



**Universidade do Estado do Rio de Janeiro**

Centro de Tecnologia e Ciências

Faculdade de Geologia

Luiz Carlos Lucena Empinotti

**Arcabouço Crustal Profundo da Parte Centro-Norte da  
Margem de Angola: Modelos de Afinamento e Contato de Crostas**

Rio de Janeiro

2011

Luiz Carlos Lucena Empinotti

**Arcabouço Crustal Profundo da Parte Centro-Norte da Margem de Angola:  
Modelo de Afinamento e Contato de Crostas**

Dissertação apresentada como requisito parcial para obtenção do título de Mestre, ao Programa de Pós-Graduação em Análise de Bacias e Faixas Móveis, da Universidade do Estado do Rio de Janeiro.

Orientadora: Prof.<sup>a</sup> Dr.<sup>a</sup> Mônica Heilbron

Co-orientador: Dr. Pedro Victor Zalán

Rio de Janeiro

2011

CATALOGAÇÃO NA FONTE  
UERJ / REDE SIRIUS / BIBLIOTECA CTC/C

E551 Empinotti, Luiz Carlos Lucena.  
Arcabouço crustal profundo da parte centro-norte da  
margem de Angola: modelos de afinamento e contato de  
crostas / Luiz Carlos Lucena Empinotti. – 2011.  
148 f. il.

Orientador: Monica da Costa Pereira Lavalle Heilbron  
Coorientador: Pedro Victor Zalán  
Dissertação (Mestrado) – Universidade do Estado do  
Rio de Janeiro, Faculdade de Geologia.  
Bibliografia

1. Geologia estrutural – Angola – Teses. 2. Geofísica  
– Angola – Teses. 3. Método sísmico de reflexão – Teses.  
I. Heilbron, Monica da Costa Pereira Lavalle. II. Zalán,  
Pedro Victor. III. Universidade do Estado do Rio de  
Janeiro. Faculdade de Geologia. IV. Título.

CDU 551.243:550.3(673)

Autorizo, apenas para fins acadêmicos e científicos, a reprodução total ou parcial desta  
dissertação, desde que citada a fonte.

---

Assinatura

Data

Luiz Carlos Lucena Empinotti

**Arcabouço Crustal Profundo da Parte Centro-Norte da Margem de Angola:  
Modelo de Afinamento e Contato de Crostas**

Dissertação apresentada como requisito parcial para obtenção do título de Mestre, ao Programa de Pós-Graduação em Análise de Bacias e Faixas Móveis, da Universidade do Estado do Rio de Janeiro.

Aprovado em

Banca Examinadora:

---

Prof.<sup>a</sup> Dr.<sup>a</sup> Monica Heilbron (Orientadora)  
Faculdade de Geologia da UERJ

---

Dr. Pedro Victor Zalán (Co-orientador)  
Geólogo Sênior da PETROBRAS

---

Prof. Dr. Julio Cesar Horta de Almeida  
Faculdade de Geologia da UERJ

---

Prof. Dr. Cleverson Guizan da Silva  
Instituto de Geociências da UFF

Rio de Janeiro

2011

## DEDICATÓRIA

Dedico esta dissertação à minha esposa Thaís pela forma carinhosa em que compartilhamos nossas vidas, aos meus filhos Pedro e Marina, para que este trabalho sirva de incentivo nas suas decisões futuras, aos meus pais, Airton e Lucy, pelo exemplo que foram para a minha formação, e aos meus irmãos, Vanessa e Marcelo, pela amizade e torcida.

## **AGRADECIMENTOS**

Gostaria de agradecer a todas as pessoas que de alguma forma colaboraram e incentivaram a realização dessa etapa tão importante para a minha vida profissional.

Primeiramente, agradeço a minha orientadora, professora Dra. Monica Heilbron, da Faculdade de Geologia da UERJ e o co-orientador Dr. Pedro Zalán, da PETROBRAS.

Agradeço a Sujata Venkatraman, da ION/GXT, pela permissão dada para a utilização nesta dissertação de cinco seções sísmicas adquiridas e processadas por esta companhia, dos dados gravimétricos e magnetométricos; agradeço ao geólogo Caesar Augusto Rigoti, da PETROBRAS, pelo auxílio nas modelagens gravimétricas e magnetométricas; ao técnico de geologia Marcos, da PETROBRAS, pela ajuda na preparação dos apêndices; aos meus gerentes na PETROBRAS, Alcindo Moritz e Julius Heinirich, por incentivarem a conclusão do mestrado nesta reta final; aos meus colegas de trabalho, a geóloga Fátima de Dios, os geólogos Gabriel de Castro, Mario Mendes do Nascimento e muitos outros, pelas quase que diárias discussões sobre a geologia das bacias da costa de Angola; e, por fim, à minha família e amigos, pelo incentivo e ajuda na conclusão desta dissertação.

## RESUMO

EMPINOTTI, Luiz Carlos Lucena. *Arcabouço Crustal Profundo da Parte Centro-Norte da Margem de Angola: Modelo de Afinamento e Contato de Crostas*. 2011. 132f. Dissertação (Mestrado em Geologia) - Faculdade de Geologia, Universidade do Estado do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 2011.

Este trabalho tem como objetivo a identificação de feições que permitam (1) a construção do arcabouço crustal profundo e da porção superior do manto em parte da Costa de Angola, (2) a comparação deste arcabouço com o embasamento aflorante e (3) a tentativa de adequar estes resultados aos modelos de ruptura continental já publicados. Para alcançar estes objetivos foi feita a interpretação de cinco linhas sísmicas de reflexão profundas (25 Km de profundidade) na costa de Angola, nas Bacias de Kwanza e Baixo Congo, adquiridas pela ION-GXT. As feições identificadas na sísmica de reflexão auxiliaram na determinação dos limites da crosta continental superior e inferior, no reconhecimento das camadas que compõem a crosta oceânica e na identificação da Descontinuidade de Mohorovicic (que marca o limite entre crosta e manto). A interpretação sísmica associada a dados da literatura (que proporcionaram valores de densidade para os pacotes identificados na interpretação sísmica) permitiram a realização de uma modelagem gravimétrica que foi comparada ao dado gravimétrico adquirido durante a aquisição sísmica. A modelagem gravimétrica serviu para validar a interpretação sísmica, atuando como um controle de qualidade para a interpretação. Caso a anomalia gravimétrica gerada pela modelagem não estivesse de acordo com a anomalia medida, a interpretação sísmica era revista na tentativa de um melhor ajuste entre o resultado modelado e o medido. Este ajuste, no entanto, sempre foi feito honrando os refletores que estavam bem marcados na sísmica. Somado a isto, ainda foi utilizado o dado magnético adquirido no campo, no auxílio da interpretação. O arcabouço crustal obtido com a utilização deste método permitiu a comparação dos resultados da interpretação com os modelos de evolução de margens passivas existentes na literatura, mostrando muitos pontos em comum aos modelos que defendem a possibilidade de ocorrência de manto exumado em margens passivas pobres em magmatismo. A interpretação final destes dados mostrou um domínio proximal marcado por uma crosta continental espessa porém pouco afinada em contato com um domínio distal marcado por uma crosta continental muito afinada (crosta hiper-estirada) e, em direção ao centro do oceano, uma região em que ocorre a exumação do manto. A passagem do domínio proximal para o distal ocorre de forma rápida em uma região denominada Zona de Estrangulamento. À oeste do manto exumado é possível identificar a crosta oceânica. O cruzamento dos resultados obtidos neste trabalho com dados do embasamento aflorante no continente africano sugerem um controle do deste nos valores finais de afinamento da crosta continental sob a bacia e nas regiões de manto exumado. Trabalhos recentes realizados na costa de Angola e do Brasil mostram feições semelhantes às identificadas nesta dissertação.

Palavras-chave: Arcabouço crustal. Sísmica profunda de reflexão. Modelagem gravimétrica. Modelo de ruptura continental. Margem passiva. Manto exumado. Angola.

## ABSTRACT

EMPINOTTI, Luiz Carlos Lucena. *Deep Crustal Framework of North-Central Margin of Angola: a Model for Thinning and Crustal Transition*. 2011. 132f. Dissertação (Mestrado em Geologia) - Faculdade de Geologia, Universidade do Estado do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 2011.

The main objectives of this study are to identify features on seismic data that allow (1) the building of a deep crustal framework and of the upper portion of the mantle, in part of the Angolan margin; (2) to compare this framework with the adjacent outcropping basement of the African continent and; (3) to try to fit these results to the published continental breakup models. In order to achieve these objectives, five deep reflection seismic lines (25 km of depth) situated in the Kwanza and Lower Congo Basins on the passive margin of Angola were interpreted. The features identified on seismic were useful to recognize the tripartite division that characterizes the oceanic crust and in defining the Mohorovicic Discontinuity (that represents the limit between crust and mantle). The seismic interpretation associated with the data obtained from the scientific literature (that provided density values for the packages identified on seismic interpretation) allowed the establishment of a gravity modeling that was compared to the gravity data acquired during the seismic acquisition. The gravity model was useful to validate the seismic interpretation, acting as a quality control of the latter. In case of the gravity anomaly generated by the modeling not being in accordance with the measured anomaly, the seismic interpretation was revised in order to obtain a better adjustment between the modeled and the measured result. This adjustment, however, was always done honoring the reflectors that were clearly positioned on seismic. In addition, the magnetic data acquired on the field was used to help on interpretation. The crustal framework obtained by the methodology described above was compared with the passive margin evolution models found on scientific literature, showing some points in common with the models that postulate the occurrence of exhumed mantle in magma-poor passive margins. The final interpretation of these data showed the existence of a proximal domain characterized by a thick continental crust slightly thinned in contact with a distal domain marked by a hyper-extended continental crust. Oceanwards there is a region where the exhumation of the mantle took place. The passage of the proximal to the distal domain is abrupt, here termed as a Necking Zone. Oceanic crust is identified to the west of exhumed mantle. The comparison of the results obtained in this study with data from the outcropping basement on the African continent suggests a basement control on the values of continental crust thinning attained under the basins and on the regions of exhumed mantle. Recent works done on the Angolan and Brazilian margins show features similar to the ones identified on this dissertation.

Keywords: Crustal structures. Deep seismic reflection. Gravity modeling. Continental breakup models. Passive margins. Exhumed mantle. Angola.

## LISTA DE FIGURAS

Figura 1 – Mapa de Localização da área de estudo e linhas sísmicas utilizadas.....	17
Figura 2 – Modelos de estiramento em riftes (Allen 1990).....	21
Figura 3 – Efeito do cisalhamento simples normal em toda a litosfera, desenvolvido na província <i>Basin and Range</i> do Sudoeste dos EUA.....	22
Figura 4 – Figura 4 – Representação esquemática em três dimensões de dois modelos de uma margem rifte.....	24
Figura 5 – Mapa da margem oeste da Ibéria mostrando a posição dos ODP das áreas de dragagem .....	25
Figura 6a – Estágios de desenvolvimento do processo rifte na costa de Newfoundland.....	27
Figura 6b – Estágios de desenvolvimento do processo rifte na costa da Ibéria.....	28
Figura 7 – Seção esquemática mostrando as condições pré rifte da crosta e manto superior.....	29
Figura 8 – Interpretação geológica na costa da Ibéria mostrando a distribuição de rochas da crosta superior e inferior, manto subcontinental exumado e reflexões interpretadas como falhas de descolamento.....	32
Figura 9 – Seção ao longo da Transição entre Crosta Oceânica e Continental na região de Err-Platta, mostrando as relações observadas entre o sistema de descolamento e suas estruturas no bloco alto e baixo.....	34
Figura 10 – Reconstrução do Atlântico Norte durante a anomalia magnética M0 (118Ma), com a Eurásia fixa.....	35
Figura 11 – Mapa de anomalia magnética mostrando a reconstrução das margens conjugadas do Oeste da Ibéria e América do Norte, durante o momento M0 à 118 Ma.....	37
Figura 12 – Aglutinação do Gondwana Ocidental.....	41

Figura 13 – Mapa tectônico simplificado do Oeste de Angola e noroeste da Namíbia.....	43
Figura 14 – Reconstrução do permo-triássico, logo após a ruptura do Mega continente Pangea.....	45
Figura 15 – Mapa tectono estrutural do oceano Atlântico Sul na anomalia magnética 34 (84 Ma), mostrando a localização dos 4 segmentos utilizados para dividir o Atlântico Sul.....	47
Figura 16 – Mapa estrutural do Oceano Atlântico Sul.....	48
Figura 17 – Segmentação da margem Angolana.....	50
Figura 18 – Mapa estrutural das bacias rifte de Kwanza e Benguela e o embasamento circundante as bacias costeiras.....	52
Figura 19 – Mapa geológico da Bacia de Kwanza Interior, mostrando a posição aproximada das zonas transformantes relacionadas a fase rifte (vermelho).....	54
Figura 20 – Carta Estratigráfica da Bacia do Baixo Congo (IHS).....	57
Figura 21 – Seção esquemática da margem de Angola mostrando as seqüências rifte, transicional e de bacia marginal (drift).....	58
Figura 22 – Mapa mostrando as principais feições estruturais e tectônicas ao longo da margem continental do Congo e Norte de Angola.....	60
Figura 23 – Exemplo de resposta estrutural e estratigráfica a extensão litosférica.....	61
Figura 24 – Modelagem cinemática e flexural mostrando as três fases de rifte ocorridas na área.....	61
Figura 25 – Mapa simplificado mostrando os domínios tectônicos do sal da porção submersa da costa de Angola.....	63
Figura 26 – Evolução da formação das jangadas do Albiano, utilizando a camada de sal como zona de descolamento durante processo de distensão.....	65
Figura 27 – Mapa mostrando os contornos do soerguimento inferido do terciário para as Bacias de Benguela , Kwanza e redondezas.....	67
Figura 28 – Linhas sísmicas e interpretação sedimentológica para os complexos de channel levee do Chattiano (A) e os complexos erosivos do Burdigaliano/Langhiano (B).....	68

Figura 29 – a) Limite oeste da seção sísmica 2200, em profundidade, mostrando a profundidade máxima que o dado atinge e o resultado final do TecVa aplicado no dado. b) Seção sísmica 2200, volume de amplitude full, demonstrando que a utilização do volume TecVa proporciona uma melhor visualização das feições existentes no dado sísmico.....	79
Figura 30 – Limite oeste da seção sísmica 2600, em profundidade, mostrando os horizontes mapeados para a confecção deste trabalho.....	80
Figura 31 – Limite leste da seção sísmica 1800, em profundidade, mostrando a inclinação do fundo do mar na região de plataforma, talude (1), bacia oceânica (2). Nota-se a influência da halocinese afetando até horizontes recentes e controlando a morfologia do fundo do mar (setas).....	80
Figura 32 – Limite oeste da seção sísmica 1800, em profundidade, mostrando o fundo do mar afetado pelo sal que cavalga por sobre a crosta oceânica (1) e o monte submarino (2) que faz parte do lineamento de Sumbe.....	81
Figura 33 – Limite leste da seção sísmica 2200, em profundidade, mostrando o aumento de espessura nos sedimentos do Cenozóico (setas vermelhas) e as calhas (C) preenchidas por sedimentos desta idade atingindo o topo do sal.....	82
Figura 34 – Limite leste da seção sísmica 1800, em profundidade, mostrando o aumento de espessura nos sedimentos do Cenozóico (setas vermelhas) e as calhas preenchidas por sedimentos desta idade atingindo o topo do sal (C).....	83
Figura 35 – Limite leste das seções 2600 (a) e 2200 (b), em profundidade.....	84
Figura 36 – Limite leste das seções 2600, em profundidade.....	84
Figura 37 – Limite oeste da seção 2600, em profundidade.....	85
Figura 38 – Limite leste da seção 2200, em profundidade, mostrando o comportamento do sal na região da atual plataforma rasa.....	86
Figura 39 – Região central da seção 2600, em profundidade, mostrando os diápiros de sal (D) intrudindo os sedimentos mais novos,	

	afetando também o fundo do mar (seta).....	86
Figura 40 –	Região central da seção 2600, em profundidade, mostrando a variação do comportamento da base do sal (horizonte roxo).....	87
Figura 41 –	Região oeste da seção 1800, em profundidade, mostrando a nappe de sal que cavalga sobre o alto estrutural criado no limite entre a crosta oceânica e a crosta continental.....	88
Figura 42 –	Região leste da seção 1800, em profundidade, mostrando o domínio de hemi-grábens (seta), preenchidos por sedimentos da fase rifte, no limite leste da bacia.....	88
Figura 43 –	Região central da seção 2600, em profundidade, mostrando o domínio da seção rifte com geometria sag.....	89
Figura 44 –	Seção 1800, em profundidade, mostrando a reflexão que marca a discordância de Mohorovicic dentro do embasamento (setas vermelhas).....	91
Figura 45 –	Limite oeste da linha 2200, em profundidade, mostrando os compartimentos que formam a crosta oceânica, almofadas de lava (A), diques (D) e gabros acamadados e rochas ultra máficas.(G).....	92
Figura 46 –	Seção sísmica em profundidade com os principais horizontes interpretados e as densidades (g/cm <sup>3</sup> ) de cada pacote utilizadas na modelagem gravimétrica.....	92
Figura 47 –	Perfil mostrando o dado magnético adquirido (em vermelho) e o dado gravimétrico, ar livre (em azul).....	93
Figura 48 –	a) Seção sísmica 2600, com a interpretação dos horizontes utilizados neste estudo e as principais falhas, em amarelo. Setas vermelhas indicam os falhamentos que cortam o manto superior. Seta verde indica o ponto de tiro 5600. b) Seção sísmica 2600, sem a interpretação dos horizontes.....	97
Figura 49 –	a) Seção sísmica 2200, com a interpretação dos horizontes utilizados neste estudo e as principais falhas, em amarelo. Setas vermelhas indicam os falhamentos que cortam o manto superior.b) Seção sísmica 2200, sem a interpretação dos horizontes.....	101

Figura 50 –	a) Linha sísmica 1800, com a interpretação dos horizontes utilizados neste estudo e as principais falhas, em amarelo. Setas vermelhas indicam os falhamentos que cortam o manto superior. Ponto de tiro 2700 indicado pela seta verde. b) Linha sísmica 1800, sem a interpretação dos horizontes.....	102
Figura 51 –	Seção sísmica 9500, com a interpretação dos horizontes utilizados neste estudo.....	104
Figura 52 –	Seção sísmica 9700, com a interpretação dos horizontes utilizados neste estudo.....	105
Figura 53 –	Gráfico mostrando a anomalia gravimétrica ar livre medida (azul) e a anomalia ar livre modelada a partir da interpretação da linha 2600 (vermelho).....	106
Figura 54 –	Gráfico mostrando a anomalia gravimétrica ar livre medida (azul) e a anomalia ar livre modelada a partir da interpretação da linha 2200 (vermelho).....	107
Figura 55 –	Gráfico mostrando a anomalia gravimétrica ar livre medida (azul) e a anomalia ar livre modelada a partir da interpretação da linha 1800 (vermelho).....	108
Figura 56 –	Seção geológica mostrando a interpretação final da linha 2600, após a modelagem gravimétrica.....	111
Figura 57 –	Seção geológica mostrando a interpretação final da linha 2200, após a modelagem gravimétrica.....	111
Figura 58 –	Seção geológica mostrando a interpretação final da linha 1800, após a modelagem gravimétrica.....	112
Figura 59 –	Mapa com a localização das linhas utilizadas neste estudo (em amarelo), linha de costa de Angola (linha preta) e o mapa de anomalia gravimétrica ar livre (Sandwell & Smith, 2009) mostrando a possível continuidade de feições existentes no continente (a leste) para a costa emersa de Angola.....	116
Figura 60 –	Mapa com a extrapolação, em área, dos domínios identificados nas seções sísmicas, com o apoio do mapa de anomalia gravimétrica ar-livre (Sandwell, & Smith, 2009).....	117
Figura 61 –	Mapa de anomalia gravimétrica ar livre (Sandwell & Smith,	

	2009) e o mapa geológico de Angola (Carvalho, 1981), mostrando uma possível continuidade das rochas aflorantes na porção emersa para as rochas do embasamento das bacias de Kwanza e Baixo Congo.....	118
Figura 62 –	Quadro mostrando a evolução do processo de ruptura do continente, para a área do presente estudo, utilizando a linha 2600 (3 figuras inferiores, modif. Unternehr <i>et al.</i> , 2010) e a geometria atual da margem continental da Bacia do Baixo Congo conforme interpretada nesta dissertação (a).....	119
Figura 63 –	a) Seção geológica mostrando a interpretação em artigo publicado anteriormente (Unternehr <i>et al.</i> , 2010) .b) Resultado final da interpretação da linha 2600 apresentado nesta dissertação.....	120
Figura 64 –	Seção transversa unindo a margem de Angola à margem do Espírito Santo.....	121

## LISTA DE TABELAS

Tabela 1 – Valores de densidade adotados para a modelagem gravimétrica....	94
--	----

## SUMÁRIO

	<b>INTRODUÇÃO .....</b>	<b>16</b>
<b>1</b>	<b>MODELOS DE ESTIRAMENTO E RUPTURA CONTINENTAL.....</b>	<b>20</b>
<b>2</b>	<b>GEOLOGIA REGIONAL E LOCAL DA ÁREA DE ESTUDO.....</b>	<b>38</b>
<b>2.1</b>	<b>Contexto Tectônico Regional das Bacias de Margem Passiva da Costa Oeste da África.....</b>	<b>38</b>
<b>2.2</b>	<b>Unidades Litológicas do Pré-cambriano da Região Costeira Africana entre Congo e Angola .....</b>	<b>41</b>
<b>2.3</b>	<b>A Abertura do Oceano Atlântico.....</b>	<b>44</b>
<b>2.4</b>	<b>Arcabouço Tectônico das Bacias do Atlântico Sul.....</b>	<b>45</b>
<b>2.5</b>	<b>Arcabouço Estrutural da Bacia de Kwanza.....</b>	<b>53</b>
<b>2.6</b>	<b>Estratigrafia das Bacias do Baixo Congo e Kwanza.....</b>	<b>56</b>
<b>2.6.1</b>	<b><u>Sequência Rifte</u>.....</b>	<b>58</b>
<b>2.6.2</b>	<b><u>Sequência Transicional</u>.....</b>	<b>62</b>
<b>2.6.3</b>	<b><u>Sequência Drifte</u>.....</b>	<b>64</b>
<b>3</b>	<b>METODOLOGIA E DADOS UTILIZADOS.....</b>	<b>71</b>
<b>3.1</b>	<b>Metodologia.....</b>	<b>71</b>
<b>3.2</b>	<b>Base de Dados.....</b>	<b>72</b>
<b>3.2.1</b>	<b><u>Processamento do dado sísmico</u>.....</b>	<b>72</b>
<b>3.2.2</b>	<b><u>Processamento dos dados gravimétricos</u>.....</b>	<b>74</b>
<b>3.2.3</b>	<b><u>Processamento dos dados magnéticos</u>.....</b>	<b>77</b>
<b>3.3</b>	<b>Interpretação Sísmica.....</b>	<b>78</b>
<b>3.4</b>	<b>Modelagem Gravimétrica.....</b>	<b>92</b>
<b>4</b>	<b>INTERPRETAÇÃO.....</b>	<b>95</b>
<b>4.1</b>	<b>Resultados da Interpretação Sísmica.....</b>	<b>95</b>
<b>4.2</b>	<b>Modelagem Gravimétrica.....</b>	<b>105</b>
<b>4.3</b>	<b>Perfis Geológicos .....</b>	<b>109</b>
<b>5</b>	<b>DISCUSSÃO DOS RESULTADOS NO CONTEXTO REGIONAL E CONSIDERAÇÕES FINAIS.....</b>	<b>113</b>
<b>5.1</b>	<b>Síntese dos Resultados Obtidos no Contexto Regional. ....</b>	<b>113</b>
<b>5.2</b>	<b>Considerações Finais.....</b>	<b>123</b>
	<b>REFERÊNCIAS.....</b>	<b>125</b>

<b>APÊNDICE A</b> – Resultados obtidos para a linha 2600.....	130
<b>APÊNDICE B</b> – Resultados obtidos para a linha 2200.....	131
<b>APÊNDICE B</b> – Resultados obtidos para a linha 1800.....	132

## INTRODUÇÃO

O presente documento apresenta os resultados dos trabalhos de pesquisa relativos à dissertação de mestrado do autor, sob orientação acadêmica da Prof. Dra. Mônica Heilbron e co-orientação do Dr. Pedro Victor Zalan (Petrobras).

O autor ingressou no Programa de Pós-Graduação em Análise de Bacias e Faixas Móveis da Faculdade de Geologia da Universidade do Estado do Rio de Janeiro em fevereiro de 2010.

É quase um consenso que a ruptura dos continentes é seguida pelo espalhamento do fundo oceânico nas dorsais meso-oceânicas. Normalmente, as margens resultantes apresentariam um considerável grau de simetria. Embora estes processos sejam bem estudados, pouco é conhecido sobre a evolução destes sistemas durante os seus estágios iniciais. Mesmo com o recente avanço no entendimento dos mecanismos associados à distensão e ruptura dos continentes, os processos relacionados ao início da formação dos basaltos das dorsais meso-oceânicas e a mudança da ruptura para espalhamento continuam sendo pouco conhecidos.

A identificação e mapeamento de refletores profundos na transição entre crosta oceânica e crosta continental em bacias de margens passivas podem revelar informações úteis que permitam a criação e/ou o ajuste de modelos tectônicos com base geofísica, contribuindo para o aumento da compreensão dos processos geológicos envolvidos na ruptura continental.

Esta dissertação tem como objetivo central a identificação de refletores intra-crustais na Costa Oeste da África, na região das bacias do Baixo Congo e Kwanza, em Angola, localizadas na Costa Oeste da África.

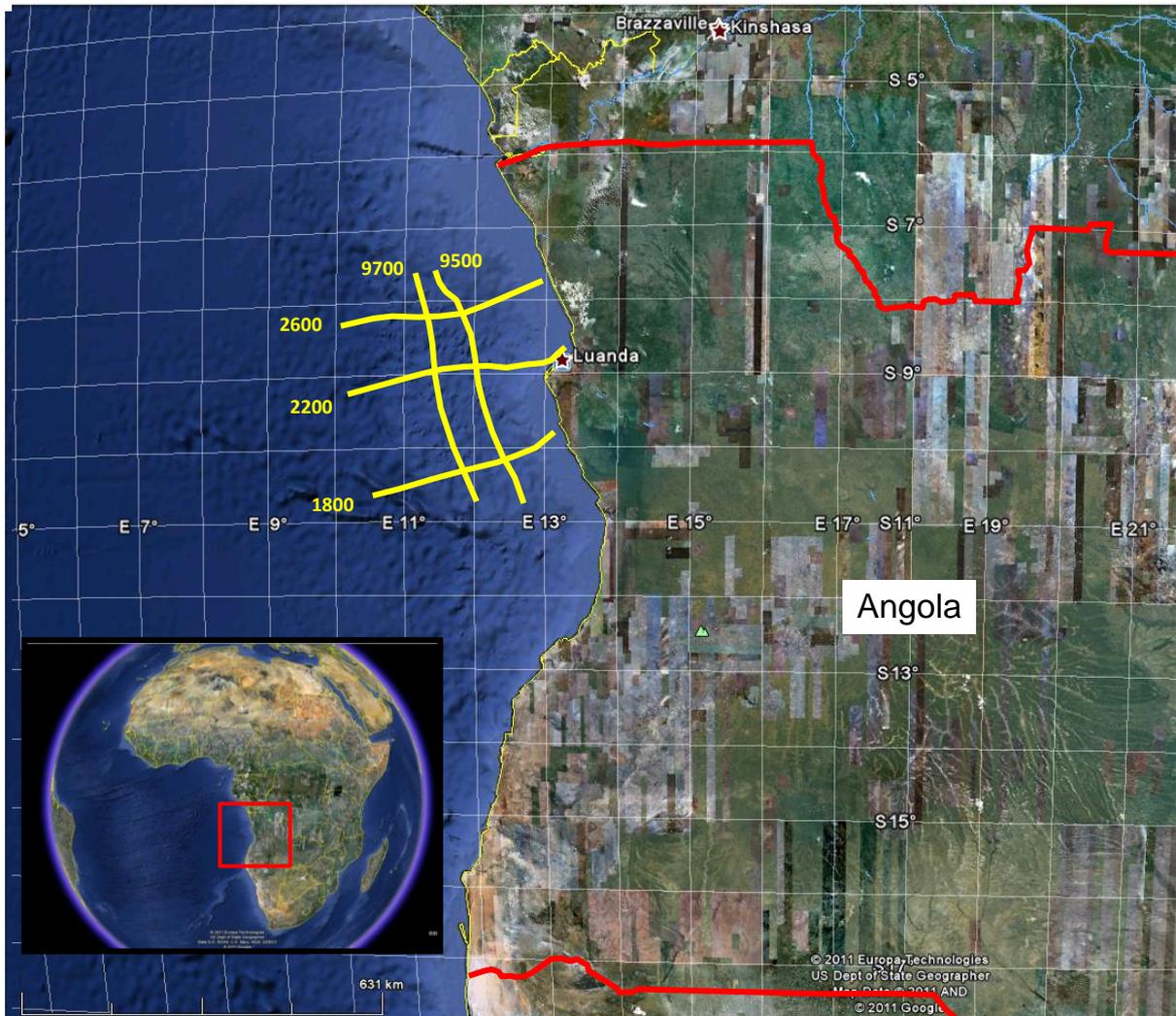
Como objetivos específicos pretende-se:

- Identificar e mapear estruturas intra-crustais na área de estudo, utilizando linhas sísmicas 2D especiais, calibradas com o apoio de métodos potenciais;
- Compreender a estrutura crustal profunda (crosta continental original, estirada não-afinada e estirada afinada) bem como suas relações com a crosta oceânica e o manto, na região;

- Entender o papel destes elementos citados acima no processo de rifteamento, separação continental e formação de oceanos, bem como a influência na posterior deposição de sedimentos.
- Adequar o modelo deduzido para a área em relação aos diferentes modelos de estiramento e ruptura continental existentes.

A área de estudo está localizada no segmento central da costa ocidental africana entre a latitude 7° S e 12° S e a longitude 9° E e 14° E (figura 1), entre o Congo e Angola. As bacias sedimentares investigadas nesta região são a Bacia do Baixo Congo e o Norte da Bacia de Kwanza.

Figura 1 – Mapa de Localização da área de estudo e linhas sísmicas utilizadas.



Legenda: Traçado das linhas sísmicas utilizadas em amarelo.

Fonte: [www.googlemaps.com](http://www.googlemaps.com) (2011).

O estudo foi feito com a utilização de linhas sísmicas de reflexão multicanal adquiridas pela empresa ION GX Technology nos anos de 2006 e 2007. O resultado desta aquisição são linhas de boa qualidade com orientação E-W e N-S, partindo da região próxima a costa em direção a área oceânica, em águas ultra profundas (profundidades entre 3000 e 4000 metros). Elas são numeradas 2600, 2200 e 1800, com direção E-W, de norte para sul e se estendem por 320, 350 e 290 quilômetros, respectivamente. As linhas com direção N-S são identificadas pelos números 9500 e 9700 de leste para oeste se estendendo por 310 quilômetros cada uma.

Este estudo foi organizado em seis capítulos: Introdução e objetivos, modelos de estiramento e ruptura continental, área de estudo, metodologia e dados utilizados, interpretação geofísica e geológica, discussão dos resultados e conclusão.

No capítulo de modelos de estiramento e ruptura continental é feito um resumo dos trabalhos publicados sobre o assunto. São mostrados os trabalhos clássicos de McKenzie e Wernicke, uma evolução proposta por Kusznir e um novo modelo de estiramento que está sendo desenvolvido por Manatschal e outros autores na tentativa de incluir de maneira coerente os novos dados obtidos na Costa do Atlântico Norte em um modelo de rifteamento.

No capítulo seguinte é feita uma revisão bibliográfica para tentar explicar a evolução da área de estudo, partindo da ruptura do Gondwana e as unidades litológicas que compunham o proto-continente e serviram de substrato para as bacias que se formaram em seguida. No item seguinte será mostrada a evolução da abertura do Gondwana e formação do Atlântico Sul, bem como o arcabouço tectônico das bacias desta região. Será mostrado o arcabouço estrutural da Bacia de Kwanza e a sequência estratigráfica das Bacias do Baixo Congo e Kwanza.

No capítulo de metodologia e dados utilizados serão mostrados detalhes da aquisição e processamento dos dados utilizados na dissertação. Sobre a sísmica há a parametrização da aquisição e o fluxo de processamento utilizado para a geração do dado final em tempo e profundidade. Para os dados gravimétricos e magnetométricos foram descritos parâmetros de aquisição, quais instrumentos foram utilizados e qual processamento realizado para que se atingisse o dado final que foi

utilizado neste estudo. Outro ponto abordado neste capítulo mostra o comportamento das unidades litológicas individualizadas na interpretação. No final do capítulo é mostrada a metodologia empregada na modelagem gravimétrica.

O capítulo seguinte mostra o resultado final da interpretação sísmica, a modelagem gravimétrica e o modelo geológico construído a partir da interpretação sísmica (ajustada à modelagem gravimétrica e concordante com o dado magnético observado).

No capítulo final da dissertação é feita a discussão dos resultados obtidos durante este estudo, a comparação destes resultados com estudos anteriores na área e a relação deste estudo com os modelos de estiramento e ruptura continental existentes.

## 1. MODELOS DE ESTIRAMENTO E RUPTURA CONTINENTAL

Neste capítulo serão mostrados os modelos clássicos de ruptura continental de Mackenzie e Wernicke, a evolução destes modelos proposta por Kuszniir e a explicação detalhada de um novo modelo que vem sendo desenvolvido por Manatschal e outros autores.

Falvey (1974) propôs que a história de subsidência de várias bacias do tipo rifte e da margem continental poderia ser explicada pela distensão da crosta e da litosfera subcrustal. A crosta continental seria afetada por fraturas rúpteis enquanto a litosfera subcrustal fluiria plasticamente.

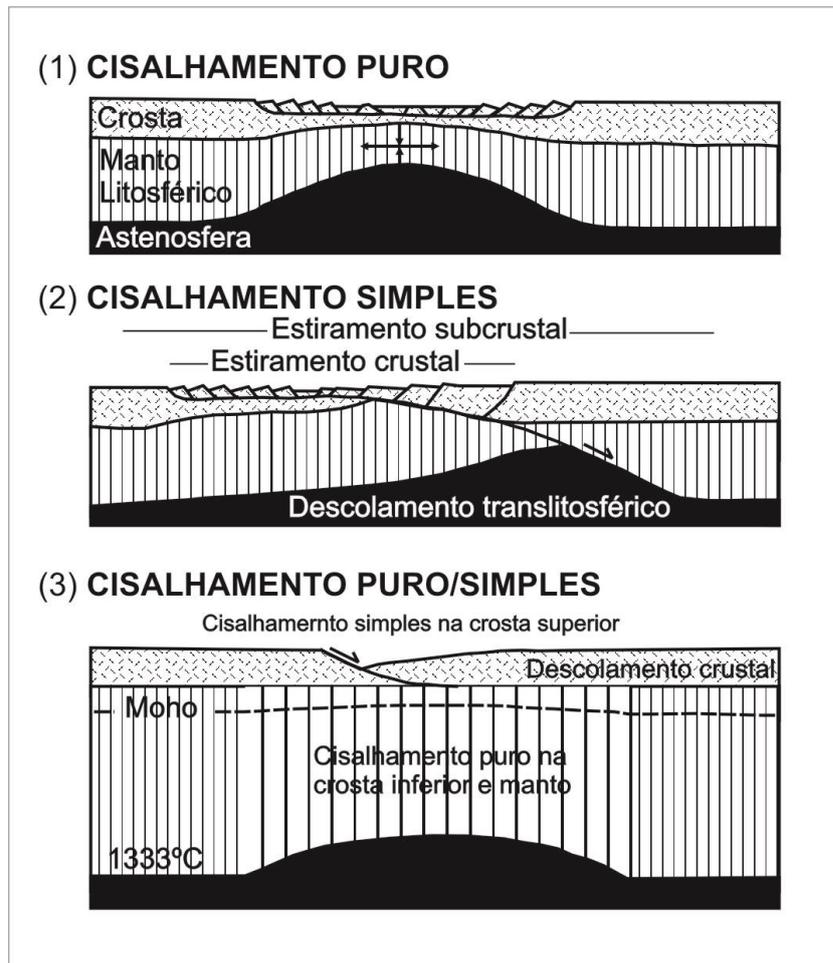
McKenzie (1978) considerou que as taxas de distensão crustal e litosférica seriam as mesmas. O estiramento seria simétrico, não havendo rotação de blocos sólidos, compondo assim uma situação de cisalhamento puro (figura 2). O autor considerava modelos com distensão instantânea e uniforme de toda litosfera incluindo crosta continental, com possível ascensão da astenosfera quente para manter o equilíbrio isostático.

Os resultados do modelo quantitativo de McKenzie (1978) podem ser sumarizados nos seguintes pontos: A subsidência total em uma bacia distensional é originada de dois componentes: (i) uma fase de subsidência inicial controlada por falhas, dependente da espessura inicial da crosta e da taxa de estiramento, (ii) subseqüente fase de subsidência termal causada pelo relaxamento das isothermas da litosfera para a sua posição pré-estiramento. A subsidência termal tende a diminuir exponencialmente com o tempo, como resultado da diminuição do fluxo térmico.

Wernicke (1981) propôs um modelo alternativo, baseado em estudos na província “*Basin and Range*” do Centro-Oeste dos EUA. Neste caso, a distensão da litosfera tectônica estaria relacionada a um descolamento em larga escala, que mergulha com baixo ângulo resultando em uma zona de cisalhamento que atravessa toda a litosfera (figura 2). Wernicke (1981, 1985) sugeriu que existiriam três domínios principais associadas à zona de cisalhamento crustal (figura 3). Uma seria caracterizada por uma zona em que a crosta superior é afinada e há muitas falhas sobre a zona de descolamento (domínio 2). Outra apresentaria uma zona

discrepante onde a crosta inferior é afinada, mas não há um grande afinamento da crosta superior (domínio 2). Finalizando, haveria uma região (domínio 3) em que a zona de cisalhamento se estende até a litosfera subcrustal (manto). O estiramento da litosfera combinado com a movimentação ao longo da grande falha de descolamento poderia resultar na exposição de rochas da crosta inferior e, até, mantélicas.

Figura 2 – Modelos de estiramento em riftes.

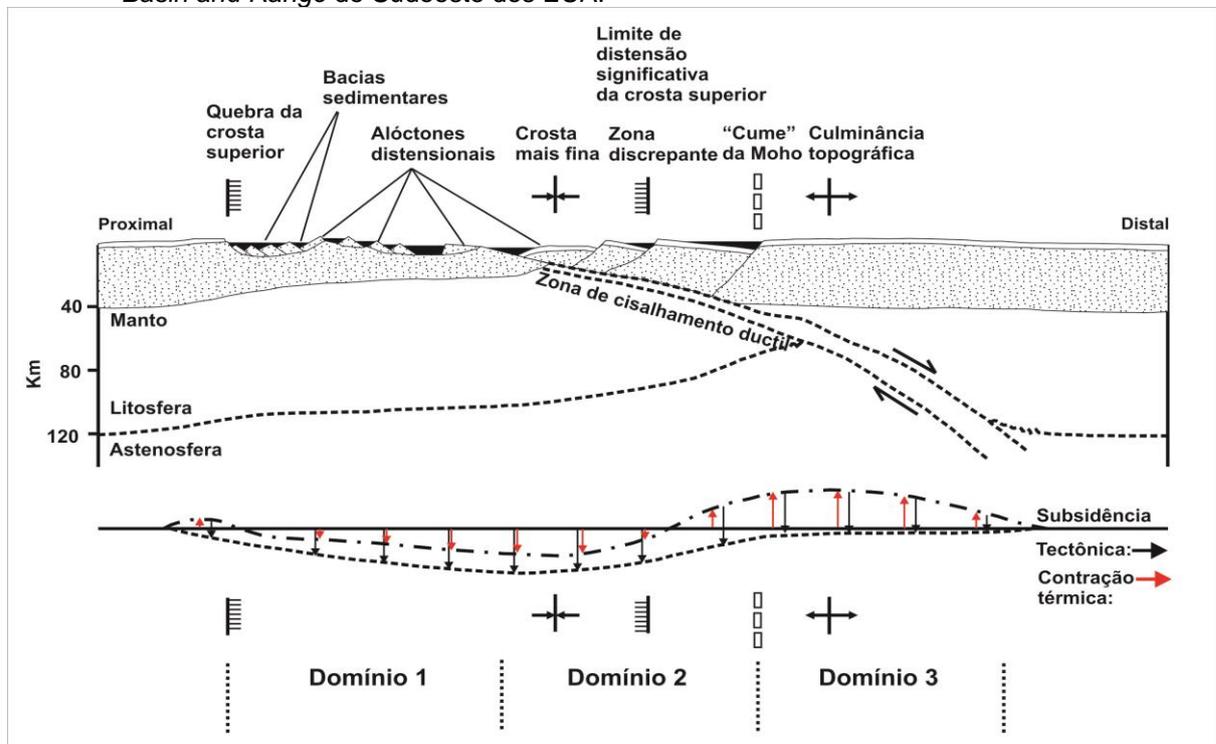


Legenda: a) Geometria de cisalhamento puro com uma camada superior rútil sobre uma inferior dúctil, produzindo uma seção litosférica simétrica com uma subsidência inicial controlada por falhas espacialmente sobrepostas à subsidência térmica; b) Geometria de cisalhamento simples com um plano de descolamento dividindo a litosfera em uma placa superior e uma placa inferior. O afinamento da litosfera inferior é retransmitido ao longo do plano de descolamento, produzindo uma seção litosférica assimétrica (Wernicke 1981, 1985). A subsidência inicial controlada por falhamentos é espacialmente separada da subsidência termal. c) Modelo híbrido com cisalhamento simples na crosta superior com falhas lítricas ou planares e cisalhamento simples na crosta inferior e manto litosférico (Kusznir *et al.*, 1991).

Fonte: Allen, 1990 (2005).

A movimentação tectônica pode também resultar em um soerguimento flexural no bloco alto das áreas próximas à grande falha de descolamento. Kuznir *et al.* (1991) se refere a este processo como o efeito do balanço flexural (*flexural cantilever*). Os autores usaram um modelo misto, de cisalhamento simples para a crosta e cisalhamento puro para o manto litosférico (figura 2). A escala do efeito do balanço flexural dependeria da profundidade em que ocorre o descolamento. Este modelo vem sendo usado com sucesso para explicar o soerguimento e erosão do bloco alto em certas bacias.

Figura 3 – Efeito do cisalhamento simples normal em toda a litosfera, desenvolvido na província *Basin and Range* do Sudoeste dos EUA.



Fonte: Wernicke, 1985.

Nos modelos clássicos de estiramento e ruptura continental, a deformação é uniformemente distribuída, originando bacias simétricas limitadas por falhas que cobrem uma crosta inferior estirada e dúctil (ex: cisalhamento puro, modelo de McKenzie) ou bacias assimétricas e controladas por falhas de descolamento de larga escala (ex: cisalhamento simples, modelo de Wernicke).

Os primeiros modelos de margens desenvolvidas a partir de riftes publicados após o advento da tectônica de placas mostravam uma crosta continental uniforme formada por blocos basculados, justapostos ao longo de um limite definido, contra

uma crosta oceânica com três camadas. Com isso se considerava que o processo de rifteamento ocorreria em uma única fase e a ruptura seria instantânea (figura 4a).

No entanto o número crescente de levantamentos sísmicos de alta qualidade, acompanhado de investigações gravimétricas e magnetométricas feitas com o intuito de detalhar as características geofísicas das áreas profundas destas margens, trouxeram alguns resultados inesperados. A sísmica de reflexão e refração revelaram que algumas partes destas margens eram formadas por crosta extremamente estirada (menos de 10 km de espessura), que se estenderia por dezenas a centenas de quilômetros sem apresentar nenhuma evidência sísmica de falhas normais (Perón-Pinvidic & Manatschal, 2009).

Nas margens do Atlântico Norte (Ibéria e Newfoundland) levantamentos sísmicos e resultados de três campanhas do *Ocean Drilling Project ODP* (103, 149 e 173), e de dragagens do fundo oceânico trouxeram informações que não suportavam as interpretações existentes na época, baseadas nos modelos clássicos de estiramento e ruptura continental.

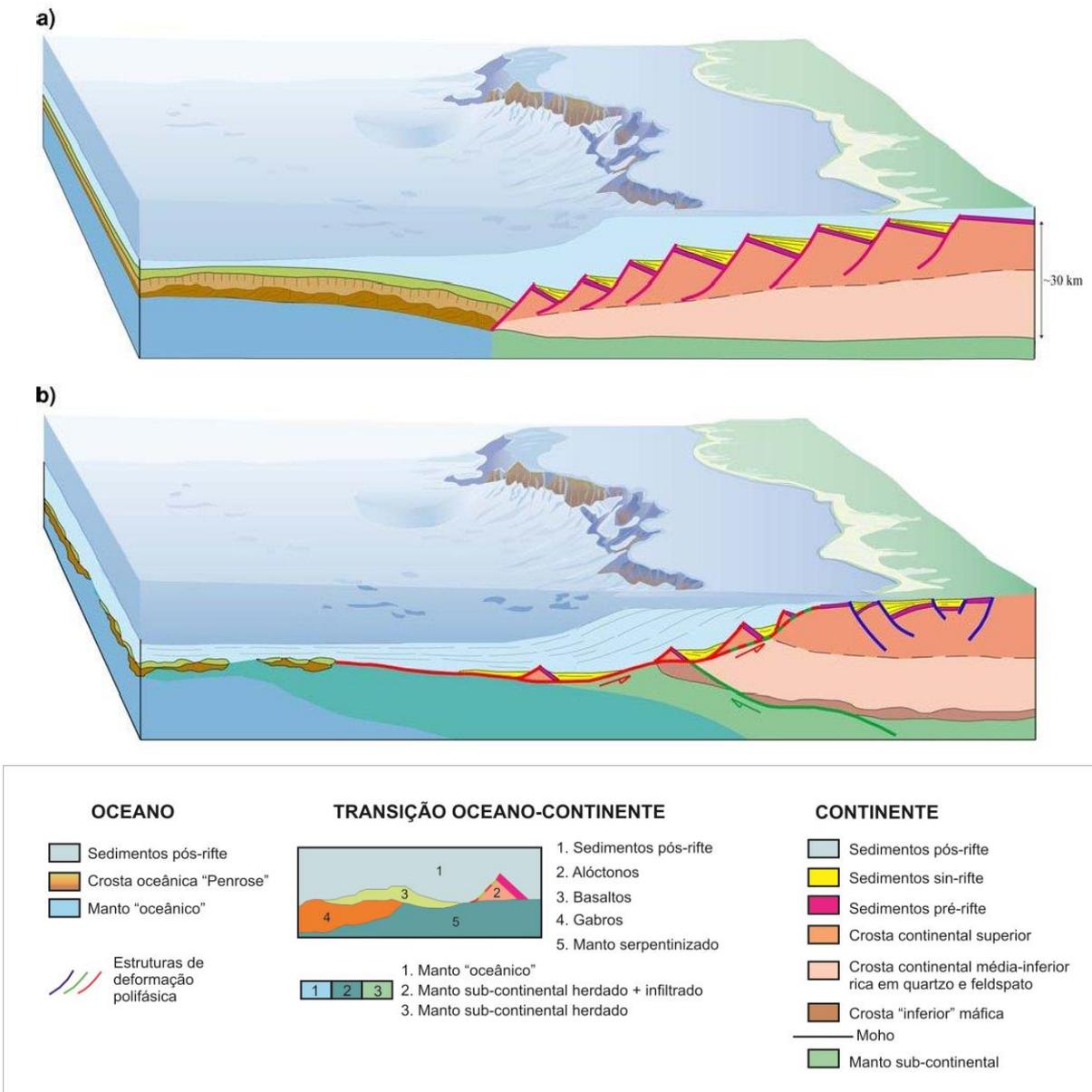
Estas novas observações passaram a pôr em cheque os conceitos e modelos clássicos utilizados para explicar as margens rifte, tornando necessária a criação de novos modelos que justificassem os dados obtidos (Figura 4b).

A descoberta de rochas do manto exumadas na costa da Galícia, primeiro com dragagens em 1980 e depois durante o ODP *leg* 103 em 1987, colocou em cheque a validade do modelo de cisalhamento puro e resultou na distinção entre margens vulcânicas e não-vulcânicas. Na tentativa de explicar as ocorrências do manto exumado e assimetria em margens não vulcânicas, Lister *et al.* (1986) aplicou um modelo de cisalhamento simples, ou modificações deste modelo, que foi proposto anteriormente para explicar estruturas distensionais na Província do *Basin and Range* no sudoeste dos Estados Unidos (Wernicke, 1981, 1985).

Uma maneira eficaz para se conseguir o avanço nos estudos de margens rifte é proceder à comparação entre observações diretas (Costa da Ibéria / Newfoundland) e amostras de estruturas análogas preservadas em afloramentos, nos continentes (p.ex: margens do Oceano Tethys no domínio Alpino atual). O uso deste método tem demonstrado que as hipóteses de evolução das margens atuais propostas a partir de dados sísmicos e de poços podem ser suportadas e desenvolvidas com as observações da paleo-margem exposta nos Alpes. Baseado

em experimentos numéricos apoiados por observações geológicas e geofísicas obtidas na região do Tethys Alpino e das margens da Ibéria / Newfoundland, Manatschal e co-autores vêm desenvolvendo um novo modelo que atenda a estas novas descobertas (figura 5).

Figura 4 – Representação esquemática em três dimensões de dois modelos de uma margem rifte.

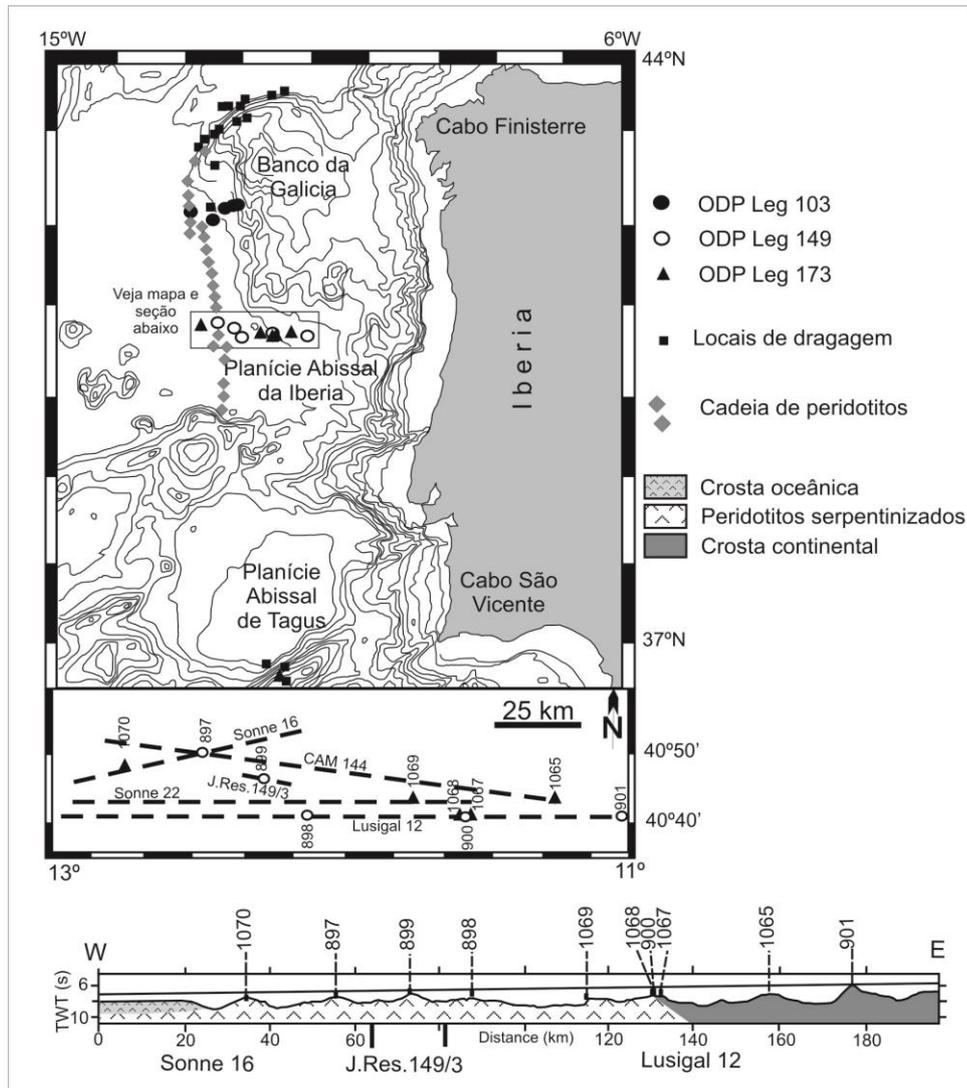


Legenda: A) Representação clássica mostrando as seções pré-, sin- e pós-rifte sobre uma crosta continental uniformemente estirada, afetada por falhas normais de alto ângulo na crosta superior e deformação dúctil na crosta inferior, em contato direto e abrupto contra uma crosta oceânica de três camadas. B) Uma representação moderna mostrando a geometria da transição continente-oceano adquirida durante uma deformação polifásica que resultou na exumação do manto ao longo de falhas de descolamento no topo do embasamento

Fonte: Péron-Pinvidic, 2009.

A costa da Ibéria se formou durante a ruptura continental entre as placas Norte Americana e Ibérica, durante o Eocretáceo. Este é um típico exemplo de margem não vulcânica e de bacia faminta (Manatschal, 2001). A costa pode ser dividida em vários segmentos (do Norte para o Sul): o segmento da Galícia, a planície abissal da Ibéria e a planície abissal do Tagus (Figura 5).

Figura 5 – Mapa da margem oeste da Ibéria mostrando a posição dos ODP das áreas de dragagem.



Legenda: Mapa de detalhe mostra a localização das sondagens na planície abissal da Ibéria, em relação às linhas sísmicas utilizadas na confecção da seção mostrada abaixo. A seção W-E, na base, ilustra a composição da crosta baseada nos resultados do ODP *leg* 149 e 173.

Fonte: Manatschal, 2001.

Estudos geofísicos e os resultados de três campanhas de ODP (*legs* 103, 149 e 173), demonstraram que em direção ao oceano, uma crosta continental afinada é seguida por manto exumado e serpentinizado. Este manto encontra-se exposto no

fundo oceânico ou na base da cobertura sedimentar pós-rifte. Na porção sul da planície abissal da Ibéria estas rochas do manto formam, pelo menos, parte de uma zona de transição oceano-contidente de mais de 100 km de extensão (Figura 5).

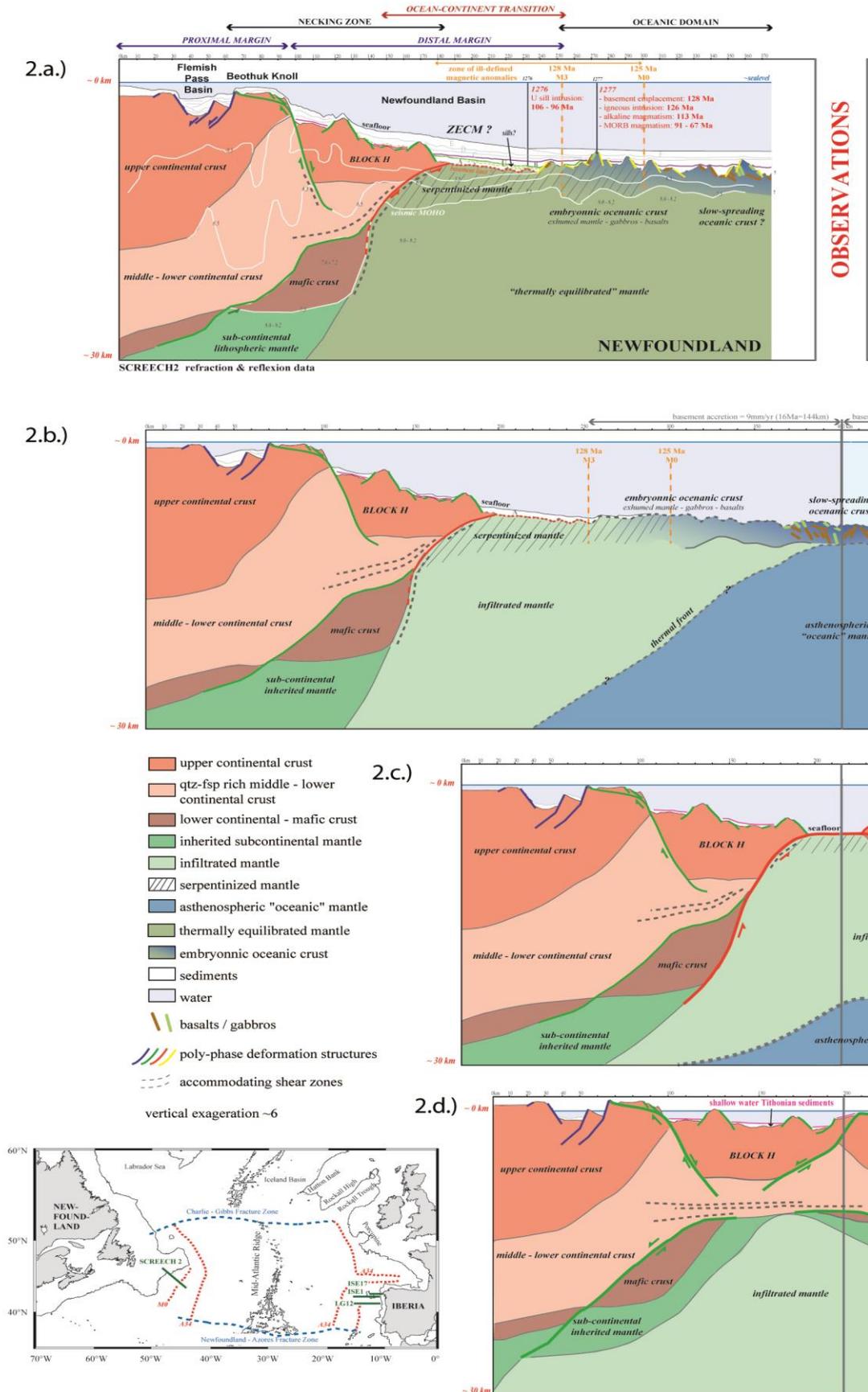
As margens do Oceano Tethys aflorantes nos Alpes (TA) foram originadas durante um sistema de rifteamento equatorial do Eotriássico ao Jurássico. Já as margens da Ibéria/Newfoundland (INF) foram formadas durante uma fase rifte e de abertura do Atlântico Norte, no Jurássico/Neocretáceo.

A comparação entre as margens TA e INF mostra que apesar de formadas em idades diferentes e de apresentarem distintas histórias pós rifte, estas margens apresentam várias similaridades. Estas similaridades permitem uma comparação de observações diretas da antiga margem com os dados de poços e de sísmica vindos das margens atuais. Baseados nestes dados, um modelo conceitual para explicar a evolução tectônica da INF e do TA foi proposto por Whitmarsh (2001). Versões modificadas deste modelo foram apresentadas por Manatschal (2004) e Lavier & Manatschal (2006). No entanto estes modelos capturam somente as características gerais dos processos rifte. Elas foram formatadas respeitando todos os dados advindos das campanhas ODP 103, 173 e 210 e todas as principais observações alpinas. Baseados em limites de tempo vindos do registro estratigráfico, idades isotópicas e anomalias magnéticas, quatro estágios de desenvolvimento podem ser descritos e serão referidos como: estiramento, afinamento, exumação e espalhamento oceânico (Figura 6).

Observações limitando as condições pré-rifte podem ser obtidas a partir do registro estratigráfico, que é pouco conhecido na margem INF, mas preservado e bem descrito para o sistema TA. O estudo desta região permite estimativas de espessura crustal da ordem de aproximadamente 30 km (Figura 7).

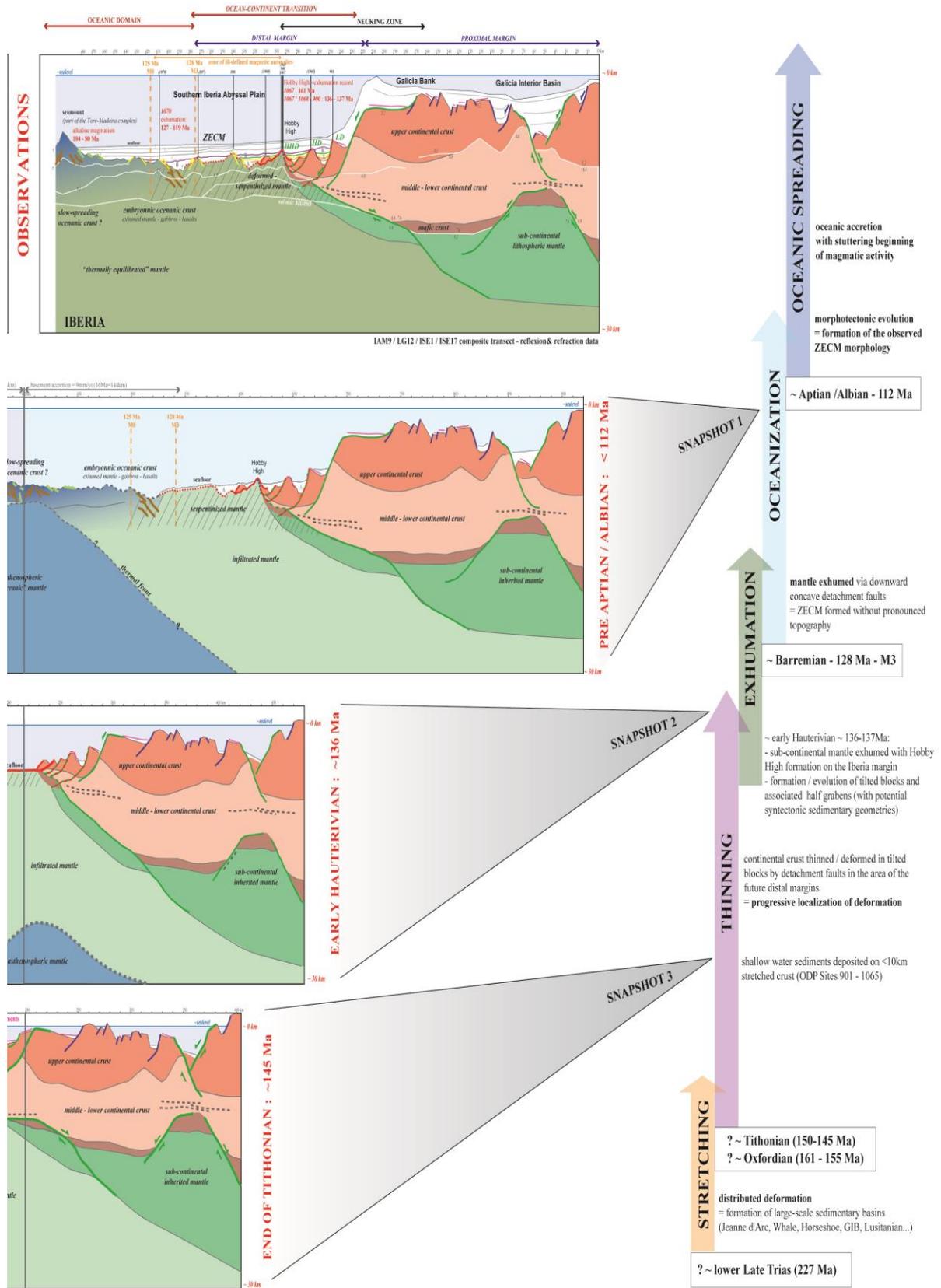
Müntener *et al.* (2000) calculou as condições de temperatura e pressão no limite crosta/manto no começo do rifte como sendo de 550°C a 0,9-1 GPa, correspondendo a 33-36 km de espessura da crosta. Baseado nestes dados, foi proposto um modelo reológico para a litosfera pré-rifte com uma crosta superior rúptil, uma crosta intermediária dúctil e uma crosta inferior resistente, gabróica, um manto superior rúptil e um manto inferior plástico (figura 7).

Figura 6a – Estágios de desenvolvimento do processo rifte na costa de Newfoundland.



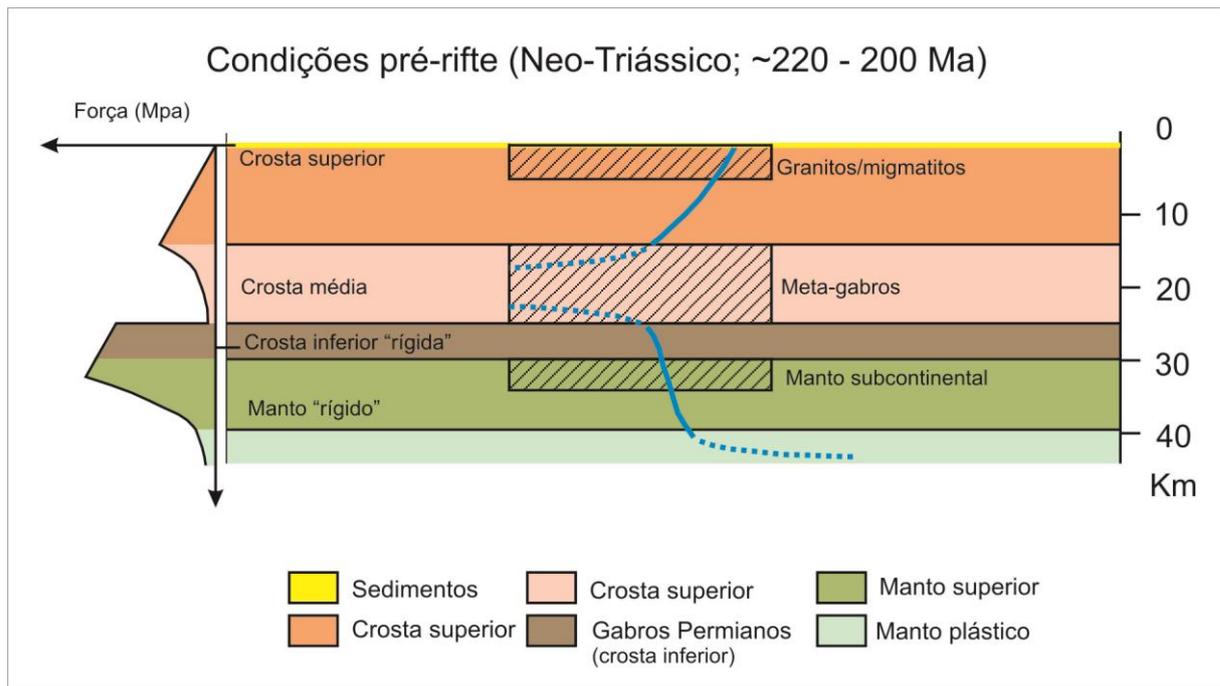
Fonte: Perón-Pinvidic, 2009

Figura 6b – Estágios de desenvolvimento do processo rifte na costa da Ibéria.



Fonte: Perón-Pinvidic, 2009.

Figura 7 – Seção esquemática mostrando as condições pré-rifte da crosta e manto superior.



Legenda: O gráfico à esquerda mostra o comportamento reológico de cada camada, influenciando na deformação que as afeta.

Fonte: Manatschal, 2006.

Na fase inicial, o modo de estiramento é caracterizado pela distribuição de falhas lítricas normais, cortando a crosta superior dútil que terminariam nos níveis da crosta intermediária. As falhas que limitam as bacias rifte, teriam cerca de 4 km de profundidade e 30 km de extensão. O deslocamento das falhas é menor do que 10 km e a distensão total é limitada. Tanto o bloco alto como o baixo estão subsidindo (Perón-Pinvidic & Manatschal 2009).

As estruturas rifte mais proeminentes nas margens proximais são as bacias rifte limitadas por falhas. Um exemplo típico é a Bacia de Jeanne D'Arc, que é limitada por uma falha mais importante, bem imageada na crosta superior, mas que desaparece nos níveis médio e inferior da crosta, não afetando a Moho, que é regionalmente mais rasa abaixo da bacia distendida.

Grande parte da distensão pode ser acomodada durante pequenos pulsos e esta atividade não é simultânea junto aos diferentes segmentos de falha da margem. Esta situação torna muito difícil a obtenção de taxas de distensão para toda a margem.

A distribuição do estiramento na crosta superior é localizada em falhas de alto ângulo com deslocamentos de falhas de menos de 10 km, produzindo uma

distensão total,  $\beta$ , menor que 2. Não são identificadas evidências de estiramento no manto, neste modo.

Bertotti (1991) demonstrou que uma falha pode cortar os sedimentos pré-rifte e o embasamento, mudando de localmente rúptil para uma zona de cisalhamento dúctil com os milonitos associados. A reconstrução da relação geométrica entre a zona de falha e o acamamento dos sedimentos do sin-rifte levou Bertotti a concluir que a falha possuía geometria lístrica. Baseado em investigações microestruturais, ele demonstrou que a falha tem a sua terminação em condições de fácies xisto verde com temperaturas entre 300°-350°C e uma profundidade de 10-12 km, assumindo um gradiente normal de 30°C/km.

O modo de estiramento é tipicamente associado a sistemas de falha que cortam a crosta superior rúptil e terminam na crosta intermediária ou inferior com comportamento dúctil, dissociando deste modo a deformação da crosta superior em relação à crosta inferior e ao manto superior.

No limite rúptil-dúctil são observadas zonas de cisalhamento com mergulho em direção ao continente. Dados de pressão, temperatura e tempo (P,T,t) das rochas geradas nas zonas de cisalhamento que mergulham em direção ao continente mostram que elas foram ativas durante um estágio inicial de rifteamento, resultando no significativo afinamento da crosta continental, de pelo menos 15 km (0,4-0,5 GPa). Estruturas comparáveis às zonas de cisalhamento com mergulho em direção ao continente mapeadas nos Alpes não são observadas claramente na Costa da Ibéria. A única candidata possível para esta situação é a reflexão C (limite entre crosta superior e inferior?) demonstrada na figura 9. Esta reflexão é cortada por HD (detachment H) e LD (detachment L), falhas com concavidade para cima (Manatschal, 2007).

As zonas de cisalhamento crustal, muitas vezes, individualizam um bloco, também chamado de Bloco H (figura 8). Este Bloco H (de *hanging*) representa um pedaço da crosta superior, que preserva sedimentos da fase pré rifte e é circundado por uma zona em que exumam rochas da crosta superior e intermediária. Encontra-se localizado em uma região em que ocorre um abrupto afinamento da crosta (*necking zone*).

A formação do bloco H está relacionada a processos de distensão que se iniciam com a formação de falhas normais enraizadas na crosta média. A crosta

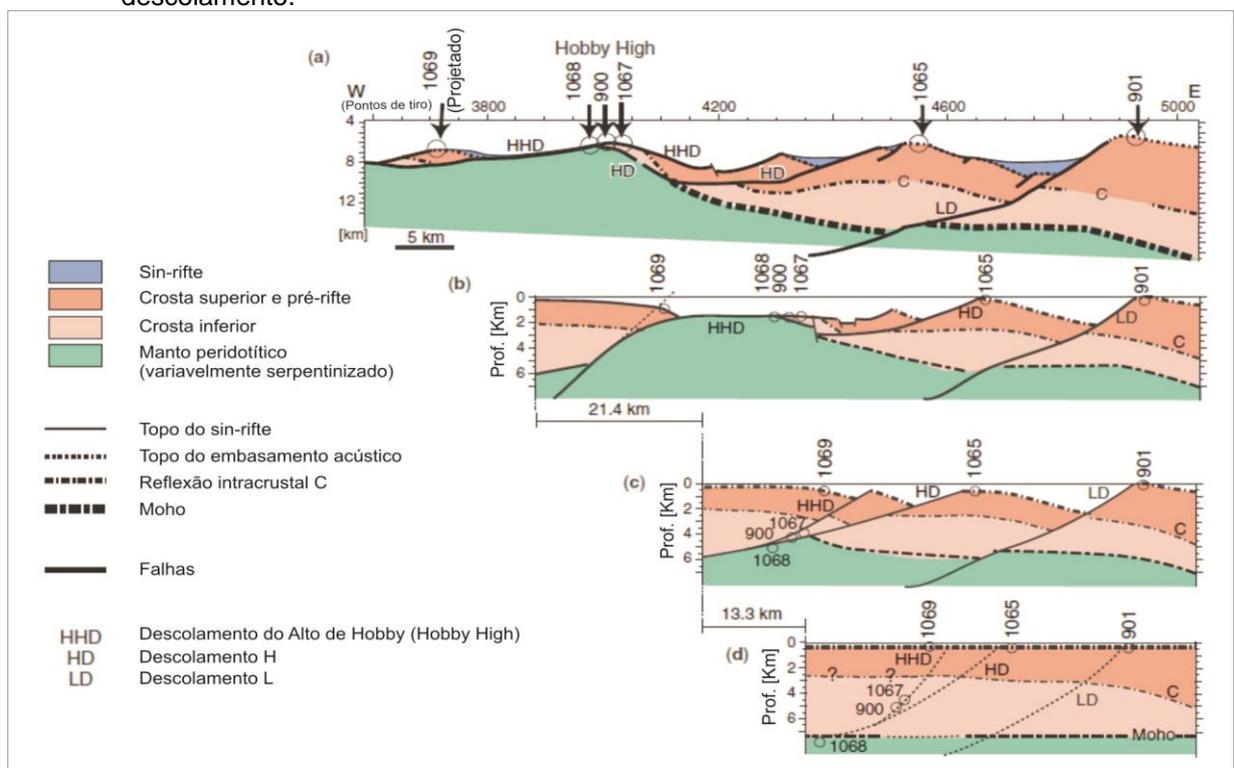
média ductil flui sobre a crosta inferior, mais resistente, e permite o deslocamento da deformação através de zonas de cisalhamento dúcteis abaixo do bloco H e no limite entre crosta intermediária e inferior. Durante a distensão, a deformação rúptil no manto superior leva a formação de uma zona de rifte estreita, abaixo do bloco H (Lavier & Manatschal, 2006). As falhas normais de ambiente rúptil, existentes no manto e na crosta superior não estão ligadas e formam um sistema de falhas dobradas (*rolling hinge faults*) nos dois lados do bloco H. Na crosta superior, estas falhas possuem grande deslocamento, afinando a crosta e permitindo que a crosta intermediária seja exumada nos dois lados do bloco H. O mesmo processo ocorre no manto, resultando na exumação e justaposição de níveis profundos do manto contra rochas da crosta intermediária. A ligação entre a crosta superior e o manto ocorre quando a camada de baixa viscosidade abaixo do Bloco H é afinada a menos de 4km de espessura. Neste momento as falhas rúpteis da crosta superior e do manto, em um dos lados do Bloco H, se unem formando uma falha com a concavidade para baixo. A movimentação desta nova falha permite que o manto chegue à superfície. À medida em que se aproxima da superfície, as rochas do manto passam a sofrer serpentinização com a diminuição da temperatura e hidratação. Acredita-se que exumação de rochas da crosta intermediária e do manto superior pode se estender por distâncias de mais de 100 km, formando uma região que pode ser considerada como crosta transicional (Manatschal *et al.*, 2006). Entretanto, nesta tese, evitar-se-á o uso do termo crosta transicional, pois, na realidade, um manto exumado não é crosta, nem continental nem oceânica, é manto. Portanto, aqui, tentar-se-á especificar se as regiões estudadas estão sobre crosta continental ou oceânica, ou sobre manto exumado. O uso do termo crosta transicional só será empregado em caso de citações a trabalhos que originalmente usem este termo.

Sobre o modo de afinamento, durante a evolução do rifteamento, existe uma grande dificuldade na obtenção de informações, pois esta área da margem é comumente soterrada sob uma espessa camada de sedimentos. Em seções sísmicas existem poucas evidências de distensão na crosta superior. Poços são raros e não trazem muitas informações sobre a subsidência tectônica ou da natureza do embasamento. Dados de pressão, temperatura e tempo (P-T-t) obtidos nos Alpes, sugerem a ocorrência de zonas de cisalhamento de escala crustal afinando a crosta a menos de 10 km, sem a presença da distribuição de falhas normais na

crosta superior e grande subsidência associada.

Informações de afinamento crustal na porção distal da margem são obtidas a partir de rochas da crosta inferior expostas na Zona Ivrea e Área de Malenco no norte da Itália. Estas rochas de crosta inferior são separadas das rochas de crosta superior pela falha Pogallo, na zona Ivrea, e pela falha de Margna na área de Malenco (Mohn *et al* 2010).

Figura 8 – Interpretação geológica na costa da Ibéria mostrando a distribuição de rochas da crosta superior e inferior, manto subcontinental exumado e reflexões interpretadas como falhas de descolamento.



Legenda: Os números acima da seção se referem aos poços ODP.

Fonte: Manatschal, 2007.

Já o terceiro estágio de evolução do rifte, o modo de exumação, é caracterizado pela presença de falhas com concavidade para baixo, que produzem rejeitos maiores que 10 km sem gerar um grande desnível, pois há a exumação do manto subcontinental no fundo oceânico. Exemplos desta falha foram imageados com a sísmica e perfurados na planície abissal da Ibéria (Manatschal 2007) e estão expostos nas *nappes* de Err e Platta nos Alpes (Figura 9). O manto exumado na passagem continente-oceano está associado a um sistema de descolamento crustal raso e tardio, com serpentinização a temperaturas abaixo de 600°C e profundidades

menores do que 10 km, onde provavelmente exista circulação hidrotermal. Nestas áreas há a ocorrência de falhas com concavidade para baixo que trazem rochas da crosta inferior e manto, por debaixo do bloco alto da falha, criando uma zona de manto continental exumado (no limite entre crosta continental e crosta oceânica).

As mais importantes estruturas relacionadas à fase final do rifte são as falhas de descolamento que são descritas e mapeadas nos Alpes e imageadas sismicamente como reflexões de baixo ângulo na costa da Ibéria (figura 8). Estas estruturas são interpretadas como um fator importante no mecanismo de exumação do manto subcontinental durante o final do rifte permitindo a formação de regiões que mostram características que não se encontram em crosta verdadeiramente oceânica nem em crosta continental afinada.

O sistema de descolamento de Err-Platta forma uma ou várias rupturas na crosta continental e coloca a crosta superior diretamente em contato com o manto subcontinental. A relação entre o sistema de descolamento é exposto por mais de 6 km na área de Piz d'Err- Piz Bial na Nappe de Err. Os blocos falhados são truncados sistematicamente, na base, pela falha de descolamento.

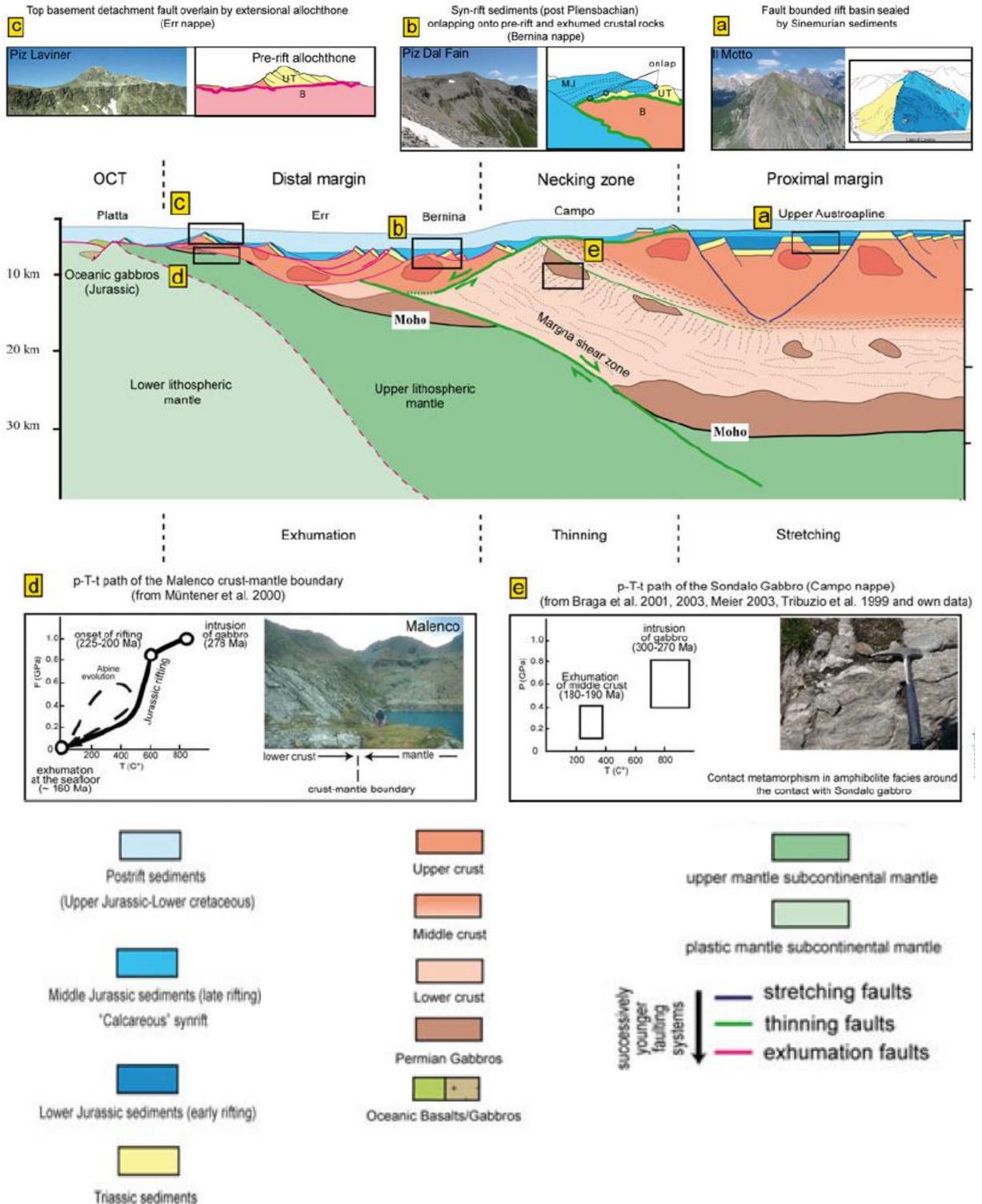
É de particular importância a observação de que elementos derivados do Manto como o cromo (Cr) e o Níquel (Ni) são enriquecidos na zona de falha de descolamento na crosta continental. Manatschal et al (2000) explica este enriquecimento com a percolação de fluidos com grandes concentrações de Ni e Cr originados da serpentinização do manto. Esta interpretação sugere que a serpentinização do manto se inicia abaixo da crosta continental em distensão e esta serpentinização é intimamente relacionada à deformação distensional.

Em vários lugares em Err-Platta os sedimentos sin-rifte cobrem a superfície de descolamento exumada com um baixo ângulo ( $<20^\circ$ ) de discordância.

As rochas do manto na Zona de Manto Continental Exumado (ZMCE) são peridotitos serpentinizados, cortados por intrusões de diques de gabros e basaltos.

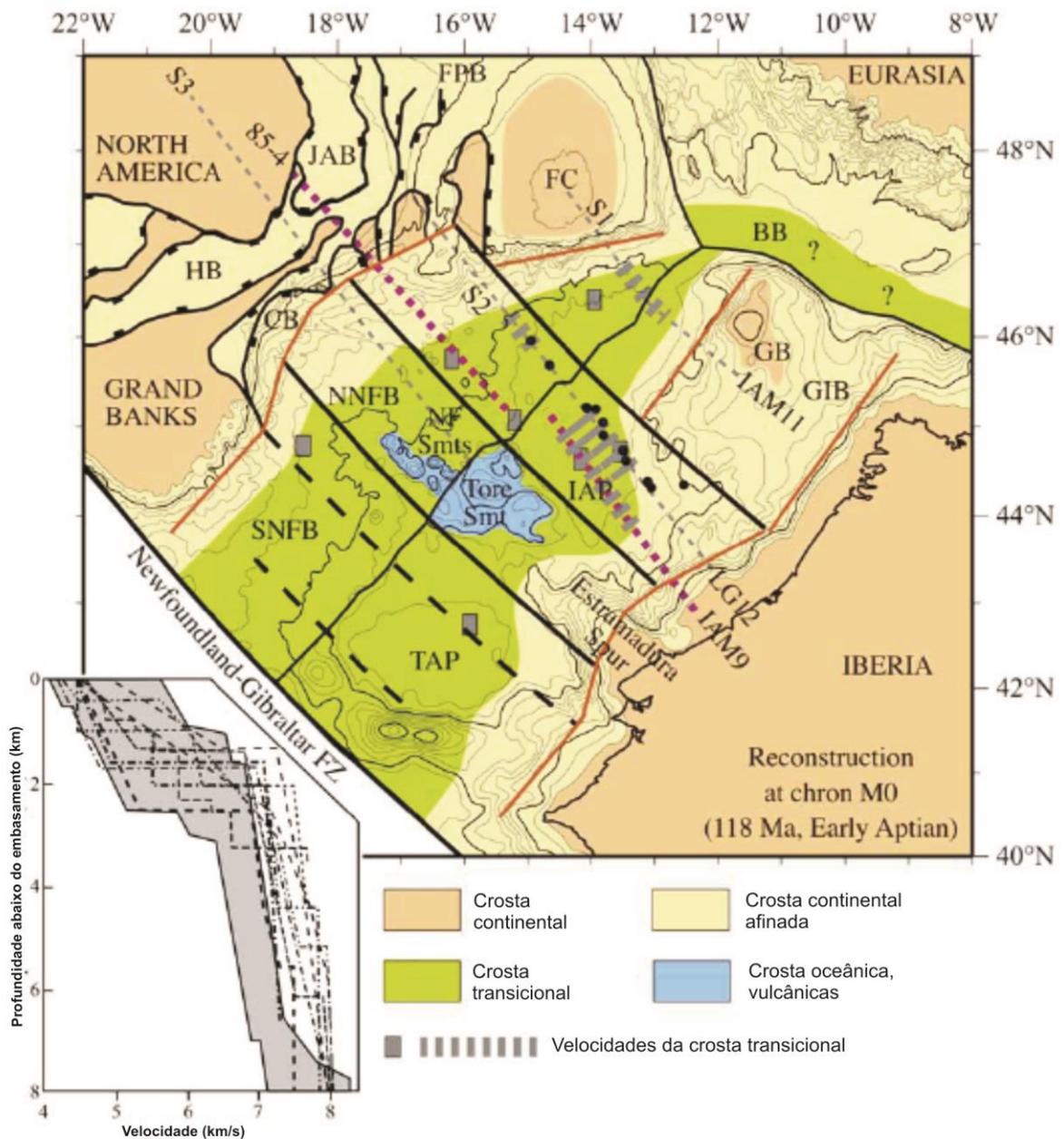
Nas margens do Tethys Alpino, a ruptura continental é marcada pela mais antiga idade bioestratigráfica que cobre tanto as unidades oceânicas quanto continentais. Estas idades são semelhantes às idades radiométricas obtidas na datação de recristalizações e exumação das rochas magmáticas mais antigas da ZMCE.

Figura 9 – Seção ao longo da Transição entre Crosta Oceânica e Continental na região de Err-Platta, mostrando as relações observadas entre o sistema de descolamento e suas estruturas no bloco alto e baixo.



Fonte: Mohn *et al.*, 2010.

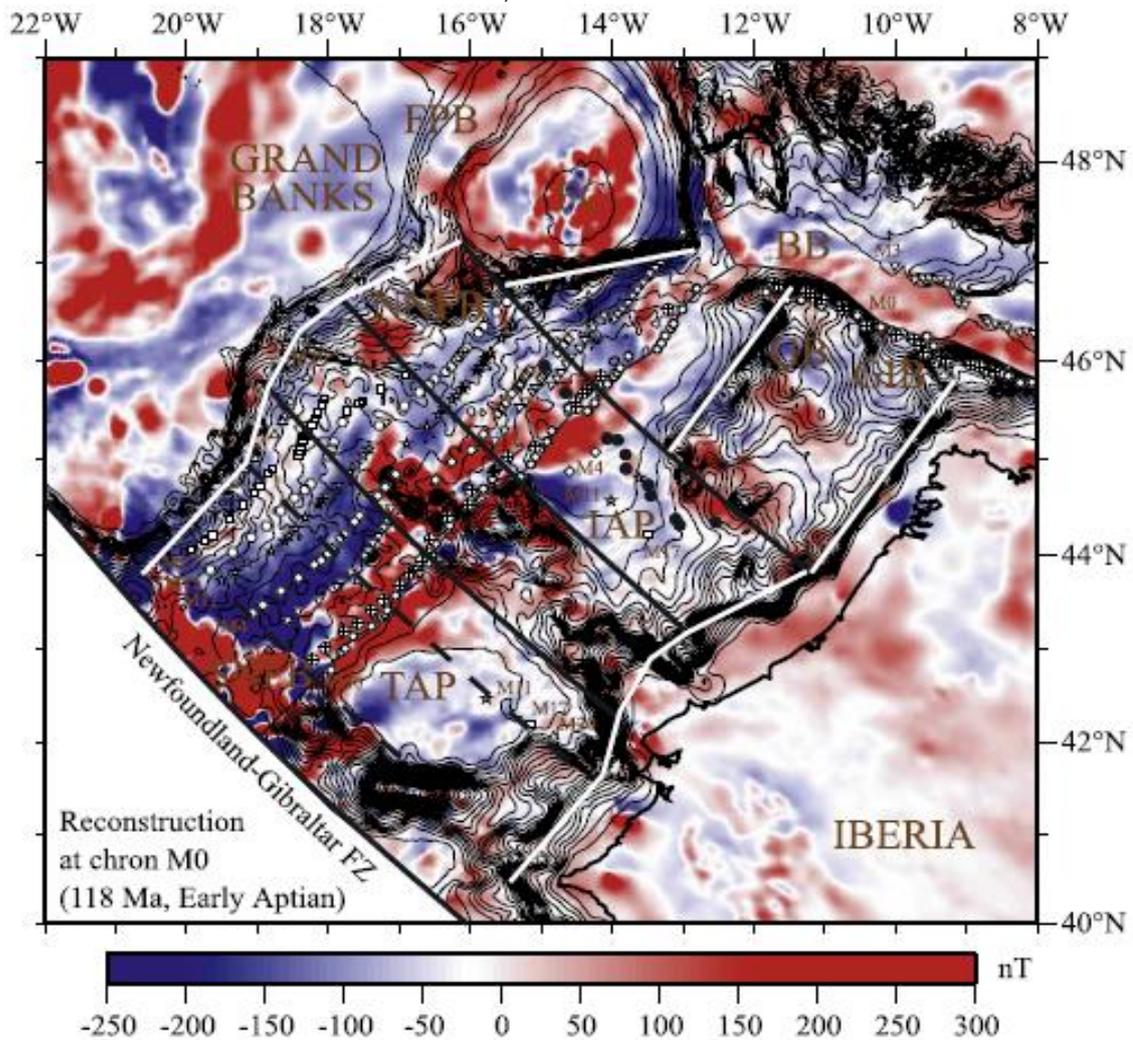
Figura 10 – Reconstrução do Atlântico Norte durante a anomalia magnética M0 (118Ma), com a Eurásia fixa.



Legenda: Reconstrução do Atlântico Norte durante a anomalia magnética M0 (118Ma), com a Eurásia fixa. Os círculos pretos são os pontos de DSDP e ODP. As linhas vermelhas são as linhas de charneira (*hingeline*) determinadas a partir de mapas Bouger. BB: Baía de Biscay, CB: Bacia Carson, FC: Flemish Cap, FPB: Bacia de Flemish Pass, GB: Banco da Galícia, GIB: Bacia Interior da Galícia, HB: Bacia Horseshoe, JAB: Bacia Jeanne d'Arc, NF Smts: montes submarinos de Newfoundland, SNFB: Bacia sul de Newfoundland, TAP: Planície abissal de Tagus.

Fonte: Sibuet *et al.*, 2007.

Figura 11 – Mapa de anomalia magnética mostrando a reconstrução das margens conjugadas do Oeste da Ibéria e América do Norte, durante o momento M0 à 118 Ma.



Fonte: Sibuet *et al.*, 2007.

Assumindo-se que estas anomalias magnéticas são originadas com o espalhamento oceânico, se obtém uma boa correlação entre anomalias medidas e calculadas para as anomalias a partir da M1 até a M8.

Enquanto peridotitos não alterados possuem uma susceptibilidade magnética baixa, peridotitos bastante serpentinizados possuem alta susceptibilidade magnética com um comportamento ferromagnético. Esta mudança de propriedades magnéticas é causada pela formação de magnetita durante a serpentinação

A magnetização remanescente destes peridotitos altamente serpentinizados pode ser comparada a dos basaltos oceânicos. A serpentinação pode explicar a magnetização responsável por anomalias magnéticas em zonas de transição, como

oque ocorre no Atlântico Norte (figuras 10 e 11). Neste modelo, falhas e fraturas abertas causadas pela flexão da placa levaram os fluidos para dentro do manto exumado, permitindo que a serpentinização se propagasse a profundidades de 2-3 km. O resfriamento dos serpentinitos a temperaturas inferiores a 570° C pode desencadear reações químicas que permitiriam o registro do campo magnético existente durante este momento, de resfriamento do manto em níveis crustais. Este processo geraria domínios únicos de minerais magnetizados em serpentinitos.

Desta forma, as margens com pouco vulcanismo têm a passagem crosta continental-oceânica predominantemente formada por manto exumado com uma contribuição variável de gabros e basaltos dependendo do estado termal da litosfera, composição do manto e taxa de distensão.