como uma cunha de margem de plataforma.

Um nível no topo do intervalo prográdante inferior da Abadia, com fatores diagnósticos de sedimentação muito reduzida ao redor de Arruda (nível condensado Serra Isabel, Fig. 15) sugere interpretá-lo como uma seção condensada associada ao trato de sistemas transgressivos (TST) (topo da zona *hypselocyclum?* até a zona *divisum*; topo do Kimeridgiano Inferior). Características locais de água profunda estão ausentes neste nível. Isto pode ser associado à redução da circulação de água durante uma grande subida do nível do mar (Werner *et al.*, 1993 *in* Leinfelder, 1993). Possivelmente, o topo da unidade prográdante Abadia subjacente formou-se durante o início do trato de sistemas transgressivos.

O fato do nível Serra Isabel representar claramente uma clássica seção condensada permite a subdivisão do intervalo prográdante da Formação Abadia em uma parte de TSNB inicial, outra de TSNB tardio e outra parte de TSNA. Todavia, a intercalação de lentes de corais no suposto TSNA tardio, bem como as características prográdantes da Abadia mesmo durante a passagem de um suposto TSNB→TST inicial ocasiona problemas. Como explicação para uma progradação durante a transgressão Leinfelder (1993) aponta que isto é possível devido ao grande aporte sedimentar, compensando a criação de espaço de acomodação, exceto para o topo deste intervalo

(nível Serra Isabel). Em contraste com a interpretação para a área de Montejunto, o banco calcário Amaral é associado a um TST nesta interpretação.

A maior parte remanescente da unidade progradante Abadia (Kimeridgiano Superior) superimposta ao nível Serra Isabel é conseqüentemente interpretada como um trato de sistema de nível alto (TSNA).

Na parte mais superior da unidade Abadia, a transição para arenitos oolíticos canalizados na base da Formação Amaral pode ser interpretada como depósitos de nível baixo. Em outros locais o desenvolvimento de Formação Amaral iniciou antes, mas é então subdividido por uma superfície intraformacional erosiva/cárstica.

O fato das regiões pesquisadas por Leinfelder (1993), na Sub-bacia Arruda estarem geograficamente muito distantes umas das outras, porém com sucessões sedimentares e seqüências deposicionais diferentes permite este autor a questionar se poderiam os sistemas deposicionais na Sub-bacia Arruda terem se desenvolvido e se modificado de forma independente, particularmente autocíclica.

Como evidência da autociclicidade indica as plataformas carbonáticas desenvolvidas no topo do *horst* ou nas estruturas halocinéticas. Particularmente a plataforma Ota desenvolveu-se contemporaneamente com os sedimentos siliciclásticos baciais e não somente ocasionalmente (no TST), quando protegidas de poluição terrígena, mas também durante todo o tempo do seu desenvolvimento. O mecanismo de proteção teria sido sistemas de correntes costeiras que desenvolveram-se devido ao ambiente paleogeográfico geral da Bacia Lusitânica, independente de flutuações do nível do mar (Leinfelder 1989). A ciclicidade intraplataformal também é autocíclica.

O leque Castanheira apresentaria comportamento cíclico, tendo em vista que este apresenta no mínimo 2 seqüências deposicionais e a formação de recifes junto com leques pode ser explicado em parte por mecanismos autocíclicos ou ativações e desativações tectônicas de lobos siliciclásticos.

A formação de superfícies cársticas em leques carbonáticos, bem como em plataformas carbonáticas, também pode ser explicada por tectônica, principalmente

estando estas situadas ao longo da margem da sub-bacia *pull-apart* tectonicamente ativa.

Finalmente o autor (Leinfelder, 1993) chama atenção que, neste ambiente ativo, pode ser que nunca se tenha uma correlação convincente entre estes sistemas de desenvolvimento estritamente locais, com o controle de variações do nível do mar regional ou global. Flutuações de 3ª ordem foram responsáveis por seções condensadas, curtos períodos de espalhamento de fácies marinhas sobre as terrestre, coexistência de recifes e leques e intervalos condensados, bem como fases cársticas correlatas.

Pena dos Reis *et al.*, (2000) propõem uma reinterpretação do Jurássico Superior da Bacia Lusitânica, com ênfase em estratigrafia de seqüências, por meio de análises sistemáticas de dados coletados em afloramentos, seções sísmicas, perfis de poços e dados paleontológicos. Propõem então uma distribuição cronoestratigráfica de associações de fácies e de seqüências, para cada setor da bacia. Também foram reconhecidas 11 seqüências deposicionais (A, B, C, D, E, F, G, H, I, J, K). Na figura 12 - XIII, está representado o esquema litoestratigráfico das seqüência deposicionais do setor central da Bacia Lusitânica, bem como as respectivas biozonas equivalentes.

Dentre as 11 seqüências do Jurássico Superior de Pena dos Reis *et al.*, (2000) quatro (B, C, D e E) estão inseridas no intervalo de maior ênfase deste trabalho (Oxfordiano Superior-Kimeridgiano Superior), sendo que três (C, D e E) correspondem à sedimentação da Formação Abadia. Estas seqüências (C, D e E) fazem parte da etapa II (Fig. 12 – XII, XIII), e estão associadas aos estágios precoce, médio e tardio (Fig. 12 - X) respectivamente. São identificadas nos perfis elétricos (curvas de raios-gama) relativos as sondagens Benfeito #1 e Freixal #1 (G.P.E.P. *in* Pena dos Reis *et al.*, 1993) as seqüências C, D e E estão identificadas, bem como as suas unidades estratigráficas equivalentes (lito e crono), os tratos de sistemas e os ambientes deposicionais interpretados por estes autores (Fig. 24).

Uma breve descrição destas quatro seqüências, bem como as suas interpretações (Pena dos Reis *et al.*, 2000) é dada a seguir, com ênfase na ocorrência destas no setor central da Bacia Lusitânica.

### **Seqüência B – Oxfordiano Superior (Fig. 12 – XII)**

Neste período são definidos os contornos das sub-bacias de Turcifal, Bombarral e Arruda, onde há um acréscimo da subsidência tectônica, formando *half-grabens*. Ocorre sedimentação de leques carbonáticos e siliciclásticos nos tetos das principais falhas normais, próximos aos muros das mesmas (Falha Vila Franca). Foi sugerido que o controle principal sobre as espessuras e distribuição das fácies provavelmente tenha sido a atividade de falhas NNE-SSW.

### **Seqüência C – Oxfordiano Superior à base do Kimeridgiano Inferior (Fig. 12 – XII)**

Esta seqüência marca o clímax do rifteamento na escala de Bacia. No setor central esta atividade tectônica foi seguida de rápida deposição de sedimentos terrígenos, formando espessas sucessões sedimentares. A atividade das falhas levaram à formação de rampas estruturais, no entorno de depocentros, permitindo a geração de uma quantidade significativa de depósitos terrígenos (siliciclásticos e carbonáticos), leques submarinos e de canais (Leinfelder & Wilson, 1989 *in* Pena dos Reis *et al.* 2000). As áreas fontes provavelmente estavam à WNW (Hill, 1989 *in* Pena dos Reis *et al.* 2000) e ENE, nas margens da bacia.

### **Seqüência D – Kimeridgiano Inferior (Fig. 12 – XII)**

No setor central sistemas deposicionais com alta proporção de depósitos turbidíticos com quantidades significativas de sedimentos clásticos prograram para sul a partir das bordas da bacia. Esta progradação se deu sobre uma área com as taxas de criação de espaço de acomodação em decréscimo, gradualmente reduzindo a área de deposição margosa no ambiente do talude da plataforma.

### **Seqüência E – Kimeridgiano Inferior a Superior (Fig. 12 – XII)**

Geometrias progradantes são mais evidentes do que as geometrias da seqüência D. O preenchimento sedimentar deve-se ao grande aporte de sedimentos clásticos na bacia. Os sistemas clásticos marginais também registram progradação a partir de SE

em direção à Sub-bacia Arruda. Comparada com a seqüência D, o padrão de ambientes e distribuição de isópacas é menos complexo, sendo interpretado como uma fase de homogeneidade paleogeográfica devido a redução da atividade tectônica.

#### **6.4. Região de Afloramentos da Formação Abadia na Sub-bacia Arruda**

A região exposta da Sub-bacia Arruda apresenta a maior parte de sua área dominada pelos arenitos da Formação Lourinhã (também chamada de Grês Superiores por Rasmussen *et al.*, 1998). Em comparação, a área de afloramento ocupada pelos sedimentos da Formação Abadia é relativamente menor, cobrindo duas regiões distintas da sub-bacia: no extremo sudeste, próximo da localidade de Arruda dos Vinhos, e em outra área mais ao norte, na região de Montejunto (Fig. 16).

A região de afloramentos da Formação Abadia em Arruda dos Vinhos apresenta-se com a morfologia de um vale, formado pelas escarpas das encostas recobertas pelos calcários da Formação Amaral. Segundo o mapa geológico da Sub-bacia Arruda (Fig. 16) pode-se notar o padrão semi-circular de afloramento da Formação Amaral sobre a Formação Abadia, o que para Leinfelder & Wilson (1989) foi produzido por uma estrutura em domo, com suaves ângulos de mergulhos para norte, oeste e sul. Para sudeste o domo é seccionado pela Zona de Falha Vila Franca de Xira.

Na área de Montejunto esta Formação já apresenta uma forma alongada (em planta) segundo direção NE-SW, com aproximadamente 8 km de extensão por 3 de largura, associada com a estrutura do anticlinal de Montejunto (Torres Vedras-Montejunto). O eixo do anticlinal deve estar mergulhando na direção SW, pois as rochas aflorantes (Formação Cabaços e Montejunto) na porção NE da estrutura são mais antigas (Jurássico Médio e Oxfordiano) do que as aflorantes (Fms. Abadia, Amaral e Lourinhã) na porção SW (Kimeridgiano e Titoniano).

Além disso, conforme Leinfelder & Wilson (1989), a parte nordeste do anticlinal é extremamente assimétrica, com estratos verticalizados, basculados e falhamento reverso no lado sul.

O anticlinal Torres Vedras-Montejunto começou a ser formado durante o Jurássico Superior inicialmente como uma estrutura de sal tipo *pillow*, que provavelmente ergueu-se sobre escarpas de falhas triássicas soterradas, definindo o limite sudeste da espessa Formação Dagorda (Wilson *et al.*, 1989 *in* Leinfelder & Wilson, 1989). A inversão tectônica ocorrida no Terciário gerou as estruturas mais complexas atualmente expostas no anticlinal.

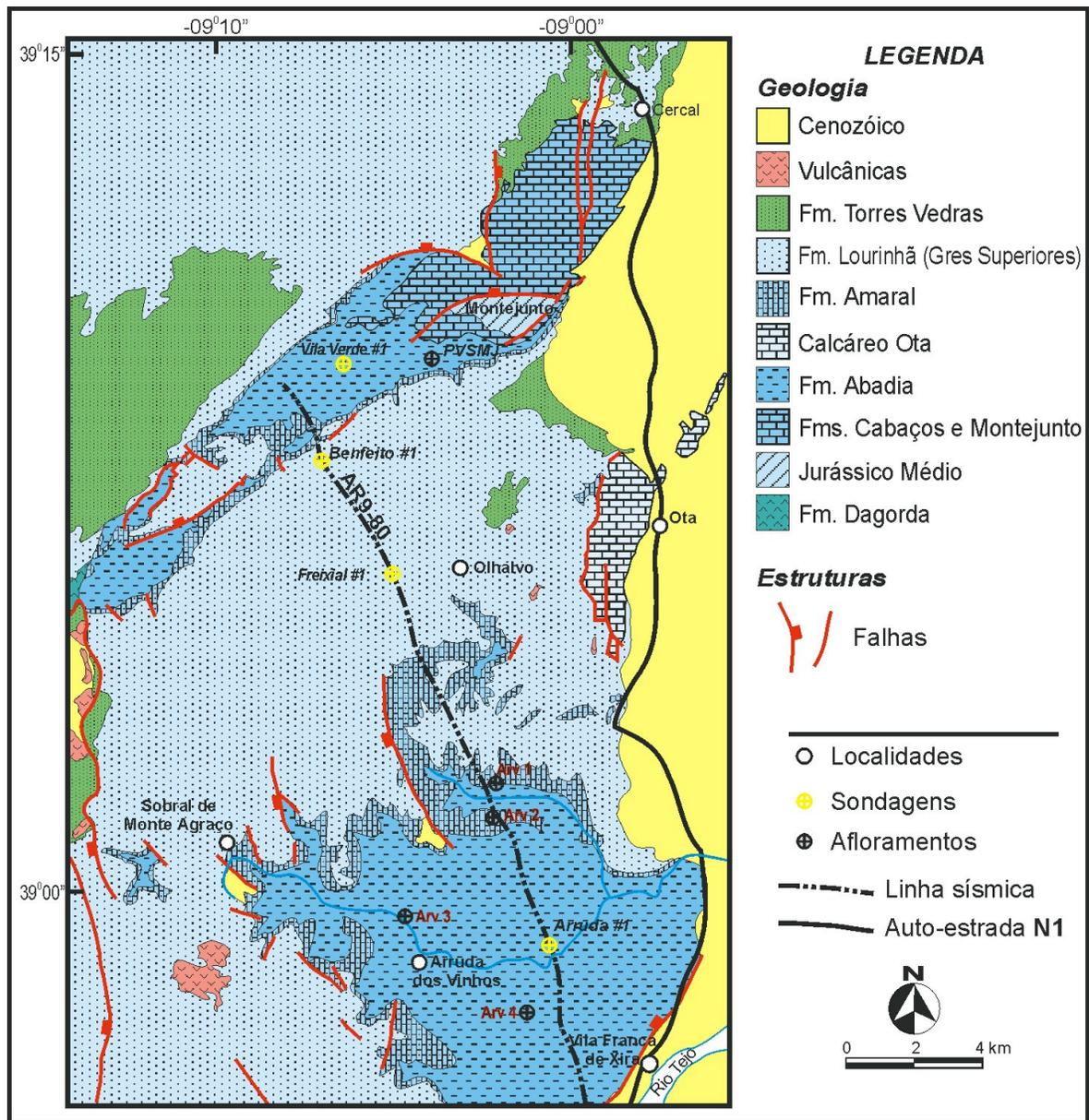
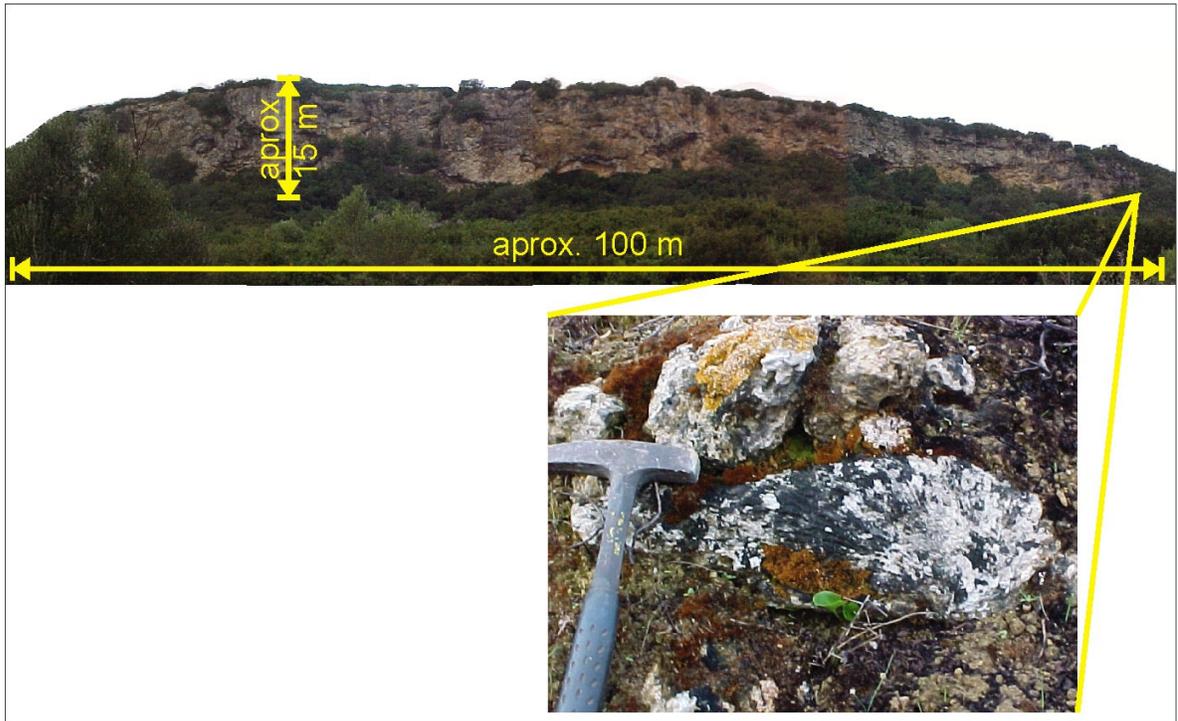
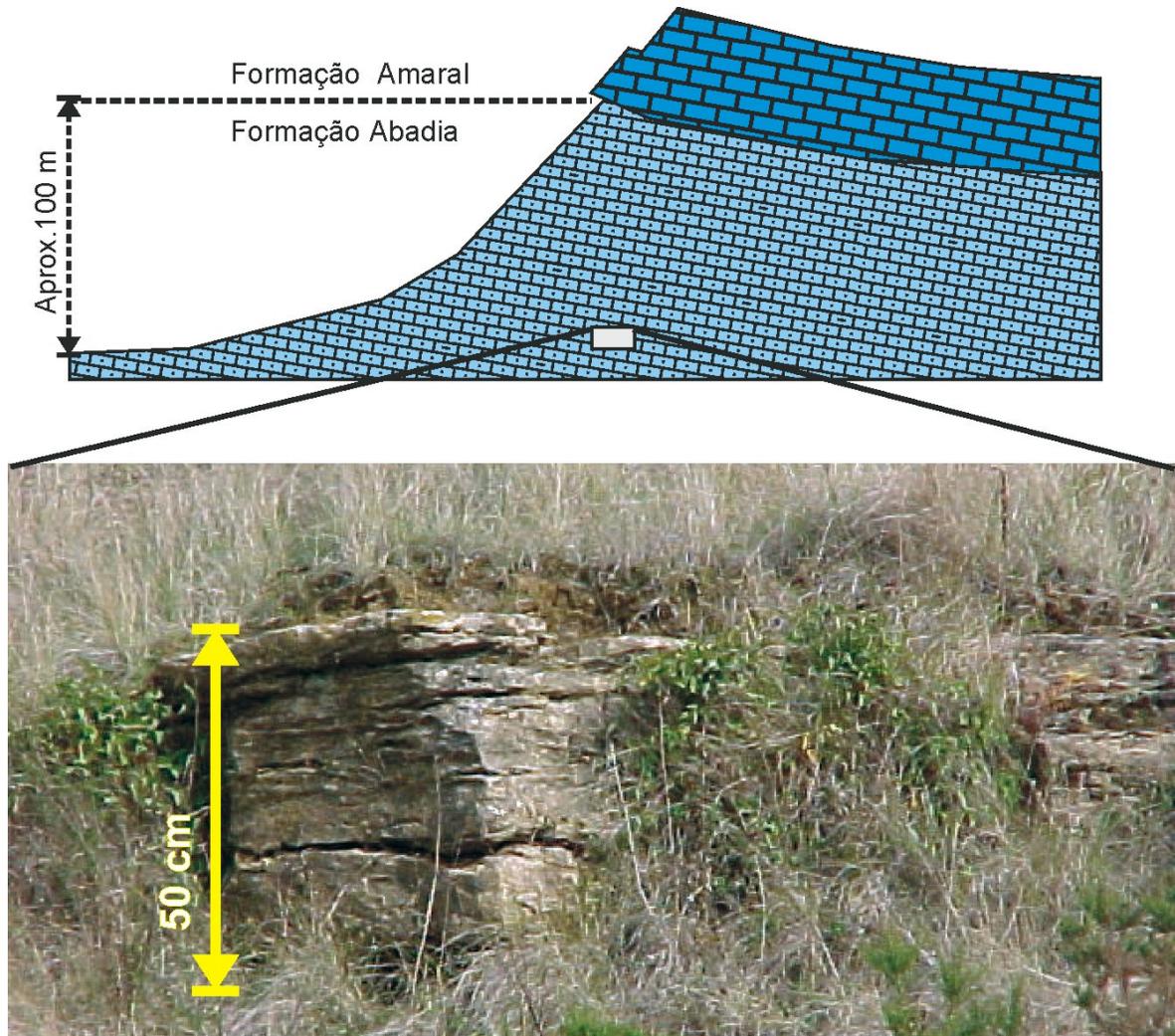


Figura 16: Mapa geológico da Sub-bacia Arruda, com a localização da linha sísmica AR9-80; das sondagens Arruda #1, Freixal #1 e Vila Verde #1 e da região de afloramentos (modif. de Zbyszewski & Torre de Assunção, 1965; Zbyszewski *et al.*, 1966; *in* Leinfelder & Wilson, 1989). Para localização da área na escala de bacia consultar a figura 6 (pág. 33).

Também afloram nesta região os calcários da Formação Amaral. Porém em menor área em comparação as formações Lourinhã e Abadia, sendo sua ocorrência restrita apenas nas zonas limitrofes entre estas formações.



**Figura 17: Afloramento ARV-1. Formação Amaral, fácies corálica. Estratigraficamente próximo do limite superior da Formação Abadia e da borda leste da Sub-bacia Arruda. No detalhe: Bioconstruções de corais. Localização vide figura 16.**



**Figura 18:** Afloramento ARV-2, Formação Abadia, Membro Superior. Sequência híbrida formada por camadas de margas e camadas de arenito terrígeno. Geometrias lenticulares e estratificação cruzada insipiente. Provável paleocorrente para SSE. No croqui está representado um perfil E-W (vista para sul) do limite superior da Formação Abadia. O contato com a Formação Amaral é visível, onde os calcários desta unidade destacam-se na escarpa em relação aos sedimentos Abadia. Localização vide figura 16.

A figura a seguir (Fig. 19) é a legenda correspondente para as figuras 20 e 21:

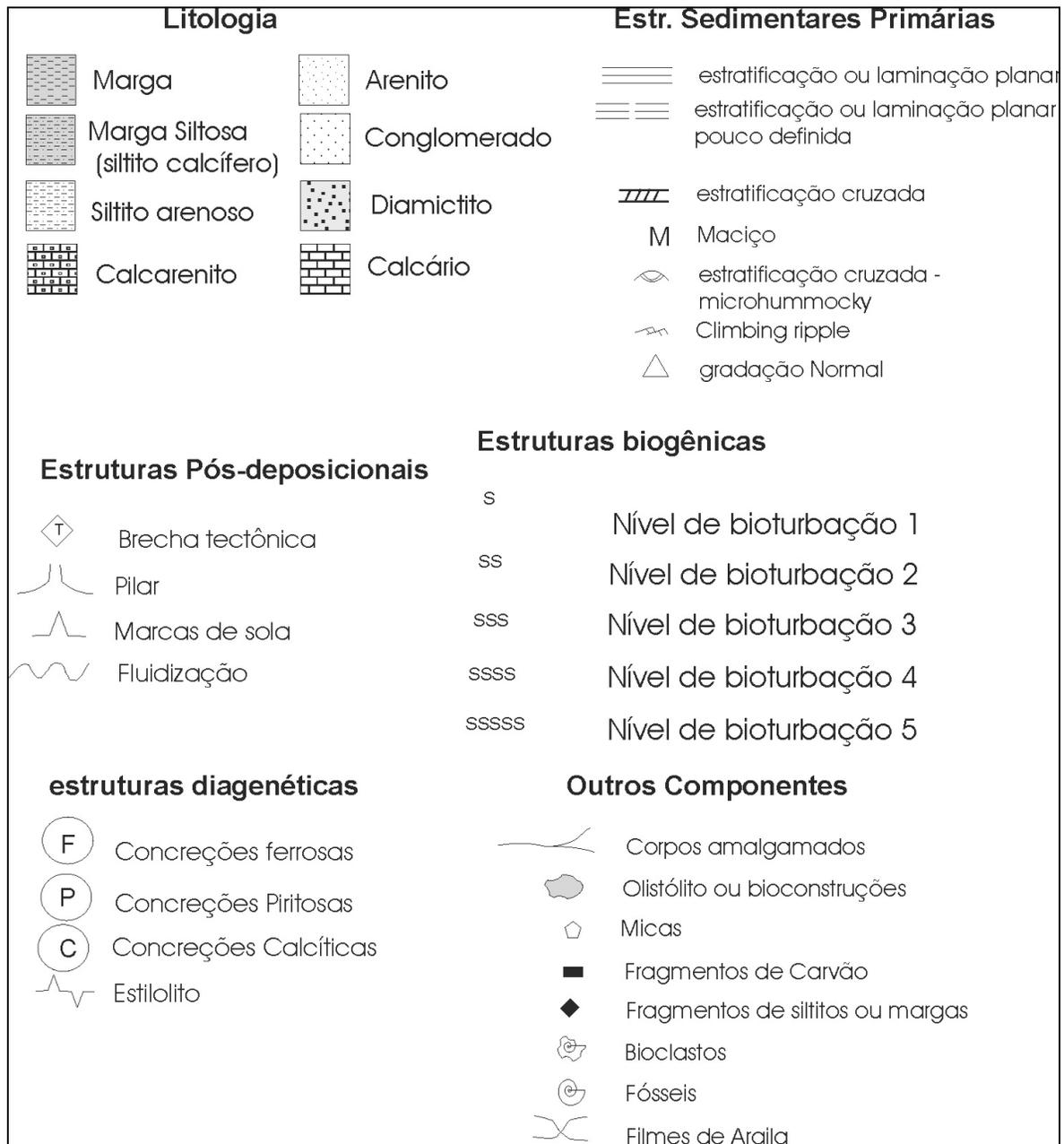
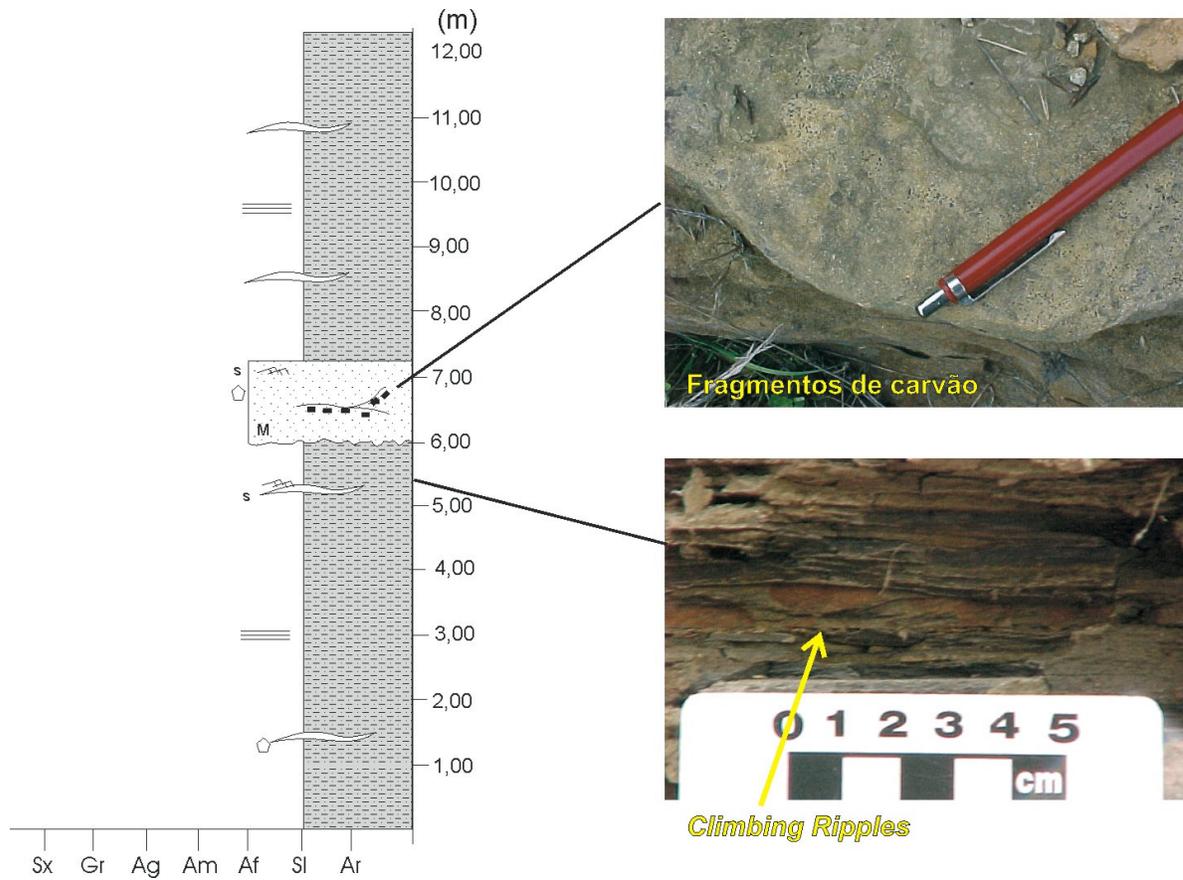


Figura 19: Legenda referente às figuras 20 e 21. A simbologia utilizada é a mesma dos testemunhos (Anexos 1 e 2)



**Figura 20: Afloramento ARV-3. Formação Abadia; provável fácies distal superiores do Membro Cabrito. Sedimentação margosa com lentes de arenito maciço contendo fragmento de carvão (fotografia superior). Paleocorrente medida em pequenas ripples: 120° SE (fotografia inferior). Camadas com espessamento para o topo. Localização vide figura 16.**

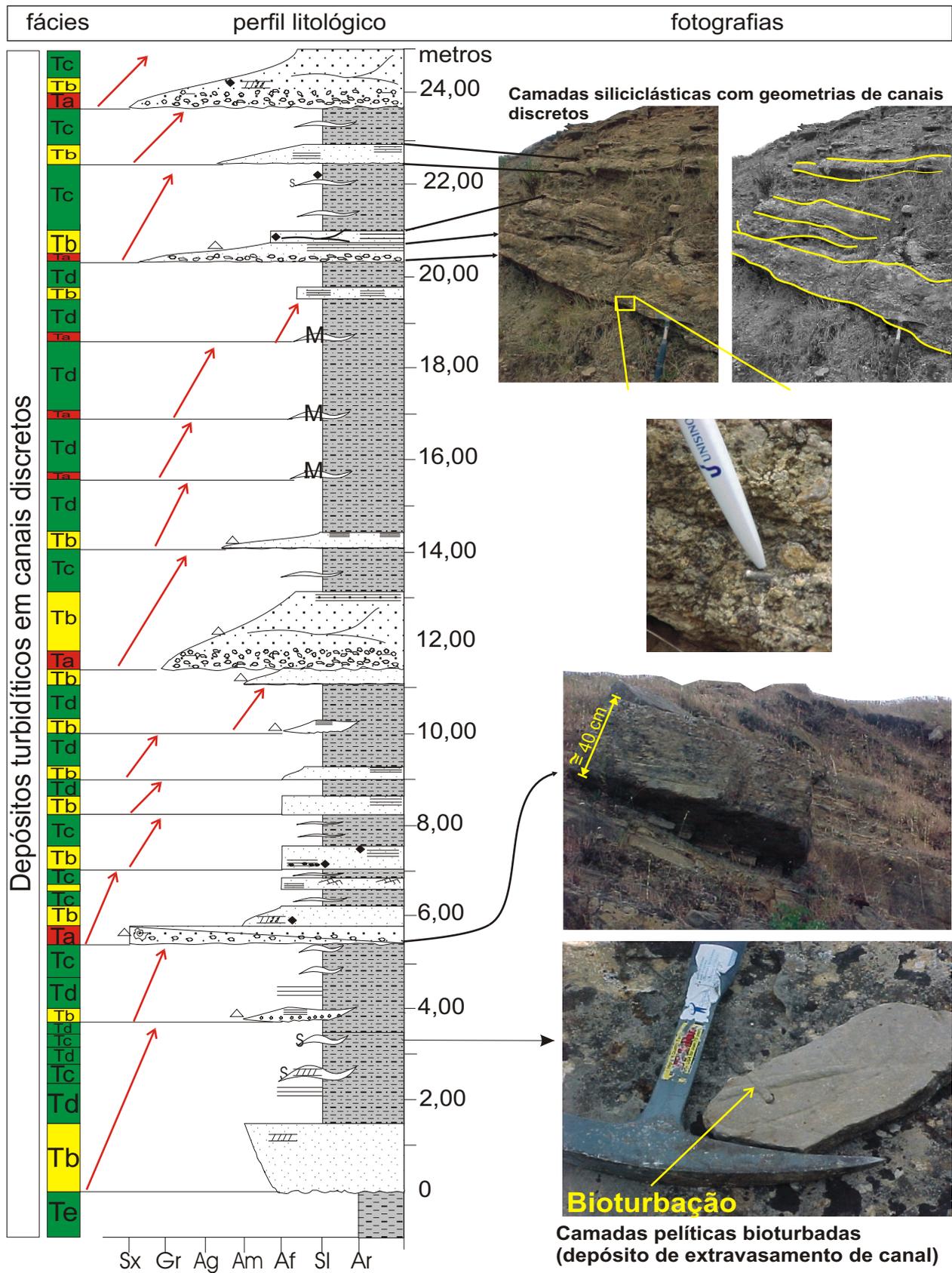


Figura 21: Perfil vertical em afloramento na região de Montejunto com sucessões verticais de fácies formando ciclos *fining upward*, interpretados como depósitos turbidíticos de preenchimento e extravasamento de canais discretos identificados como sendo pertencentes ao Membro Cabrito da Formação Abadia. A classificação utilizada (Bouma, 1962) para as fácies turbidíticas segue a mesma simbologia adotada na interpretação dos testemunhos de sondagem VV #2 e AR #1 (Anexos 1 e 2).

Torres da Silva, L. 2003. A Formação Abadia no contexto evolutivo tectono-sedimentar da Bacia Lusitânica (Portugal) - Considerações sobre o potencial como rocha reservatório de hidrocarbonetos. 2003. Dissertação de Mestrado. Programa de Pós-Graduação em Geociências - UFRGS. Porto Alegre. 2003.

Em direção ao sul da região de Montejuento, os sistemas progradantes da Formação Abadia encontram-se em um contexto mais distal em relação aos situados naquela área (Fig. 13). Ravnås *et al.*, (1997), apresentam um perfil transversal ao eixo principal da bacia (Fig. 22) abrangendo as sub-bacias de Turcifal e Arruda. Na região da sub-bacia de Arruda o Membro Casal da Ramada não foi identificado por estes autores. Por outro lado, identificaram o Membro Castanheira nas partes mais proximais dos depósitos progradantes da Formação Abadia. O Membro Castanheira é formado por rochas siliciclásticas de granulometria grossa, e foi interpretados por Ravnås *et al.*, (1997) como sendo resultado da deposição de um sistema de leques submarinos, com a área fonte localizada a leste da Falha Vila Franca, que delimita a bacia (Fig. 22).

Ravnås *et al.* (1997) discutem esta sucessão sin-rifte, suas relações estratigráficas, geometrias e controles deposicionais e sua interpretação em relação ao significado tectônico-sedimentar. Estas unidades foram interpretadas como resultado do preenchimento longitudinal axial de uma batimetria herdada de um processo de rifteamento (Wilson, 1989 *in* Ravnås *et al.*, (1997) (Membros Casal da Ramada, Tojeira, Cabrito e Margas Abadia; sistemas deposicionais axiais principais) e de sistemas deposicionais siliciclásticos secundários, interdigitando-se trasnversalmente (Membros Castanheira e Praia da Amoreira).

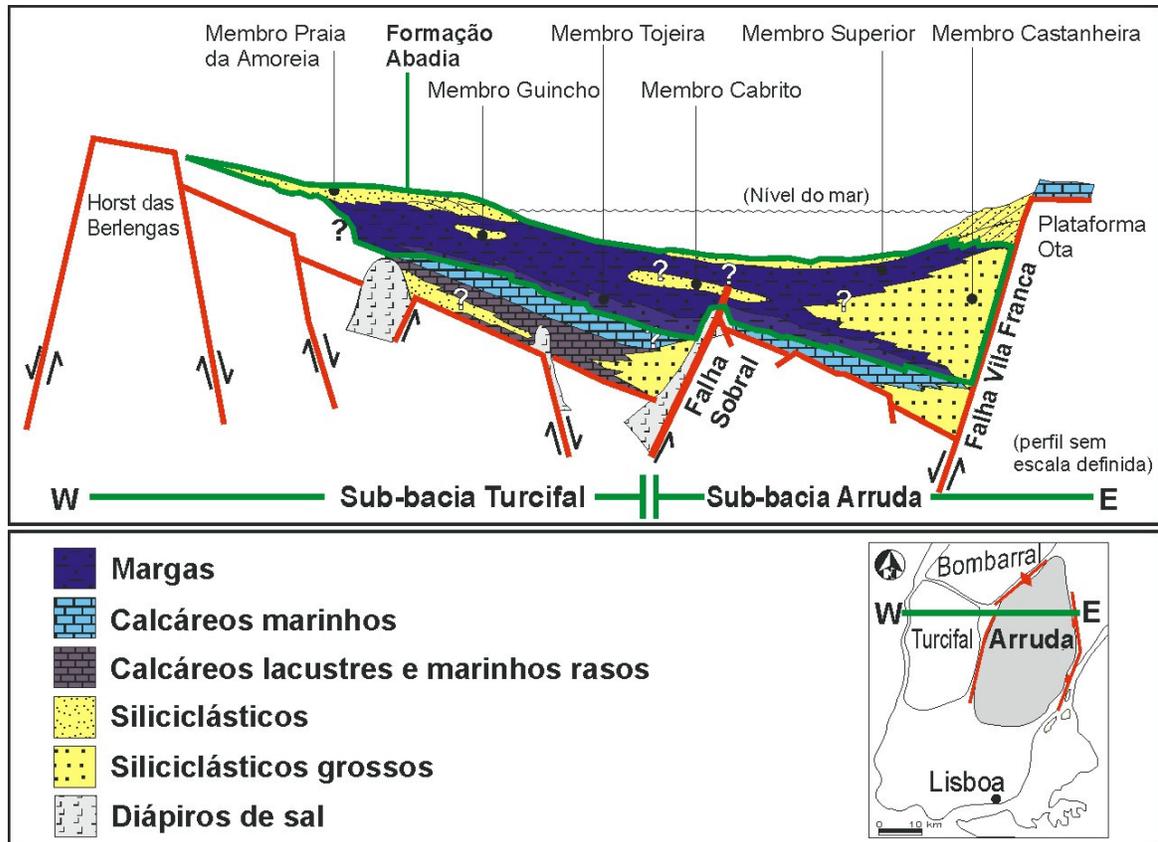


Figura 22: Perfil estratigráfico transversal ao eixo da Bacia. Preenchimento sin-tectônico das sub-bacias de Turcifal e Arruda durante o Oxordiano-Kimeridgiano, evidenciando a geometria da Formação Abadia e os membros Tojeira, Castanheira e Cabrito (modif. Ravnás *et al.*, 1997).

## 6.5. Formação Abadia em Subsuperfície na Sub-bacia Arruda

As discussões aqui apresentadas tem por base os dados obtidos a partir da análise dos testemunhos de sondagens (Vila Verde #2 e Arruda #1), dos perfis de Raios Gama (Benfeito #1 e Freixial #1) e da linha sísmica AR9-80 (Petrogal, 1985) identificados na figura 24.

## 6.5.1. Análise dos Testemunhos de Sondagem Vila Verde #2 e Arruda #1

### Testemunho da Sondagem Vila Verde #2 (Anexo 1)

A Sondagem Vila Verde #2 (VV#2) localiza-se sobre a estrutura Montejunto, no norte da Sub-bacia Arruda (Fig. 16). O perfil litológico relativo ao intervalo testemunhado provavelmente abrange o Kimeridgiano inferior e é constituído pelos depósitos turbidíticos de leques e canais submarinos do Membro Cabrito. Foi aqui interpretado como pertencente à seqüência “D” de Pena dos Reis *et al.*, (2000) e pertencente aos depósitos do trato de sistemas de nível baixo propostos por Leinfelder (1993).

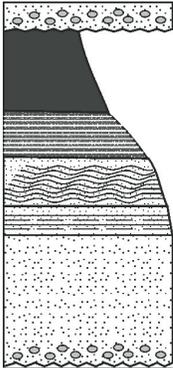
A análise criteriosa dos 472 m testemunhados (intervalo 488 a 16 metros) mostra indícios de falhamentos pós deposicionais no intervalo entre as profundidades de 264 e 136 metros, evidenciados pela intensa fragmentação e por fraturas preenchidas por calcita. É provável que estes falhamentos estejam associados à estrutura Montejunto, durante o episódio de tectônica compressional terciária nos setores central e sul da Bacia Lusitânica (Ribeiro *et al.*, 1990 *in* Rasmussen *et al.*, 1998).

Na seqüência testemunhada são identificadas associações de fácies com gradação normal (ciclos *fining up*), interpretadas como depósitos turbidíticos e foram classificadas segundo a notação de Bouma (1962).

Contudo, a interpretação dos processos em relação à fácies Ta de Bouma (1962) é discutida por Shanmugam (1997). Neste trabalho o autor faz uma revisão crítica sobre a classificação dos turbiditos, levando em consideração a reologia dos fluidos. Com base nesta visão interpreta o intervalo Bouma Ta como sendo associado a fluxos de detritos arenosos. Neste caso para ser considerado como resultante de processos de turbidez seria necessário apresentar gradação. Na figura 23 são apresentados e comparados com Bouma (1962), as classificações de Middleton & Hampton (1973), Lowe (1982) e Shanmugam (1997).

Por conseqüência disto, neste trabalho as fácies identificadas foram também separadas de acordo com o tipo de transporte. Assim a cor vermelha é indicativa de

transporte por corrente de turbidez de alta densidade sem tração e rápida deposição ou fluxo de detritos (Ta); a cor amarela indicativa de transporte por tração por meio de corrente de turbidez (Tb) e a verde indicando transporte por tração e/ou suspensão (Tc, Td) conforme observa-se na figura 23.



	Divisões de Bouma (1962)	Middleton & Hampton (1973)	Lowe (1982)	Shanmugam (1997)
Argilla	Te laminado a homogêneo	Pelágicos e correntes de turbidez de baixa densidade	Pelágicos e hemipelágicos	Pelágicos e hemipelágicos
Silte	Td laminação plano paralela	Correntes de turbidez	Correntes de turbidez de baixa densidade	Retrabalhamento por correntes de fundo
Areia	Tc <i>Ripples, wavy</i> ou laminação convoluta			
Areia	Tb Laminação plano paralela			
Areia grossa	Ta Maciço, com ou sem gradação	Correntes de turbidez de alta densidade	Correntes de turbidez de alta densidade	Fluxo de detritos arenosos ou correntes de turbidez se apresentar gradação

**Processos geradores das fácies de Bouma adotada neste trabalho**

■ Transportado por corrente de turbidez de alta densidade sem tração e com rápida deposição ou por fluxos de detritos.
 ■ Transportado por tração por meio de corrente de turbidez
 ■ Transportado por tração e suspensão

**Figura 23: Seqüência ideal de fácies de Bouma, com as divisões Ta, Tb, Tc, Td e Te e diferentes interpretações dos processos deposicionais. (modif. de Shanmugam 1997).**

Além dos depósitos de correntes de turbidez (e/ou fluxos de detritos) foram identificadas associações de fácies que, embora tenham sido classificadas como sendo o intervalo Td de Bouma (1962) foram interpretadas como sendo depósitos de extravasamento de canais (*overbanks*). A classificação destas como Td (Bouma, 1962) foi feita em relação à granulometria e as estruturas apresentadas. Esta unidade caracteriza-se pela elevada quantidade de intraclastos (incluindo fragmentos de carvão) presentes nos depósitos sílticos com espessuras métricas a decimétricas, e heterolíticos. Secundariamente intervalos de intensa bioturbação e alguns truncamentos erosivos, feições que, segundo Moraes *et al.*, (2000), são indicativas de depósitos de extravasamento de canais (*overbanks*).

De acordo com as associações de fácies indicativas de canais discretos, amalgamados e de lobos apresentadas por Moraes *et al.*, (2000), a sucessão vertical de fácies de depósitos de correntes de turbidez e de extravasamento de canais do perfil Vila Verde #2 sugere que este seja dominado por um complexo de canais amalgamados e discretos, em cuja parte inferior dominam depósitos de canais amalgamados (CA) seguidos por depósitos de preenchimento de canal (PC) e, na parte superior predominem depósitos de extravasamento de canal (EC) (Anexo 1 e Fig. 24).

Dessa forma é possível localizar os depósitos no ambiente de sedimentação em uma região proximal do sistema, que de acordo com Moraes *et al.*, (2000), seria de se esperar a predominância de complexos de canais discretos (Fig. 27).

Devido à dimensão do perfil descrito (472 metros), a escala teve que ser reduzida para apresentação dos resultados obtidos, implicando em perda de detalhamento. Por consequência disto, estão representados intervalos de predominância das feições identificadas, tanto das divisões de Bouma (1962) quanto ao tipo de transporte (Anexo 1).

### **Testemunho da Sondagem Arruda #1(Anexo 2)**

A sondagem Arruda #1 (Anexo 2) localiza-se próximo da borda leste da Sub-bacia Arruda (Fig. 16). Somente foi possível a descrição de intervalos do perfil, localizados em duas profundidades distintas: de 2136 a 2082 metros e de 952 a 654 metros de profundidade perfurada.

No intervalo inferior (2136 a 2082 m) foram reconhecidas as divisões Ta, Tb e Tc de Bouma (1962). Em relação ao tipo de transporte, são propostos dois domínios: na parte inferior onde o transporte é por tração e suspensão, e na parte superior onde predomina o transporte por correntes de turbidez de alta densidade e rápida deposição e/ou fluxo de detritos. O primeiro domínio (parte inferior) foi interpretado como resultado de turbiditos de lobos medianos e o segundo (parte superior) como turbiditos de lobos proximais, localizados no leque superior. Esta sucessão sugere que este intervalo do perfil faça parte de uma sucessão de lobos em leque submarino progradante, equivalente ao Membro Castanheira.

No intervalo entre 952 a 942 metros foi reconhecida uma sucessão de conglomerados (*fining up*), com estratificação cruzada e truncamento erosivo na base de cada ciclo. Esta sucessão sugere que o processo deposicional gerador tenha sido correntes de turbidez de alta densidade, depositando o turbidito em canais na região proximal de leque submarino, próximo do canal alimentador.

Por aproximadamente 54 metros (até aproximadamente 886 metros de profundidade) são encontrados conglomerados de seixos com clastos atingindo até 6,0 cm de diâmetro. É provável que estes tenham sido depositados por correntes de turbidez ou por fluxos de detritos de alta densidade formando uma sucessão de lobos.

No intervalo entre 786 a 782 metros ocorrem sucessões de conglomerados de seixos com clastos do embasamento com até um centímetro. Estes apresentam estratificação cruzada e truncamento erosivo na base, tal qual os depósitos da parte mais inferior do testemunho, indicando também que pode se tratar de turbiditos preenchendo canais distributários em zona de transferência de sedimentos. Os demais intervalos descritos sugerem que nestas partes predominem depósitos dominados por lobos.

Assim, pode-se supor que o modelo deposicional para o perfil Arruda seja um complexo de canais distributários e lobos em uma região de leque submarino superior (proximal) (Fig. 27).

Além disso, esta sucessão de conglomerados pode indicar um aumento das taxas de subsidência nesta região, conforme já sugerido por Leinfelder & Wilson, (1989), Ravnås *et al.*, (1997) e Pena dos Reis *et al.*, (2000).

### **6.5.2. Perfilagem elétrica Raios-Gama – Benfeito #1 e Freixial #1**

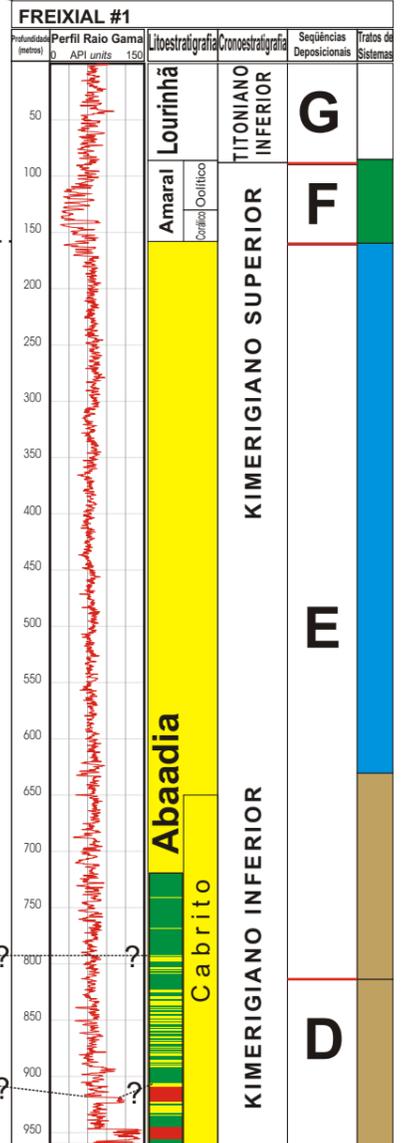
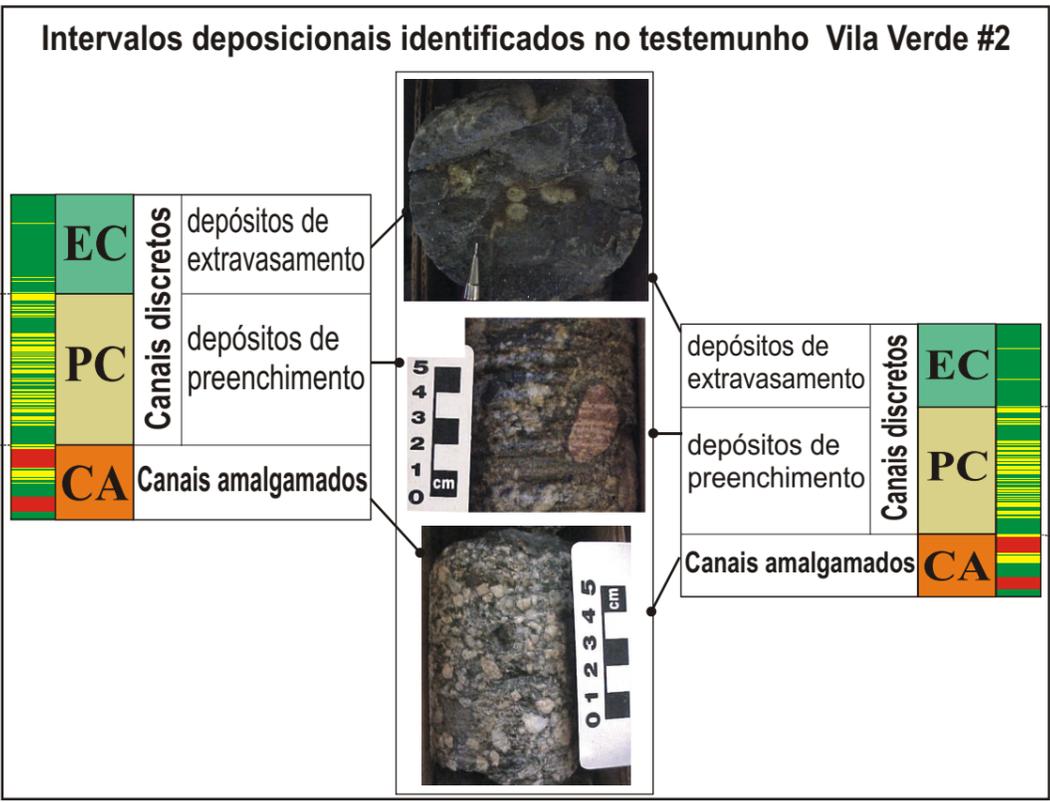
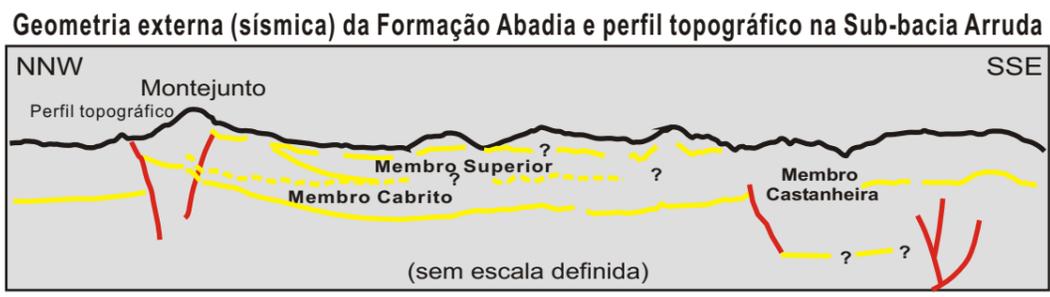
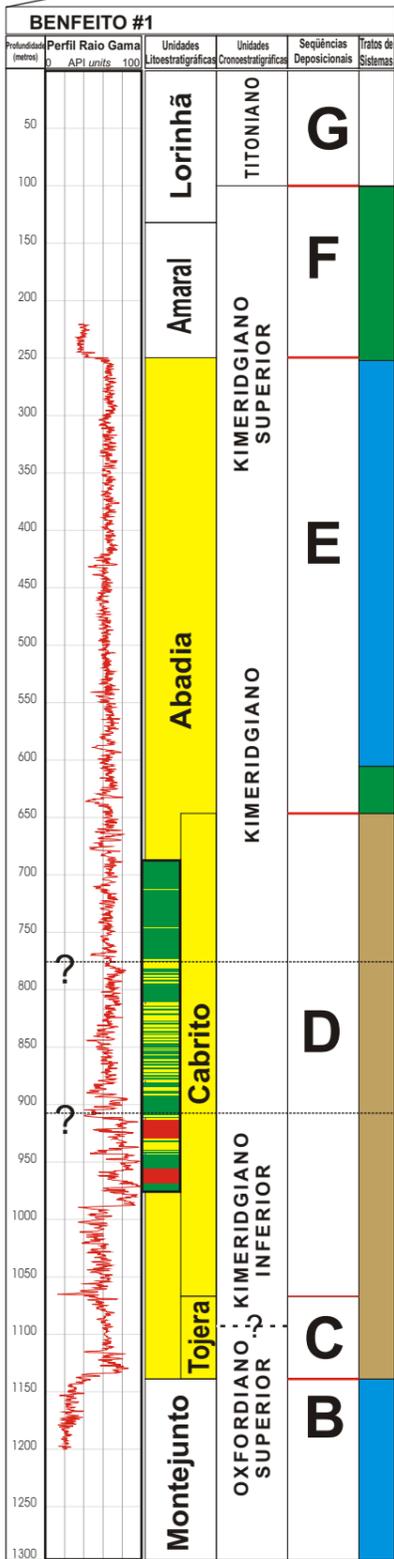
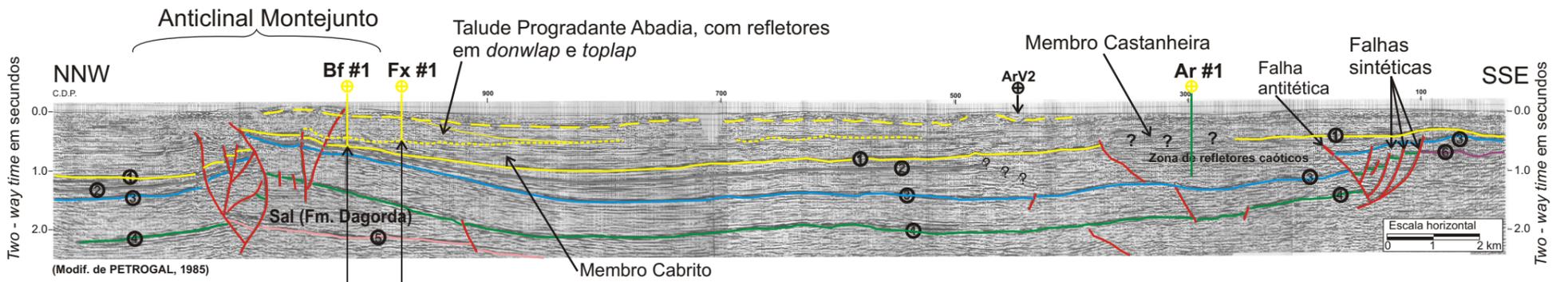
As curvas dos perfis de Raios-Gama (RG), em ambos os casos (Benfeito #1 e Freixial #1 – Fig. 24), apresentam um nítido incremento dos valores quando se inicia a seção considerada como Formação Abadia. Este leve incremento indica a passagem da sedimentação carbonática (Formação Montejunto) para a sedimentação mais silicilástica referente à Formação Abadia (1150 m). Conforme pode ser observado no intervalo entre 900 a 1000 metros de profundidade (Fig. 24), a curva de Raios-Gama apresenta *picos* com valores relativamente mais elevados de RG, reflexo da presença de conglomerados e arenitos grossos associados ao Membro Cabrito.

Outra quebra importante no padrão da curva de Raios-Gama marca o limite superior da Formação Abadia indicando a passagem da sedimentação mais silicilástica das margas Abadia para a sedimentação predominantemente carbonática da Formação Amaral.

Uma correlação (Fig. 24) entre a interpretação referente aos perfis de Raios-Gama dos poços Benfeito #1 e Freixial #1 e o testemunho referente ao poço Vila Verde #2 (Anexo 1) foi proposta. Observa-se que os intervalos CA, PC e EC identificados do testemunho Vila Verde #2 (conglomerados e arenitos grossos) podem ser correlatos com os intervalos de aproximadamente 700 a 1000 m do poço Benfeito #1 bem como com o intervalo de 760 a 725 m do poço Freixial #1 (Membro Cabrito), e dessa forma inseridos na seqüência D de Pena dos Reis *et al.*,2000.

### **6.5.3. Linha Sísmica AR9/80**

A linha sísmica AR9/80 (Fig. 24), secciona a Sub-bacia Arruda no sentido NNW-SSE. A interpretação apresentada nesta figura corresponde a Petrogal (1985), com pequenas modificações e adaptações. A estrutura mais evidente é o Anticlinal Montejunto (a NW) que para Leinfelder & Wilson (1989) tem o seu primeiro registro durante o Oxfordiano e Kimeridgiano Inferior, quando inicia-se a individualização das sub-bacias Arruda e Bombarral. Pode-se associar este anticlinal com o diapirismo do sal proveniente da Formação Dagorda. Destaca-se que a SE da linha sísmica interpretada ocorrem falhas antitéticas e sintéticas que podem ser associadas ao sistema de falhamentos que limita a porção leste da Sub-bacia Arruda, em última análise, limite da Bacia Lusitânica. Algumas considerações podem ser obtidas quanto à geometria externa da Formação Abadia. Ela apresenta uma forma de cunha ondulada, com a espessura total (sísmica) diminuindo em direção ao anticlinal Montejunto (NW). São reconhecidas duas fácies sísmicas internas na Formação Abadia: uma unidade inferior dominada por sedimentos arenosos (possíveis Membros Cabrito e Castanheira) e, um intervalo superior, formado por margas e siltitos progradantes (Membro Superior - Margas Abadia). Na porção SE, a Formação Abadia apresenta uma região de refletores considerados “caóticos”, possivelmente resultado do sistema de leques marinhos do Membro Castanheira (Leinfelder & Wilson, 1989).



--- Topo Fm. Abadia (?)      - - - - - Intra Abadia (modif de Leinfelder & Wilson, 1989)  
 --- ① Topo Oxfordiano      --- ④ Próximo topo Fm. Dagorda (modif. de Petrogal, 1985)  
 --- ② Intra Oxfordiano      --- ⑤ Base sal (?)  
 --- ③ Topo Jurássico Médio      --- ⑥ Embasamento  
 --- Falhamentos

Bf #1 - Poço da sondagem Bemfeito #1      Arv2 - Afloramento Arv2  
 Fx #1 - Poço da sondagem Freixial #1  
 Ar #1 - Poço da sondagem Arruda #1

■ trato de nível baixo  
 ■ trato transgressivo  
 ■ trato de nível alto

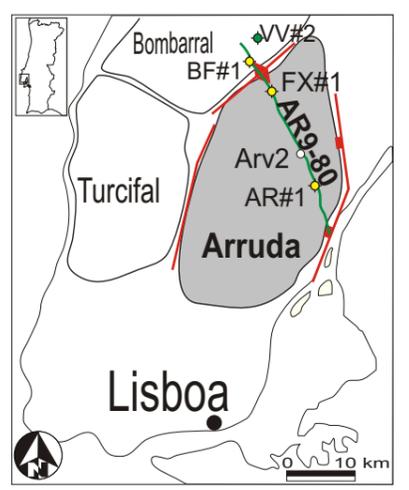
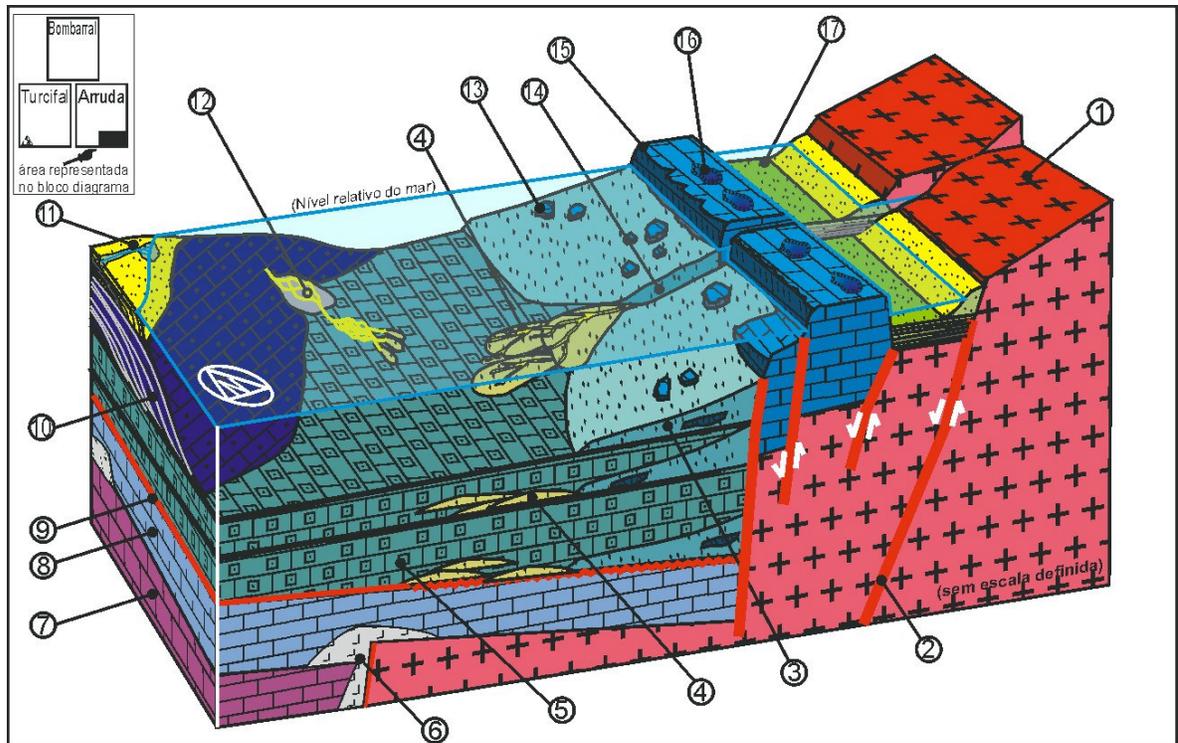


Figura 26: Linha Sísmica AR 9-80 - Perfil NNW-SSE na Sub-bacia Arruda, mostrando a Formação Abadia em Subsuperfície (geometria externa e principais estruturas) com a identificação dos Membros Cabrito, Castanheira e Margas Abadia. Perfis Raios-Gama dos poços das sondagens BF#1, FX#1 com os Membros Tojera, Cabrito e Margas Abadia associados às seqüências (B, C, D, E, F e G) de Pena dos Reis *et al.*, 2000 e tratos de sistemas. Correlação proposta para o intervalo descrito e interpretado (488-16 m) do testemunho de sondagem Vila Verde #2 (modif. de: Petrogal, 1983 - Linha Sísmica, 1985 - AR9-80; BF#1 e FX#1; Rocha *et al.*, 1986; Pena dos Reis *et al.*, 2000).

## 6.6. Modelo Hipotético dos Ambientes Sedimentares Sin-tectônicos da Formação Abadia na Sub-bacia Arruda durante o Kimeridgiano

De acordo com as interpretações dos diferentes ambientes deposicionais propostos para sedimentação mista (carbonática e siliciclástica) e sin-tectônica da Formação Abadia realizadas por Leinfelder (1993), Ravnås *et al.*, (1997) e Pena dos Reis *et al.*, (2000), bem como modelos sedimentares genéricos para estes ambientes deposicionais (Mutti & Ricci Luchi, 1972, 1975; Walker, 1978; Stow *et al.*, 1984) e das observações de afloramentos, testemunhos de sondagens e da linha sísmica, foi proposto um modelo tectono-sedimentar geral e esquemático (Fig. 25). Neste modelo as possíveis relações entre os membros da Formação Abadia podem ser observados bem como a possível coexistência dos diferentes ambientes sedimentares e o cenário da tectônica sin-sedimentar na porção sudeste da Sub-bacia Arruda.

Deve-se levar em consideração que o modelo tectono-sedimentar não está representado em escala, podendo haver pequena discrepância nas dimensões dos depósitos bem como das distâncias entre os elementos geológicos representados. No entanto é possível realizar uma analogia com os depósitos e estruturas ilustradas na figura 25 com aqueles encontrados na Sub-bacia Arruda.



**Analogia hipotética dos elementos representados acima e sua ocorrência na Sub-bacia Arruda.**

- |  |   |
|--|---|
| ① Rochas cristalinas do embasamento Hercíniano;  | ⑩ Membro Superior (Margas Abadia);  |
| ② Zona de Falhas Vila Franca de Xira. Falhas delimitadoras da Sub-bacia Arruda a leste, em última análise o limite da Bacia Lusitânica, gerada a partir de reativação de zonas de fraqueza do embasamento; | ⑪ Leques em delta do Membro Guincho da Formação Abadia;   |
| ③ Depósitos de talus da Formação Abadia;   | ⑫ Membro Cabrito da Formação Abadia. Complexo de canais discretos proximais, composto por depósitos de canais e de extravasamento de canal (overbanks); |
| ④ Sistema de leques relativo ao Membro Castaneira;   | ⑬ Blocos recifais alóctones;  |
| ⑤ Margas e calcários do Membro Tojeira;  | ⑭ Canal alimentador dos leques submarinos Castaneira;   |
| ⑥ Diápiros de sal;   | ⑮ Construções de recifes da plataforma Ota, Recifes Monte Gordo;  |
| ⑦ Calcários euxínicos da Formação Cabaços;   | ⑯ Superfície com Carstificação  |
| ⑧ Calcários marinhos da Formação Montejunto;   | ⑰ Depósitos lagunares e costeiros, incluindo carvões.   |
| ⑨ Discordância (paraconformidade) Oxfordiano superior-Kimeridgiano;  |   |

**Figura 25: Modelo tectono-sedimentar hipotético para a Formação Abadia na área sul da Sub-bacia Arruda. As unidades representadas abrangem desde o pré-Cambriano (embasamento) até os depósitos Mesozóicos do Jurássico Superior, sendo que os ambientes de sedimentação ilustrados remetem ao Kimeridgiano. Com base em observações de afloramentos, testemunhos de sondagens (perfis Vila Verde #2 e Arruda #1), linha sísmica interpretada AR9-80 (GPEP - Petrogal, 1985), Leinfelder (1993) Ravnàs *et al.*, (1997), e de Pena dos Reis *et al.*, (2000).**

## 7. CONSIDERAÇÕES SOBRE O POTENCIAL DA FORMAÇÃO ABADIA COMO ROCHA RESERVATÓRIO DE HIDROCARBONETOS

Para a geração e acumulação de hidrocarbonetos em uma bacia sedimentar são necessários que uma série de fatores geológicos sejam atendidos. Estes fatores vão desde as configurações paleoambientais para existência e preservação da matéria orgânica passando pelas condições específicas de temperatura e pressão as quais este conteúdo orgânico deve ser submetido por um determinado período de tempo.

Uma vez que os hidrocarbonetos tenham sido gerados, ocorre a sua posterior *expulsão* da rocha geradora e conseqüente acumulação na chamada rocha reservatório.

Da mesma forma, para uma rocha ser considerada como um reservatório de hidrocarbonetos, deve possuir algumas propriedades associadas aos processos sedimentares e deposicionais atuantes na formação do depósito sedimentar ou até mesmo de processos pós-deposicionais, como os diagenéticos. Um fator importante do reservatório é sua permo-porosidade, ou seja, valores adequados de porosidade e de permeabilidade. A porosidade e permeabilidade podem ser primárias, isto é, terem sido originadas junto com a rocha, como podem ter se formado posteriormente a sua deposição, sendo considerada secundária ou diagenética neste caso. De acordo com a história diagenética que a rocha for submetida, os valores de permo-porosidade podem aumentar ou diminuir.

A *geometria* do depósito sedimentar (dimensões e a forma) também influi nas condições específicas para este ser considerado como um bom reservatório. Dependendo dos processos sedimentares atuantes serão formados depósitos com geometrias distintas. De uma forma geral, as heterogeneidades internas do depósito também vão influenciar na qualidade do reservatório. Quanto mais homogêneo for o depósito, mais previsível será sua caracterização e extração. Por outro lado,

dependendo do tipo de depósito sedimentar do reservatório, as suas heterogeneidades internas podem agir como barreiras de permo-porosidade, influenciando o processo de preenchimento do reservatório, dessa forma tornando-o mais complexo e difícil de ser compreendido.

Contudo, não basta que todos estes fatores (geração, migração e acumulação) sejam atendidos se não houver a retenção dos hidrocarbonetos na rocha-reservatório. Para isso é necessário que existam condições estruturais e/ou estratigráficas para que se configure uma armadilha (*trap*) e um selante para os hidrocarbonetos.

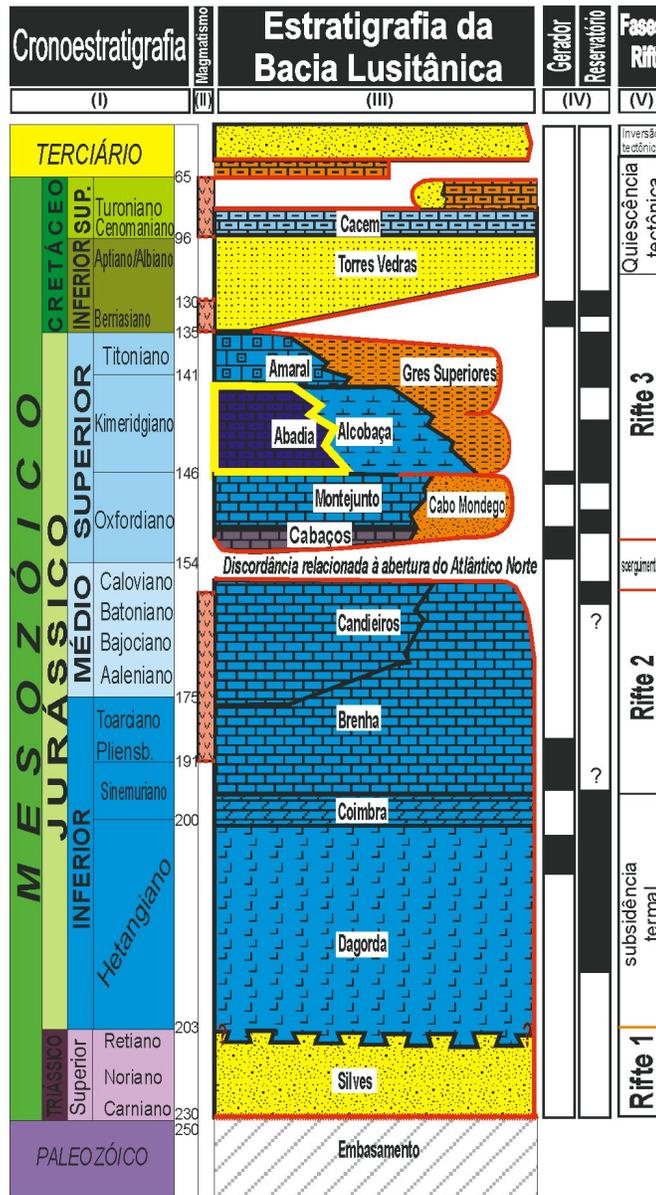
Sendo assim, para que sejam preenchidas todas as exigências para a existência de uma rocha-reservatório de hidrocarbonetos é necessário uma enorme confluência de fatores geológicos na bacia sedimentar em análise.

Assim, para poder avaliar se uma determinada formação geológica tem um bom potencial como rocha-reservatório de hidrocarbonetos devem ser realizadas muitas análises nas rochas desta formação, utilizando-se diferentes ferramentas geológicas, como por exemplo sísmica, perfilagem elétrica, petrografia, análise dos afloramentos, análise estratigráfica, entre outros.

Na Bacia Lusitânica são reconhecidos diferentes intervalos estratigráficos com potencial para ocorrência de rochas geradoras e rochas reservatórios (Fig 26).

Os principais intervalos estratigráficos com potencial para conter rochas geradoras de hidrocarbonetos na Bacia Lusitânica abrangem o Sinemuriano superior-Pliensbachiano (Jurássico Inferior) e o Oxfordiano inferior (Jurássico Superior), referentes às formações Brenha e Cabaços, respectivamente. No que diz respeito às rochas com potencial para serem reservatórios, há cinco intervalos principais onde estas rochas estão inseridas: Hetangiano-Sinemuriano inferior, Caloviano, Kimeridgiano, Titoniano e Berriasiano. As formações equivalentes são Dagorda, Coimbra, Candeeiros, Abadia, Amaral e Torres Vedras (Fig. 26).

Neste trabalho o intervalo de maior interesse (Kimeridgiano – Jurássico Superior) foi analisado de acordo com suas características geológicas, a fim de poder se estabelecer algumas considerações qualitativas preliminares acerca do seu potencial reservatório.



**Figura 26:** Coluna estratigráfica da Bacia Lusitânica com a identificação das principais rochas potenciais geradoras e reservatórios (modif. de: I , III - GPEP, 1986 in Rasmussen *et al.*, 1998; II - Martins, 1991 in Rocha *et al.*, 1996; IV - UTP, 1983 in Pena dos Reis *et al.*, 1993).

Em uma primeira abordagem, a posição estratigráfica da Formação Abadia em relação aos prováveis geradores na Sub-bacia Arruda mostra que esta não seria a unidade mais favorável, tendo em vista que os carbonatos euxínicos da Formação

Cabaços aparentemente não estão em contato direto com as rochas da formação em questão (Figs. 14, 15 e 22). Todavia, esta situação parece tornar-se mais favorável na Sub-bacia Turcifal, a leste da Sub-bacia Arruda, conforme pode ser visto nas figuras 12 (modif. de Pena dos Reis *et al.*, 2000) e 24 (modif. de Ravnås *et al.*, 1997). Outro fator importante em relação a uma possível conexão gerador-reservatório seria a intensa atividade tectônica ao qual foi submetida a área da Sub-bacia Arruda, sin e pós deposição da Formação Abadia. As falhas geradas durante este tectonismo poderiam servir de conduto para a migração de hidrocarbonetos da Formação Cabaços para a Formação Abadia. De acordo com os dados analisados, a área mais favorável para isto ter ocorrido seria a região de Montejunto, a NW da Sub-bacia Arruda, onde as falhas associadas a estrutura Montejunto seccionam todo o Mesozóico, conforme pode ser observado na linha sísmica AR9-80 (Fig. 24). O mesmo pode ter ocorrido na região SE da sub-bacia, onde há falhamentos seccionando o Jurássico Médio. Trata-se de uma suposição, sendo necessárias análises de outros dados daquela região para se chegar a uma conclusão mais confiável. Ainda sobre a posição estratigráfica gerador-reservatório (Formação Cabaços-Formação Abadia) tem-se que na área da Sub-bacia Arruda estes são separados pelos carbonatos da Formação Montejunto. Pode-se supor a possível migração de óleo através desta formação, desde que a mesma apresente valores de porosidade e de permeabilidade adequados, o que pode ser pouco provável tendo em vista o seu caráter pelítico-carbonático. Entretanto, falhamentos podem ser responsáveis pela conexão gerador-reservatório.

Conforme a sinótese estratigráfica apresentada por NPEP - Núcleo de Pesquisa e Exploração de Petróleo (1996) há possibilidade dos depósitos mais basais da Formação Abadia serem rochas geradoras de hidrocarbonetos. Além disso, foi verificada a presença de hidrocarbonetos nas sondagens realizadas nesta região, porém em qualidades subcomerciais. Estas evidências tornam a área em questão favorável para outras ocorrências mais significativas de óleo e gás.

Quanto à geometria externa da Formação Abadia esta apresenta-se com a forma geral de cunha ondulada, com um pequeno decréscimo da espessura sísmica em direção a NW da Sub-bacia Arruda (Fig. 24). Mesmo apresentando duas fácies sísmicas distintas (unidade inferior arenosa e unidade superior margosa), as geometrias internas dos depósitos da Formação Abadia aparentam se manter constantes por

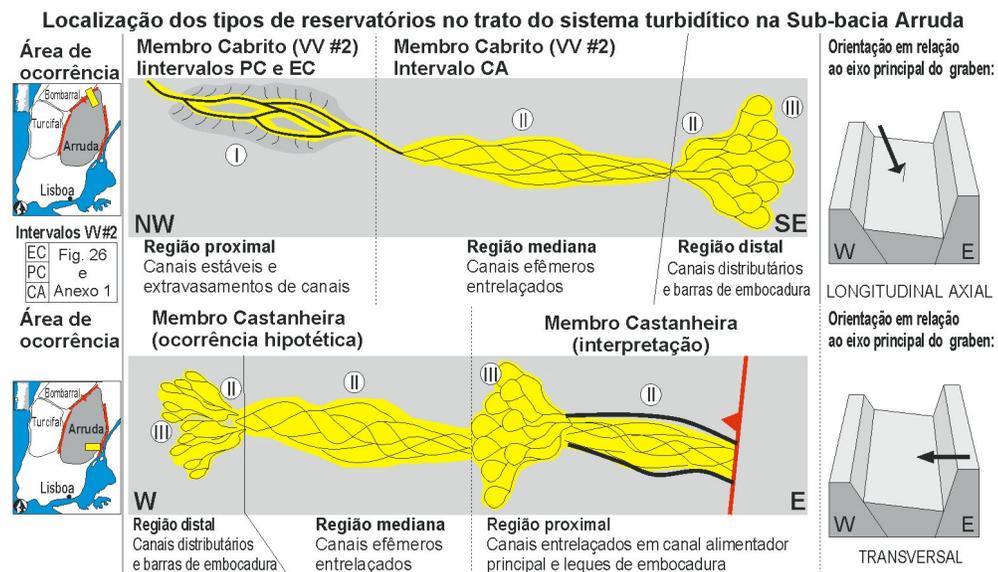
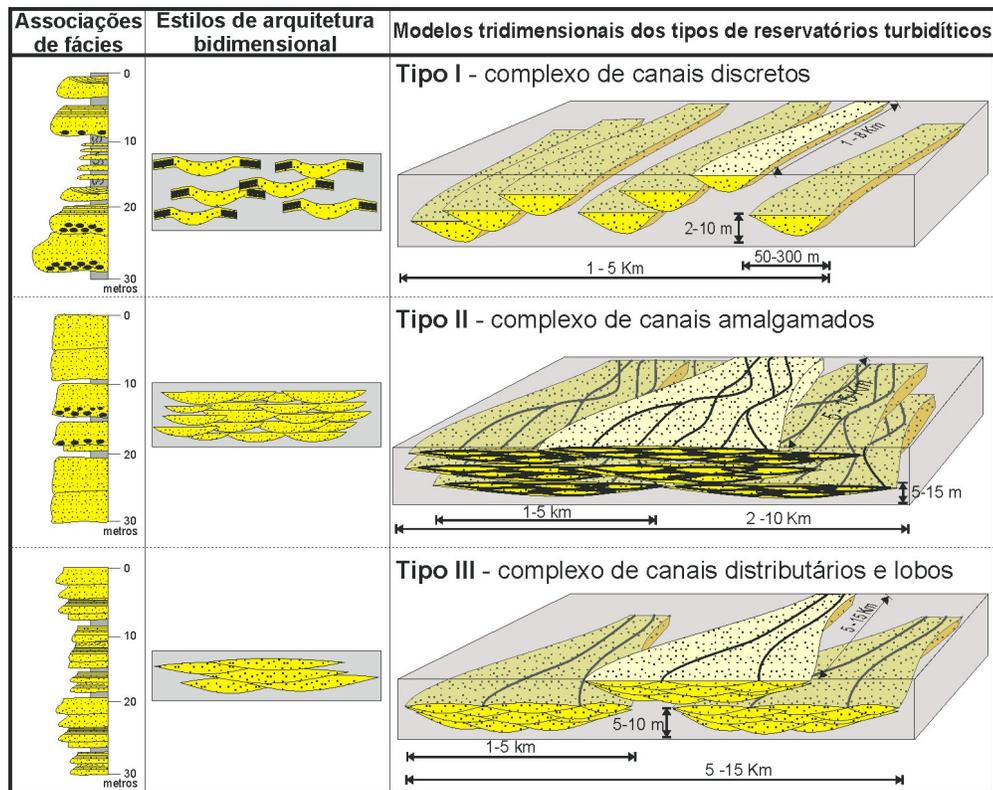
dezenas de quilômetros na direção NW-SE. O mesmo pode-se dizer da zona de refletores sísmicos caóticos atribuídas aos leques do Membro Castanheira (com aproximadamente 5 km na direção NW-SE). Esta uniformidade de espessuras das fácies sísmicas verificadas na linha sísmica AR9-80 podem ser indicativas de que estas são formadas por depósitos com dimensões adequadas para armazenarem volumes significativos de hidrocarbonetos.

Internamente, a Formação Abadia apresenta um nítido incremento dos valores de Raio Gama (RG) no início da sua deposição, contrastando com os valores mais inferiores, referentes à sedimentação carbonática da Formação Montejuento. O mesmo ocorre em relação à passagem da Formação Abadia para a Formação Amaral, onde os valores de RG diminuem novamente. Conforme a correlação das curvas de RG do poço Benfeito #1 e o testemunho do poço Vila Verde #2 este incremento de valores de RG foi interpretado como sendo o resultado da presença de litologias terrígenas correspondentes aos conglomerados e arenitos grossos do Membro Cabrito. Em relação ao tipo de sedimento e da granulometria encontrada, siliciclásticos desta natureza possuem um bom potencial permo-poroso, o que seria considerado positivo para uma rocha reservatório.

A Formação Abadia deve ser analisada individualmente em relação aos seus *depósitos constituintes*, uma vez que cada um apresenta uma arquitetura particular. As observações foram realizadas com base nas interpretações obtidas para os Membros Cabrito e Castanheira, por meio da análise dos testemunhos de sondagens (Vila Verde #2 e Arruda #1), perfis de Raios Gamas (Benfeito #1 e Freixial #1) e na linha sísmica interpretada AR9-80 (Petrogal, 1985), bem como da literatura disponível.

Neste sentido a interpretação proposta para o intervalo correspondente ao Membro Cabrito a partir do testemunho de sondagem Vila Verde #2 como sendo um complexo de canais discretos formado por depósitos de preenchimento de canal (parte inferior) e depósitos de extravasamento de canal (parte superior) localizados em uma região proximal do sistema deposicional turbidítico (Fig. 27), permite inferir algumas observações em relação as geometrias dos possíveis reservatórios. Neste caso, o intervalo com melhores características como rocha-reservatório seria o intervalo inferior. Pois os depósitos de preenchimento de canal apresentam características litológicas

mais interessantes no sentido de ter boas condições de permo-porosidade, visto que estes depósitos são constituídos por areias grossas e conglomerados siliciclásticos.



**Figura 27: Tipos de reservatórios turbidíticos, associações de fácies e estilos arquiteturais característicos com sua localização no trato do sistema turbidítico adaptado ao sistema de alimentação clástica longitudinal e transversal ao half-graben da Sub-bacia Arruda – Bacia Lusitânica. (modif. de Moraes *et al.*, 2000).**

Por se tratarem de canais discretos, separados por depósitos de extravasamento de canais, a conexão vertical destes reservatórios provavelmente não será homogênea, podendo haver intervalos verticais sem a presença dos depósitos de canal (Fig. 27-I). Todavia, é de se esperar que o comprimento dos depósitos apresente dimensões consideráveis, tendo em vista de que os canais podem estender-se por quilômetros.

Outro fator marcante em relação aos sedimentos do Membro Cabrito é a presença de *óleo morto* preenchendo algumas fraturas do testemunho de sondagem Vila Verde #2. Estes indícios, ainda que sejam poucos, indicam que em algum momento o hidrocarboneto teve acesso ao reservatório. Resta saber quando isso ocorreu, em que quantidades e para onde o óleo migrou, ou se este não chegou a ficar aprisionado no reservatório.

Outro possível intervalo de rocha-reservatório da Formação Abadia (na Sub-bacia Arruda) são os depósitos de canais distributários e lobos de leques submarinos (Fig. 27 – III), equivalente ao Membro Castanheira.

A partir do testemunho da sondagem Arruda #1, no intervalo entre 942 a 952 metros de profundidade, foi inferida uma sucessão de lobos na região proximal de leque submarino, próximo do canal alimentador. Estes depósitos são formados por conglomerados de seixos com clastos atingindo até 6,0 cm de diâmetro, podendo apresentar permo-porosidade visual relativamente boa. Em outro intervalo foi especulado a presença de turbiditos preenchendo canais distributários em zona de transferência de sedimentos. Os demais intervalos descritos sugerem que nestas partes predominem depósitos dominados por lobos.

Assim, a partir do modelo deposicional interpretado a partir do perfil Arruda #1, neste caso um complexo de canais distributários e lobos em uma região de leque submarino superior (proximal), bem como das interpretações encontradas na literatura para estes depósitos, pode-se tentar estabelecer algumas características arquiteturais do modelo do reservatório Castanheira.

Conforme já mencionado, a partir da interpretação da linha sísmica AR9-80, espera-se uma boa dimensão lateral destes depósitos, da ordem de 5 km na direção

NNW-SSE. Em relação a sua espessura vertical, no poço Arruda #1 foram identificados mais de 2000 metros de turbiditos mistos siliciclásticos e carbonáticos (CPP, 1956; Leinfelder & Wilson, 1989 *in* Pena dos Reis *et al.*, 2000); rochas com potenciais propriedades permo-porosas, eventualmente de boa qualidade para armazenar hidrocarbonetos. A espessura destes depósitos é resultante das intensas taxas de subsidência as quais a bacia estava submetida durante a deposição dos leques. Em última análise, resultado da sedimentação sin-rifte (sin-tectônica) Abadia. De acordo com o modelo dos tipos de reservatórios turbidíticos formado por complexos de canais distributários e lobos (Moraes *et al.*, 2000) é de se esperar que estes depósitos do Membro Castanheira apresentem uma boa conectividade vertical, sendo mais constantes do que os depósitos de canais discretos do Membro Cabrito.

De acordo com a estratigrafia interna dos membros da Formação Abadia, a posição do Membro Superior (Margas Abadia) sobre os potenciais reservatórios (Membros Castanheira e Cabrito) pode ser considerada como uma situação favorável para um selante. Isto seria de se esperar posto que a sedimentação mais fina das margas e siltes do Membro Superior, especialmente do nível condensado Serra Isabel, teriam uma tendência de apresentar pouca porosidade e permeabilidade primária. Se isto for correto teria-se um *trap* estratigráfico. Da mesma forma, a localização dos leques do Membro Castanheira imediatamente a W da Falha Vila Franca, em contato com as rochas cristalinas do embasamento hercínico configuraria um *trap* estrutural.

Na tabela 2 tem-se um resumo das considerações a respeito dos possíveis intervalos de rochas-reservatório da Formação Abadia na Sub-bacia Arruda. A partir destas observações em caráter qualitativo, pode-se dizer que de uma forma geral que a Formação Abadia apresenta um bom potencial para armazenamento de hidrocarbonetos, especialmente os depósitos dos leques do Membro Castanheira e os depósitos de preenchimento de canal do Membro Cabrito.

**Tabela 2: Análise qualitativa das Características das prováveis rochas-reservatório da Formação Abadia – Membros Cabrito e Castanheira na Sub-bacia Arruda.**

**Tabela 2: Análise qualitativa das Características das prováveis rochas-reservatório da Formação Abadia Membros Cabrito e Castanheira na Sub-bacia Arruda.**

Membros	Litologia	Depósito sedimentar		Extensão dos depósitos		Permo-porosidade <sup>(1)</sup>		Contatos/conexão Gerador   Selante	Siliciclásticos /carbonatos <sup>(2)</sup>	Indícios de hidrocarbonetos <sup>(3)</sup>
		Extravasamento de canal	Canais discretos e amalgamados	Lateral	Vertical	K	∅			
Cabrito	Superior	Siltitos e margas	Extravasamento de canal	Canais discretos	boa	boa	ruim	-	S ≈ C	Sim
	Inferior	Arenitos e conglomerados	Preenchimento de canal	e amalgamados	boa	regular	boa	Possível tectônico	S >>> C	Sim
Castanheira	Superior	Conglomerados	Lobos proximais	Lobos de leques progradantes	boa	ótima	boa	Possível tectônico	S >>> C	Não
	Inferior	Conglomerados	Lobos medianos		boa	ótima	boa		S >>> C	Não

(1) - Estimativa visual relativa de Permeabilidade (K) e Porosidade (∅).

(2) - Estimativa visual relativa da razão siliciclásticos/carbonatos, onde:

S siliciclásticos;

C carbonatos;

>>> muito elevada;

≈ aproximadamente igual.

(3) - Ocorrência de fraturas impregnadas com óleo nos intervalos descritos.

## 8. CONCLUSÕES

A Bacia Lusitânica desenvolveu-se sobre rochas metamórficas e ígneas do embasamento Herciniano. Os ciclos orogênicos Paleozóicos aos quais estas rochas estiveram submetidas geraram significativas estruturas crustais, que posteriormente no Mesozóico foram reativadas por eventos de extensão crustal e rifteamento; configurando os blocos *half-grabens* e *horst-grabens* da Bacia Lusitânica. A individualização destes blocos com taxas de subsidência distintas caracteriza os setores da Bacia Lusitânica, bem como a individualização de sub-bacias com seqüências sedimentares diferenciadas.

No Setor Central da Bacia Lusitânica a etapa de rifteamento do Jurássico Superior-Berriasiano (Cretáceo Inferior) foi responsável pela diferenciação de três sub-bacias: Arruda, Bombarral e Turcifal (*grabens* rômnicos e *half-grabens*). Na Sub-bacia de Bombarral a espessa seqüência de evaporitos Hetangianos (Formação Dagorda) fez com que esta área fosse submetida à atividade de diapirismo, enquanto que na Sub-bacia Arruda, a tectônica exerceu maior influência na estruturação e sedimentação durante o evento rifte do Jurássico Superior.

Isto ocorreu após um evento de soerguimento regional, relacionado com a abertura do Oceano Atlântico Norte, que levou a formação de uma discordância bacinal. Mais duas fases de rifteamento regional antecederam esta última, e são preenchidas por seqüências com estratos sin-rifte a partir do Triássico Superior ao Cretáceo Inferior.

Na Sub-bacia de Arruda, a Formação Abadia (Oxfordiano superior-Kimeridgiano), é um potencial reservatório de hidrocarbonetos. Nesta área apresenta uma estratigrafia interna complexa e é subdividida em Membros: Tojeira, Margas do Casal da Ramada, Cabrito, Membro Superior (Margas Abadia) e Castanheira. Os Membros Guincho e Praia da Amoreira são descritos na Sub-bacia Turcifal.

Os depósitos interdigitados são formados por carbonatos e siliciclásticos, alguns seguindo uma tendência de orientação geral segundo o eixo principal do rifte de norte para sul e outros provenientes dos *horsts* marginais de leste e oeste.

A partir da análise dos afloramentos, testemunhos de sondagem, linha sísmica e perfis raios-gama, pode-se identificar dois tipos de reservatórios nos depósitos encontrados na Sub-bacia Arruda: (a) complexo de canais discretos e (b) canais distributários e lobos.

Localizados na porção NW da Sub-bacia Arruda, os reservatórios em canais discretos são equivalentes aos depósitos de um sistema de preenchimento e extravasamento de canais, reconhecidos como Membro Cabrito. A localização destes depósitos em relação ao sistema deposicional ao qual pertencem (turbidítico) foi interpretada como da região proximal. Os depósitos proximais do sistema estariam no sopé da plataforma distal do Membro Tojeira, permitindo que houvesse espaço suficiente para os depósitos mais distais desenvolverem-se na direção do depocentro (a SE) da Sub-bacia Arruda.

Por sua vez, os reservatórios que equivalem aos depósitos de canais distributários e lobos de leque submarino do Membro Castanheira, ocorrem na borda oriental da Bacia, na sua porção SE. São constituídos por conglomerados e arenitos grossos com grandes blocos carbonáticos alóctones. Sugere-se que estes tenham sido gerados por correntes turbidíticas e fluxos de detritos formando os canais distributários e lobos. A localização destes depósitos no sistema deposicional foi interpretada como sendo proximal. Neste caso, não há ocorrência de depósitos de canais discretos, o que seria esperado de acordo com o modelo deposicional. Isto pode ser explicado considerando-se que durante a deposição sin-tectônica destes depósitos, esta, área esteve submetida às maiores taxas de subsidência da Sub-bacia Arruda, fato que pode ser comprovado pela espessura da seqüência (em torno de 1500 metros) bem como pelo tipo de depósito (fluxos de detritos e turbiditos de alta densidade). Além disso, a ocorrência destes depósitos na borda de um *graben*, junto da Falha Vila Franca, também comprova o seu caráter sin-tectônico.

A atividade tectônica sin-sedimentar exerceu intensa influência sobre a sedimentação carbonática e siliciclástica do Jurássico Superior na Bacia Lusitânica, especialmente durante o Oxfordiano superior ao Kimeridgiano da Sub-bacia Arruda, e foi responsável pelo desenvolvimento da geomorfologia desta região deposicional. É de se esperar que os canais da borda tectônica da bacia apresentem um elevado gradiente, onde correntes de fluxos gravitacionais (turbidíticos e de detritos) com elevada competência de transporte carregariam sedimentos grossos para a bacia. Ao deixarem de ser canalizadas estes fluxos de alta densidade alcançariam uma área restrita profunda, perdendo rapidamente velocidade e por conseqüência a sua competência de transporte, formando então os lobos próximos da região dos canais distributários, na parte proximal do sistema. No lado oposto, a NW da Sub-bacia Arruda, embora ocorresse falhamento, este teria sido menos intenso do que os falhamentos da borda leste, permitindo a progradação para SE das margas alodápicas em uma plataforma carbonática distal (Membro Tojeira), marcando o início da etapa de clímax de rifteamento (etapa II), cujo final ocorrido no Kimeridgiano, seria marcado pela deposição do Membro Cabrito e das Margas Abadia. Na base desta plataforma e no sopé do talude foram identificados intervalos com ciclos *fining-upward* de associações de fácies siliciclásticas e intervalos margosos. Estes foram interpretados como depósitos turbidíticos de complexo de canais discretos do Membro Cabrito.

Posteriormente desenvolveu-se um talude formado por margas progradante (Membro Superior – Margas Abadia) seguindo o eixo principal do *graben*, na direção do depocentro da bacia localizado mais a SE.

A diminuição das taxas de subsidência permitiu que estes sistemas progradassem continuamente para a bacia, até que se interdigitassem com os depósitos marginais de leque submarino do Membro Castanheira, já mais ao sul.

Dessa forma, o registro de atividade tectônica mais intensa na borda leste da Bacia e os tipos de depósitos gerados em regiões com tectônica diferenciada permitem dizer que a tectônica influenciou não só a sedimentação, mas também exerceu fundamental controle no desenvolvimento e diferenciação dos tipos de prováveis reservatórios turbidíticos da Formação Abadia.

Considerando-se a tectônica, a geometria externa e a distribuição estratigráfica, a Formação Abadia possui condições qualitativas para ser uma boa rocha-reservatório de hidrocarbonetos, especialmente os depósitos dos leques do Membro Castanheira e os depósitos de preenchimento de canal do Membro Cabrito. Os indícios de hidrocarbonetos nestas unidades observados em testemunhos de sondagens e em afloramentos confirmam o potencial desta formação.

Sugere-se uma análise quantitativa das unidades desta formação, a fim de se precisar melhor algumas características consideradas importantes do ponto de vista de rocha-reservatório de hidrocarboneto tais como: dados de permo-porosidade, refinamento do conhecimento da geometria externa da formação e dos seus membros, petrografia, perfilagem elétrica, entre outros.

## REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ANDEWEG, B. 2002. Cenozoic tectonic evolution of the Iberian Peninsula, causes and effects of changing stress fields. PhD Thesis. **Vrije Universiteit Amsterdam**. 178 P. Disponível em <<http://www.geo.vu.nl/~andb/iberia/index-en.html>> Acessado em 01/2003.

ATROPS, F. & MARQUES, B. 1986. Mise em évidence de la zone a Platinota (Kmimméridgien Inférieur) dans le Massif du Montejunto (Portugal); Conséquences stratigraphiques et paléontologiques. – **Géobios**. 1986, 19. P: 537-547.

ATROPS, F.; FERRY, S. 1987. **Geol. Alpine Mem.** 1987. 13. P: 179-185.

AURELL, M. & MELENDEZ, A. (1993) Sedimentary evolution and sequence stratigraphy of the Upper Jurassic in the Central Iberian Chain, north-east Spain. **Sequence Stratigraphy and Facies Associations** (Ed. by H. Possamentier, *et al.*), Spec. Publ. Int. Ass. Sediment, **18**, P: 343-368.

AZEREDO, A.C.; WRIGHT V.P. RAMALHO, M.M. The Middle-Late Jurassic forced regression and disconformity in central Portugal: eustatic, tectonic and climatic effects on a carbonate ramp system. **Sedimentology, International Association of Sedimentologists**. 2002. V49. P:1339-1370.

BOND, C.G. 1978. Speculations on real sea level changes and vertical motions of continents at selected times in the Cretaceous and Tertiary periods. **Geology**. 1978, 6. P:247-250.

BOND, C.G. 1979. Evidence for some uplifts of large magnitude in continental platforms. McGetchin, T.R. & Merrill, R.B. Plateau uplift: Model and mechanism. **Tectonophysics**. 1979, 61. P:285-305.

- BOUMA, A. 1962. Sedimentology of Some Flysch Deposits: A Graphic Approach to Facies Interpretation. **Elsevier**. Amsterdam, 1962. P: 168.
- BOSENCE, D.W.J. 1998. Stratigraphic and sedimentological models of rift basins. **Sedimentation and Tectonics in Rift Basins: Red Sea - Gulf of Aden**. Chapman & Hall. London, 1998. Volume 1. Cap. A2. P: 9-26.
- BOURKE, L. & MCGARVA, R. 2003. Finding Yourself In Deep Water (Part I). Task Geoscience, 2003. **Technical Focus PSAnews**. Disponível em <[http://www.pesa.com.au/publications/pesa\\_news/april\\_03/techfoc.htm](http://www.pesa.com.au/publications/pesa_news/april_03/techfoc.htm)>. Acessado em 05/2003.
- BOURKE, L. & MCGARVA, R. 2003. Finding Yourself In Deep Water (Part II). Task Geoscience, 2003. **Technical Focus PSAnews**. Disponível em <[http://www.pesa.com.au/publications/pesa\\_news/june\\_03/tech.htm](http://www.pesa.com.au/publications/pesa_news/june_03/tech.htm)>. Acessado em 05/2003.
- CARIOU, E.; CONTINY, J.; DOMMERGUE, J.; ENAY, R.; GEYSSANT J.R.; MANGOLD, C; THIERRY, J. 1995. **Boletim da Sociedade Geológica da França**. 8, I 5. P: 679-697.
- CHOFFAT, P. 1893. Description de la faune jurassique du Portugal. Classe des Céphalopode. Première série: ammonites du Lusitanien de la contrée de Torres Vedras. **Dir. Trav. Geol. Portugal**. Lisbon, 1893. P: 82.
- CHOFFAT, P. 1901. Notice préliminaire sur la limite entre le Jurassique et le Crétacique - Portugais. **Bul. Soc. Belge Geol. Paléont. Hydrol**. 1901; 15. P: 111-140.
- CURTIS, M.L. 1999. Structural and kinematic evolution of a Miocene to Recent sinistral restraining bend: the Montejunto massif, Portugal. **Journal of Structural Geology**, 1999. Vol. 21. P: 39-53.

- DOTT, R.H.; PROTHERO, D.R. 1994. Evolution of the Earth. **McGraw-Hill**. 5<sup>th</sup> Ed, P: 569.
- ELLIS, P. M.; WILSON, R.C.L. 1987. Tectonic, paleogeographic and eustatic controls on Upper Jurassic carbonate buildup development in the Lusitanian Basin of Portugal. **Bulletin American Association of Petroleum Geologists**. 1987. 71. P: 533.
- ELLIS, P. M.; WILSON, R.C.L.; LINFELDER, R.R. 1990. Controls on Upper Jurassic carbonate buildup development in the Lusitanian Basin, Portugal. **Special Publication International Association of Sedimentologists**, 9. P: 169-202.
- ELLWOOD, P.M. 1987. Sedimentology of the Upper Jurassic Abadia formation and its equivalents, Lusitanian Basin, Portugal. **Unpublished Ph. D. Thesis, Open University**. Milton Keynes, U.K. 3 Volumes.
- ETHERIDGE, M.A.; SYMONDS, P.A.; LISTER, G.S. 1990 Application of the Detachment Model to Reconstruction of Conjugate Passive Margins. **Extensional Tectonics and Stratigraphy of the North Atlantic Margins**. Ed. Tankard A.J.; Balkwill, H. R. **AAPG Memoir 46**. 1990. Cap. 3. P: 23-40.
- EURAFREP PORTUGUESA PETRÓLEOS, S.A.R.L. 1988. **Rapport sur la formation d'Abadia (Kimmeridgien p.p.) au sud de Torres Vedras**. 1988.
- FICHTER, L.S. 2002. Rifting Models And the Geologic History of Virginia. **The Geologic Evolution of Virginia and the Mid-Atlantic Region**. University of Georgia's Department of Geology. Disponível em <<http://csmres.jmu.edu/geollab/vageol/vahist/riftmodel.html>> Acessado em 5/2002.
- GABAGLIA, G.P.R.; MILANI, E.J. 1990. Origem e Evolução de Bacias Sedimentares. **PETROBRAS**. Rio de Janeiro, 1990. P:415.

- GABILLY, J.; CARIOU, E.; HANTZPERGUE, P.; 1985. Les grandes discontinuités stratigraphiques au Jurassique: témoins d'événements eustatiques, biologiques et sédimentaires. **Bull. Soc. Géol. France**. 1985, 8, 1 P: 391-401.
- GIBBS, A.D.; 1990. Structural Styles in Basin Formation. **Extensional Tectonics and Stratigraphy of the North Atlantic Margins**. Ed. Tankard A.J.; Balkwill, H. R. **AAPG Memoir 46**. 1990. Cap. 6. P: 81-93.
- GUÉRY, F.; MONTENAT, C.; VACHARD, D. 1986. Évolution tectonosédimentaire du bassin Portugais au Mésozoïque suivant la transversale de Peniche (Éstrémadure). **Cent. Rech. Explor.-Prod. Elf-Aquitaine**. 1986. P: 83-94.
- GYGY, R.A. 1986. Mineralostratigraphy, lithostratigraphy and biostratigraphy combined in correlation of the Oxfordian (late Jurassic) formations of the Swiss Jura range. **Ecoglae Geol. Helv.** 79 (2). P: 385-454.
- G.P.E.P. - Gabinete para a Pesquisa e Exploração de Petróleo). 1986. **Petroleum Potential of Portugal**. Lisboa, 1986. P:62.
- G.P.E.P. - Gabinete Para a Pesquisa e Exploração de Petróleo. 1985. Mapa Estrutural Simplificado, 1:1.000.000. **Petroleum Potential of Portugal**. Portugal. G.P.E.P. 1985. Anexo XI.
- HAMBLIN, W.K. CHRISTIANSEN, E.H. 1998. Earth's Dynamic Systems. **Prentice Hall**. Ed. 8<sup>a</sup>. P: 740.
- HAQ, B.U. & EYSING, V. 1989. Global Stratigraphic Chart. **INTERNATIONAL UNION OF GEOLOGICAL SCIENCE (IUGS)**. Elsevier Science. Quarta edição revista e ampliada - Prancha. Amsterdam, 1989.
- HAQ, B.U.; HARDENBOL, J.; VAIL, P.R. 1987. Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic. **Science**. 1987, V235. P: 1156-1166.

- HAQ, B.U.; HARDENBOL, J.; VAIL, P.R. 1988. Mesozoic and Cenozoic chronostratigraphy and cycles of sea-level change. **Sea-level changes – An integrated approach. Soc. Econ. Paleo. Min. Sp. Pub.** 1988, V42. P:39-44.
- HILL, G. 1989. Distal alluvial fan sediments from the Upper Jurassic of Portugal: controls on their cyclicity and channel formation. **Journal Geologic Society London.** 1989. 146. P: 539-555.
- HOUTEN, F.B. van; BROWN R.H. 1977. Latest Palaeozoic-Early Mesozoic palaeogeography, northwestern Africa. **J. Geol.** 1977, 85. P: 143-156.
- JACQUES REY. 1992. Les unités lithostratigraphiques du Crétacé inférieur de la région de Lisbonne. **Comum. Serv. Geol. Portugal.** t. 78, fasc. 2. P: 103-124.
- JORDAN, C.F. JR.; WILSON, J.L. 1994. Carbonate Reservoir Rocks. The Petroleum System - From Source to Trap. Ed.: Magoon, L.B.; W. G. Dow. **AAPG, Memoir 60,** 1994. Capítulo 7. P: 141-158.
- KLEMME, H.D. 1980. Petroleum Basins – classification and characteristics. **Journal of Petroleum Geology.** 1980. Vol: 3(2). P:187-207.
- KULBERG, J.C.; OLÓRIZ, F.; MARQUES, B.; CAETANO, P.S.; ROCHA, R.B. 2001. Flat-pebble conglomerates: a local marker for Early Jurassic seismicity related to syn-rift tectonics in the Sesimbra area (Lusitanian Basin, Portugal). **Sedimentary Geology. Elsevier.** 2001, 139. P: 49-70.
- KRISTOFFERSEN, L. 1977. Late Cretaceous seafloor spreading and the early opening of the North Atlantic **N.D.F. Mesozoic Northern North Sea Symp.** Oslo, 17-18 october 1977. Norw. Petrol. Soc. Public. MNNSS/5. P:1-25.
- LEINFELDER, R. R.; WILSON, R. C. L; KEYNES, M. 1989. Seismic and sedimentologic features of Oxfordian-Kimmeridgian syn-rift sediments on the eastern margin of the

Lusitania Basin. **Geologische Rundschau, International Journal of Earth Sciences**. Stuttgart, 1989. Vol.: 78. P: 81-104.

LEINFELDER, R. R. 1987. Multifactorial control of sedimentation patterns in an ocean marginal basin: the Lusitanian Basin (Portugal) during the Kimmeridgian and Tithonian. **Geol. Rdsch.** Estugarda, 1987. V. 76, 2. P: 599-631.

LEINFELDER, R. R. 1993. A sequence stratigraphic approach to the Upper Jurassic mixed carbonate-siliciclastic succession of the central Lusitanian Basin, Portugal. **Profil.** 1993. V5. P:119-140.

MCCLAY, K.R. 1990. Physical Models of Structural Styles During Extension. **Extensional Tectonics and Stratigraphy of the North Atlantic Margins**. Ed. Tankard A.J.; Balkwill, H. R. **AAPG Memoir 46**. 1990. Cap. 7. P: 95-110.

MASSON, D.G. & MILES, P.R. (1984). Mesozoic seafloor spreading between Iberia, Europe and North America. **Marine Geology**. 1984.V. 56. P: 279-287.

MANSPEIZER W.; PUFFER J.H.; COSMINIER H.L. 1978. Separation of Morocco and eastern North America: A Triassic-Liassic stratigraphic record. **Geol. Soc. Am. Bull.** 1978, 89. P: 901-920.

MAUFFRET, A.; MOUGENOT, D.; MILES, P.R.; MALOD, J. 1988. An abandoned spreading centre in Tagus Abyssal plain (west of Portugal): results of a multichannel seismic survey. **Joint Annual meeting of Canadá and Canadian Society Petroleum Geologists**. 1988. V.13. P:180.

MIALL, A.D. 1985. Architectural-Element Analysis: A New Method of Facies Analysis Applied to Fluvial Deposits. **Earth-Science Reviews**, 1985. Vol: 22 P: 261-308.

MIALL, A.D. 1999. Principles of Sedimentary Basin Analysis. **Springer-Verlag**. New York, 1999. P:616.

- MIALL, A.D. 2002. An Introduction to rift basins and their sediments. **Sedimentary Geology**, 2001. Vol: 147. P: 3-8.
- MILANI, E.J.; RAJA GABAGLIA, G.P. 1990. GLOSSÁRIO (Termos utilizados no estudo da tectônica de bacias sedimentares). Origem e Evolução de Bacias Sedimentares. **PETROBRAS**. Rio de Janeiro, 1990. P: 401-410.
- MILES, N.H.; UNDERWOOD, J.; VAROL, O. 1990. The biostratigraphy of twenty outcrop samples from the Lusitanian Basin, Portugal. **Petroleo Portugal S.A Report n: 4156/lb**. 1990.
- MINTZ, L.W. ano?. Historical Geology - The Science of a Dynamic Earth. Label: Geo 551.7 / M667H (Paleomapas do Mesozóico).
- MONTENAT, C.; GUERRY, F. JAMET, M. & BERTHOU, P. Y. 1989. Mesozoic evolution of the Lusitanian Basin: comparison with the adjacent margin. **Proc. ODP, Initial Reports**. 1989. Leg 103.
- MORAES, M.A.S., M.R. BECKER, M.C. MONTEIRO. 2000. Using Outcrop Analogs To Improve 3D Heterogeneity Modeling Of Brazilian Sand-Rich Turbidite Reservoirs. **Petrobras Research Center (CENPES)**, Rio de Janeiro, Brazil, 2000.
- MORAES, M.A.S., 2002. Curso Arquitetura de Sistemas Turbidíticos Análogos. PETROBRAS/CENPES. **Universidade Federal do Rio Grande do Sul – Programa de Pós Graduação em Geociências, área de Estratigrafia**. Porto Alegre, 2002.
- NATIONAL GEOGRAPHIC MAPS. 2002. Mapa da Europa Ocidental e de Portugal. **National Geographic**. Disponível em <http://www.nationalgeographic.com/maps/index.html>> Acessado em 3/2002.

OLIVEIRA, J.T. 1982. The Devonian-Carboniferous stratigraphy and geodynamics of southern Portugal: Some comments. **N. Jb. Geol. Paleont.** 1982, 163(2). P:276-284.

OLIVET, J.L.; BONNIN, J.; BEUZART, P.; AUZENDE, J.M. 1984. Cinématique de l'Atlantique Nord et Central. **Pub. Cent. Nat. Expl. Oceans. Rap. Sci: Tech.** 1984, 54. P:108.

PENA DOS REIS, R.P.B.; TRINCÃO, P.R.P.; PROENÇA & CUNHA, P.M.R. & DINIS; J.M.L. 1993. Estudos Bioestratigráfico e Aloestratigráfico do Jurássico Superior da Bacia Lusitânica. **Basin Analysis Group (B.A.G.) – Relatório Preliminar.** Coimbra, 1993.

PENA DOS REIS, R.P.B.; DINIS, J. L.; CUNHA, P. P.; TRINCÃO, P. 1996. Upper Jurassic Sedimentary Infill and Tectonics of the Lusitanian Basin (Western Portugal). **GeoResearch Forum. Advances in Jurassic Research. Transtec. Publications.** Switzerland, 1996. Vol: 1-2. P: 377-386.

PENA DOS REIS, R.P.B. & CORROCHANO, A. 1998. Arquitectura deposicional controlada pela etapa paroxismal do rifting no Jurássico Superior da Bacia Lusitânica (Portugal). Caso da região a SO de Montejuento. Excursão "Mesozoico da Bacia Lusitânica", **V Congr. Nac. Geologia, IGM – Instituto Geológico e Mineiro.** Lisboa (Portugal), 1998. P: 15-20.

PENA DOS REIS, R.P.B.; CUNHA, P. P.; DINIS, J. L.; TRINCÃO, P. 2000. Geologic Evolution of the Lusitanian Basin (Portugal) during the Late Jurassic. **GeoResearch Forum. Trans Tech Publications.** Switzerland, 2000. Vol: 6. P: 345-356.

PENA DOS REIS, R.P.B; PROENÇA DA CUNHA, P.M.R.; DINIS, J.M.L.; TRINCÃO, P.R.P. 2000. Geologic evolution of the Lusitanian Basin (Portugal) during the Late Jurassic. **GeoResearch Forum**, 2000, 6. P: 345-356.

PICKERING, K.T.; HISCOTT, R.N. & HEIN, F.J. 1989. Deep Marine Environments. Clastic Sedimentation and Tectonics. **Unwin Hyman.** London, 1989. P:416.

- PITMAN, W.C.III. 1978. Relationship between eustasy and stratigraphic sequences on passive margins. **Geol. Soc. Am. Bull.** 1978, 89. P: 1389-1403.
- PROTHERO, D.R. 1990. Interpreting the Stratigraphic Record. **FreeMan W.H. & Company N.W.** P:410.
- PURSER, B.H.; BOSENCE, D.W.J. 1998. Sedimentation and Tectonics in Rift Basins: Red Sea - Gulf of Aden. **Chapman & Hall.** London, 1998. Volume 1.
- RAMALHO, M. 1971. Contribution à l'étude micropaléontologique et stratigraphique du Jurassique Supérieur et du Crétacé Inférieur des environs de Lisbonne (Portugal). **Serv. Geol. Port.** Lisboa, 1971. 19, P:212.
- RASMUSSEN, E.S.; LOMHOLT, S.; ANDERSEN, C.; VEJBÆK, O.V. 1998. Aspects of the structural evolution of the Lusitanian Basin in Portugal and the shelf and slope area offshore Portugal. **Tectonophysics**, 1998. Volume 300. P: 199-225.
- RAVNÅS, R.; WINDELSTAD, J.; MELLERE, D.; NØTTVEDT, A.; SJØBLUM, T.S.; STEEL, R. J.; WILSON, R. C. L. 1997. A marine Late Jurassic syn-rift succession in the Lusitanian Basin, western Portugal - tectonic significance of stratigraphic signature. **Sedimentary Geology**, 1997. Vol: 114. P: 237-266.
- READING, H.G. 1978. Sedimentary Environments and Facies. **Blackell Scientific**, Oxford. 1978. P:557.
- READING, H.G.; RICHARDS, M. 1994. Turbidite Systems in Deep-Water Basin Margins Classified by Grain Size and Feeder System. **AAPG Bulletin**. 1994, V.78, No. 5. P: 792-822.
- REINHOLD, R.; LEINFELDER, M. 1987. Multifactorial control of sedimentation patterns in ocean marginal basin: the Lusitanian Basin (Portugal) during the Kimmeridgian and Tithonian. **Geologische Rundschau, International Journal of Earth Sciences**. Stuttgart, 1987. Vol: 76. P: 599-631.

- RIBEIRO, A.; ANTUNES, M.T.; FERREIRA, M.P.; ROCHA, R.B.; SOARES, A.F.; ZBYSZEWSKI, G.; MOITINHO DE ALMEIDA, F.; D. DE CARVALHO; MONTEIRO, J.H. (1979). Introduction à la géologie générale du Portugal. **Serv. Geol. Portugal**. Lisboa, 1979. P: 114.
- ROCHA, R.B.; MARQUES, B.L.; KULLBERG, J.C.; CAETANO, P.S.; LOPES, C.; SOARES, A.F.; DUARTE, L.V.; MARQUES, J.F.; GOMES, C.R.; *et all.* 1996. The 1st and 2nd rifting phases of the Lusitanian Basin: stratigraphy, sequence analysis and sedimentary evolution. **Project MILUPOBAS (unpubl. Report). Commission for the European Communities. Faculdade de Ciências e Tecnologia, Universidade Nova de Lisboa**. Lisboa, 1996, 4V 1996.
- SHANMUGAM, G. 1996. Perception vs. reality in deep-water exploration. **World Oil**. 1996, 217. P:37-41.
- SHANMUGAM, G. 1997. The Bouma Sequence and the turbidite mind set. **Earth-Science Reviews. Elsevier**. 1997, V42. P: 201-229.
- SILVA, E. A.; MIRANDA, J.M.; LUIS, J.F. ; GALDEANO, A. 2000. Correlation between the Palaeozoic structures from West Iberian and Grand Banks margins using inversion of magnetic anomalies. **Tectonophysics**, 2000. Vol: 321. P: 57–71.
- SRIVASTAVA, S.P. 1978. Evolution of the Labrador Sea and its bearing of the early evolution of the North Atlantic. **Geophys. J.R. Astr. Soc.** 1978, 52. P:313-357.
- STANLEY, S.M. 1992. Exploring Earth and Life Through Time. **Freeman W.H. & Company**. New York, 1992.
- STAPEL, G.; CLOETINGH, S.; PRONK, B. 1996. Quantitative subsidence analysis of the Mesozoic evolution of the Lusitanian basin (western Iberian margin). **Tectonophysics**, 1996. Vol. 266. P: 493-507.

- STÉVAOUX, J. & WINNOCK, E. Les bassins du Trias et du Lias inférieur d'Aquitaine et leurs épisodes évaporitiques. **Bull. Soc. Géol. France.** (7) XVI-(6). P:679-695.
- STOW, D.A.V. & PIPER, D.J.W. 1984. Fine-grained Sediments: Deep-water Processes and Facies. **Spec. Publ. Geol. Soc. London**, 15. Bristol, 1984.
- SRIVASTAVA, S.P.; SCHOUTEN, H.; ROEST, W.R.; KLITGORD, K.D.; KOVACS, L.C.; VERHOEF, J.; MACNAB, R. 1990. Iberian Plate kinematics: a jumping plate boundary between Eurasia and Africa. **Nature**. 1990, V344. P:756-758.
- TUCKER, M.E.; WILSON, J.L.; CREVELLO, P.D.; SARG, J.R.; READ, J.F. Carbonate Platforms Facies. Sequences and Evolution. **Int. Assoc. Sedimentol. Spec. Publ.** 1990, 9. P: 169-202.
- TANKARD, A.J.; BALKWILL, H. 1990. Extensional tectonics and stratigraphy of the North Atlantic margins. **American Association of Petroleum Geologists**, 1990. Memoir 46.
- VAIL, P.R.; MITCHUM, R.M.; THOMPSON, III, S. 1977. Seismic stratigraphy and global changes of sea level. Part 4: Global cycles of relative changes of sea level. Payton, C.E.(ed.). **Seismic Stratigraphy – Application to Hydrocarbon Exploration: AAPG Memoir 26**. 1977. P: 83-97.
- VAN WEES, J.D.; STEPHENSON, R.A. 1995. Quantitative modelling of basin and rheological evolution of the Iberian Basin (Central Spain): implications for lithospheric dynamics of intraplate extension and inversion. **Tectonophysics**, 1995. Vol: 252. P: 163-178.
- VOGT, P.R. 1973. Early events in the opening of the North Atlantic. D.H. Tarling & S.K. Runcorn (ed.). **Implications of continental drift. Earth Sciences**. Vol. 2. London, Academic Press. P:693-712.

- WALKER, R.G. 1984. General Introduction: facies, facies sequences and facies models. **Facies Models. Geoscience Canada Repr. Ser. 1. 2<sup>a</sup> Ed.**
- WILSON, R.C.L. 1975. Atlantic opening and Mesozoic continental basins of Iberia. **Earth and Planetary Science Letters**. v.25. p.: 33-43.
- WILSON, R.C.L. 1979. A reconnaissance study of Upper Jurassic sediments of the Lusitanian Basin. **Ciências da Terra**. 1979, 5. P: 53-84.
- WILSON, R. C. L. 1988. Mesozoic development of the Lusitanian Basin, Portugal. **Rev. Soc. Geol. España**, 1988. Volume: 1. P: 393-407.
- WILSON, R. C. L.; HISCOTT, R. N.; WILLIS, M. G. e GRADSTEIN, F. M. 1989. The Lusitanian Basin of west-central Portugal: Mesozoic and Tertiary tectonic, stratigraphic and subsidence history. **Extensional tectonics and stratigraphy of the North Atlantic margins. American Association of Petroleum Geologists**, 1990. Memoir 46, P: 341-362.
- ZBYSZEWSKI, G. & TORRE DE ASSUNÇÃO, C. 1965. Carta Geológica de Portugal na Escala de 1:50.000 – Notícia Explicativa da Folha 30-D, Alenquer. **Serviço Geológico de Portugal**. Lisboa 1965.
- ZBYSZEWSKI, G.; VEIGA FERREIA, O. DA; MANUPPELLA, G. & TORRE DE ASSUNÇÃO, C. 1966. Carta Geológica de Portugal na Escala de 1:50.000 – Notícia Explicativa da Folha 30-B, Bombarral. **Serviço Geológico de Portugal**. Lisboa 1966.
- ZIEGLER, P.A. 1988. Evolution of the Arctic-North Atlantic and the Western Thethys. Texto e Pranchas. **AAPG - American Association of Petroleum Geologists**. Memoir., 43. 1988. P: 1-198.

## ANEXOS

- **Arquivos:**

Anexo1 testemunho Vila Verde.pdf

Anexo2 testemunho Arruda.pdf