



**Universidade do Estado do Rio de Janeiro**

Centro de Tecnologia e Ciências

Faculdade de Geologia

Maria Alice Nascimento Fagundes de Aragão

**Arcabouço estrutural, geometria e estrutura crustal das margens rifteadas  
do Oeste Africano SubSaariano**

Rio de Janeiro

2016

Maria Alice Nascimento Fagundes de Aragão

**Arcabouço estrutural, geometria e estrutura crustal das margens rifteadas do Oeste  
Africano SubSaariano**

Tese apresentada, como requisito parcial para  
obtenção do título de Doutor, ao Programa de Pós-  
Graduação em Análise de Bacias e Faixas Móveis,  
da Universidade do Estado do Rio de Janeiro. Área  
de concentração: Análise de Bacias e Tectônica

Orientadora: Prof.<sup>a</sup> Dra. Mônica da Costa Pereira Lavalle Heilbron

Coorientadores: Dr. Antônio Manuel Figueiredo e Prof. Dr. Gianreto Manatschal

Rio de Janeiro

2016

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

A659 Aragão, Maria Alice Nascimento Fagundes de.  
Arcabouço estrutural, geometria e estrutura crustal das  
margens rifteadas do Oeste Africano SubSaariano / Maria Alice  
Nascimento Fagundes de Aragão. – 2016.  
183f.

Orientadora: Mônica da Costa Pereira Lavalle Heilbron.

Coorientadores: Antônio Manuel Figueiredo.

Gianreto Manatschal.

Tese (Doutorado) – Universidade do Estado do Rio de  
Janeiro, Faculdade de Geologia.

1. Geologia estrutural – África Sub-Saara – Teses. 2.  
Margens Continentais – África Sub-Saara – Teses. 3.  
Plataforma continental – Teses. 4. Topografia – Teses. I.  
Heilbron, Mônica da Costa Pereira Lavalle. II. Figueiredo,  
Antônio Manuel. III. Manatschal, Gianreto. IV. Universidade  
do Estado do Rio de Janeiro. Faculdade de Geologia. V. Título.

CDU 551.243(66/69)

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

*Maria Alice Nascimento Fagundes de Aragão* 02 de junho de 2016

Assinatura

Data

Maria Alice Nascimento Fagundes de Aragão

**Arcabouço estrutural, geometria e estrutura crustal das margens rifteadas do Oeste  
Africano SubSaariano**

Tese apresentada, como requisito parcial para  
obtenção do título de Doutor, ao Programa de Pós-  
Graduação em Análise de Bacias e Faixas Móveis,  
da Universidade do Estado do Rio de Janeiro. Área  
de concentração: Análise de Bacias e Tectônica

Aprovada em 29 de fevereiro de 2016.

Orientadora: Prof.<sup>a</sup> Dra. Mônica da Costa Pereira Lavalle Heilbron  
Faculdade de Geologia - UERJ

Coorientadores: Prof. Dr. António Manuel Figueiredo  
PETROBRAS  
Prof. Dr. Gianreto Manatschal  
EOST-Université de Strasbourg

Banca Examinadora:

---

Prof.<sup>a</sup> Dra. Mônica da Costa Pereira Lavalle Heilbron  
Faculdade de Geologia - UERJ

---

Prof. Dr. Fernando Flecha Alkmim  
Departamento de Geologia- Escola de Minas - UFOP

---

Prof.<sup>a</sup> Dra. Eliane da Costa Alves  
Departamento de Geociência - Escola de Geofísica - UFF

---

Prof. Dr. Cláudio de Morisson Valeriano  
Faculdade de Geologia - UERJ

---

Prof. Dr. Miguel Tupinambá  
Faculdade de Geologia - UERJ

Rio de Janeiro

2016

## DEDICATÓRIA

À vida.

## AGRADECIMENTOS

Tudo tem o seu tempo determinado, e há tempo para todo o propósito debaixo do céu: há tempo de nascer e tempo de morrer; tempo de plantar e tempo de arrancar o que se plantou (Eclesiastes 3). Na sementeira uma parte pode cair entre os espinhos e se afogar; outra poderá cair sobre pedras, e secar-se por falta de umidade; outra cair no caminho, e ser pisada ou comida; e por fim lograr-se-ão a última parte e colherá dela muito fruto (Sermões do Padre Vieira).

Nesse processo, apesar do caminhar solitário, tive, sem sombra de dúvida, a valiosa contribuição de terceiros. Assim, gostaria de creditar aqui meus agradecimentos a pessoas e instituições que foram fundamentais à concepção e realização deste trabalho.

Agradeço com alegria e prazer: aos meus orientadores Prof.<sup>a</sup> Dra. Mônica da Costa Pereira Lavalle Heibron, Dr. Antonio Manuel Figueiredo e Prof. Dr. Gianreto Manatschal, que muito mais do que mestres, me proporcionaram amizade, companheirismo, aliados a valiosas sugestões, críticas, questionamentos pertinentes e rigorosa análise do trabalho. A Luizemara Soares Alves Szameitat, M.Sc, que além de parceira nesse projeto, foi minha grande mestre nos estudos dos Métodos Potenciais, no qual também tive a valiosa contribuição de Cesar Kazzuo Vieira Nakatsubo, M.Sc.

Ao Dr. Adriano Roessler Viana por, desde o início, ter acreditado e incentivado a realização deste trabalho e se prontificado a patrociná-lo através do Programa de Fronteiras Exploratórias da PETROBRAS.

À PETROBRAS, Área Internacional, aos gerentes Julius Heinerici, Rudy Felix Ferreira, Marcos Vallerio Gonçalves Galvão e José Guimarães Rizzo por permitirem dedicar parte de meu tempo à pesquisa e elaboração dessa tese, assim como pela liberação de dados de sua propriedade, que constituíram, em grande parte, a matéria-prima deste trabalho. À UERJ, que constituiu parte fundamental do cenário intelectual sob o qual esta pesquisa foi desenvolvida, e ter absorvido o convênio com a Universidade de Strasbourg, permitindo, desta forma, a continuação da participação do Dr. Gianreto Manatschal nesse projeto. À ION, na pessoa do Dr. Brian Horn, e à PGS, na pessoa do Sergey Palenov, pela liberação das respectivas linhas sísmicas utilizadas neste estudo.

A Bruno Gomes de Souza e a Sidney F. dos Santos pela dedicação na elaboração das figuras geo-referenciadas. A Caesar Augusto Rigoti, M.Sc pela confecção de figuras do mapa

de reconstrução crustal no PLATES *software* e a Carlos Rogério Oliveira Rodrigues M.Sc pelas discussões e construtivas sugestões.

À Luciana Bispo pelo preparo, gerenciamento e cuidado com o meu projeto sísmico na estação de trabalho.

Prof<sup>a</sup>. Dra. Eulalia Fernandes e Prof<sup>a</sup>. Cristina M.C. Dias, M.Sc, que tanto me ensinaram e impeliram nas diversas etapas desse projeto. Um carinho imensurável.

Diversas outras pessoas contribuíram bastante, se não diretamente neste empreendimento, ao menos por possibilitarem que esta experiência e a moradia no Rio de Janeiro tenham sido extremamente gratificantes.

Finalmente, um agradecimento especial a minha família, por vibrarem comigo nos momentos mais significativos da vida.

Contemplei ao longe um grande ideal  
e lá se foi o sossego de minh'alma.  
Nunca mais estarei quite comigo mesmo.  
Sempre atuará a gravitação do espírito.  
Entrou-me no sangue da alma uma angústia cruel.  
Sempre oscilará, irrequieta, a agulha magnética.  
Sempre clamará o heliotropismo do meu ser.  
Lavra-me no íntimo incêndio roaz.  
(Noite Estrelada – *Huberto Rohden*)



## RESUMO

ARAGÃO, Maria Alice Nascimento Fagundes de. **Arcabouço estrutural, geometria e estrutura crustal das margens rifteadas do Oeste Africano SubSaariano**. 2016. 183f. Tese (Doutorado em Geologia) – Faculdade de Geologia, Universidade do Estado do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 2016.

A margem continental do Oeste Africano SubSaariano é uma vasta região que se estende de Camarões a África do Sul, que abriga um ambiente tectônico no qual permite se reconhecer a coexistência de distintos tipos de margens - rica em magma, pobre em magma e transformante. O estudo integrado da geologia, sísmica e métodos potenciais permitiu a elaboração de um arcabouço estrutural que revelou que essas margens apresentam um conjunto correlacionável de elementos arquiteturais, entidades estas conhecidas como os domínios Proximal, Distal, Externo e Oceânico, que exibem uma sucessão sistemática em direção ao oceano. De um modo geral, esses domínios exibem certa continuidade ao longo de toda a margem continental. Nas regiões entre os distintos tipos de margens, a transição se processa de uma maneira gradativa, com interação entre os domínios estruturais e, às vezes, podendo ocorrer à superposição espacial e temporal dessas fases de deformação. Nesse contexto, o Domínio Externo muito característico na margem rica em magma, tende a desaparecer em direção ao norte, à medida que os domínios Distal e Proximal na margem pobre em magma vão tendo maior protagonismo. Do mesmo modo, se verifica o reaparecimento do Domínio Externo, na proporção que o Domínio Distal da margem pobre em magma (ao norte da Bacia do Gabão) registra a presença de perturbações decorrentes da atuação das zonas de fraturas. No Domínio Distal da margem pobre em magma, a natureza do embasamento foi interpretada como sendo constituída tanto pela crosta continental hiperestirada como pela crosta continental hiperestirada com infiltração do material fundido do manto, o que foi validado pelos perfis gravimétricos. A modelagem gravimétrica, em escala crustal, mostrou que, nas regiões de transição, sob a crosta hiperestirada, o manto subcrustal apresenta-se localmente anômalo, com densidade inferior ao observado nas regiões adjacentes. A presença dessa baixa densidade está sendo interpretada como consequência da formação de convecção de pequena escala, decorrente de uma provável alteração das condições de contorno imposta pela extensão ao se confrontar com regiões em que aflora um embasamento constituído por núcleos graníticos do Arqueano e com a presença de atividade magmática. Por fim, a nova proposta do limite crustal, principalmente na região da Bacia de Namibe (região de transição entre uma margem rica em magma para uma pobre em magma), quando sobreposta a um modelo de melhor ajuste na reconstrução de blocos continentais para a situação anterior a ruptura crustal (~133 Ma), mostra uma perfeita acomodação desse limite com as linhas de costa do Atlântico Sul, implicando numa drástica redução da lacuna decorrente da extensão entre os blocos crustais nessa região. Como consequência, ter-se-ia uma menor quantidade de movimentos horizontais a ser acomodado na porção continental, o que é consistente com o conhecimento atual da geologia nessa região. Outro ponto relevante, associado a esse limite crustal, é o fato dele exibir a mesma inflexão que a Província Ígnea do Paraná apresenta no bloco sul americano, nessa região.

Palavras-chave: Margem continental rifteada. Domínios estruturais das margens passivas.

Reconstrução de blocos continentais. Arquitetura crustal.

## ABSTRACT

ARAGÃO, Maria Alice Nascimento Fagundes de. **Arcabouço estrutural, geometria e estrutura crustal das margens rifteadas do Oeste Africano SubSaariano**. 2016. 183f. Tese (Doutorado em Geologia) – Faculdade de Geologia, Universidade do Estado do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 2016.

The Western African SubSaharian continental margin includes a large region from Cameroon to South Africa reflecting a tectonic environment that comprises distinct margins types – magma-rich, magma-poor and transform margins. The integrated study of geological, seismic and potential field data has enabled to establish a structural framework characterized by a set of comparable architectural elements known as proximal, necking, distal, outer and oceanic domains. These elements show a systematic oceanward succession, not necessarily in the same order, taking in account the distinct aspects of the environment that they were generated. These key domains display a strong and consistent continuity along the continental margin. Between different margins types transitional regions normally occur in a gradual way, but interactions between structural domains may also occur with the possible occurrence of spatially and temporally overprint. In this context, the Outer Domain, the key feature in the magma-rich margin, tends to disappear northwards where the Distal and Proximal Domains in magma-poor margin performed the main role. Likewise, it is observed the recurrence of the Outer Domain as the Distal Domain in magma-poor margin (north of Gabon Basin) is disturbed by the fracture zones presence. The nature of the basement in the Distal Domain of the magma-poor margin is believed to be constituted by hyperextended continental crust as much as hyperextended continental crust infiltrated by mantle melting, what was validated by gravity profiles. The gravity modeling in crustal scale shows that in the transitional regions, beneath hyperextended crust, the subcrustal mantle appears locally anomalous with density values lower than adjacent regions. The presence of these low density values is probably caused by active small-scale convection cells caused by some changing in the fundamental constrains imposed in the extension process, when rifting reaches Archean cratonic regions and magmatic activity. Eventually, the proposed new crustal boundary, mainly in the region of Namibe Basin (transitional zone between magma- rich margin and magma-poor margins) applied over the tightest possible reconstruction continental blocks before the break-up (~133 Ma) shows a best fit between South Atlantic coast lines implying in drastic reduction of the gap resulting from the extension in this region. In this model, less amount of horizontal movement during the extension of the crust is needed to accommodate the continental portion, which is in agreement with the recent geological observation in this region. Another relevant point addressed by the model is the fact that this new board displays the same inflection verified in the Paraná Igneous Province, in this region of the South American block.

Keywords: Western African SubSaarian rifted continental margins. Margins types. Structural domains of passive margins. Plate tectonics kinematics models. Crustal architecture.

## LISTA DE FIGURAS

Figura 1 –	Mapa de localização da região estudada e da distribuição do programa de sísmica profunda 2D da ION CongoSPAN.....	21
Figura 2 –	Reconstrução do Pangea no Permo-Triássico (~250 Ma), anterior à ruptura do mega-continente.....	25
Figura 3 –	A) Configuração do Pangea em <i>ca</i> 180 Ma associado às prováveis zonas de subducção existentes na época e a localização das grandes províncias ígneas; B) Seção geológica esquemática EW do Gondwana Ocidental, em <i>ca</i> 130 Ma, ilustrando o modelo geodinâmico.....	26
Figura 4 –	Mapa paleogeográfico absoluto do Pangea em <i>ca</i> 130 Ma.....	28
Figura 5 –	Mapa regional tectono-magmático da porção ocidental do Atlântico Sul.....	29
Figura 6 –	Localização dos principais enxames de diques associados ao magmatismo Paraná-Etendeka.....	31
Figura 7 –	Configuração pretérita do paleocontinente Gondwana mostrando seus blocos cratônicos e os cinturões móveis Pan-Africano e –Brasiliano.....	34
Figura 8 –	Mapa da Orogenia Brasiliana e Pan-Africana que definiu a sutura de amalgamação do Gondwana Ocidental entre os núcleos cratônicos da América do Sul e África.....	35
Figura 9 –	Mapa estrutural simplificado do domínio Pan-Africano e –Brasiliano do nordeste brasileiro e da região do Golfo da Guiné no oeste africano.....	36
Figura 10 –	Arcabouço tectônico do Pré-Cambriano da África Meridional (SubSaariana).....	37
Figura 11 –	Mapa estrutural simplificado mostrando um provável limite de blocos rígidos, as bacias riftes Mesozóicas e Cenozóicas e o magmatismo associado à ruptura do Gondwana.....	40
Figura 12 –	Mapa de melhor ajuste pré-ruptura do segmento central do Atlântico Sul e perfis estruturais das margens entre Angola e Gabão.....	41
Figura 13 –	Mapa tectono-estrutural regional do Atlântico Sul, na época da Chron 34 (83 Ma).....	44
Figura 14 –	Lacunas e sobreposições observadas nos primeiros modelos de	

reconstrução, utilizando o conceito de placas rígidas e com o bloco africano sendo considerado fixo.....	45
Figura 15 – Lacunas e sobreposições observadas nos primeiros modelos de reconstrução utilizando o conceito de placas não rígidas.....	46
Figura 16 – Lacunas e sobreposições observadas no modelo de reconstrução utilizando o conceito de placas não rígidas tanto na placa sul americana quanto na africana.....	47
Figura 17 – Lacunas e sobreposições verificadas nos modelos de reconstrução nos últimos 10 anos.....	49
Figura 18 – Reconstrução cinemática, numa situação anterior à ruptura crustal (~133 Ma), mostrando o melhor ajuste de acordo com as informações geológicas e geofísicas.....	51
Figura 19 – Reconstrução cinemática do Atlântico Sul no tempo intra-Albiano (106 Ma).....	52
Figura 20 – Primeiro modelo conceitual de rifteamento, em escala litosférica, para uma margem pobre em magma.....	55
Figura 21 – Modelo conceitual da evolução temporal e espacial de um rifteamento, baseado nas margens Alpina Tethys e Iberia/Newfoundland, e seu modelo numérico.....	57
Figura 22 – Modelo conceitual esquemático mostrando a evolução do rifteamento baseado nas observações do sistema rifte de Ibéria/Newfoundland.....	60
Figura 23 – Arquitetura crustal inferida para a margem conjugada do sistema rifte de Ibéria/Newfoundland.....	61
Figura 24 – Estrutura crustal predita pela extensão da litosfera ao longo de uma simples zona planar cisalhante.....	62
Figura 25 – Seção transversal esquemática de uma margem rica em magma, baseada em sísmica de refração e observações de regiões continentais da Groenlândia.....	64
Figura 26 – Evolução tectônica e magmática dos prismas continentais de SDR do Oeste da Groenlândia (sudeste da Baía de Baffin).....	65
Figura 27 – Representação em mapa e seção longitudinal de uma margem rica em magma baseada na hipótese de segmentação tectônica e magmática controlada por <i>soft point</i> .....	67

Figura 28 – Distribuição mundial das ocorrências das margens rica em magma.....	67
Figura 29 – Seção esquemática ilustrando a distribuição dos domínios numa típica margem rifteada.....	69
Figura 30 – Resumo dos estilos de deformações interpretados para as margens rifteadas e suas principais características.....	71
Figura 31 – Características das margens rifteadas denominadas de Tipo I e II.....	72
Figura 32 – Mapa mostrando diferentes zonas estruturais ao longo da margem noroeste da Iberia; e duas seções geológicas transversais, representativas da parte norte e da parte sul desse mapa, mostrando a principal arquitetura estrutural ao longo da margem.....	74
Figura 33 – Interpretação da estrutura termal da evolução rifte-drifte de um sistema de margem rifteada pobre em magma.....	76
Figura 34 – Arcabouço geotectônico das margens rifteadas do Oeste Africano SubSaariano.....	80
Figura 35 – Características sísmicas da margem rica em magma na região compreendida entre as feições de Agulha Ridge (África do Sul) e Walvis Ridge (Angola-Namíbia) no Oeste Africano.....	82
Figura 36 – Seção sísmica profunda regional da Bacia de Pelotas, mostrando as principais feições estruturais, que caracterizariam os Domínios Proximal, de Rápido Afinamento Crustal, Distal, Externo e Oceânico.....	83
Figura 37 – Detalhe do arcabouço geotectônico da região ao norte da feição de Walvis Ridge, área compreendida entre o <i>offshore</i> de Angola e do Gabão, mostrando os domínios estruturais interpretados nessa margem rifteada pobre em magma.....	85
Figura 38 – Características sísmicas da continuação do Domínio Externo na região ao norte da Walvis Ridge, Bacia de Namibe.....	87
Figura 39 – Seção sísmica profunda EW, na região de transição entre a margem rica em magma e a margem pobre em magma, mostrando o comportamento do Domínio Distal, no qual se interpreta um grande aporte de material magmático.....	88
Figura 40 – Seção sísmica profunda EW, na margem pobre em magma, mostrando os principais domínios tectônicos identificados na margem rifteada da	

	região entre o <i>offshore</i> de Angola e Gabão.....	89
Figura 41 –	Seção sísmica profunda longitudinal NW-SE mostrando a variedade de padrões sísmicos observados no Domínio Oceânico.....	95
Figura 42 –	Seção sísmica profunda transversal NE-SW, na zona de transição entre a margem pobre em magma e a margem transformante, mostrando a grande presença de infiltração de material fundido do manto (envoltória verde) na crosta hiperestirada e um provável prisma vulcano-clástico no limite do Domínio Distal com o Domínio Oceânico.....	98
Figura 43 –	Seção sísmica profunda longitudinal NW-SE, ao norte da Bacia do Gabão, mostrando o provável efeito das zonas de fratura na crosta hiperestirada.....	100
Figura 44 –	Carta temporal da Bacia Interior de Kwanza mostrando a estratigrafia e os eventos tectônicos - termal e deformacional.....	102
Figura 45 –	Seção sísmica profunda longitudinal, na margem pobre em magma, mostrando a influência da feição de Malange <i>Uplift</i> sobre a margem rifteada, fazendo com que o magmatismo associado à fase rifte somente ocorra nas regiões laterais.....	103
Figura 46 –	Seção sísmica profunda longitudinal, na margem pobre em magma, mostrando a influência da feição do Arco de Ambriz sobre a margem rifteada, ocasionando que o magmatismo associado à fase rifte somente ocorra nas regiões laterais.....	105
Figura 47 –	Mapa batimétrico do Oeste Africano SubSaariano.....	109
Figura 48 –	Mapa gravimétrico de Anomalia de Ar-Livre do Oeste Africano do Oeste Africano SubSaariano.....	110
Figura 49 –	Mapa magnetométrico regional de Campo Total do Oeste Africano SubSaariano.....	112
Figura 50 –	Mapa gravimétrico de Anomalia Bouguer do Oeste Africano SubSaariano.....	115
Figura 51 –	Conjunto de mapas gravimétricos e magnetométricos do Oeste Africano SubSaariano.....	118
Figura 52 –	Mapa gravimétrico Residual obtido pela remoção do <i>trend</i> regional, calculado como uma superfície polinomial de grau 3.....	119
Figura 53 –	Características gravimétricas do limite do Domínio Oceânico na região	

	ao norte da Walvis Ridge.....	120
Figura 54 –	Mapa gravimétrico de anomalia Bouguer Residual mostrando as diferentes respostas gravimétricas ao longo das margens rifteadas.....	122
Figura 55 –	Mapa gravimétrico de Derivada Tilt (TRD) da Anomalia Bouguer do Oeste Africano SubSaariano.....	123
Figura 56 –	Estimativa da profundidade relativa da Moho através da inversão gravimétrica sem vínculos da superfície da Moho.....	124
Figura 57 –	Perfil gravimétrico passando ao norte da Bacia do Gabão.....	126
Figura 58 –	Perfil gravimétrico atravessando a Bacia de Kwanza.....	127
Figura 59 –	Perfil gravimétrico atravessando a Bacia de Namibe.....	128
Figura 60 –	Perfil gravimétrico atravessando a Bacia de Orange.....	129
Figura 61 –	Perfil gravimétrico na região de transição de margem rica em magma para margem pobre em magma (bacias de Namibe e Benguela).....	130
Figura 62 –	Perfil gravimétrico transversal a Bacia de Kwanza.....	131
Figura 63 –	Perfil gravimétrico transversal a Bacia de Kwanza, na sua porção mais ao norte.....	132
Figura 64 –	Perfis gravimétricos na região de transição margem pobre em magma para margem transformante.....	133
Figura 65 –	Mapa magnético de campo total e mapa magnético da 1ª derivada do campo total do Oeste Africano, mostrando as assinaturas características das áreas I, II e III.....	134
Figura 66 –	Mapa da amplitude do sinal analítico do Oeste Africano associado com o comportamento dinâmico do manto.....	136
Figura 67 –	Mapa da integral vertical do sinal magnético do Oeste Africano SubSaariano.....	137
Figura 68 –	Perfis magnetométricos na região de transição margem rica em magma para margem pobre em magma.....	138
Figura 69 –	Perfil magnetométrico transversal a Bacia de Kwanza.....	139
Figura 70 –	Perfil magnetométrico transversal a Bacia de Kwanza, na sua porção mais ao norte.....	140
Figura 71 –	Perfis magnetométricos, na região de transição margem pobre em magma para margem transformante.....	141
Figura 72 –	Mapa gravimétrico de gradiente horizontal total da Anomalia Bouguer,	

com <i>cut off</i> de 5.019 E, e mapa magnetométrico do campo total do Oeste Africano evidenciando o caráter anômalo da região em destaque no Domínio Oceânico.....	143
Figura 73 – Mapa de anomalia magnética global, com destaque da região do Atlântico Sul e desenho esquemático mostrando um possível cenário de mecanismo de rifteamento associado a essa resposta magnética numa margem cratônica.....	144
Figura 74 – Mapa de localização dos perfis gravimétrico modelados.....	145
Figura 75 – Perfil gravimétrico regional transversal à margem rifteada da Bacia de Orange - A.....	148
Figura 76 – Perfil gravimétrico regional transversal à margem rifteada da Bacia de Walvis Ridge – B.....	148
Figura 77 – Perfil gravimétrico da Bacia de Benguela – C.....	150
Figura 78 – Perfil gravimétrico da Bacia de Benguela – D.....	150
Figura 79 – Perfil gravimétrico da Bacia de Benguela – E.....	151
Figura 80 – Perfil gravimétrico da Bacia de Kwanza – F.....	152
Figura 81 – Perfil gravimétrico da Bacia de Kwanza – G.....	153
Figura 82 – Perfil gravimétrico da Bacia de Kwanza – H.....	153
Figura 83 – Perfil gravimétrico da Bacia de Kwanza - I.....	155
Figura 84 – Perfil gravimétrico da Bacia do Gabão – J.....	155
Figura 85 – Perfil gravimétrico da Bacia de Kwanza - L.....	156
Figura 86 – Perfil gravimétrico da Bacia de Kwanza – M.....	156
Figura 87 – Modelo da estrutura crustal proposto para as margens rifteadas do Oeste Africano SubSaariano.....	160
Figura 88 – Sobreposição do limite crustal proposto com o modelo de melhor ajuste na reconstrução de blocos continentais numa situação pré-ruptura.....	164
Figura 89 – Mapa tectônico da região central do Cinturão Móvel Ribeira e uma seção geológica transversal típica desse sistema orogênico.....	163
Figura 90 – Mapa de reconstrução crustal do Atlântico Sul mostrando a posição dos principais elementos tectono-estruturais, numa situação pós-ruptura crustal (83,5 Ma).....	165
Figura 91 – Composição isotópica inicial de Sr e Pb na Elevação do Rio Grande e na Walvis Ridge.....	166



## LISTA DE TABELAS

Tabela 1 –	Resumo dos dados referentes às amostras de calhas de alguns dos poços que atravessaram as rochas vulcânicas associadas à fase rifte, na margem rifteada entre Angola e Gabão.....	106
------------	---	-----

## LISTA DE SÍMBOLOS

wt%	Porcentagem do peso
~	Aproximadamente
>	Maior que
Ma	Milhões de anos
Ga	Bilhões de anos
km	Quilômetro
°C	Graus Celcius
g/cm <sup>3</sup>	Gramas por centímetro cúbico

## SUMÁRIO

	<b>INTRODUÇÃO.....</b>	19
1	<b>DADOS E METODOLOGIA.....</b>	21
2	<b>CONTEXTO GEOTECTÔNICO.....</b>	24
2.1	<b>Magmatismo associado à ruptura crustal x Magmatismo rifte.....</b>	25
2.1.1	<u>Tipos de fonte mantélica da Província Ígnea do Paraná-Etendeka e do vulcanismo oceânico.....</u>	30
2.2	<b>Arcabouço geotectônico do continente africano.....</b>	33
2.2.1	<u>Contexto Gondwana.....</u>	33
2.2.2	<u>Deformações intraplaca e configuração das margens passivas do Atlântico Sul</u>	38
2.3	<b>Modelos de reconstrução dos blocos continentais no Atlântico Sul.....</b>	41
3	<b>RETROSPECTIVA DOS CONCEITOS NOS MODELOS DE EVOLUÇÃO DO RIFTEAMENTO DAS MARGENS PASSIVAS.....</b>	53
3.1	<b>Margem Pobre em Magma.....</b>	54
3.2	<b>Margem Rica em Magma.....</b>	63
3.3	<b>Modelo Integrado.....</b>	68
3.4	<b>Variações no modelo de deformação das margens rifteadas devido a particularidades observadas em algumas margens.....</b>	72
4	<b>DESCRIÇÃO GEOLÓGICA E GEOFÍSICA DA MARGEM CONTINENTAL RIFTEADA DO OESTE AFRICANO SUBSAARIANO..</b>	78
4.1	<b>Arcabouço Estrutural.....</b>	78
4.1.1	<u>Margem Rica em Magma.....</u>	81
4.1.2	<u>Transição Margem Rica em Magma para Margem Pobre em Magma.....</u>	84
4.1.3	<u>Margem Pobre em Magma.....</u>	89
4.1.3.1	Domínio Proximal.....	91
4.1.3.2	Domínio Afinamento Crustal ( <i>Necking Domain</i> ).....	92
4.1.3.3	Domínio Distal.....	93
4.1.3.4	Domínio Externo.....	94
4.1.3.5	Domínio Oceânico.....	94
4.1.4	<u>Transição Margem Pobre em Magma para Margem Transformante.....</u>	97
4.2	<b>Magmatismo Rifte.....</b>	101

5	<b>ESTUDOS GRAVIMÉTRICOS E MAGNETOMÉTRICOS.....</b>	108
5.1	<b>Base de dados.....</b>	108
5.2	<b>Análise dos dados e filtros aplicados.....</b>	113
5.3	<b>Descrição dos Resultados Gravimétricos.....</b>	120
5.3.1	<u>Limite e Caracterização do Domínio Oceânico.....</u>	120
5.3.2	<u>Perfis Gravimétricos.....</u>	125
5.4	<b>Descrição dos Resultados Magnetométricos.....</b>	133
5.4.1	<u>Perfis Magnetométricos.....</u>	138
5.5	<b>Região Anômala do Domínio Oceânico.....</b>	141
5.6	<b>Modelagem Gravimétrica.....</b>	144
5.6.1	<u>Margem Rica em Magma.....</u>	146
5.6.2	<u>Transição Margem Rica em Magma para Margem Pobre em Magma.....</u>	149
5.6.3	<u>Margem Pobre em Magma.....</u>	151
5.6.4	<u>Transição Margem Pobre em Magma para Margem Transformante.....</u>	154
6	<b>DISCUSSÃO.....</b>	157
6.1	<b>Interação entre os diferentes tipos de Margem Rifteada do Oeste Africano SubSaariano.....</b>	157
6.2	<b>Modelo da Estrutura Crustal da Margem Continental Rifteada do Oeste Africano SubSaariano.....</b>	159
6.3	<b>Implicações do limite crustal proposto na região da Bacia de Namibe no modelo de reconstrução dos blocos crustais.....</b>	162
	<b>CONSIDERAÇÕES FINAIS.....</b>	170
	<b>REFERÊNCIAS.....</b>	173

## INTRODUÇÃO

Muitos estudos têm sido realizados nas margens rifteadas no intuito de descrever sua geometria e explicar o processo de seu desenvolvimento. No caso em que, ao longo de uma mesma margem continental, ela transite entre distintos tipos - rica em magma, pobre em magma e transformante, como é o verificado ao longo da margem continental do Oeste Africano SubSaariano, objeto dessa pesquisa, várias questões fundamentais sobre a configuração do arcabouço estrutural, o comportamento dos domínios estabelecidos, sua relação com o embasamento adjacente e como se processaria e o que caracterizaria a transição entre elas, voltam a emergir.

Nesta tese pretende-se investigar com ferramentas multidisciplinares e dados geológicos, sísmicos, gravimétricos e magnetométricos as características que definem essa margem, com maior detalhamento na região compreendida entre o Gabão e Angola, de modo a responder as questões acima levantadas e propor um modelo da estrutura crustal da margem continental rifteada do Oeste Africano SubSaariano.

A tese está estruturada em seis capítulos, no qual o primeiro é uma ambientação do leitor com a gama de informações disponíveis na região, a metodologia aplicada e como a utilização integrada de todos os dados permitiu a elaboração do modelo de estruturação regional.

O Capítulo 2 é uma descrição, por meio de compilação bibliográfica, dos aspectos mais relevantes da geotectônica do Gondwana, que como consequência da sua ruptura, permitiu a formação das margens rifteadas. Também se apresenta de uma maneira sucinta, uma revisão dos modelos de reconstrução dos blocos continentais no Atlântico Sul.

O Capítulo 3 apresenta, em ordem cronológica, o aperfeiçoamento dos conceitos aplicados na construção dos modelos de evolução do rifteamento nas margens passivas, até o entendimento atual. Recentes investigações mostram que, a despeito das inúmeras diferenças observadas nas margens rifteadas consideradas arquetípicas no Atlântico, também se observa que elas compartilham, ao nível de primeira ordem, grandes similaridades.

O Capítulo 4 descreve o arcabouço estrutural da margem continental rifteada do Oeste Africano SubSaariano, baseado em dados geológicos e sísmicos. Essa análise descritiva foi realizada para cada tipo de margem, tentando-se focar quando possível cada domínio estrutural individualizado, e reconhecer a existência de um padrão que controlaria o comportamento de suas principais estruturas. Outro ponto significativo abordado foi o papel

das feições magmáticas e a atuação do magmatismo rifte na margem rifteada, de modo a se entender se exerceram alguma interferência no processo de rifteamento e na evolução da mesma.

No Capítulo 5 são apresentados os resultados dos estudos gravimétricos e magnetométricos dessa margem continental e a sua utilização na delimitação e caracterização do domínio oceânico, assim como no entendimento da região tida como anômala. A modelagem gravimétrica, em escala crustal, foi utilizada como um recurso de validação dessa interpretação.

Como integração final, no Capítulo 6 é proposto um modelo regional da estrutura crustal dessa margem, ressaltando o comportamento dos domínios estruturais e a influência do embasamento aflorante adjacente na configuração e evolução das regiões de transição entre os distintos tipos de margens.

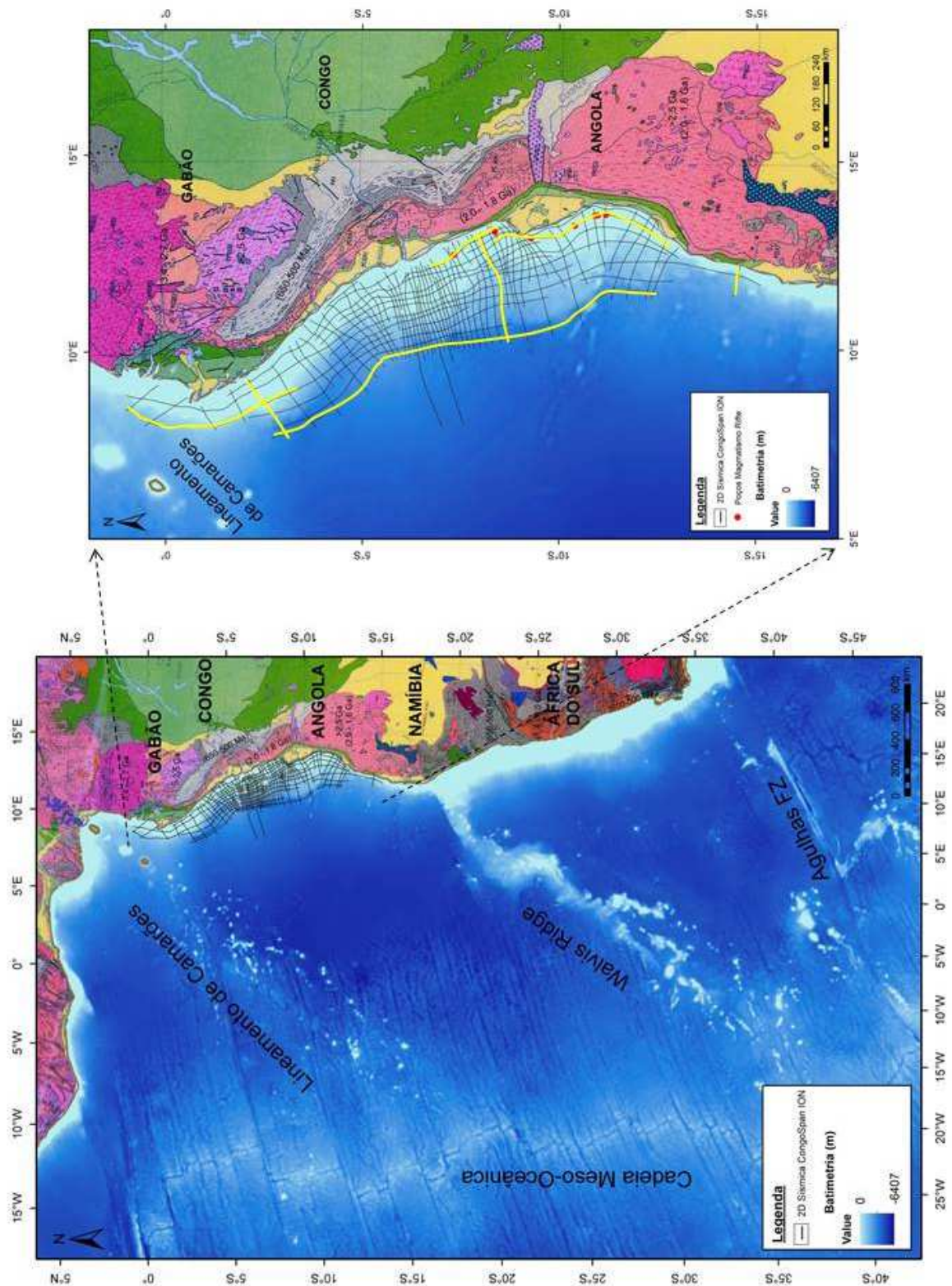
Finalmente, nas Considerações Finais são listadas as principais conclusões resultantes desta pesquisa.

## 1 DADOS E METODOLOGIA

Nesta tese foram utilizadas, fundamentalmente, informações provenientes do acervo técnico da PETROBRAS, tais como os dados da sísmica de reflexão 2D e dados de sete poços que constatarem a presença de eventos magmáticos síncronos ao rifteamento na bacia de Kwanza. Igualmente foram utilizados os dados gravimétricos da Anomalia de Ar-livre de satélite de SANDWELL & SMITH (2009) e os dados de intensidade do campo total magnético apresentada em MAUS et al. (2009). A interação desses dados com o embasamento da região emersa foi proporcionada pela utilização do mapa geológico do Gondwana Ocidental (DE WIT et al., 1988) e pelo arcabouço tectônico do Pré-Cambriano da África SubSaariana (KRÖNER & CORDANI, 2003).

A área marítima (*offshore*) do Oeste Africano SubSaariano dispõe de uma malha sísmica bastante diversificada, mas, em face da proposta de uma investigação regional da deformação decorrente da evolução do processo de rifteamento nas margens, o programa CongoSPAN de sísmica profunda 2D da ION, de 2003 e *infill* de 2007, foi o que se mostrou mais apropriado para este estudo. Este programa perfaz uma malha de 25.758 km lineares, na qual as linhas perpendiculares (*dip*) apresentam um comprimento em torno de 340 km (cada uma), com espaçamento entre linhas que varia de 25 a 50 km, enquanto que as linhas longitudinais (*strike*) apresentam, cada uma, um comprimento de 2.500 km (Figura 1). Esse programa foi adquirido usando *offsets* de 10 km e comprimento de registro de 18 segundos. Os dados do CongoSPAN I foram processados através da migração *pré-stack* em tempo (PSTM) e em profundidade (PSDM) – RTM (*reverse time migration*), com imagem de refletos em média até 25 km de profundidade, enquanto que nos dados do CongoSPAN II foi aplicado um modelo de velocidade por tomografia.

Figura 1 – Mapa de localização da região estudada e da distribuição do programa de sísmica profunda 2D da ION CongoSPAN.



Nota: No detalhe, em amarelas destaque das linhas sísmicas 2D utilizadas neste estudo e em vermelho os poços que constataram o magmatismo rift. Mapa batimétrico da região do Oeste Africano SubSaariano e mapa geológico na porção emersa, baseado em DE WIT et al. (1988).

Fonte: A autora, 2016.



O mapeamento sísmico, juntamente com o suporte dos dados de poços, dados gravimétricos e dados magnetométricos permitiram a elaboração do arcabouço tectônico da margem rifteada na área analisada, assim como a discriminação e a caracterização dos seus domínios estruturais, com destaque para as particularidades das regiões de transição entre os diferentes tipos de margem.

Nessa pesquisa, sempre no intuito de privilegiar uma visão de conjunto no estabelecimento do arcabouço estrutural referente ao rifteamento, foi realizado o mapeamento dos refletores correspondente ao fundo do mar, ao topo e a base do sal, ao topo do magmatismo rifte, ao embasamento cristalino, a Moho e a crosta oceânica, além de uma tentativa de horizonte que representaria a envoltória das reflexões de grande amplitude intra-crosta, por vezes observada na transição crosta continental-oceânica (OCT). A Moho foi estimada através do limite entre regiões com maior concentração de amplitudes em contraste com regiões transparentes. Aliado a esse trabalho de rastreamento dos refletores, foi realizado o mapeamento de um expressivo falhamento normal, que bordeja o principal depocentro sedimentar das margens.

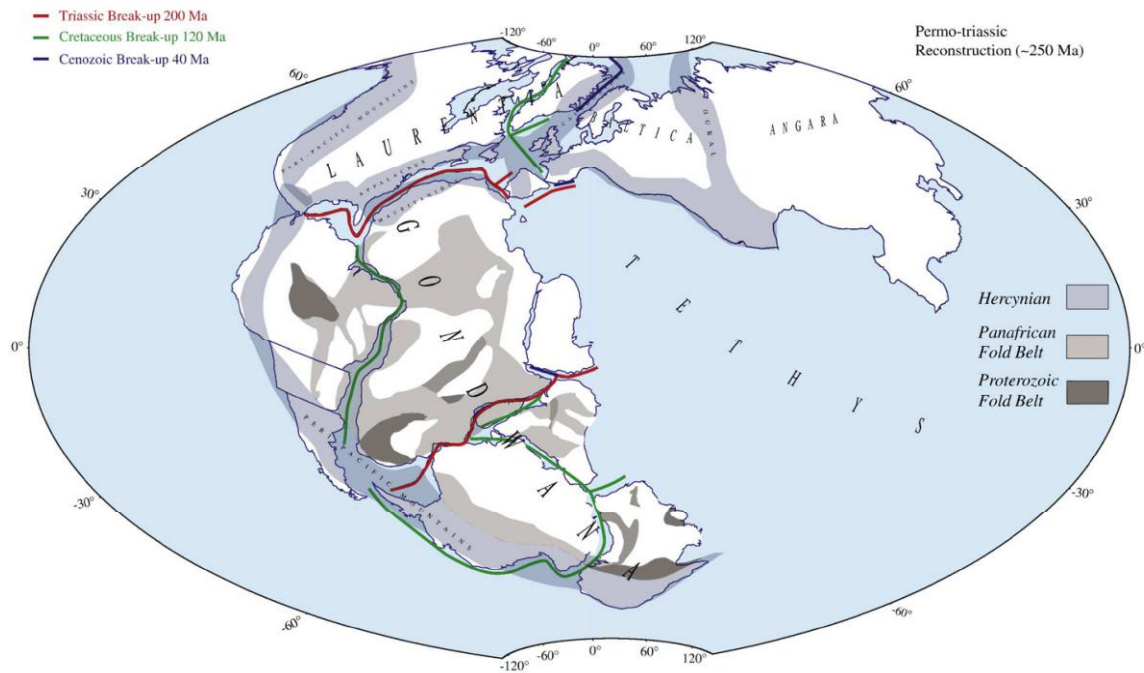
A utilização integrada dos dados gravimétricos e magnetométricos deram suporte ao estudo das estruturas geológicas regionais, tanto como ferramentas para auxiliar no entendimento das diferenças litológicas dos domínios crustais, como para a definição das estruturas, por serem uma valiosa fonte de informação para entender a continuidade lateral das mesmas. O uso de diferentes tipos de dados filtrados foi relevante para a integração das feições sísmicas regionais interpretadas, assim como para a caracterização das assinaturas gravimétricas e magnetométricas dos domínios estruturais. A elaboração tanto dos perfis gravimétricos quanto dos magnetométricos auxiliaram na confirmação dos limites estabelecidos para esses domínios estruturais. Por fim, como um recurso de validação da interpretação e como uma ferramenta para a proposição de um modelo de deformação das margens, foi utilizada a modelagem gravimétrica.

## 2 CONTEXTO GEOTECTÔNICO

A história evolutiva do Atlântico Sul está intimamente relacionada com a do megacontinente Pangea, formado pela agregação de dois supercontinentes, Laurasia e Gondwana. No final do Triássico, teve início a desintegração dessa grande massa continental, que se processou de forma não sincronizada e sobre antigas zonas de sutura. A reativação de zonas de fraqueza litosféricas nesse processo de rifteamento intracontinental e a formação de bacias sedimentares com geometria extensional e *strike-slip (pull apart)*, acompanhadas por magmatismo localizado, foram retratadas em DALY et al. (1989) e WILSON & GUIRAUD (1992).

Na interpretação de MOULIN et al. (2010), a fragmentação do Pangea (Figura 2) se processou através de três importantes episódios, separados por intervalos de 60 Ma. A localização das rupturas coincidiu com regiões de ocorrência de antigos cinturões orogênicos (*orogenic belts*). No episódio do Neo-Triássico (200 Ma), ocorreu a divisão do megacontinente em três blocos de dimensões equivalentes: Laurussia; África e América do Sul; Madagascar, Índia, Antártica e Austrália. A separação entre o Gondwana e Laurasia começou no Neo-Sinemuriano (Eo-Jurássico – 196.6 Ma), estando o rifteamento marcado pela ocorrência da grande província magmática do Atlântico Central (CAMP). Internamente, no Gondwana, também no Eo-Jurássico, ocorreu a separação entre o bloco formado pela África e a América do Sul e o bloco formado por Madagascar, Índia, Antártica e Austrália que, por sua vez, coincidiu com o vulcanismo Karoo. No episódio do Eo-Cretáceo (133-122 Ma) ocorreu a formação do Oceano Atlântico Norte entre a América do Norte e a Groenlândia (Mar de Labrador) e entre a América do Norte e a Europa - Ibéria (ao sul), que se estendeu até a Baía de Biscay. Esse episódio de ruptura também foi responsável pela separação entre a Índia e a Austrália, formando o Oceano Índico Norte e Sudoeste. A abertura do Oceano Atlântico Sul também foi efetivada nesse período, ocorrendo principalmente sobre as zonas de sutura do Pan-Africano, mas também sobre regiões cratônicas como o Craton de São Francisco – Congo. O último episódio de fragmentação ocorreu durante o Terciário (~60 Ma), com a formação do Mar Vermelho, Golfo de Aden e o Mar da Noruega (separação entre a Groenlândia e a Escandinávia). Nessa fase, o rifteamento do Mar de Labrador foi abortado e o centro de espalhamento foi deslocado para leste – região entre a Groenlândia e a Noruega - que caracteriza a atual Cadeia Meso-Atlântica, localizada na Islândia, que apresenta uma espessa província de fluxo de lavas.

Figura 2 – Reconstrução do Pangea no Permo-Triássico (~250 Ma), anterior à ruptura do mega-continente.



Nota: A fragmentação do Pangea, de uma maneira geral, se processou em três principais episódios distensivos separados por intervalos de 60 Ma. A primeira fase ocorreu no Neo-Triássico (aproximadamente 200-190 Ma) representada pelas linhas vermelhas, com a formação dos blocos (Laurussia, África e América do Sul, e Madagascar, Índia, Antártica e Austrália). A segunda fase ocorreu durante o Eo-Cretáceo (133-122 Ma), representado pelas linhas verdes, e o último episódio, representado pela linha azul, ocorreu no Terciário (60 Ma). Projeção Hammer.

Fonte: MOULIN et al., 2010.

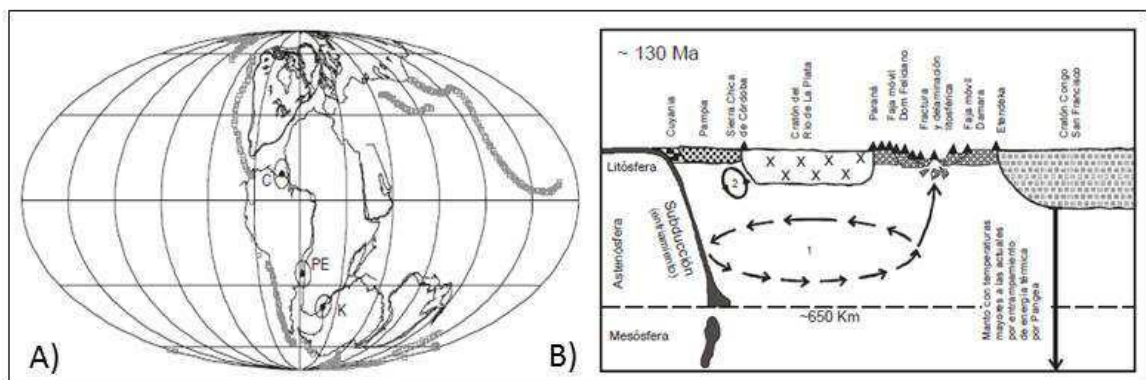
## 2.1 Magmatismo associado à ruptura crustal x Magmatismo rifte

Volumosos derrames de basalto estão geralmente associados com a fase inicial de uma ruptura continental. Acredita-se que essas províncias irrompem num curto período de tempo, como verificado no vulcanismo continental do Deccan, Sibéria e Etiópia (DECKART et al., 1998). Uma hipótese para o início do processo de rifteamento do Gondwana Ocidental é atribuída ao impacto da pluma de Tristão da Cunha na litosfera, resultando na origem tanto do vulcanismo da Walvis Ridge e da Elevação do Rio Grande quanto no derrame basáltico continental de Paraná-Etendeka (O'CONNOR & DUNCAN, 1990). Devido ao fato do vulcanismo Walvis Ridge e Elevação do Rio Grande apresentarem sincronismo e com uma idade progressiva, esses autores advogaram que a sua evolução teria ocorrido ao longo do

eixo de espalhamento crustal, enquanto a migração das placas sul americana e a africana se processava separadamente ou próximo à ascensão da pluma.

Por sua vez, VIZÁN & LAGORIO (2011) advogam que a origem dos basaltos toleíticos da Grande Província Ígnea do Paraná-Etendeka estaria controlada por uma convecção lateral de grande escala induzida por uma subducção que, por sua vez, teve como gatilho a energia térmica trapeada no Supercontinente Pangea. Neste contexto, a denominada “pluma” de Tristão da Cunha teria sido um conduto de escape do magma para liberar essa energia armazenada. Esse conduto estaria condicionado por fatores litosféricos e não corresponderia a uma pluma típica gerada por uma descontinuidade térmica no limite manto/núcleo. Esse conduto teria servido de guia para que correntes profundas transportassem até a superfície material levado a zonas profundas do manto por antigos *slabs* subduzidos (Figura 3).

Figura 3 – A) Configuração do Pangea em *ca* 180 Ma associado às prováveis zonas de subducção existentes na época e a localização das grandes províncias ígneas; B) Seção geológica esquemática EW do Gondwana Ocidental, em *ca* 130 Ma, ilustrando o modelo geodinâmico.



Legenda: A) Os lineamentos em cinza correspondem às zonas de subducção do Pangea a 180 Ma e os círculos aos centros de dispersão do Gondwana, associados às grandes províncias ígneas (C = Atlântico Central - CAMP, PE = Paraná-Etendeka e K = Karoo); B) Os triângulos representam os processos eruptivos da Grande Província Ígnea do Paraná-Etendeka.

Nota: A) As grandes províncias ígneas situam-se nas zonas de ruptura do Pangea, o que poderia estar relacionado a um amplo circuito convectivo induzido pelo resfriamento causado pela subducção na margem ocidental do supercontinente; B) Na margem ocidental do Gondwana, o *slab* subduzido provocaria resfriamento lateral que cria na astenosfera uma célula convectiva de grande amplitude (1). Ao final desta se encontra o centro de dispersão da Província Ígnea do Paraná-Etendeka. A seta apontando para baixo indica que o manto sob a crosta apresentava uma temperatura maior que a atual, devido ao trapeamento térmico produzido pelo Pangea. Na Grande Província Ígnea do Paraná-Etendeka ocorreria a liberação dessa energia térmica trapeada, através dos processos eruptivos. Na Serra de Chica de Córdoba o vulcanismo está somente vinculado à convecção conduzida pela borda (2).

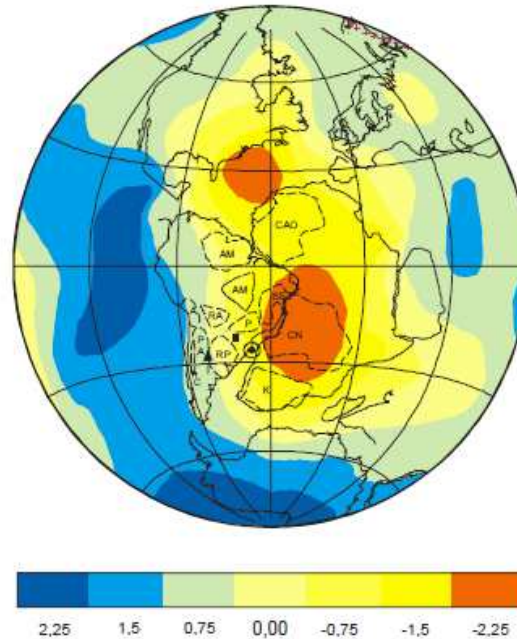
Fonte: VIZÁN & LAGORIO, 2011.

Este modelo geodinâmico estaria fundamentado na hipótese de o Supercontinente Pangea possuir as seguintes características: atuar como um isolante, trapeando a energia térmica desde o Carbonífero Inferior (~350 Ma) até o final do Cretáceo Inferior (130 Ma); ter a sua litosfera constituída por cratons com espessuras de centenas de quilômetros, e eles estarem amalgamados e rodeados por antigas faixas móveis e terrenos acrescidos com espessuras mais delgadas; e por apresentar bordas ativas em suas margens oeste, norte e sul.

Através das zonas de subducção ocorreria o resfriamento do manto superior localizado embaixo do supercontinente, originando células convectivas de grande amplitude. As análises geoquímicas da Província do Paraná-Etendeka sustentam que inicialmente ocorreu a fusão do manto litosférico e, nos estágios finais, haveria a intervenção de uma componente astenosférica tipo N-MORB, que poderia ter chegado à superfície através de surgência da convecção de grande escala, pela subducção cretácica. Os processos convectivos geraram um conduto (originalmente profundo) desenvolvido entre os cratons e as faixas móveis, liberando a energia térmica trapeada. Este conduto continuou ativo mesmo depois da ruptura do Gondwana, como uma estrutura de uma pluma clássica, liberando magma gerado previamente pelo calor trapeado. A geração da dorsal oceânica deve ter permitido um maior escape da energia térmica acumulada, mas o antigo conduto de calor e magma seguiria ativo formando os montes submarinos que constituíram os traços da denominada “pluma” de Tristão da Cunha.

As evidências para este trapeamento térmico vêm da estreita relação verificada entre as heterogeneidades térmicas presentes no manto mais profundo (através da mudança na velocidade de propagação das ondas sísmicas) e a configuração da geóide residual (retirada do efeito da litosfera na geóide). Essa configuração apresenta dois altos (um na África e parte do Atlântico e outro do Pacífico) bordejados por baixos. Os pontos quentes se correlacionam geograficamente com os altos da geóide residual (zonas de baixa velocidade de onda sísmica no manto mais profundo) e essas regiões se correlacionariam com as áreas aquecidas do manto inferior (Figura 4).

Figura 4 – Mapa paleogeográfico absoluto do Pangeia em ca 130 Ma.



Legenda: Núcleos cratônicos do Paleozóico Superior (AM: Amazônico, RP: Rio de La Plata, SF: São Francisco, P: Paraná, PA: Pampia, C: Cuyania, A: Arequipa, RA: Rio Apa, CN: Congo, K: Kalahari, CAO: Craton da África Oriental). O círculo preto corresponderia ao centro de dispersão entre a América do Sul e a África (centro do conduto eruptivo de maior importância da Grande Província Ígnea Paraná-Etendeka); o quadrado representaria o vulcanismo de Misiones; e o triângulo o da Serra Chica de Córdoba. A coloração do mapa corresponde às variações de velocidade da onda S relativas à média do modelo global no manto inferior (~2.750 km de profundidade).

Nota: Nessa época o supercontinente se encontrava geograficamente sobre uma zona de baixa velocidade de onda sísmica no manto inferior, que corresponderia a um alto de geóide residual.

Fonte: VIZÁN & LAGORIO, 2011.

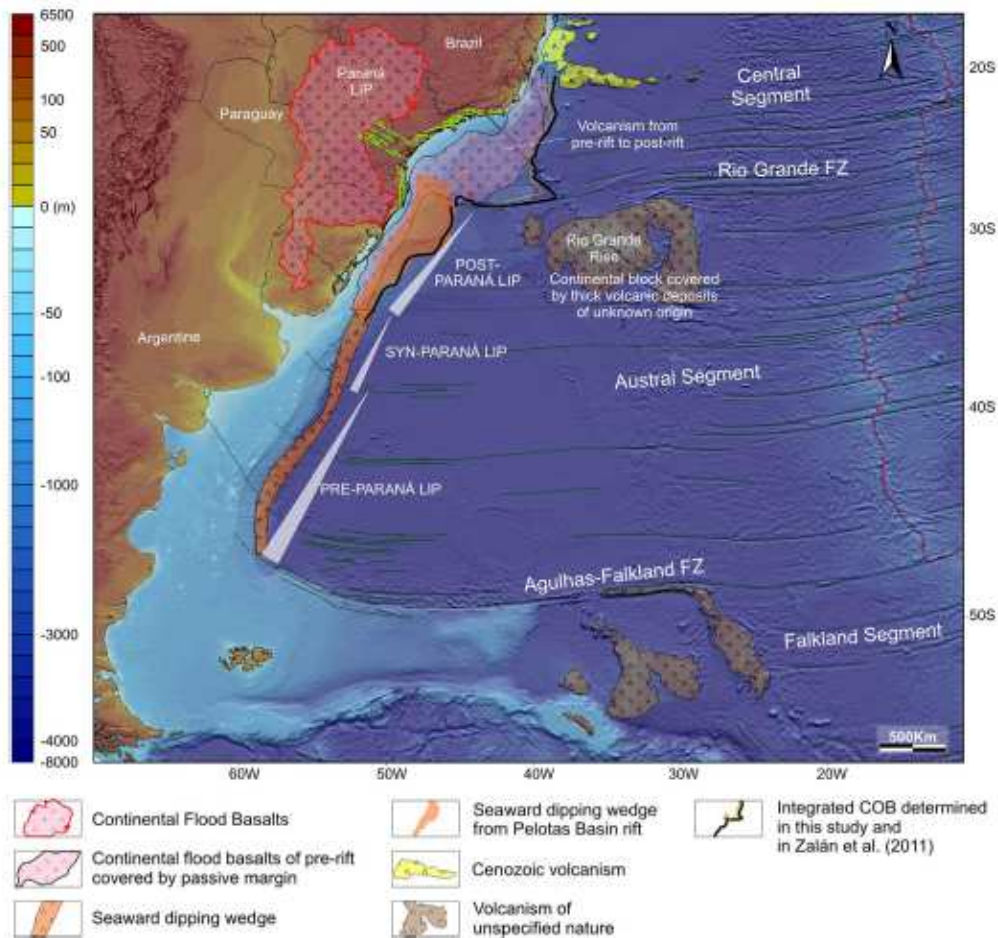
O resultado do estudo correlacionando a cronologia dos eventos magmáticos na porção sul da margem rifteada da América do Sul com a idade da grande Província Ígnea de Paraná-Etendeka realizado por STICA et al. (2013) mostrou que, apesar de a ruptura crustal ter sido iniciada no sul da Argentina, mais precisamente na Bacia Falkland Norte (*North Falkland Basin*), o rifteamento se processou como uma margem pobre em magma, com pouco magmatismo associado. Já no segmento central da margem Argentina, este processo se caracterizou como uma margem rica em magma, onde os prismas de SDR (*seaward-dipping reflectors*) não estariam relacionados com o magmatismo Paraná-Etendeka. Nessa porção da margem, a ruptura crustal e o espalhamento do fundo oceânico teriam ocorrido antes do vulcanismo continental (pré-Província Ígnea de Paraná-Etendeka). Mais a norte, na margem uruguaia, os prismas de *seaward dipping reflectors* (SDR) seriam síncronos com o magmatismo Paraná-Etendeka (Valanginiano ao Hauteriviano) e, na margem brasileira, seriam posteriores ao magmatismo continental (pós-Província Ígnea de Paraná-Etendeka), ou seja, o vulcanismo associado à Província Ígnea de Paraná-Etendeka corresponderia à fase pré-

rifte da margem rifteada (Figura 5). A fase rifte da Bacia de Pelotas é marcada pela pujança do evento magmático (133 a 113 Ma), sem analogia na margem sul americana, o que sugere se tratar de um evento restrito a esta área e à sua provável correlata na margem Africana. Já que na Bacia de Santos, o rifteamento se desenvolveu numa margem pobre em magma. Deste modo, esses autores sugerem interpretar o vulcanismo da Bacia de Pelotas associado com os SDRs muito provavelmente como decorrente do rifteamento e não simplesmente como consequência de uma grande província ígnea (LIP).

Esses mesmos autores analisaram que, pelo fato de a ruptura crustal na Bacia de Santos ter ocorrido 20 Ma após o magmatismo Paraná-Etendeka, essa disparidade temporal colocaria em cheque o clássico modelo de junção tríplice para a propagação do rifteamento. O rifteamento já havia começado e estava se propagando de sul para norte quando atingiu o ponto tríplice dos enxames de dique de Florianópolis, Ponta Grossa e Serra do Mar, provavelmente após a fase principal do magmatismo Paraná-Etendeka. Acreditam, portanto, que o rifteamento não se propagou a partir desse ponto tríplice, simplesmente o atravessando e criando um padrão de ruptura preenchido por diques que se assemelham a uma junção tríplice. Concluíram que o longo período do processo de rifteamento e da ruptura crustal no Atlântico Sul, comparado com a “pontualidade temporal” do magmatismo Paraná-Etendeka, contribuíram para minimizar o efeito causado por esta província como um motivador da ruptura do Gondwana Ocidental.

Figura 5 – Mapa regional tectono-magmático da porção ocidental do Atlântico Sul.





Nota: As setas brancas mostram a propagação da ruptura crustal para norte e a variação da idade dos derrames basálticos em relação à idade do magmatismo Paraná-Etendeka. Os SDR na margem Argentina estão relacionados com o processo de ruptura crustal, devendo, portanto ser separados do magmatismo Paraná-Etendeka.

Fonte: STICA et al., 2013.

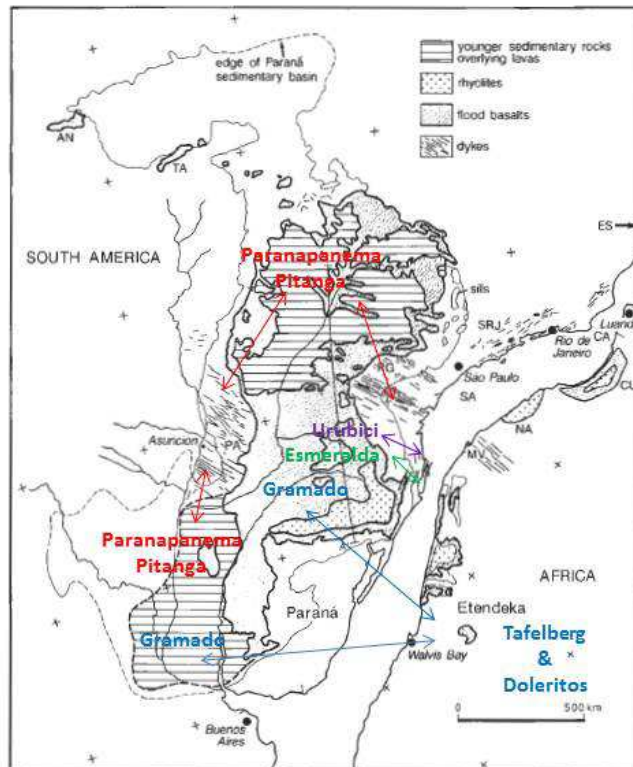
### 2.1.1 Tipos de fonte mantélica da Província Ígnea do Paraná-Etendeka e do vulcanismo oceânico no Atlântico Sul

Uma abordagem sobre a idade e os tipos de fonte mantélica associadas à Grande Província Ígnea do Paraná-Etendeka é apresentada por PEATE (1997). Neste estudo, a idade estimada através de dados estratigráficos e pelas idades  $Ar^{40}$ - $Ar^{39}$  corrobora com aquelas constatadas por RENNE et al. (1992, 1993 e 1996), indicando que o episódio magmático principal teve a duração de cinco milhões de anos (129 a 134 Ma), embora haja registro de um magmatismo anterior (135 – 138 Ma) no continente, distante da zona de rifteamento. No estudo geoquímico das lavas na América do Sul, observou-se que a distribuição regional dos



tipos de magma com alto Ti/Y (Urubici, Pitanga, Paranapanema e Ribeira) e com baixo Ti/Y (Gramado e Esmeralda) e os enxames de diques associados, implica que a geração de magma ocorreu sobre uma extensa área e envolveu diferentes fontes mantélicas (Figura 6). A baixa concentração em MgO (3-7 wt%) indica uma cristalização fracionada extensiva e que a assimilação crustal foi importante na evolução do magma de Gramado. Entretanto, o basalto Paraná que era considerado não contaminado pela crosta, apresentou elementos traços, características isotópicas ( $Nb/La < 0.8$ ;  $\epsilon Nd < 0$ ) e características dos elementos maiores que requerem uma fonte mantélica distinta daquelas dos basaltos oceânicos. O menor e último estágio, representado pelo magma tipo Esmeralda, é uma exceção, requerendo uma componente de elementos incompatíveis de uma astenosfera depletada. A significativa erupção riolítica, que pode ser correlacionada através do Atlântico, está associada à fase final do magmatismo no sudeste do Paraná e em Etendeka.

Figura 6 – Localização dos principais enxames de diques associados ao magmatismo Paraná-Etendeka.



Legenda: SA = Bacia de Santos, CA = Bacia de Campos, ES = Bacia do Espírito Santos, NA = Bacia de Namibe, CU = Bacia de Cuanza, e MV = Morro Vermelho. As setas indicam as localizações dos enxames de diques possivelmente associados às superfícies de lavas de idade e composição similar. Os sinais de (+) mostram as latitudes e longitudes atuais em intervalos de 5°.

Nota: As setas indicam possíveis ligações entre esses enxames e as superfícies de lavas com idades e composição similares. Os diques estão concentrados em quatro regiões: PG = Ponta Grossa, SRJ = Costa São Paulo-Rio de Janeiro, PA = leste do Paraguai, e em Etendeka (não mostrado).

Recente dados paleomagnéticos e idades  $^{40}\text{Ar}$ - $^{39}\text{Ar}$  indicam que as exposições de basalto isoladas próximas à fronteira entre Brasil e Bolívia (NA = Anari, TA = Tapirapuã) são de idade Jurássica Inferior e não estão relacionadas ao magmatismo Paraná-Etendeka.

Fonte: modificado de PEATE, 1997.

Os estudos geoquímicos dos basaltos da Walvis Ridge, Elevação do Rio Grande, Tristão da Cunha, Inaccessible e Gough realizados GIBSON et al. (2005) também revelaram, através da variação dos elementos traços incompatíveis e razões isotópicas a contribuição de diferentes tipos de manto para a origem desse material eruptivo. Segundo esses autores, a composição da pluma de Tristão da Cunha teria se modificado ao longo dos últimos 135 Ma e um manto enriquecido 1 (EM-1) somente teria participado na geração de fundido (*melting*) a partir da ruptura crustal. Desta forma, descarta-se que as mudanças temporais verificadas nesses parâmetros estariam relacionadas com o grau de fusão parcial do fundido, com a espessura litosférica ou com a temperatura da pluma. De acordo com esses autores, esses resultados corroboraram com a proposição de PEATE et al. (1999) que argumenta que essa pluma teria componentes de um manto litosférico subcratônico metassomatizado.

GIBSON et al. (2005) também observaram que a maioria do basalto isotopicamente enriquecido EM-1, gerado na Walvis Ridge e na Elevação do Rio Grande entre 89 e 78 Ma, apresenta similaridade na composição do manto litosférico subcratônico metassomatizado sob a região sul do Brasil e Paraguai. Ressaltaram, portanto, que a reconstrução do movimento das placas sugere que, na ocasião da ruptura crustal, essa região deveria situar-se sobre o lugar de geração do fundido EM-1.

Na região ao norte do Gabão, mais precisamente na região equatorial do oeste africano, a atividade magmática prosseguiu mesmo após a ruptura crustal, como atestam o Lineamento de Camarões e o Loiret Plug. De acordo com JANSEN et al. (1984), após a ruptura crustal no Cretáceo Superior, no começo do Paleoceno, uma moderada compressão prevaleceu na região, sendo responsável pela distinta orientação de dobras do Cinturão do Cretáceo, conhecida como a Cadeia de Benoué (*Benoué Chain*) de Camarões à Nigéria. Essa compressão atingiu seu clímax durante o Eoceno Médio (Lutetiano), como consequência remota da fase Pyreneana-Atlanteana (Orogenia Alpina), causada pela rotação anti-horária da Placa Africana. Durante o Mioceno, a compressão terminou, cedendo lugar a um regime extensional, refletido numa nova direção no movimento da placa para norte e na ocorrência de um intenso vulcanismo alcalino. MARZOLI et al. (2000) concluíram que a atividade vulcânica das Montanhas Bambouto e Oku (no *Western Highlands*) e do Plateau Ngaoundere, do setor continental do Lineamento de Camarões, datam do Oligoceno ao Recente (o Monte

Cameroon ainda se encontra em atividade), sendo caracterizada por basanita, alcali-basaltos e basaltos da série transicional. A datação, aliada à estratigrafia vulcânica, suportou que esses autores sugerissem um rejuvenescimento do pico da atividade vulcânica de NE para SW no *Western Highlands*, pressupondo, portanto, que a placa africana estaria se movendo sobre uma profunda anomalia termal do manto. Entretanto, ressaltaram que a idade e a localização do vulcanismo Ngaoundere não está em conformidade com essa direção de rejuvenescimento, o que implicaria dizer que o setor continental do Lineamento de Camarões não segue a expressão de um simples sistema de *hotspot*. TEISSERENC & VILLEMIN (1999) descreveram que, através dos dados sísmicos, a idade estimada, do Loiret Plug seria do Eo-Mioceno, o que estaria em consonância com a idade do Lineamento de Camarões.

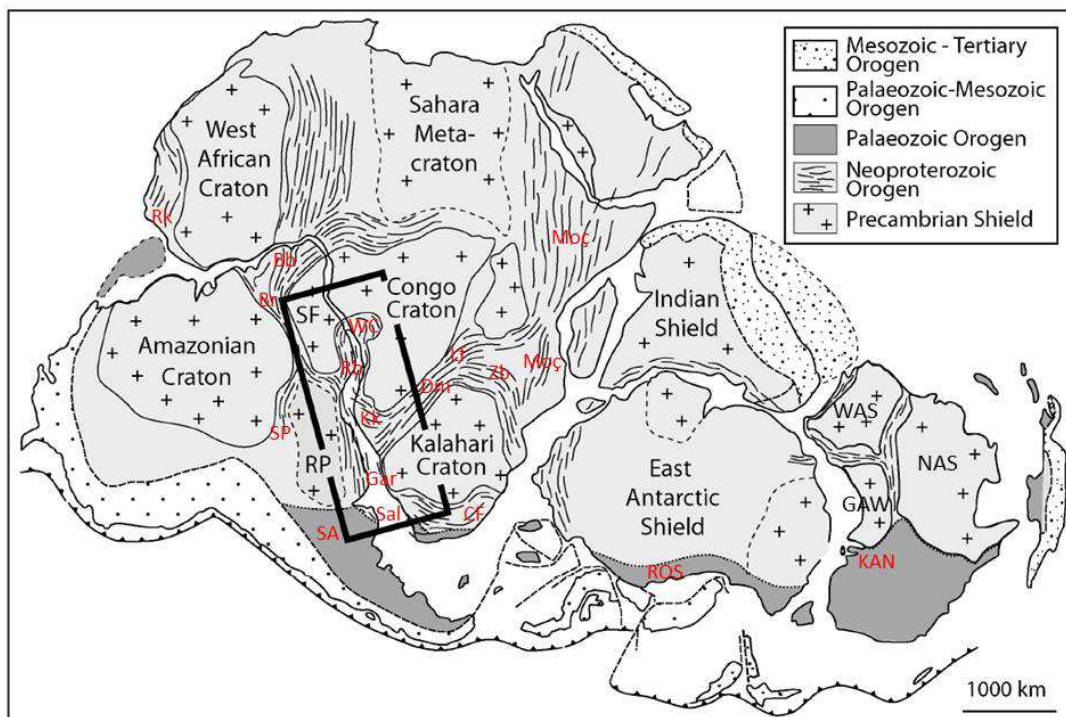
## **2.2 Arcabouço geotectônico do continente africano**

### **2.2.1 Contexto Gondwana**

Em decorrência de sua história evolutiva, o paleocontinente Gondwana (Figura 7) era constituído por um mosaico de núcleos cratônicos Arqueanos (> 2,5 Ga) ligados por um complexo conjunto de cinturões móveis formados durante distintos episódios orogênicos (POWELL, 1993 e GRAY et al., 2008). Várias evidências geológicas e tectônicas suportam a existência desse supercontinente Mesoproterozóico. Na região que configuraria o Atlântico Sul, as evidências de conexão entre os componentes orogênicos da África e da América do Sul foram primeiramente reconhecidos por DU TOIT (1937, apud GRAY et al., 2008) como parte da Zona Orogênica Samfrau, de idade Permo-Triássica. Mais tarde essa conexão foi investigada por PORADA (1979, 1989, apud GRAY et al., 2008) que estudou mais profundamente a ligação genética entre as diferentes partes da Orogenia Pan-Africana e da Orogenia Brasileira. Em seus estudos, GRAY et al. (2008) concluíram que, pela perspectiva do Gondwana Ocidental, a assembleia do Gondwana mostra complexas suturas que não refletiriam uma simples amalgamação final do Gondwana Leste e Oeste. Ela talvez pudesse ser melhor descrita como uma amalgamação do Gondwana do Norte (São Francisco – Congo – Índia) e do Gondwana do Sul durante a Orogenia Kuunga (550-530 Ma), como já havia sido proposto para o Gondwana Oriental. Suportados pelos dados geocronológicos da América do

Sul e do sudoeste da África, esses autores sugeriram que o fechamento do Oceano Klomas-Moçambique em 530-500 Ma seria parte de uma Orogenia combinada Damara-Kuunga. Esta orogenia composta, de grande dimensão, incorporaria a Orogenia Damara da Namíbia, o Arco Lufilian e o Cinturão Zambezi da Zâmbia, com o Cinturão Lurio de Moçambique, um cinturão que configuraria o Complexo Napier da Antártida e o Eastern Ghats da Índia. Resumindo, o fechamento dos oceanos Adamastor e Khomas entre os três blocos cratônicos de Rio de la Plata, Congo e Kalahari resultou num sistema orogênico tríplice ou em uma tríplice junção colisional durante a soldagem do Supercontinente Gondwana (Figura 8). Por fim, esses autores também relataram que os recentes estudos de proveniência, utilizando a análise de U-Pb na população de zircões detrítico, estabeleceram ligação entre as várias unidades litoestratigráficas em ambos os lados do Atlântico Sul, o que tem ajudado a confirmar a evolução desse cenário tectônico, como atesta o estudo desenvolvido por BASEI et al. (2008) ao correlacionar os terrenos do embasamento do sudeste do Brasil e Uruguai com os do sudoeste da África.

Figura 7 – Configuração pretérita do paleocontinente Gondwana mostrando seus blocos cratônicos e os cinturões móveis Pan-Africano e –Brasiliano.

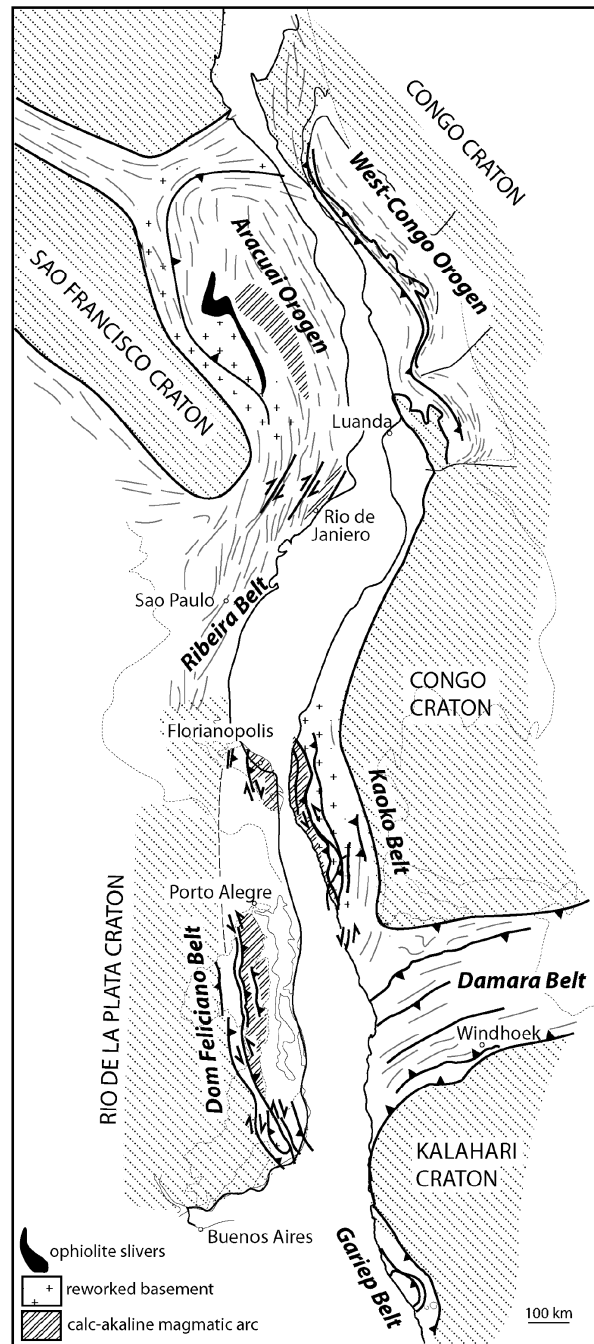


Legenda: Cratons: RP - Rio de La Plata; SF - São Francisco; WAS - Oeste Australiano; NAS - Norte Australiano; GAW - Gawler. Cinturões Móveis: Moç - Moçambique; Zb - Zambezi; Lf - Lufilian; ROS - Ross; Kan - Kanmatoo; CF - Cape Fold; Sal - Saldania; Gar - Gariep; Dm - Damara; Kk - Kaoko; SP - Sierra Pampeanas; SA - Sierra Australes; Br - Brasilíia; Rb - Ribeira; WC - Oeste Congo; Rk - Rockelide; Bb - Borborema.

Nota: A linha preta contorna a região que configurará o Atlântico Sul.

Fonte: Modificado de GRAY et al., 2008.

Figura 8 – Mapa da Orogenia Brasiliana e Pan-Africana que definiu a sutura de amalgamação do Gondwana Ocidental entre os núcleos cratônicos da América do Sul e África.

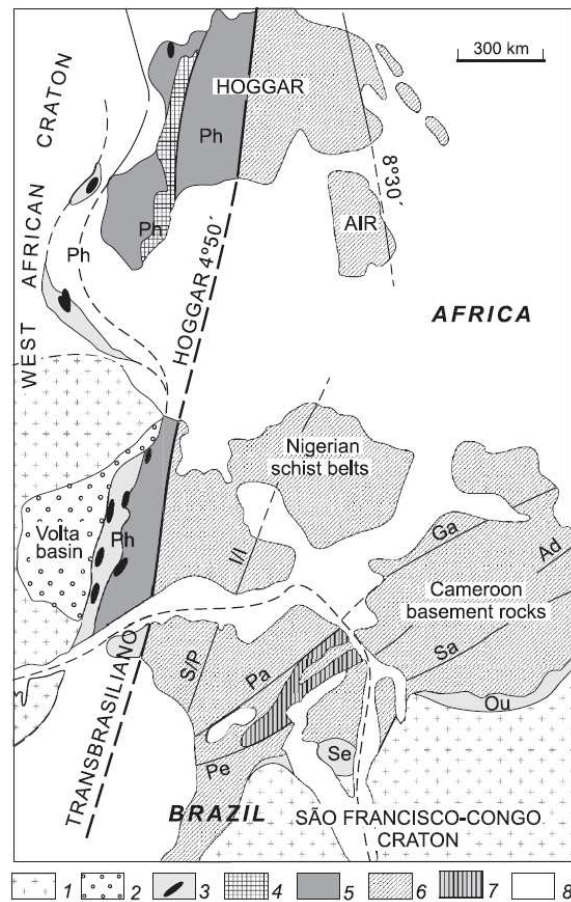


Nota: Sistema orogênico constituído por diferentes componentes de cinturões e orogêneses, que incluía de norte para sul a orogênese Araçuaí – Oeste Congo, o Cinturão Ribeira, os cinturões Dom Feliciano – Kaoko e o Cinturão de Gariiep.

Fonte: GRAY et al., 2008.

Outras correlações entre as feições geológicas e tectônicas na parte central do oeste africano, ao redor do Golfo da Guiné, e as observadas no nordeste brasileiro (Figura 09) foram propostas por KRÖNER & CORDANI (2003).

Figura 9 – Mapa estrutural simplificado do domínio Pan-Africano e –Brasiliano do nordeste brasileiro e da região do Golfo da Guiné no oeste africano.



Legenda: (1) Domínios cratônicos; (2) Rochas do Neoproterozóico da Bacia de Volta; (3) Cinturões Móveis marginais de idade Neoproterozóica: Ph – Pharusiano, com corpos máficos e ultramáficos, Se – Sergipano, Ou - Oubanguidos; (4) reativação de rochas de alto grau do embasamento Eburneano interno ao Cinturão Móvel Pharusiano; (5) Orthogneisses e rochas relacionadas aos granitóides do arco magmático interno ao Cinturão Móvel Pharusiano; (6) reativação do embasamento polimetamórfico do domínio Borborema / Trans-Saara, intrudidos por granitóides do Pan-Africano e –Brasiliano; (7) Cinturão Orogênico do Cariris Velhos; (8) cobertura sedimentar do Fanerozóico. Principais lineamentos, geralmente sendo constituído pelas zonas de cisalhamento: S/P – Senador Pompeu; Pa – Patos; Pe – Pernambuco; I/I – Ile-Ife; Ga – Garoua; Ad – Adamaua; Sa - Sanaga.

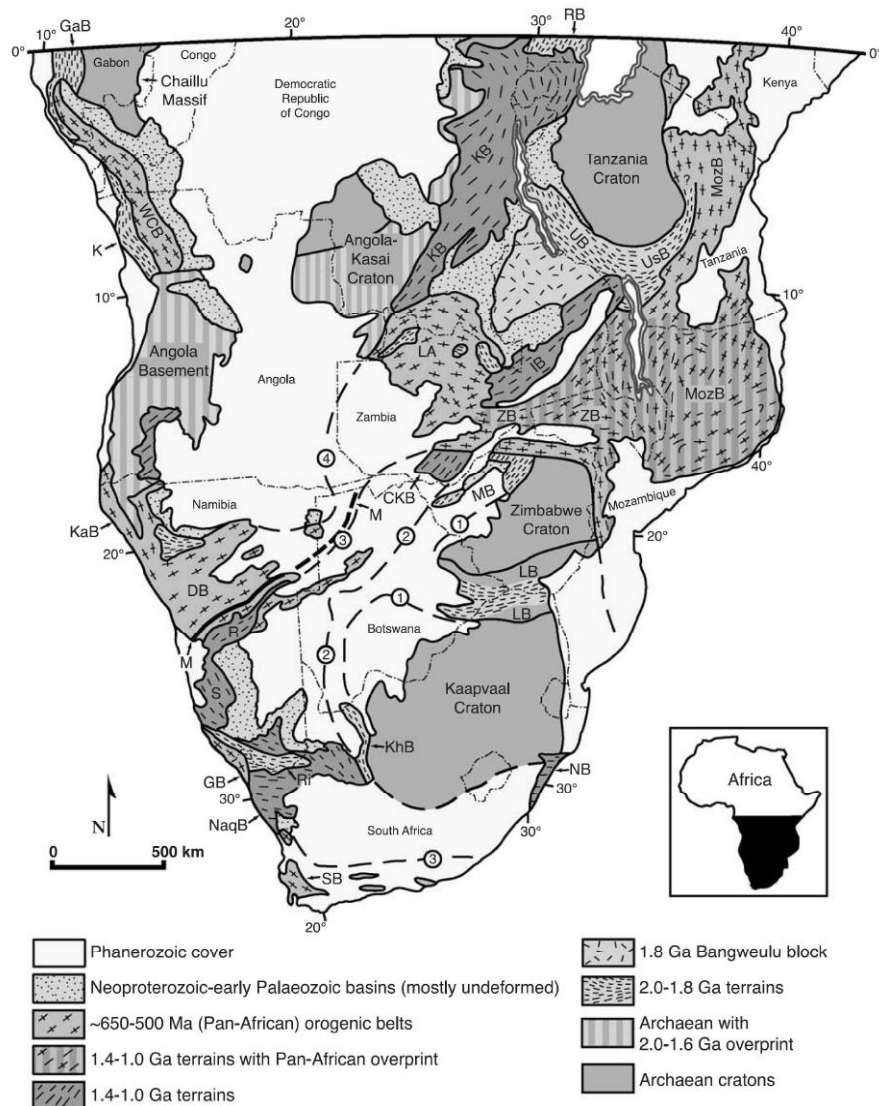
Fonte: KRÖNER & CORDANI, 2003.

A consolidação da configuração geotectônica do Pré-Cambriano da Placa Africana SubSaariana (Figura 10) é apresentada por KRÖNER & CORDANI (2003), na qual a borda ocidental dessa placa mostra ser constituída por cinturões móveis de diferentes idades e áreas de núcleos cratônicos. No sul desta borda ocorre os terrenos de 1.4-1.0 Ga de direção NW, representados pelo Cinturão de Namaqua e a Sequência Sinclair e o terreno da orogenia Pan-Africana de ~650-500 Ma do Cinturão de Gariep, também de direção NW. O Cinturão Damara de direção NE, Pan-Africana de ~650-500 Ma, separa as áreas cratônicas do Kalahari



de Angola. A área cratônica de Angola é constituída por rochas graníticas Arqueanas com sobreposição de 2.0-1.6 Ga, e faz parte do Craton do Congo. A feição conhecida como “Malange Uplift”, de direção EW, limita a norte esse embasamento Arqueano dos terrenos de 2.0-1.8 Ga, constituído por rochas gnáissicas do Cinturão Kimezian (Proterozóico), e das sequências do Cinturão do Oeste Congo de idade Pan-Africana (~650-500 Ma), ambas de direção NW. No Gabão, volta a se ter a ocorrência de núcleo cratônico Arqueano, também constituinte do Craton do Congo.

Figura 10 – Arcabouço tectônico do Pré-Cambriano da África Meridional (SubSaariana).



Legenda: CKB – Bloco Choma-Kalomo; DB – Cinturão Damara; GaB – Cinturão do Gabão; GB – Cinturão Gariép; IB – Cinturão do Imuride; K – Cinturão Kimezian; KaB – Cinturão Kaolo; KB – Cinturão Kibaran; KhB – Cinturão Kheis; LA – Arco Lufilian; LB - Cinturão Limpopo; M –Anfibolito Matchless; MB – Cinturão Magondi; MozB – Cinturão de Mozambique; NaqB – Cinturão Namaqua; NB – Cinturão Natal; R – Rehoboth Inlier; RB – Cinturão Ruwenzori; Ri - Terreno de Richtersveld; S - Sequencia Sinclair; SB - Cinturão Saldania; UB – Cinturão Ubendian; UsB – Cinturão Usagaran; WCB – Cinturão Oeste Congo; ZB – Cinturão Zambezi.

Nota: As linhas tracejadas com números em círculo na região do Kalahari indicam a posição inferida dos principais contatos tectônicos em subsuperfície. (1) margem ocidental do cráton Arqueano; (2) limite entre os cinturões orogênicos de 2.05-1.8 Ga e 1.35-1.0 Ga; (3) limite entre os cinturões orogênicos de 1.35-1.0 Ga e os Pan-Africanos; (4) margem ocidental do cinturão Pan-Africano.

Fonte: KRÖNER & CORDANI, 2003.

### 2.2.2 Deformações intraplaca e configuração das margens passivas do Atlântico Sul

Desde que foi reconhecida a importância das zonas de deformação intracontinentais na acomodação da propagação da ruptura crustal, percebeu-se que essas microplacas continentais ou blocos de rotação tenderiam a eliminar uma irreal sobreposição (*overlap*) e lacuna (*gap*) nos modelos de reconstrução. Vários trabalhos têm sido realizados no intuito de identificar essas zonas e, por conseguinte, de delimitar esses blocos. TORSVIK et al. (2009) apresentam um relato dos principais episódios de deformação que afetaram a placa africana no período de 180 a 83 Ma e o arcabouço tectônico regional dessa placa que melhor se ajusta às evidências geológicas na história de ruptura da região (Figura 11). No Cretáceo, ocorreram episódios de rifteamento sobre grandes áreas que envolveram não somente a margem Atlântica, da Guiné à África do Sul, mas também os domínios intraplaca da região Central e Norte da África. Como observado por GUIRAUD & MAURIN (1992), a maioria das grandes calhas e falhas originadas estão localizadas nas zonas dos Cinturões Móveis Pan-Africano. Do Neo-Berriassiano ao Eo-Aptiano o rifteamento intraplaca foi muito ativo, proporcionando a individualização de três grandes blocos (Noroeste da África ou Oeste África, Nordeste da África ou Nubia, e Sul da África ou Austral). Nesse mesmo período, prosseguia o rifteamento no Atlântico Sul. As bacias sedimentares desenvolvidas nos blocos Noroeste África e Nordeste África apresentaram uma direção aproximadamente EW e NW-SE. As falhas de direção NS das zonas de falhas Argélia-Líbia-Níger foram rejuvenescidas e atuaram como falhas transcorrentes (*strike-slip*) sinistrais, o que resultou num deslocamento para norte do bloco Nordeste África em relação ao Sul da África. Essa primeira fase do rifteamento terminou com uma discordância regional (*the Austrian Unconformity*), principalmente identificada no sistema de rifte da África Central e ao longo da margem Atlântica.

O movimento diferencial entre esses três grandes blocos individualizados (Noroeste da África, Nordeste da África, e Sul da África) foi tanto responsável pela evolução desses riftes em duas fases, bem como pela reorientação do campo de esforços. O período entre a metade

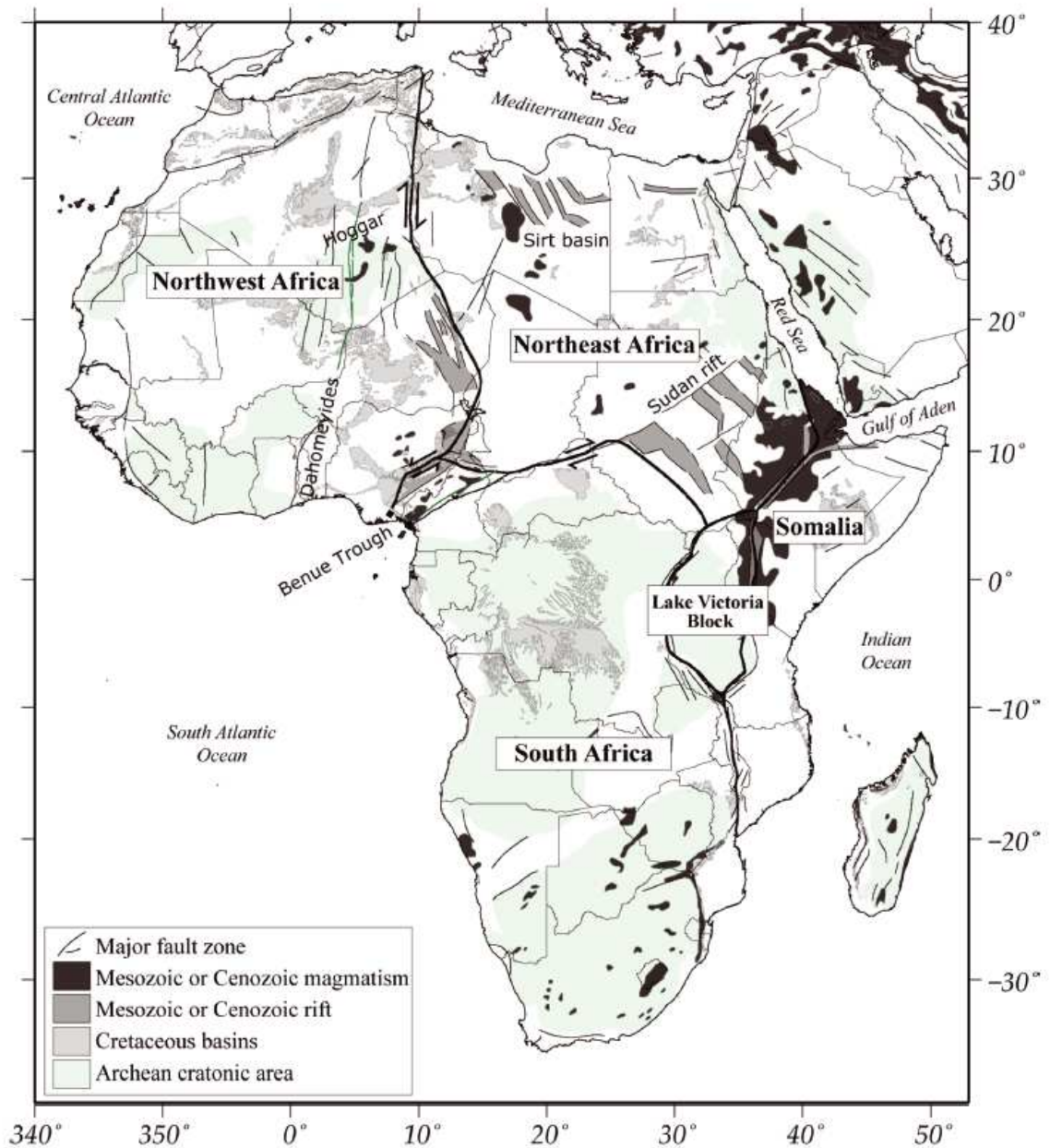


do Aptiano ao Neo-Albiano começou com uma rápida mudança do campo de esforços intraplaca. A direção de extensão, que era anteriormente N160°E a NS, foi alterada para NE-SW, o que resultou numa rápida subsidência ao longo das direções NW-SE das calhas do Sudão e de Ténéré. A ativação dos falhamentos também afetou a Bacia de Sirte na Líbia. Uma transtensão destal foi iniciada ao longo da zona rifteada da África Central, ativando os pequenos riftes de direção NW-SE ou bacias *pull-apart* no sul de Chade e continuando o rifteamento em algumas sub-bacias da Calha de Benue. O movimento transcorrente (*strike slip*) parou ou decresceu ao longo das zonas de falha Trans-Saariana de direção NS. Durante este período, o bloco Nordeste da África tendeu a se mover mais na direção nordeste. A segunda fase do rifteamento terminou numa discordância regional identificada tanto no sistema de rifte da África Central, quanto em vários outros domínios na margem norte africana.

No Neo-Albiano, enquanto um importante evento tectônico afetava as margens - a abertura do Atlântico Equatorial -, nas bacias intracontinentais, esse evento corresponderia à finalização do processo de rifteamento. O período do final do Albiano à metade do Santoniano foi caracterizado pelo decréscimo da atividade tectônica, com exceção do rifteamento que continuou nas Calhas do Sudão, e pela transgressão marinha que afetou todo o norte e o oeste da porção Central da África. Localmente e, principalmente, durante o Cenomaniano, o rifteamento continuou ou foi iniciado nas bacias de Doba (sul de Chade), Superior de Benue (*Upper Benue Basin*), de Ténéré e próximo à margem leste do Mediterrâneo (Bacia de Sirte na Líbia). Na região central da África, a subsidência foi devida à direção NE-SW de extensão, estando algumas vezes associada ao relaxamento termal.

Baseando-se na evolução tectônica e nas evidências geológicas da placa africana, TORSVIK et al. (2009) propuseram a divisão da mesma em cinco blocos rígidos: Noroeste África, Nordeste África, Sul África, Somália e Lago Victoria, ressaltando que esses dois últimos não apresentaram atividade durante o processo de rifteamento da margem Atlântica (180 – 83 Ma), que foi iniciada apenas a partir do Cenozóico.

Figura 11 – Mapa estrutural simplificado da placa africana mostrando um provável limite de blocos rígidos, as bacias riftes Mesozóicas e Cenozóicas e o magmatismo associado à ruptura do Gondwana.



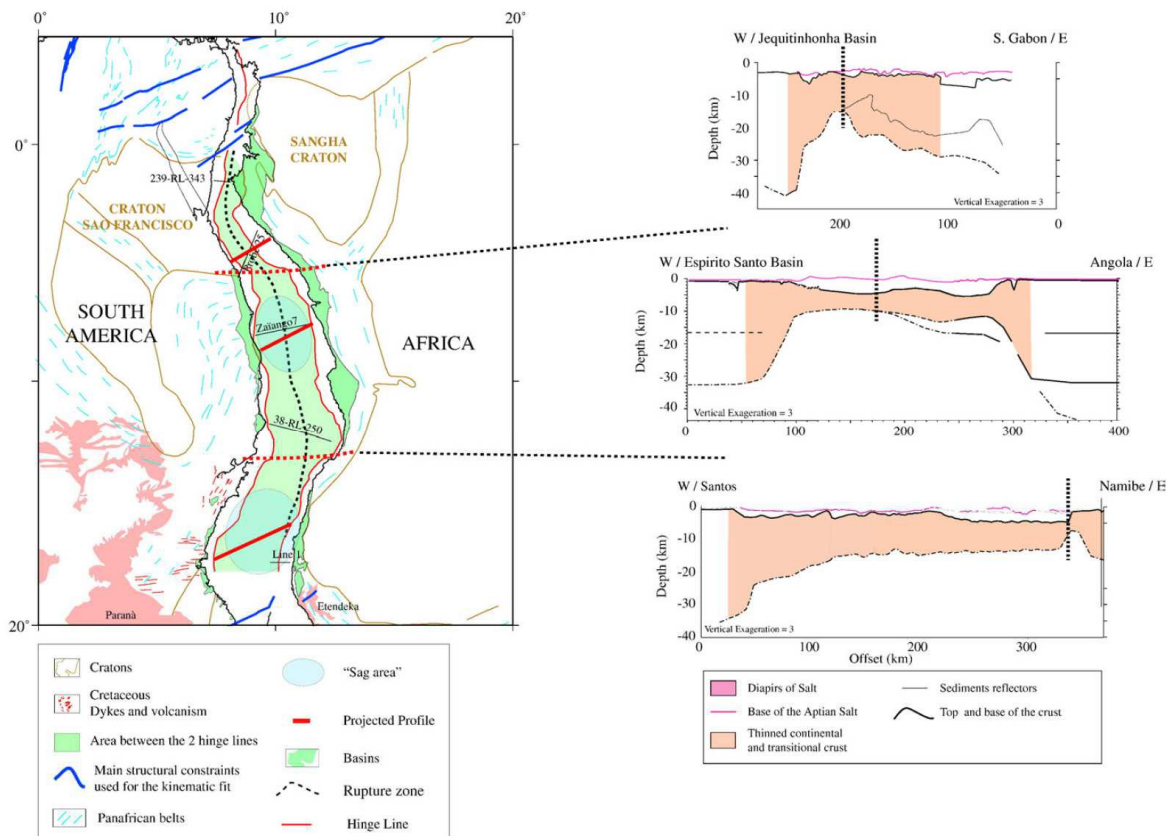
Nota: As feições geológicas e tectônicas foram baseadas em GUIRAUD & MAURIN (1992), Mapa geológico da UNESCO (2000) e o mapa USGS África (2000).

Fonte: TORSVIK et al., 2009.

Um exemplo da configuração das margens passivas do Atlântico Sul, originadas desse processo de ruptura crustal, é mostrada em ASLANIAN et al. (2009), onde se pode observar a morfologia estrutural das margens conjugadas do segmento central dessa região (Figura 12). De uma maneira geral, exibem um perfil assimétrico, embora dentro de um padrão abrupto de afinamento crustal. As diferentes configurações estariam relacionadas tanto ao contexto

tectônico pré-existente da crosta continental quanto à geodinâmica do processo de ruptura. O Sistema Jequitinhonha/Gabão mostra um gradual afinamento da crosta no lado africano e um abrupto afinamento no lado brasileiro, que provavelmente estaria relacionada à presença do Cinturão Pan-Africano (~ 0,6 Ga) e do Craton de São Francisco (~ 3 Ga), respectivamente, no lado gabonês e no lado brasileiro. O Sistema Espírito Santo/Angola é caracterizado por uma longa região de crosta afinada. O Sistema Santos/Namíbia, ao sul, mostra-se altamente assimétrico devido ao desvio para leste da “ridge” após Chron  $M_0$  ou devido a uma assimétrica separação após o rifteamento, que colocou a zona de ruptura no lado africano.

Figura 12 – Mapa de melhor ajuste pré-ruptura do segmento central do Atlântico Sul e perfis estruturais das margens entre Angola e Gabão.



Fonte: ASLANIAN et al., 2009.

### 2.3 Modelos de reconstrução dos blocos continentais no Atlântico Sul

A fragmentação e ruptura do Gondwana Ocidental, decorrente dos processos de rifteamento e espalhamento oceânico, culminaram com a formação das margens rifteadas do

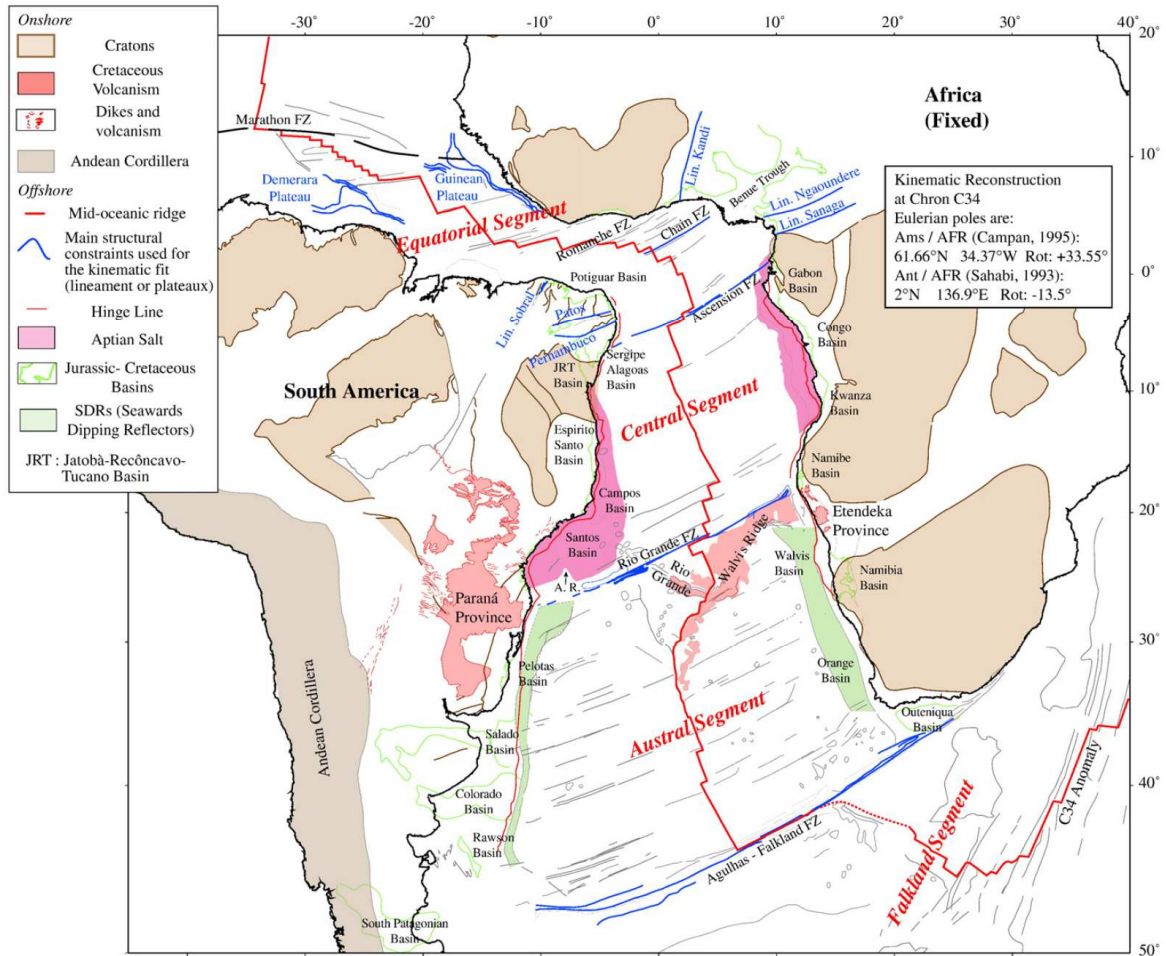
Atlântico Sul, cujos processos se iniciaram na região sul durante o Neo-Jurássico, alcançando a zona equatorial no Neo-Cretáceo (RABINOWITZ & LABRECQUE (1979) e EMERY & UCHUPI (1984)). O desenvolvimento do Oceano Atlântico Sul é um dos casos mais antigo e bem-conhecido de tectônica global, inspirado pelo perfeito ajuste das linhas de costa complementares. WEGENER (1915) foi o primeiro a reconhecer esse ajuste das bordas dos continentes, sendo este fato, desde então, objeto de estudos tanto do ponto de vista de reconstrução dos blocos continentais quanto do entendimento do processo de rifteamento.

A despeito das metodologias empregadas nos modelos de abertura do Atlântico Sul, as posições dos principais blocos tectônicos nos estágios iniciais do rifteamento continental e pré-drift ainda permanecem incertas. Por conseguinte, a localização e magnitude das lacunas e sobreposição entre os blocos continentais reconstruídos diferem enormemente. BULLARD et al. (1965) elaboraram o primeiro modelo estatístico computacional de reconstrução (*computer-assisted statistical reconstruction*), utilizando a técnica dos mínimos quadrados, produzindo um ajuste tido como referência, através dos contornos submarinos. Estudos posteriores refinaram essa técnica, ao incorporarem as zonas de fratura nas margens continentais e o limite geofísico entre as crostas continentais e oceânicas; ao considerarem a importância das zonas de deformação intracontinentais; e ao reconhecerem não só a idade Neo-Cretácica das isócronas das anomalias magnéticas no extremo sul do Atlântico Sul, mas que elas desapareceriam em direção ao norte, o que evidenciaria o comportamento diacrônico do processo de rifteamento (LE PICHON & HAYDES, 1971; SIBUET & MASCLE, 1978; RABINOWITZ & LABREQUE, 1979; PINDELL & DEWEY, 1982; FAIRHEAD & OKEREKE, 1987; UNTERNEHR et al., 1988, NÜRNBERG & MÜLLER, 1991; LAWVER et al., 1999; SCHETTINO & SCOTese, 2005; EAGLES, 2007; TORSVIK et al., 2009).

MOULIN et al. (2010) fizeram uma análise crítica dos modelos cinemáticos de reconstrução existentes, principalmente enfocando os pontos nos quais exibem desajuste a nível das lacunas formadas, sobreposições e não alinhamento das estruturas. No seu novo modelo não só corrige os encaixes, como mostra uma meticulosa evolução da abertura do Atlântico Sul e o Atlântico Equatorial, ao levar em consideração as restrições impostas pelos dados geológicos e geofísicos, assim como discute a provável existência das deformações intraplaca, sua localização e o seu papel na abertura do Atlântico Sul. A Figura 13 sintetiza as estruturas geológicas que balizaram seus estudos. A seguir, será apresentado um resumo desse trabalho de avaliação dos modelos cinemáticos de reconstrução existentes, à medida que um detalhamento desse tema não faz parte do escopo do presente trabalho.

Neste trabalho, os autores relatam que os primeiros modelos desenvolvidos utilizaram o conceito de placas rígidas, com o bloco oeste africano sendo considerado como uma placa fixa e uma abertura sincronizada de todo o Atlântico Sul, o que implicou, no modelo de BULLARD et al. (1965), na formação de uma grande lacuna no segmento Equatorial quando se ajustava a porção sul do Atlântico Sul (Figura 14A). Com base nas anomalias magnéticas mesozóicas identificadas, RABINOWITZ & LABRECQUE (1979) aprimoraram esse modelo propondo um processo de abertura diacrônico do segmento Austral (Valanigiano) e Central (Aptiano), o que proporcionou um bom ajuste. No entanto, em relação ao segmento Equatorial, este modelo produziu uma grande compressão, incompatível com o conhecimento geológico da região (Figura 14B). Um último modelo seguindo essas premissas foi o apresentado por VINK (1982), no qual, para evitar a formação das lacunas, propôs um ajuste com inúmeras sobreposições. Esse modelo foi construído a partir da reconstrução aptiana de RABINOWITZ & LABRECQUE (1979), no qual foi adicionado um movimento com polo ao redor dos *plateaus* de Demerara e Guiné. As sobreposições seriam decorrentes de um estiramento diferencial (maior sobreposição, maior estiramento) devido à propagação do rifteamento, que seria progressivo e diacrônico. O resultado dessa reconstrução mostra uma expressiva sobreposição na calha de Benue e no segmento Central, o que é totalmente incompatível com os dados geológicos, além de implicar uma grande diferença no processo de estiramento (Figura 14C).

Figura 13 – Mapa tectono-estrutural regional do Atlântico Sul, na época da Chron 34 (83 Ma).

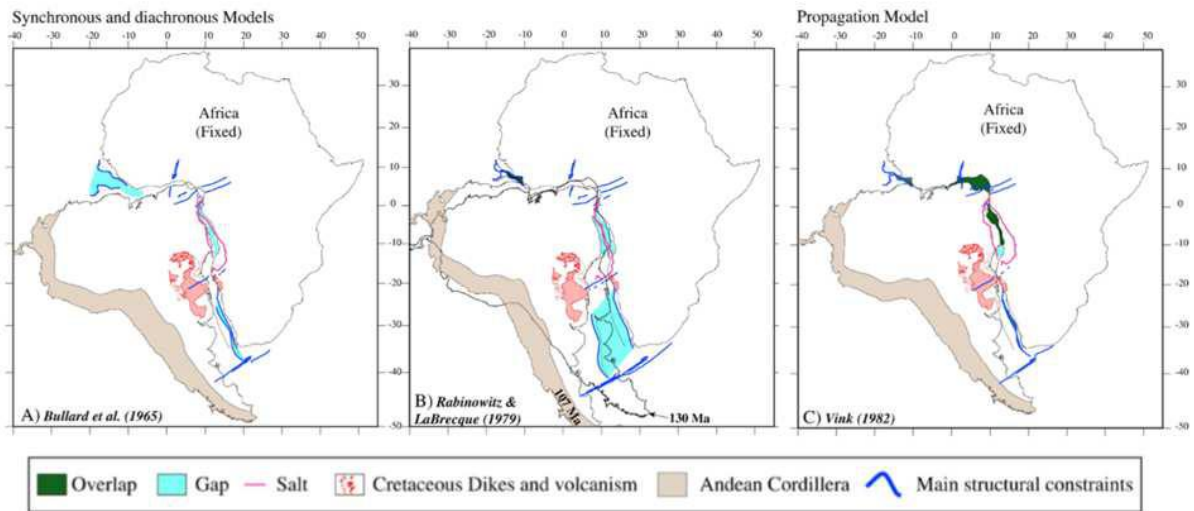


Nota: O Atlântico Sul pode ser dividido em quatro segmentos de norte para sul: Equatorial, Central, Austral e Falkland. O segmento Equatorial é separado do Atlântico Central pela Zona de Fratura de Marathon, localizada ao norte dos *plateaus* de Demerara e Guiné, e o limite sul é marcado pelas zonas de fraturas de Romanche e Chain; o segmento Central é limitado ao norte pela Zona de Fratura de Ascensão e ao sul pela Zona de Fratura de Rio Grande, sendo caracterizado pela grande bacia evaporítica desenvolvida no Aptiano; o segmento Austral situa-se entre a Zona de Fratura de Rio Grande ao norte e a Zona de Fratura Falkland-Agulhas ao sul, sendo caracterizado pela presença dos SDRs (*seawards dipping reflectors*) tanto ao longo das margens sul americana quanto da africana; no segmento Falkland ocorre à junção entre a Cadeia Atlântica (*Altantic Ridge*) e a do Sudoeste da Índia (SWIR). A linha vermelha espessa no meio da figura representa a Cadeia Oceânica na Chron 34. Projeção Mercator.

Fonte: MOULIN et al., 2010.



Figura 14 – Lacunas e sobreposições observadas nos primeiros modelos de reconstrução, utilizando o conceito de placas rígidas e com o bloco africano sendo considerado fixo.

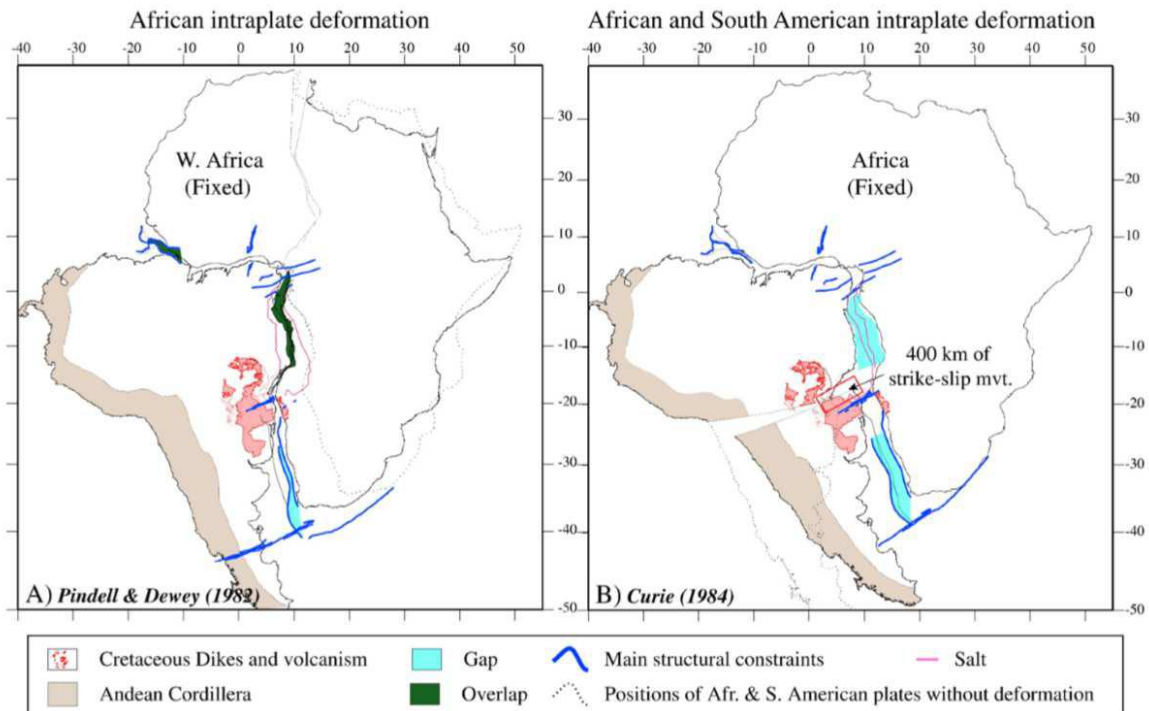


Nota: A) Primeiro modelo estatístico computacional de reconstrução de BULLARD et al. (1965); B) Modelo de RABINOWITZ & LABRECQUE (1979); C) Modelo de VINK (1982). Projeção Mercator.

Fonte: MOULIN et al., 2010.

Concomitante com a evolução dos modelos de placa rígida, teve início a introdução do conceito de deformação intraplaca, para resolver os problemas de cinemática até então verificados. Primeiramente focou-se nas deformações da placa africana, mais precisamente na Calha de Benue, que foi interpretada como um rifte abortado da junção tríplice e, posteriormente, nas deformações da placa sul-americana. O primeiro modelo de reconstrução considerando a placa africana não rígida, foi o de PINDELL & DEWEY (1982), que implicou em eventos compressivos nos Riftes do Sul do Sudão (*South Sudan Rift*) e sobreposições nos *plateaus* do segmento Equatorial e nos contornos do segmento Central (Figura 15A). Por outro lado, o primeiro modelo de reconstrução considerando a placa sul-americana não rígida, foi o de CURIE (1984), que apresentou, como consequência, a ocorrência de um movimento transcorrente (*strike slip*) de 400 km na Bacia do Paraná (Figura 15B). Ele vislumbrou uma descontinuidade entre a Elevação do Rio Grande e a inflexão observada na região de Cochabamba – Santa Cruz nos Andes boliviano, que lhe permitiu fechar a porção sul do Atlântico Sul independente do ajuste nos segmentos Equatorial e Central. Em ambos os modelos foi considerado um fechamento simultâneo dos segmentos Equatorial e Central.

Figura 15 – Lacunas e sobreposições observadas nos primeiros modelos de reconstrução utilizando o conceito de placas não rígidas.



Nota: A) Primeiro modelo de reconstrução considerando a placa africana não rígida de PINDEL & DEWEY (1982); B) Primeiro modelo de reconstrução considerando a placa americana não rígida de CURIE (1984). Projeção Mercator.

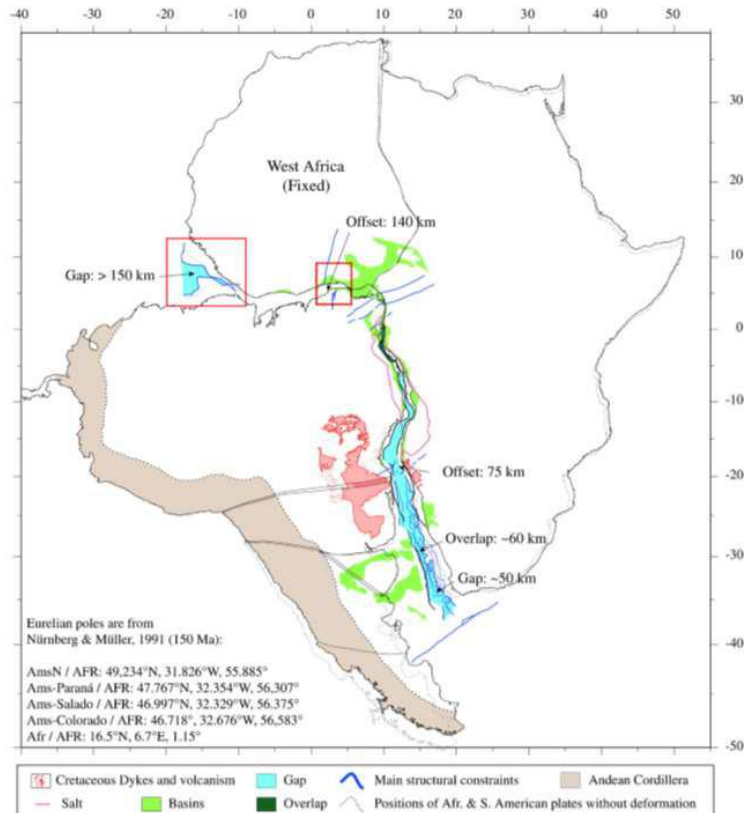
Fonte: MOULIN et al., 2010.

No aprimoramento dos modelos, considerando as placas não rígidas, MOULIN et al. (op. cit.) relataram que os primeiros modelos, mesmo que tenham se tornado mais complexos, como no caso de GUIRAUD & MAURIN (1992) que subdividiu a placa africana em três blocos, os movimentos induzidos pelas deformações intraplaca interpretadas não seriam suficientes para fechar o Atlântico Sul. NÜRNBERG & MÜLLER (1991), suportados por uma base de dados mais robusta, que incluía dados de altimetria de satélites (*Satellite Altimetry data*), mapa batimétrico e picos das anomalias magnéticas, apresentaram um modelo (Figura 16) que integrava tanto as deformações intraplaca africanas (Calha de Benue e o Rifte do Niger) quanto as sul americanas (bacias de Colorado, Salado e Paraná). Apesar de identificar importantes etapas no ajuste e na evolução do Atlântico Sul, o modelo apresentou problema ao não ser consistente com o conhecimento atual da geologia e geofísica, exibindo sobreposição na porção norte do segmento Central (bacias Sul do Gabão - Sergipe/Alagoas), sobreposições (~ 60 km) e lacunas (~ 50 km) na região das anomalias magnéticas do segmento Austral, uma lacuna maior que 150 km entre os *plateaus* de Demerara e Guiné, um afastamento de aproximadamente 140 km entre os lineamentos conjugados de Kandi e Sobral,



e um afastamento da ordem de 75 km entre os segmentos conjugados da Zona de Fratura de Rio Grande.

Figura 16 – Lacunas e sobreposições observadas no modelo de reconstrução utilizando o conceito de placas não rígidas tanto na placa sul americana quanto na africana.



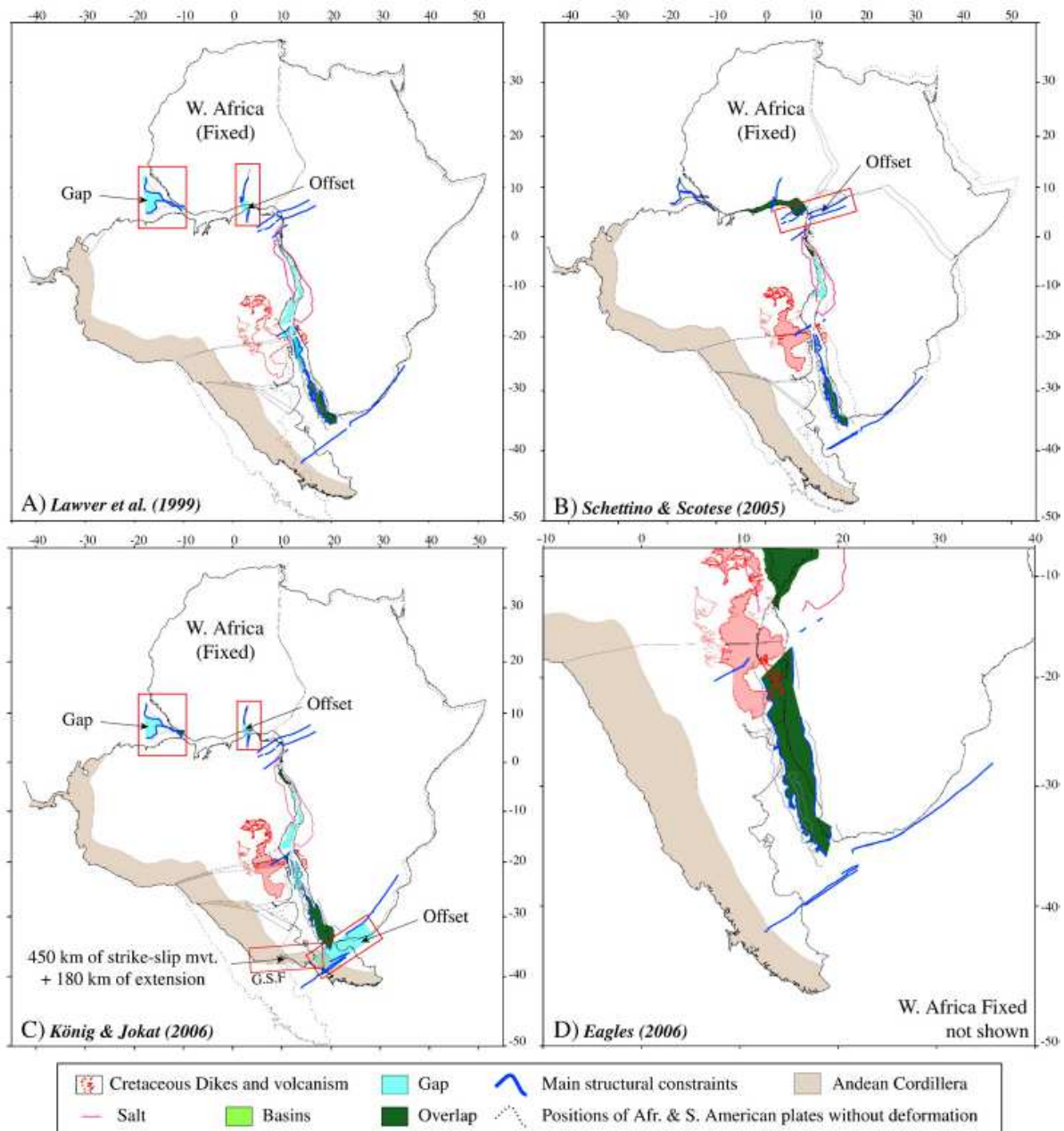
Nota: Modelo de reconstrução de NÜRNBERG & MÜLLER (1991) a 150 Ma (Tithoneano). O bloco oeste africano foi considerado fixo. Projeção Mercator.

Fonte: MOULIN et al., 2010.

A reconstrução de LAWVER et al. (1999) difere de NÜRNBERG & MÜLLER (1991) somente em relação ao segmento Austral, de modo que permanecem os problemas de ajuste nos segmentos Central e Equatorial (Figura 17A). As deformações intraplaca estão coerentes com a geologia, embora a reconstrução não tenha levado em consideração a simetria das anomalias magnéticas, ocasionando uma sobreposição de 150 km e a Zona de Fratura de Rio Grande mostrar um afastamento de 100 km entre seus segmentos conjugados. MOULIN et al. (op. cit.) chamam a atenção para o fato de que esse problema de ajuste nos segmentos Central e Equatorial seria recorrente nos trabalhos de 2003-2006 que foram baseados no modelo de NÜRNBERG & MÜLLER (1991). Assim, pode-se listar o modelo de KÖNIG & JOKAT (2006) que incorporou novos conjuntos de polos de rotação no segmento Austral, decorrente dos dados aeromagnéticos de alta resolução do leste do Mar de Weddell, propondo uma idade

mais antiga para a abertura desse mar (entre a América do Sul e Antártida) e a ruptura Mesozóica do Gondwana, como sendo Jurássica. Além dos problemas já conhecidos do segmento Central e Equatorial, verificou-se, na reconstrução, um movimento transcorrente (*strike slip*) ao longo do Sistema de Falhas de Gastre associado a 180 km de extensão, 130 km de extensão na Bacia de Colorado e mais de 250 km de sobreposição na região das anomalias magnéticas e 300 km de afastamento na zona do sistema de Fratura de Falkland (Figura 17C). No modelo de EAGLES (2006), o polo adotado para o segmento sul da região da América do Sul e África causou um grave desajuste no segmento Austral com a formação de uma sobreposição de 300 a 450 km na região das anomalias magnéticas (Figura 17D). O último modelo publicado baseado na reconstrução de NÜRNBERG & MÜLLER (1991) para o segmento Central foi o de TORSVIK et al. (2009) o que proporcionou sobreposição nessa região e desajuste para o resto do sistema, e ressaltam que os dados de anomalia magnética utilizados para o segmento Austral não foram os dados mais recentes divulgados na época. O modelo de SCHETTINO & SCOTESE (2005) não utilizou o modelo de NÜRNBERG & MÜLLER (1991) para os segmentos Equatoriais e Centrais, sendo baseado no desvio aparente polar sintético (*synthetic apparent polar wander – APW*) para os principais continentes (Figura 17B). Na reconstrução, os *plateaus* de Demerara e Guiné apresentaram um bom ajuste, mas ocorreu uma sobreposição dos escudos Pré-Cambriano de São Luís e do Oeste Africano, da ordem de 140 km na porção ocidental e de 280 km na área do Niger. No segmento Central, a bacia evaporítica Aptiana mostrou uma crítica sobreposição na região continental das margens conjugadas. Uma sobreposição de 100 km também é observada na região das anomalias magnéticas no segmento Austral.

Figura 17 – Lacunas e sobreposições verificadas nos modelos de reconstrução nos últimos 10 anos.



Nota: O bloco Oeste África foi considerado como uma placa fixa em todos os modelos. A) Modelo de LAWVER et al. (1999) mostrou nos segmentos Equatorial e Central os mesmos problemas de ajuste que NÜRNBERG & MÜLLER (1991), e no segmento Austral a região das anomalias magnéticas mostrou uma sobreposição de 150 km e um afastamento na zona de fratura de Rio Grande da ordem de 100 km; B) o modelo de SCHETTINO & SCOTESE (2005), baseado no desvio aparente polar sintético dos principais continentes nos últimos 200 Ma, mostrou uma grande sobreposição na região do delta do Niger; C) o modelo de KÖNIG & JOKAT (2006) implicou importantes deformações intraplaca: no Sistema de Falha de Gastre, com 450 km de movimento transcorrente dextral, 150 km de extensão na Bacia de Salado e na região das anomalias magnéticas no segmento Austral ocorreu uma sobreposição entre 230 e 350km e um afastamento na zona de fratura de Falkland da ordem de 300 km; D) o modelo de EAGLES (2006), a 150 Ma, baseou-se numa propagação da abertura para o norte e um ajuste nas zonas de fraturas ao sul do paralelo 20°S, o que resultou numa grande sobreposição na região das anomalias magnéticas no segmento Austral. Projeção Mercator.

Fonte: MOULIN et al., 2010.

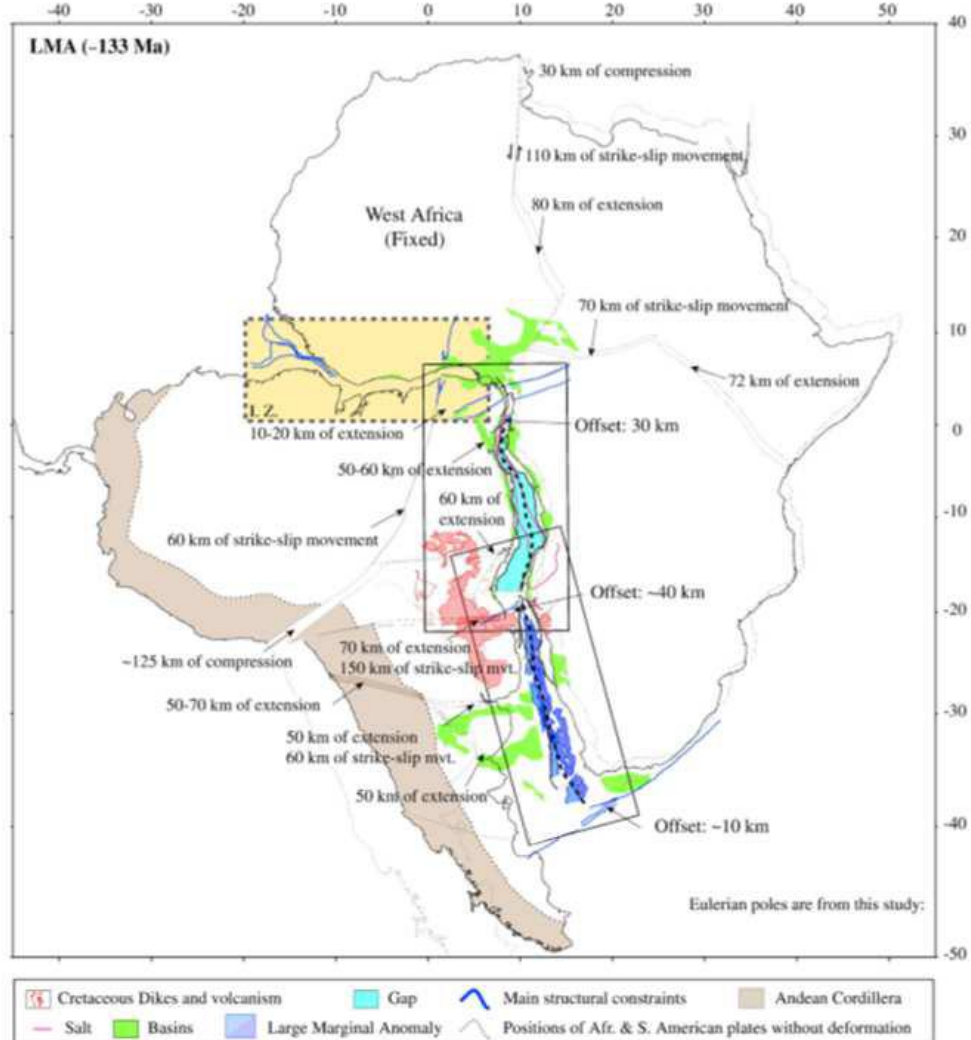
Como consequência dessa avaliação, MOULIN et al. (op cit.) apresentaram um novo modelo de reconstrução, a partir das seguintes premissas: **1** - o início do modelo se processaria a partir do segmento Equatorial (por apresentar sua evolução tectônica relativamente bem controlada pelas estruturas geológicas) com ajuste na Chron 34 (83 Ma – período bem marcado pelas zonas de fraturas e anomalias magnéticas, logo após o período conhecido como “Quiescência Magnética do Cretáceo”, baseado no modelo de CAMPAN (1985); **2** - para a correção dos desajuste nas zonas de fraturas e da grande lacuna formada no segmento Austral decorrente desse fechamento do oceano Atlântico Sul como um todo, conforme já observado por outros autores, requereu que se levasse em consideração as deformações intraplaca nos continentes conjugados (África = blocos Oeste, Nubia, Austral e Benue; Sul América = Guiana, NE-Brasil, Tucano, São Francisco, Santos, Rio de La Plata, Argentina, Salado e Patagônia); **3** - adoção da proposta de COURTILLOT et al. (1999) para a idade da primeira crosta oceânica, na qual sugerem uma associação entre os derrames de basalto e a ruptura crustal, de modo que ao constatarem um pico de atividade vulcânica no Atlântico Sul no período do Neo-Hauteriviano ao Eo-Barremiano (134 – 130 Ma), e a idade do melhor ajuste que obtiveram precedeu a Chron M7 (132 Ma), inferiram que, para a região sul do segmento Austral, a primeira crosta oceânica deve ter ocorrido entre as anomalias magnéticas M9 e M7 (entre 134 e 132 Ma), no período Hauteriviano.

Em relação à evolução cinemática, propuseram um desenvolvimento em quatro estágios: 1) entre 133 e 130 Ma, no qual teve início a abertura no segmento Austral acompanhando o expressivo derrame de lavas da Província Ígnea de Paraná-Etendeka; 2) entre 130 e 120 Ma, onde o denominado Bloco de Santos exerceu importante papel na formação ao norte de uma bacia aptiana rica em rocha geradora constituída por sedimentos lacustrinos e deposição de sal, enquanto no sul desenvolvia bacias vulcânicas, com estreitos riftes e sem deposição de sal; 3) o limite entre o Neo-Aptiano e o Eo-Albiano marca o fim da deposição do sal e a abertura do segmento Central; 4) no Albiano ocorre a abertura do Atlântico Equatorial, permitindo a conexão entre os oceanos Atlântico Central e Sul.

As deformações intraplaca associadas a essa evolução são mostradas nas Figuras 18 e 19, de maneira sucinta, tendo em vista só refletirem a situação inicial de melhor ajuste, verificada para um período anterior a Chron M7 (132 Ma) e numa situação tardia desse processo que culminou com a abertura do Atlântico Equatorial, estimado num tempo intra-Albiano (106 Ma). O bom ajuste observado no segmento Equatorial (Figura 18) é atribuído ao extraordinário alinhamento entre as principais feições conjugadas (lineamentos de

Kandi/Sobral, Patos/Ngaoundere, Pernambuco/Sanaga e os *plateaus* de Demerara e Guiné), de modo a se considerar essa área como incompressível, por não se admitir nenhum incremento de movimento. A exceção é verificada nas regiões do delta do Amazonas e do Niger, devido à sedimentação Terciária ter sido caracterizada por uma elevada taxa de deposição. Ressalta-se que, a partir do Neo-Aptiano / Eo-Albiano, nenhuma deformação intraplaca é observada tanto na placa sul americana quanto na africana, com exceção da região do Paraná, comportamento igual ao observado no intra-Albiano (Figura 19).

Figura 18 – Reconstrução cinemática, numa situação anterior à ruptura crustal (~133 Ma), mostrando o melhor ajuste possível, de acordo com as informações geológicas e geofísicas.

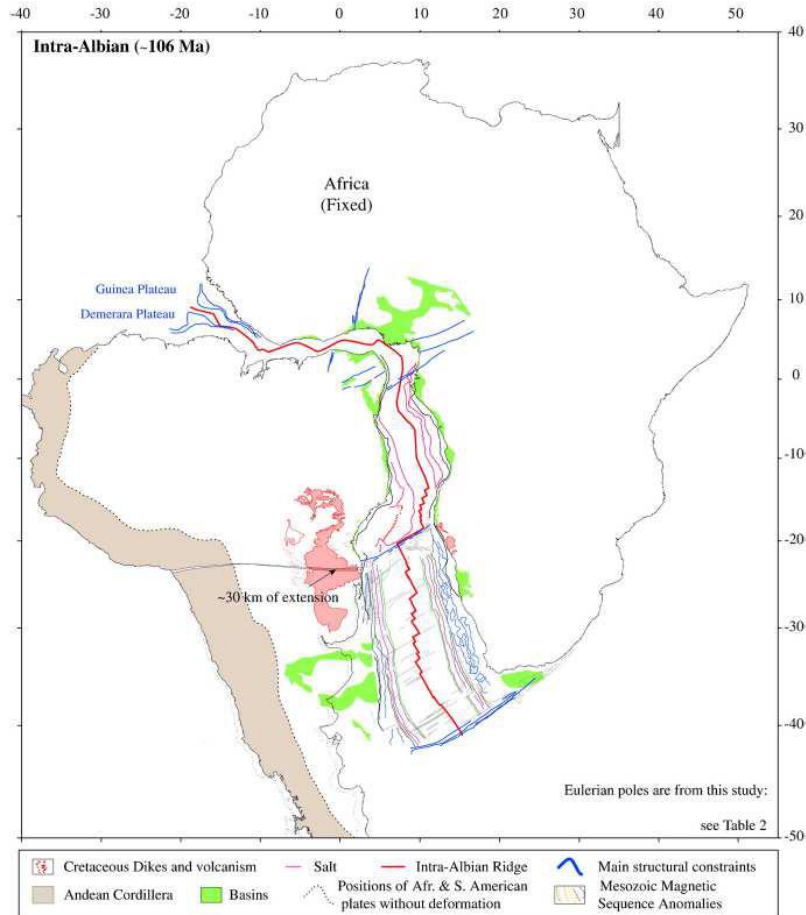


Legenda: LMA (*Large Marginal Anomaly*) corresponde ao agrupamento das anomalias magnéticas M11, M9 e a G, caracterizado por apresentar uma assinatura constituída por grande amplitude e uma largura irregular.

Nota: Esta reconstrução implica uma extensão de 70 km na Bacia do Paraná, 125 km de nas Montanhas Andinas e 50 a 70 km de extensão distribuídos entre as bacias de Colorado, Salado e nos Andes. Entre os domínios continentais não afinados (*hinge lines*) das margens rifteadas

conjugadas entre Brasil e África (ASLANIAN et al., 2009) se estabelece uma lacuna (*gap*) de 280 km de largura. O bloco Oeste África foi considerado fixo. Projeção Mercator.  
 Fonte: MOULIN et al., 2010.

Figura 19 – Reconstrução cinemática do Atlântico Sul no tempo intra-Albiano (106 Ma).



Nota: Devido à impossibilidade de se ajustar as zonas de fraturas na porção sul da placa sul americana se a considerar rígida, foi advogado que a deformação persistisse na Bacia do Paraná, implica uma extensão de 30 km. O bloco Oeste África foi considerado fixo. Projeção Mercator.  
 Fonte: MOULIN et al., 2010.

Como se pode observar, existe uma discrepância entre o modelo evolutivo do segmento Austral proposto por MOULIN et al. (op. cit.) e o defendido por STICA et al. (2013), principalmente relacionado com a idade atribuída à ruptura crustal e ao papel desempenhado pela Província Ígnea de Paraná-Etendeka, nesse processo de ruptura.

### 3 RETROSPECTIVA DOS CONCEITOS NOS MODELOS DE EVOLUÇÃO DO RIFTEAMENTO DAS MARGENS PASSIVAS

O conceito de rifteamento está vinculado à introdução e espalhamento da crosta oceânica que, de maneira geral, pode ser descrito como um processo que terminaria, por definição, com uma concentração da deformação da crosta e atividade magmática, em se tratando de um sistema de espalhamento robusto.

Nos modelos clássicos de rifte, a deformação poderia ser tanto uniformemente distribuída, com formação de falhas de borda simétricas nas bacias, que estariam sobrepostas a uma crosta inferior dúctil, estirada, o que configuraria o modelo de cisalhamento puro de McKenzie (MCKENZIE, 1978); ou poderia apresentar uma distribuição assimétrica, que, nesse caso, seria controlada por uma falha de descolamento (*detachment faulting*) de grande escala, que constituiria o modelo de cisalhamento simples de Wernicke (WERNICKE, 1981 e 1985). Em ambos os casos, o processo de rifteamento era tido como monofásico e a ruptura crustal ocorreria de maneira instantânea, resultando numa justaposição da crosta continental com a crosta oceânica. O contato entre essas crostas era assumido ser abrupto e marcado pela primeira anomalia magnética.

Com a descoberta, através de dragagem em 1980, de rochas do manto exumado ao longo da margem da Galícia, e com os resultados dos poços do *Ocean Drilling Program* (BOILLOT et al. 1980 e 1987, Shipboard Scientific Party 1987, apud PÉRON-PINVIDIC & MANATSCHAL, 2008), os modelos clássicos de rifteamento foram revistos, resultando, além da distinção entre margens vulcânicas e não vulcânicas, na elaboração de um modelo para explicar a exumação do manto e a assimetria em margens não vulcânicas. Isto foi realizado por LISTER et al. (1986) ao ajustar o modelo de cisalhamento simples.

Com os avanços tecnológicos, através da disponibilização de dados de sísmica profunda de alta qualidade e de dados magnéticos e gravimétricos mais acurados, permitindo a determinação das características geofísicas das porções mais profundas das margens continentais, ocorreu a necessidade de invocação de novos modelos para descrever e explicar as novas observações. Nesse capítulo, faremos uma retrospectiva dos conceitos que nortearam a construção desses novos modelos até o entendimento atual da evolução das margens divergentes.

Como RESTON (2009) já havia abordado, a classificação em margens vulcânicas e não vulcânicas não se mostrou apropriada, tendo em vista que muitas margens tidas como não

vulcânicas exibiam magmatismo. A terminologia de margens pobre em magma e rica em magma, por sua vez, reflete de uma maneira mais direta, se há uma dominância de processos tectônicos ou de processos magmáticos durante o rifteamento.

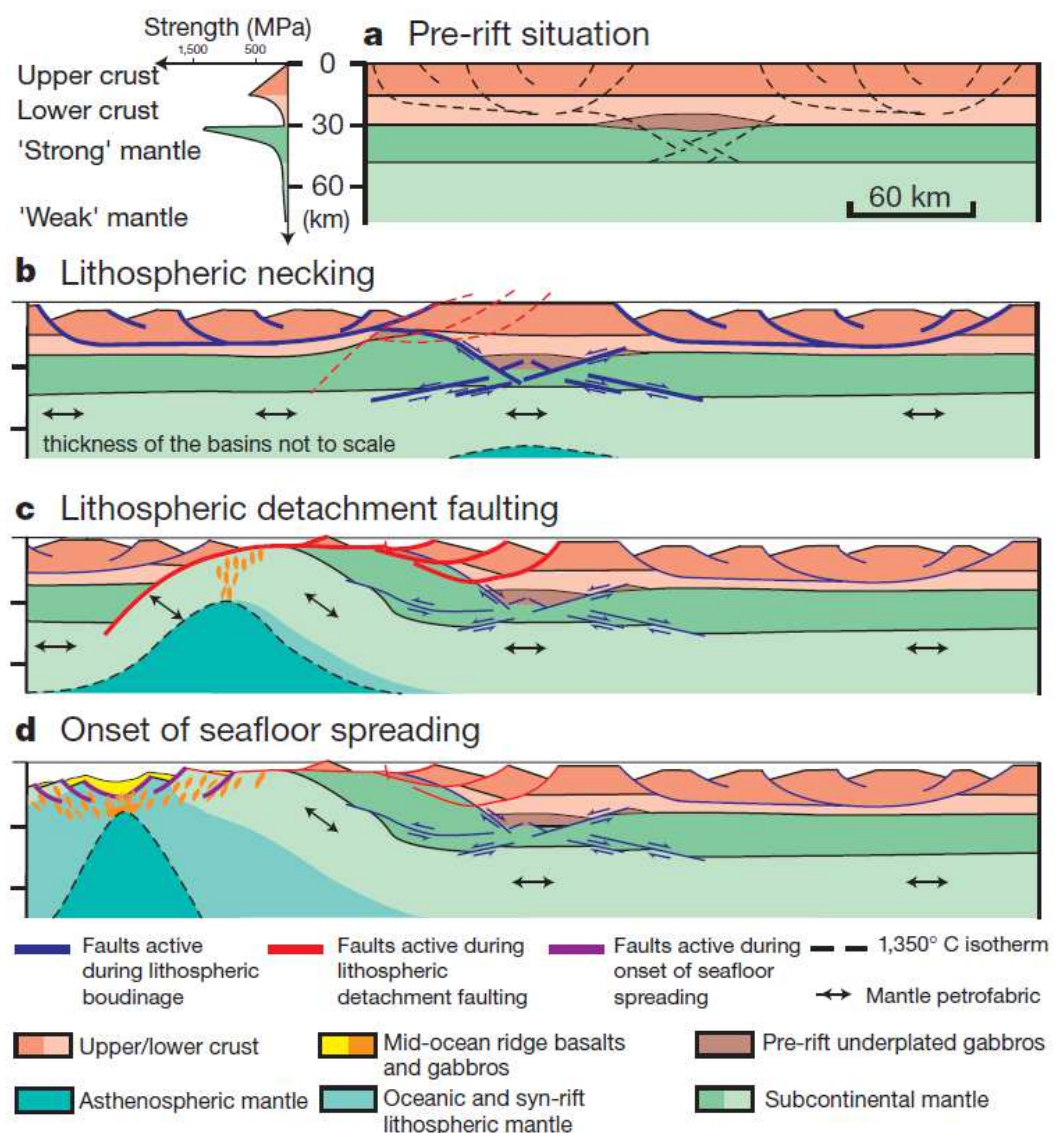
### 3.1 Margem Pobre em Magma

Os modelos de margens rifteadas, publicados após o advento da tectônica de placas, mostravam uma crosta continental uniforme formada por blocos basculados, justapostos, ao longo de um contato abrupto contra uma crosta oceânica constituída por três camadas (crosta magmática normal de Penrose). O primeiro modelo a associar o tectonismo e o magmatismo no processo de rifteamento foi o proposto por WHITMARSH et al. (2001), em escala litosférica, para margem pobre em magma (Figura 20). Esses autores sugeriram uma sequência de eventos no processo extensional, que passaria de um cisalhamento puro para um cisalhamento simples e deste para o lento espalhamento oceânico. O rifteamento iniciaria numa crosta continental, isostaticamente compensada, de aproximadamente 30 km de espessura, estando o processo controlado pelo fluxo dúctil da crosta continental inferior. As bacias riftes assim formadas seriam delimitadas por falhas lítricas, que solapariam (*levelled out*) no meio da crosta, de modo a proporcionar a desconexão da deformação da crosta superior e do manto superior. Nesse estágio o rifteamento distribuir-se-ia por toda a futura margem, e a crosta estendida iria se resfriando durante o avanço do rifteamento. O rifte apresentar-se-ia simétrico, na escala litosférica, sendo que o magmatismo estaria ausente neste estágio inicial. A fraqueza induzida mecânica ou termalmente no manto superior, possivelmente seria resultante de *underplating* anterior ao rifteamento, que controlaria a localização inicial do estrangulamento do manto, compensado posteriormente pela deformação crustal. Em outros termos, os pontos de fraqueza guiariam a ascensão da astenosfera que, por sua vez, controlariam a localização e evolução do último rifteamento e, por fim, da ruptura continental. A transição de um rifteamento não magmático simétrico para um espalhamento oceânico incluiria uma fase transiente dominada por cisalhamento simples e parcialmente assimétrico, no qual o rifteamento continental coincidiria com o início sistemático do aumento do magmatismo. Esta transição seria caracterizada pela localização da extensão ao longo da crosta continental e pelas falhas de descolamento (*detachment faults*) no manto superior e, posteriormente, pelas falhas *concave-downward* que conduziriam a



exumação do manto subcontinental. Neste estágio final, quando a crosta continental afinada apresentaria uma espessura da ordem de 7 km, a extensão passaria a se focalizar dentro da futura margem distal, sendo acomodada pelos falhamentos de descolamento (*detachment faulting*). Nessa situação, tanto a crosta quanto a parte superior do manto experimentariam uma deformação rúptil. A ascensão da astenosfera ocorreria numa estreita zona, conduzindo um magmatismo e tectonismo focalizado, típico das cadeias meso-oceânicas.

Figura 20 – Primeiro modelo conceitual de rifteamento, em escala litosférica, para uma margem pobre em magma.



Nota: A) Situação inicial pré-rifteamento com 4 camadas reologicamente distintas caracterizando a crosta superior, a crosta inferior, o manto superior rígido e um manto dúctil e, localmente, um espessamento da crosta continental produzido por um *underplating* de gabro anterior ao rifteamento; B) inicialmente, o manto superior, a porção mais resistente da litosfera, estrangula debaixo dos gabros onde se apresenta mais frágil, permitindo a ascensão da astenosfera. Nas outras regiões, o fluxo dúctil da crosta inferior determinaria onde o rifteamento iria se

processar na superfície. Relativamente, pouco afinamento crustal e subsidência ocorrem acima da região estrangulada, enquanto que as áreas adjacentes estavam sendo fortemente afinadas; C) na fase final, a estrutura termal e a resposta gravitacional associadas à ascensão da astenosfera começariam a influenciar o rifteamento, permitindo o início do afinamento da crosta inferior, o que produziria uma transição abrupta para a crosta fracamente afinada. A mudança na geometria extensional de falhas lítricas para uma ou mais falhas *concave-downward*, refletiria a mudança na distribuição das camadas reológicas. Enquanto as falhas lítricas se desenvolvem em camadas com fraquezas horizontais (petrofábricas), falhas *concave-downward* são favorecidas nas zonas de fraquezas sub-verticais, possivelmente resultante da subida do magma e do alto valor do gradiente termal acima da astenosfera soerguida e estreita; D) A astenosfera eleva-se até próximo a superfície e o basalto fundido da cadeia meso-oceânica é intrudido, assim como é extrudido no manto sub-continental. As camadas profundas do manto são exumadas em direção ao oceano. Conseqüentemente, com o aumento da produção do material fundido, tem-se a criação contínua da crosta oceânica e a astenosfera gera o manto superior oceânico.

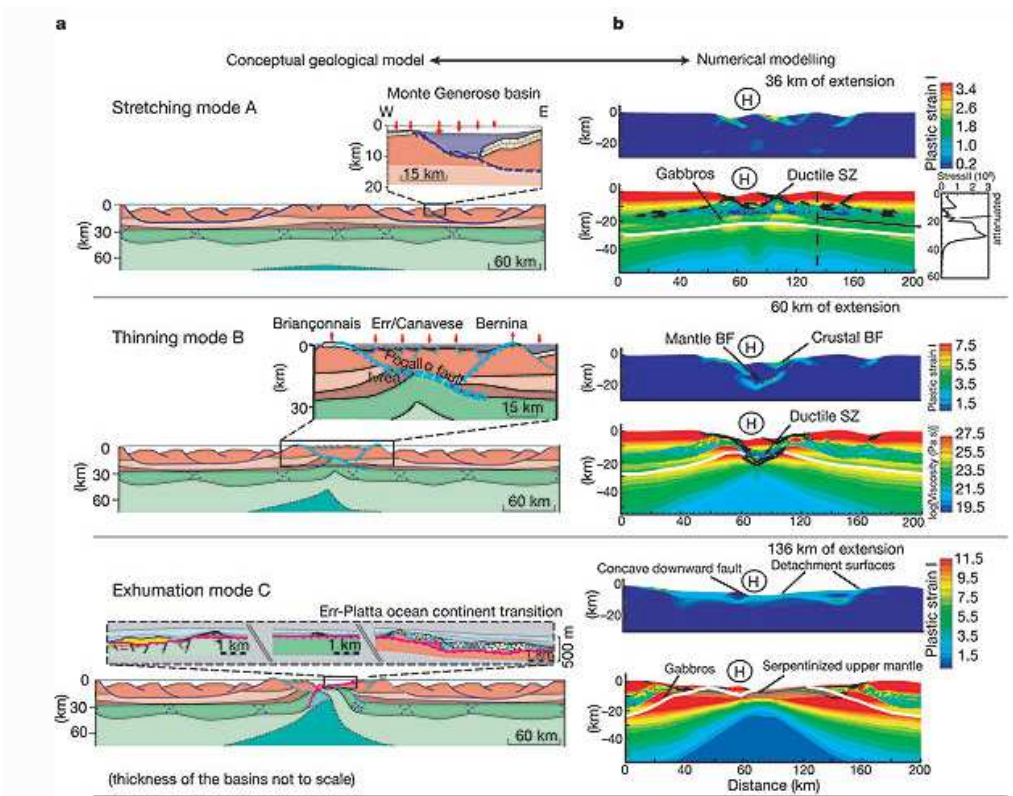
Fonte: WHITMARSH et al., 2001.

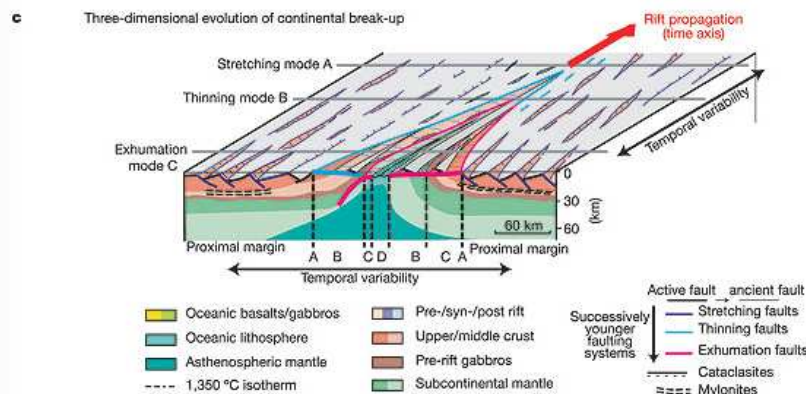
Com a observação das diferentes fases de extensão verificadas nas margens Alpina Tethys e Iberia/Newfoundland, LAVIER & MANATSCHAL (2006) propuseram um aprimoramento do modelo anterior, inserindo uma redistribuição do *underplating* gabróico e reformulando o modelo de afinamento, no qual ocorreria uma complexa história de rifteamento que poderia ser descrita como uma sequência de diferentes modelos de extensão, associando a margem proximal a um estágio de estiramento crustal, a margem distal ao estágio de afinamento e a transição (OCT) ao estágio de exumação do manto. Nesse modelo, sugeriram que a transição de uma extensão amplamente distribuída e simétrica, para uma extensão localizada e com rifteamento assimétrico, seria controlada por uma rígida crosta inferior de composição gabróica. De modo a ocorrer à desconexão da crosta superior da crosta inferior e da deformação do manto propuseram uma progressiva fragilização da crosta intermediária, através da formação das frágeis zonas de cisalhamento dúctil e uma reformulação da reologia da crosta. A crosta superior e intermediária seria constituída por quartzo e plagioclásio, enquanto que a crosta inferior seria de natureza gabroica e o manto teria uma composição de olivina (seca). Na evolução térmica da crosta, a crosta elastoplástica (crosta continental superior) cisalharia acima da crosta viscoelástica (crosta continental intermediária). Como essas zonas de cisalhamento dúctil tornam-se altamente deformadas, elas favoreceriam o enfraquecimento da crosta intermediária e a formação de um amplo canal viscoso. Portanto, a ampla distribuição da deformação numa região seria decorrente da conjunção dos fatos: fluxo da crosta intermediária viscosa fluir sobre a crosta inferior rígida, resistência elástica da crosta inferior gabroica e resfriamento do manto que, por sua vez, aumenta a resistência mecânica da litosfera.

Nesse modelo (Figura 21), a crosta intermediária formaria uma zona de 5 a 6 km de descontinuidade abaixo do bloco denominado H (*hanging* – por situar-se no bloco baixo de

falhas). Os falhamentos normais no manto e na crosta superior estariam desconectados e formariam um sistema de *rolling hinge faults* em cada lado do Bloco H. Na crosta superior, as falhas normais acomodariam grandes rejeitos, levando ao afinamento da crosta através da exumação da crosta intermediária e da ocorrência de cisalhamento em ambos os lados do Bloco H. O mesmo aconteceria no manto, resultando na sua exumação e justaposição de níveis profundos do manto contra rochas da crosta intermediária. Esse processo provocaria a eliminação da crosta inferior e do manto superior. A crosta afinada resultante apresentaria uma espessura menor que 10 km, que poderia alcançar uma distância superior a 100 km em ambos os lados do Bloco H. A conexão da crosta superior com o manto ocorreria quando a camada de baixa viscosidade abaixo do Bloco H for afinada para menos do que 4 km. Neste momento, desenvolver-se-ia a serpentinização do manto, devido à ocorrência de temperaturas abaixo de 600°C e a profundidades inferiores a 10 km, onde atuaria a circulação hidrotermal. As falhas do manto rúptil e da crosta se uniriam (em apenas um dos lados do Bloco H) para formar as falhas *concave-downward*, que iriam exumar o manto serpentinizado na superfície.

Figura 21 – Modelo conceitual da evolução temporal e espacial de um rifteamento, baseado nas margens Alpina Tethys e Iberia/Newfoundland, e seu modelo numérico.





Legenda: A letra “H” indica o bloco denominado “H” (*hanging*).

Nota: **a)** modelo conceitual das diferentes fases da extensão: A - modelo de estiramento (*stretching*) caracterizado por falhamentos lístricos e subsidência diferencial dos meio-grabens, tendo como exemplo a Bacia de Monte Generoso; B - modelo de afinamento (*thinning*) caracterizado pelo máximo de afinamento da litosfera e pela presença de uma importante zona de cisalhamento dúctil (zona de cisalhamento de Pogallo); C - exumação do manto superior serpentizado a menos do que 10 km de profundidade, ao longo da falha *concave-downward*. **b)** modelo numérico da extensão litosférica, onde foi plotado a deformação plástica (deformação rúptil – *brittle deformation*) e o campo de viscosidade para cada fase. Para cada campo de viscosidade a Moho é mostrada através da linha branca. **c)** representação esquemática da evolução temporal e espacial das consecutivas fases do rifteamento até o espalhamento oceânico.

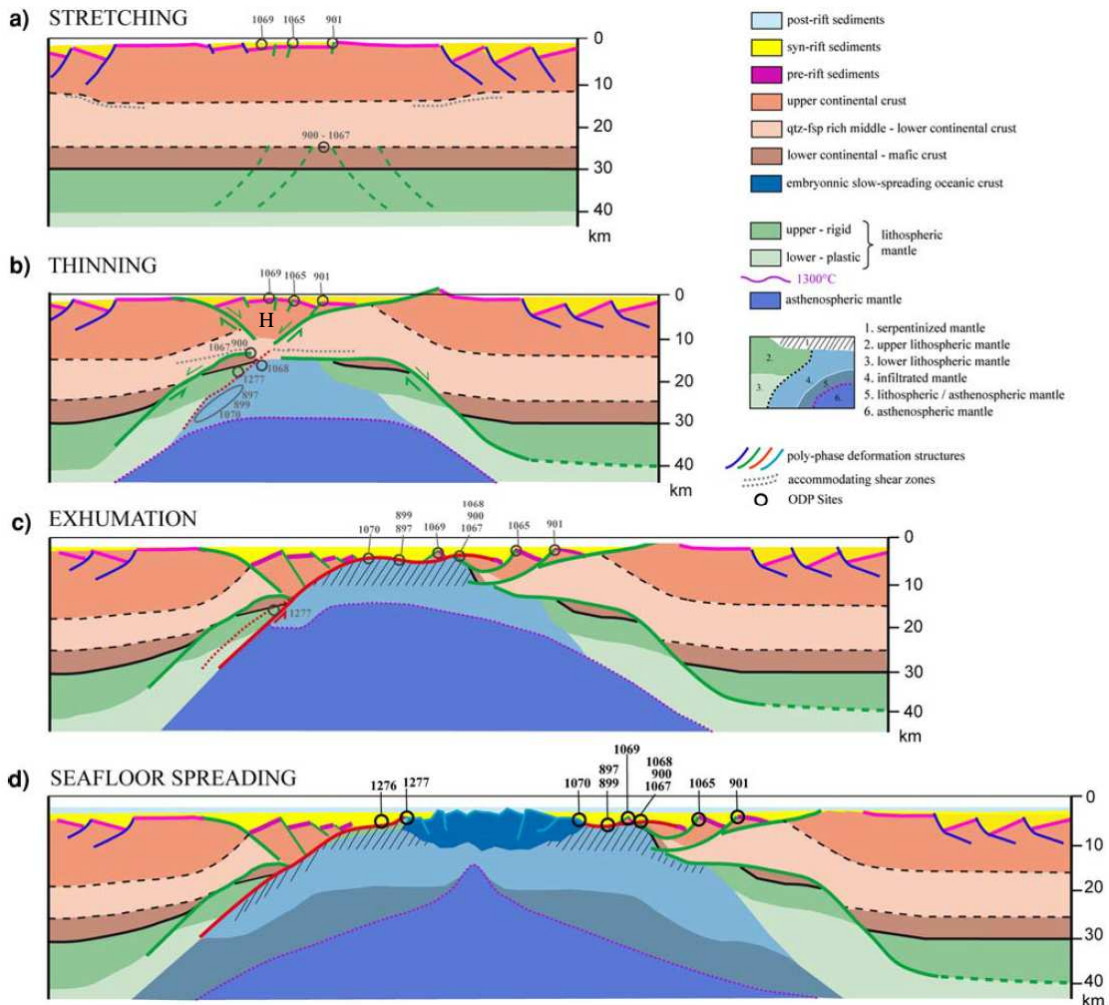
Fonte: LAVIER & MANATSCHAL, 2006.

Enquanto LAVIER & MANATSCHAL (2006) focaram a descrição geológica e as características físicas dos três modelos de extensão: estiramento (*pure shear*), afinamento e exumação (ambos *simple shear*), PERÓN-PINVIDIC & MANATSCHAL (2008) discutiram a transição entre os vários modelos, ou seja, como os vários processos se sobrepuseram uns aos outros no tempo e no espaço (Figura 22). Tomando como base as observações das margens conjugadas Iberia/Newfoundland que, na época, possuíam o mais completo conjunto de dados disponível de uma margem pobre em magma, concluíram que: **1)** a arquitetura final de um bem sucedido sistema de rifte corresponde a um empilhamento de diferentes modelos de deformação que pode variar desde um estiramento distribuído (*pure shear*) a um completo afinamento crustal e, deste, para uma subsequente exumação do manto. Enquanto as margens proximais seriam predominantemente afetadas por um único modelo, as margens distais (domínios distais) representavam o empilhamento de diferentes modelos; **2)** as estruturas responsáveis pelo afinamento crustal (aproximadamente 10 km) ainda não foram identificadas na maioria das margens. Acredita-se que essas estruturas sejam formadas durante o estágio inicial como falhas conjugadas que foram separadas ao longo do descolamento (*decoulement*) da crosta intermediária. Na crosta superior, essas falhas limitam o bloco crustal “H” e tornam-se responsáveis pela formação da “*necking zone*” que, no futuro, separará a margem proximal da distal; **3)** a deposição de sedimentos de plataforma, numa condição de plataforma externa sobre uma crosta afinada de 10 km de espessura, sugere que o afinamento crustal foi

balanceado por processos termiais que mantiveram a crosta afinada em situação rasa. Atualmente, esses sedimentos encontram-se a mais de 5 km de profundidade. Os processos de infiltração no manto subcontinental associados ao regime termal anômalo durante o final do rifteamento podem explicar o atraso (retardo) na subsidência; **4)** o falhamento de descolamento (*detachment faulting*) no topo do embasamento se formou após o início do afinamento crustal. Este falhamento, que sai da crosta e atinge o manto, estaria associado à serpentinização, sendo responsável pela exumação do manto, assim como pela assimetria das margens distais conjugadas; **5)** o final do rifteamento e o início da acreção oceânica não tem limite definido (mapeável), mas constitui uma zona de transição complexa que resulta em uma gradual e complexa ruptura crustal. Nenhum dos indicadores clássicos da ruptura crustal, tais como: deformação localizada, exumação do manto, anomalias magnéticas ou o primeiro aparecimento do magma da cadeia meso-oceânica, poderá ser usado como critério único para a determinação da ruptura. A ruptura crustal não corresponde a um limite espacial e temporal bem definido. **6)** no caso das margens de Ibéria e Newfoundland, os autores observaram que o tectonismo e a atividade magmática permaneceram ativos por mais 16 Ma após o aparecimento dos primeiros basaltos da cadeia meso-oceânica e da formação da primeira anomalia magnética simétrica – M3 / 128 Ma (Barremiano). Como previsto pelos modelos clássicos, a passagem do manto exumado para a formação da primeira crosta oceânica é transicional, e desta forma, as anomalias magnéticas que eram usadas como indicadoras do espalhamento oceânico nas margens distais não poderão mais ser usadas como critério único para determinar a idade e localização da ruptura continental. O fato de essas anomalias apresentarem fraca definição na transição crosta continental e oceânica seria decorrente do processo de serpentinização durante a exumação do manto, não descartando as hipóteses de magmatismo sub-placa (*magmatic underplating*) e lenta acreção do assoalho oceânico (*slow-seafloor accretion*); **7)** o estabelecimento de um sistema permanente de espalhamento oceânico é definido como uma concentração irreversível de processos tectônicos e magmáticos dentro dos limites da placa (por exemplo, a Cadeia Meso-Oceânica), o que não seria alcançado após a primeira exumação do manto.



Figura 22 – Modelo conceitual esquemático mostrando a evolução do rifteamento baseado nas observações do sistema rifte de Ibéria/Newfoundland.



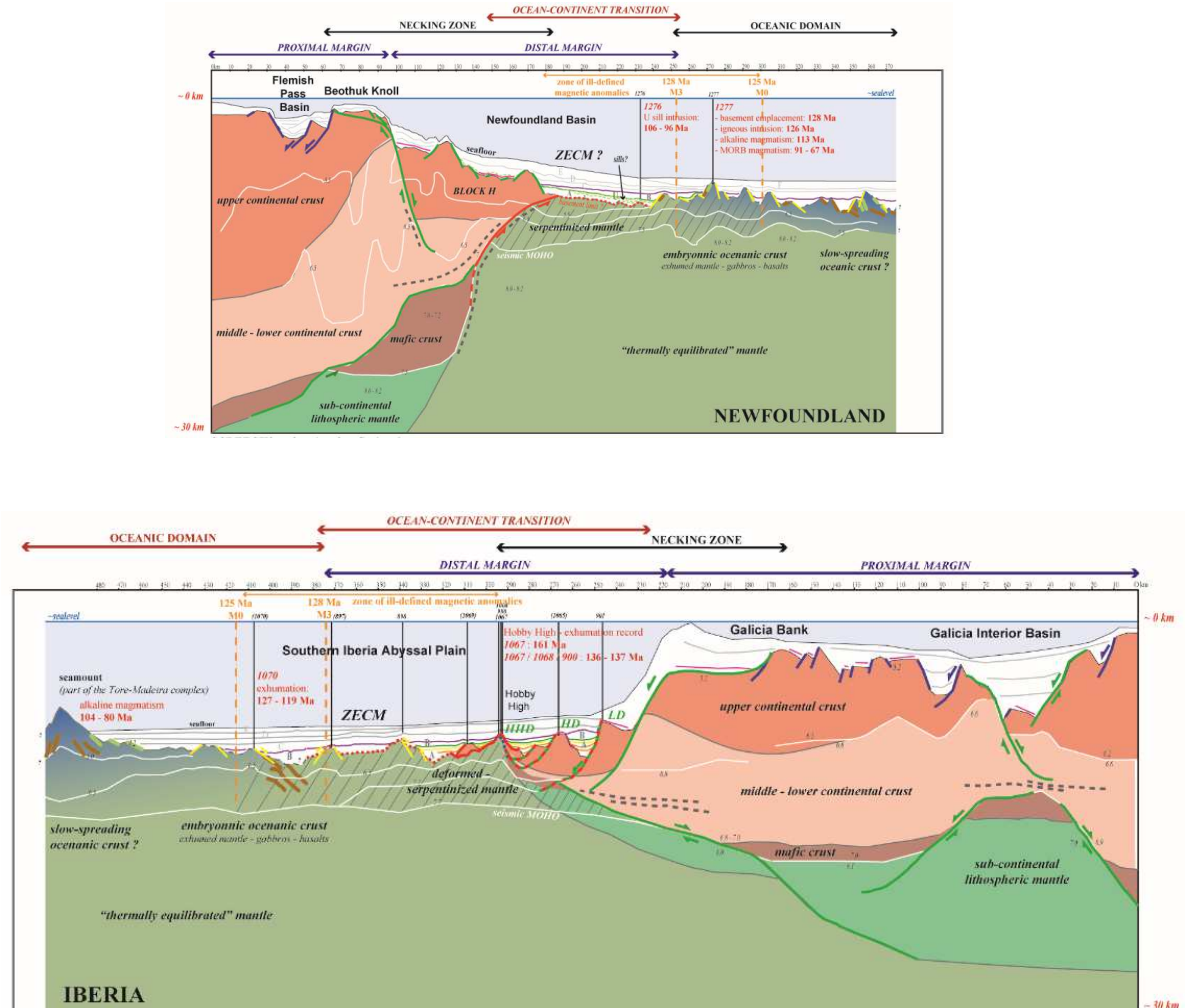
Nota: De “a” a “d” são mostrados os modelos de extensão que culminaram com a ruptura continental.

**a)** O modelo de estiramento é caracterizado por falhamentos lítricos de alto ângulo associado com a clássica subsidência em meio-graben; a crosta continental é levemente estirada e as bacias sedimentares se desenvolvem independentemente uma da outra, afetando uma grande região. **b)** O modelo de afinamento é caracterizado por um sistema conjugado desconectado de falhas de descolamento (*detachment*) que acomodam a exumação da parte profunda da crosta e/ou níveis mantélicos debaixo do Bloco H. O afinamento está na transição de uma extensão generalizada para localizada. **c)** O modelo de exumação é caracterizado por falhas de descolamento (*detachment*) que atravessam a crosta fragilizada e exume as rochas do manto serpentinizada no assoalho oceânico. **d)** Finalmente, o espalhamento do assoalho oceânico é definido como uma irreversível concentração de processos termais e mecânicos numa estreita zona correspondente a proto-cadeia meso-oceânica.

Fonte: PÉRON-PINVIDIC & MANATSCHAL, 2008.

Nesse estudo de PERÓN-PINVIDIC & MANATSCHAL (2008), a arquitetura inferida através de dados geofísicos e da perfuração dos poços mostrou que este sistema poderia ser subdividido em: domínio proximal; zona de afinamento (*necking zone*); domínio profundo (ou distal) onde ocorreria a transição crosta continental / oceânica (OCT), que engloba a zona do manto continental exumado; e o domínio oceânico (Figura 23).

Figura 23 – Arquitetura crustal inferida para a margem conjugada do sistema rifte de Ibéria/Newfoundland.



Fonte: PÉRON-PINVIDIC & MANATSCHAL, 2008.

O Domínio Proximal é caracterizado por uma crosta estirada, com desenvolvimento dos clássicos meio-grabens, enquanto que, nas regiões distais, ocorrem reflexões complexas no topo do embasamento (*top basement*) e intra-embasamento (*intra-basement*), sobrepostas por blocos basculhados, que foram interpretadas respectivamente como falhas de descolamentos (*detachment faulting*) e alóctonos extensionais.

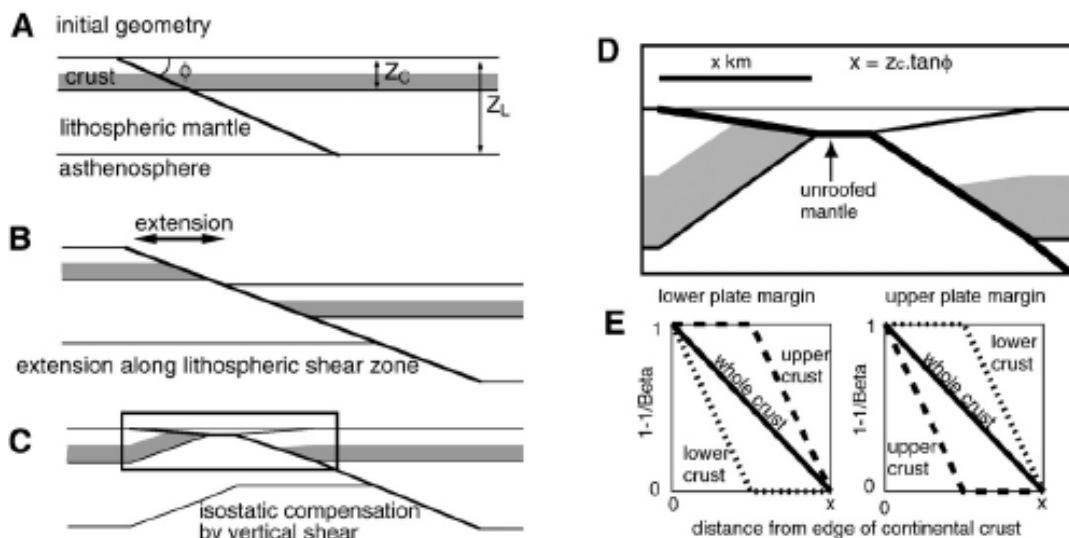
O afinamento litosférico se processa de maneira localizada, situando-se entre os domínios proximal e distal, na região denominada de Zona de Afinamento (*necking zone*), que é definida como a região onde a espessura crustal diminui de aproximadamente 15 para 0 km, numa distância menor do que 20 km.

A região entre a Zona de Afinamento (*necking zone*) e o Domínio Oceânico (primeira inequívoca crosta oceânica) é tida como transicional, por apresentar características geofísicas

e geológicas diferentes das clássicas crostas continental e oceânica. A hipótese defendida pelos autores é a de que parte desse domínio seria composto pelo manto exumado, de modo que a crosta extremamente afinada afunilar-se-ia até zero, como indicado pelos poços.

Num olhar diferenciado para explicar o afinamento crustal extremo e a exumação do manto, RESTON (2007) propôs uma evolução sequencial de rotação de falhas de alto ângulo. Essa solução geométrica para o afinamento da crosta rúptil, como pontua PERÓN-PINVIDIC & MANATSCHAL (2008) não explica o afinamento das partes dúcteis da crosta nem o abrupto afinamento crustal. Por sua vez, RESTON (2009) advogava que este afinamento poderia ser obtido numa litosfera estendida, através de uma simples zona de cisalhamento planar (Figura 24).

Figura 24 – Estrutura crustal prevista pela extensão da litosfera ao longo de uma simples zona planar cisalhante.



Nota: **A)** Geometria inicial – zona de cisalhamento litosférico mergulhando num ângulo  $\phi$ , cortando a crosta com espessura  $Z_c$  (igualmente dividida em crosta superior e inferior), espessura litosférica total  $Z_L$ . **B)** Extensão suficiente para exumar as rochas do manto ao longo da zona de cisalhamento. **C)** como em **B)**, mas após a compensação isostática por cisalhamento vertical. Observar que um simples afinamento simétrico da crosta produz uma bacia simétrica. **D)** Detalhe da estrutura crustal, mostrando que o resultado foi uma completa separação da crosta ao longo da zona de cisalhamento. Notar a completa simetria do afinamento crustal e, desta forma, da subsidência, embora assimetria na distribuição do afinamento da crosta superior e inferior. **E)** Gráfico do fator de afinamento da crosta superior, da crosta inferior e da crosta total como função da distância da margem continental. Um rifteamento assimétrico, em escala crustal, deve imprimir um padrão similar nas margens rifteadas.

Fonte: RESTON, 2009.



### 3.2 Margem Rica em Magma

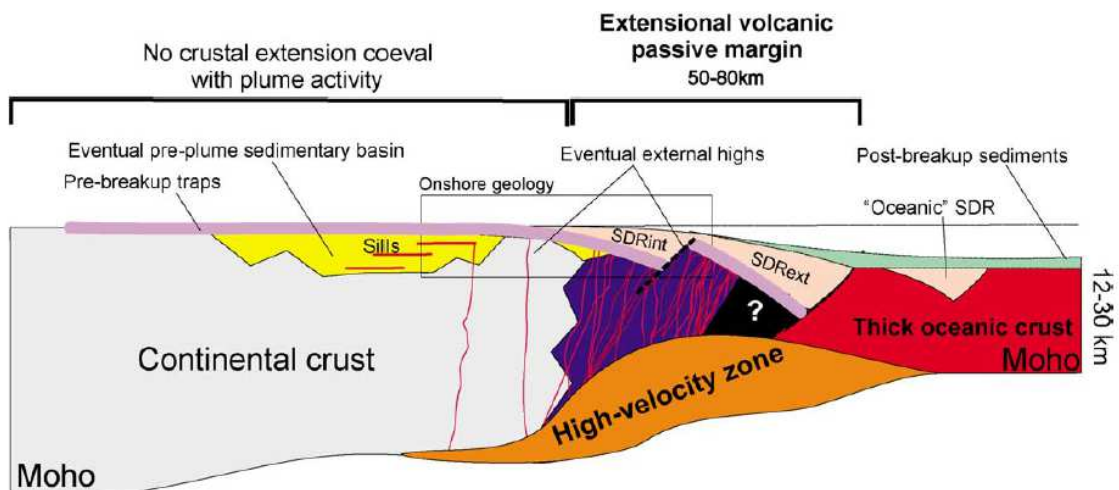
Paralelamente ao estudo evolutivo do rifteamento em margens pobre em magma, também se desenvolvia a revisão dos modelos para as margens ricas em magma, que se acreditava serem caracterizadas por apresentar um soerguimento inicial ou não subsidência e grande vulcanismo (intrusivo e extrusivo), principalmente próximo ao contato crosta continental - crosta oceânica. ELDHOLM (1991) estudando a margem Vøring (Noruega), com base nas informações do poço ODP Leg 104, concluiu que a sua história evolutiva, relacionada ao rifteamento Cenozóico, estaria associada à Província Ígnea do Atlântico Norte (com uma relação temporal e composicional) que, em escala global, representa o principal evento geológico da transição entre o Paleoceno e o Eoceno. A deformação litosférica do início do Terciário e a ruptura crustal subsequente aconteceram em uma região de elevada temperatura astenosférica que, desde os tempos Caledonianos (do Ordoviciano ao início do Devoniano) vinha experimentando repetidas fases de extensão crustal. Ele descreveu duas distintas séries vulcânicas: a Série Superior que compreenderia os prismas de SDR (*seaward dipping reflectors*), formados por fluxo de lavas toleíticas e delgados depósitos vulcanoclásticos e a Série Inferior, constituída por fluxos dacíticos, alguns diques e espessos sedimentos intercalados. Propôs que essa margem teria evoluído de uma extensão crustal do Paleoceno, acompanhada de soerguimento e intrusões na região rifteada. Anteriormente à ruptura crustal, o magma das câmeras rasas produziria a Série Inferior. A Série Superior, por sua vez, teria sido construída durante uma intensa e rapidamente decrescente atividade vulcânica subaérea, seguida pela ruptura crustal, que teria ocorrido próximo à transição Paleoceno-Eoceno. Esse evento magmático cobriria tanto a recente crosta oceânica formada quanto vastas áreas da crosta continental. A dinâmica postulada para esse processo estabelece que os primas de SDR seriam formados por subsidência, devido ao peso e a contração termal e, possivelmente, amplificada pelo tectonismo. Quando a atividade vulcânica diminui, o centro de injeção rapidamente afunda e uma nova crosta oceânica seria formada.

GEOFFROY (2001 e 2005) aperfeiçoou esse modelo, sugerindo que a evolução dessa margem se processaria em 5 fases: 1) longo período de extensão e afinamento crustal; 2) soerguimento regional, erosão e deposição clástica; 3) intrusão de *sills* nas bacias sedimentares e concomitante instalação do vulcanismo subaéreo (basalto sub-tabular) - estágio de trapeamento; 4) ruptura crustal e edificação da margem; e 5) acresção oceânica excepcional. A Figura 25 mostra uma representação esquemática da estruturação desse tipo de

margem baseada tanto na sísmica de refração quanto nas observações de afloramentos na Groelândia. Essas observações indicaram que a natureza da região da crosta compreendida entre os prismas internos de SDR e o corpo de crosta inferior de alta velocidade (a nível da Moho) teria uma constituição de crosta de transição, altamente intrudida por enxame de diques e por complexos intrusivos centrais.

Resumindo, todo esse processo de magmatização da crosta seria reflexo da fusão do manto (*mantle melting*), com intensa intrusão de magma básico na crosta continental e a formação de uma zona que apresenta alta velocidade (*high velocity zone*), provavelmente um *underplate* formado por rochas ígneas máficas/ultramáficas. Outro ponto ressaltado no desenvolvimento dessas margens foi que os prismas de SDR poderiam ocorrer no domínio continental (interno) ou no domínio oceânico (externo). Esses autores ressaltaram que o principal condicionador da região de localização da ruptura crustal seria estabelecido pela variação da espessura e estrutura termal entre a região cratônica fria e espessa e as áreas quentes e afinadas da nova crosta oceânica, como havia sido suposto por ANDERSON (1994).

Figura 25 – Seção transversal esquemática de uma margem rica em magma, baseada em sísmica de refração e observações de regiões continentais da Groelândia.

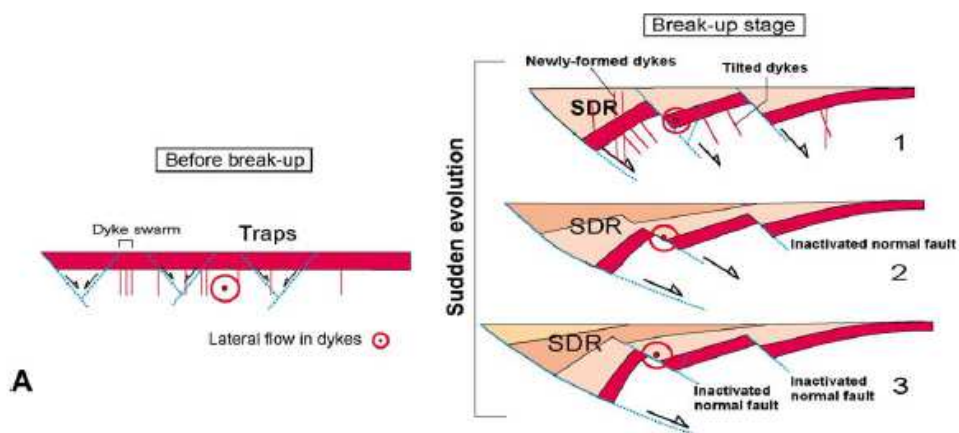


Nota: Observar que a existência de bacias sedimentares anteriores à margem não é uma regra geral. Vários prismas internos podem existir no domínio continental, assim como pode ocorrer o desenvolvimento de prismas externos no domínio oceânico.  
Fonte: GEOFFROY, 2005.

A Figura 26 ilustra os estágios de trapeamento e de edificação da margem, com os hialoclastitos associados ao estágio pré-ruptura. Esse estágio seria dominado por injeção de diques com nenhuma ou pouca flexura. A dilatação crustal através de diques seria muito mais

significativa nas regiões onde haveria a formação dos prismas do que em outras áreas. O estágio final da edificação seria provavelmente contemporâneo à ruptura crustal e à precoce acreção oceânica, associada à flexura crustal, com falhamentos normais e com a implantação sin-tectônica da parte superior dos prismas de SDR. O desenvolvimento desse estágio se processaria de forma rápida e sob elevada taxa de deformação. Nesse processo, seria comum a ocorrência de discordâncias internas nos prismas.

Figura 26 – Evolução tectônica e magmática dos prismas continentais de SDR do Oeste da Groelândia (sudeste da Baía de Baffin).



Nota: Os SDR são flexuras *roll-over* sin-magmáticas, acomodadas por falhas normais que mergulham na direção do continente.

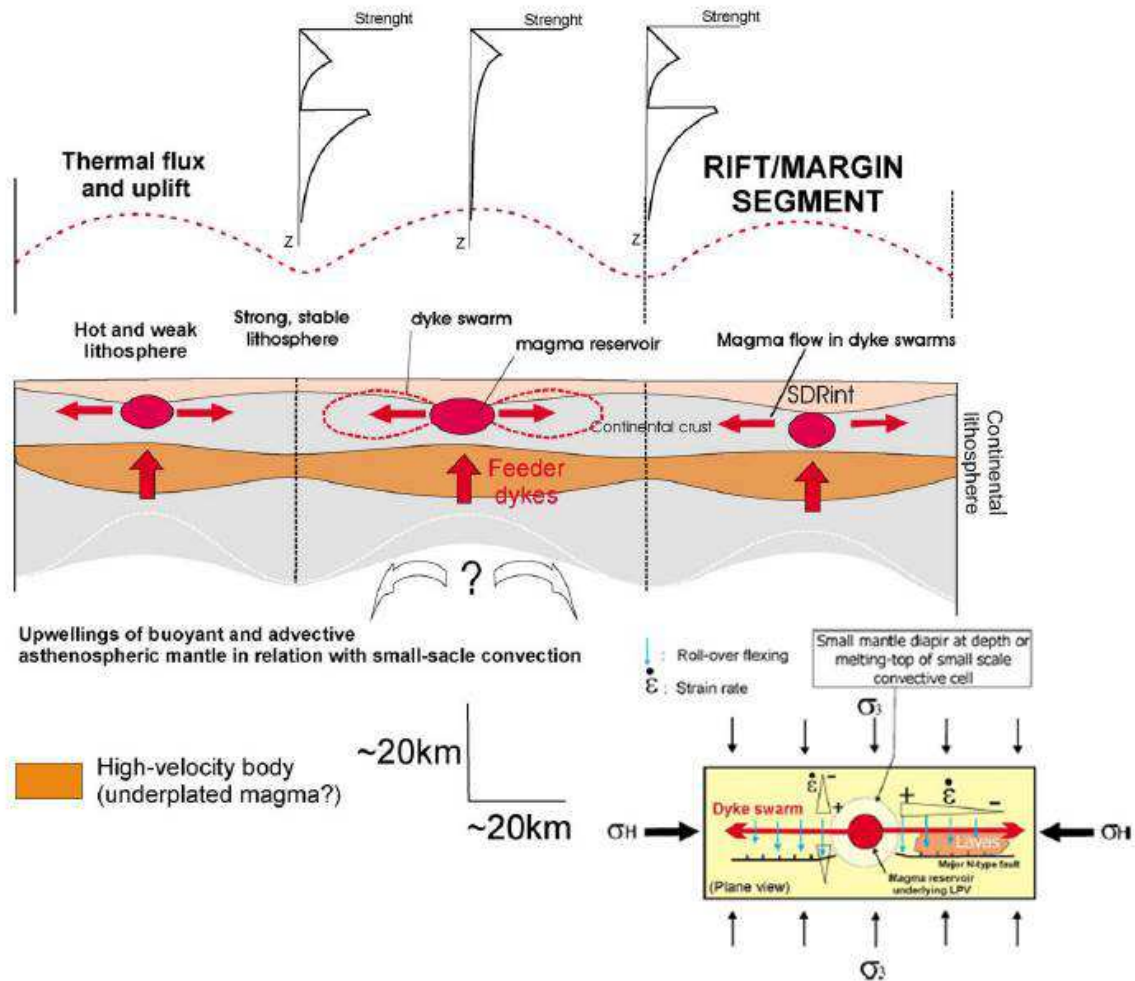
Fonte: GEOFFROY, 2005.

Quando comparadas com as margens pobres em magma, essas margens apresentam uma estreita região afinada, no perfil transversal e, verticalmente, são muito menos expressivas. Longitudinalmente, já havia sido observado que essas margens apresentam-se assimétricas, cortadas por complexos intrusivos centrais (GEOFFROY, 2001 e 2005; e GAC & GEOFFROY, 2009). Esses complexos intrusivos centrais estariam associados a câmaras magmáticas instaladas na crosta superior e apresentariam um espaçamento entre 50 e 100 km. Através de análises tectônicas, petrológicas e geoquímicas os autores concluíram que esses reservatórios magmáticos crustais, que alimentam os “traps” e os SDR, estariam localizados sobre as regiões onde ocorreria fusão do manto, no topo das células de convecção de pequena escala. A elevação do manto quente para uma posição rasa tenderia a fragilizar termalmente e localmente a litosfera (*soft-point*), concentrar a extensão em sua volta e, conseqüentemente, induzir o desenvolvimento de segmentos individuais de rifte que, com o aumento da extensão, tornar-se-iam mais largos, extensos e conectados (Figura 27). Uma zona rifteada contínua e linear apareceria quando os *soft-point* se apresentam alinhados, enquanto que um padrão “zig-

zag” seria observado, quando ocorrem desalinhadas. Esse modelo de margem segmentada implica em uma correlação entre o comprimento de onda da convecção de pequena escala e o espaçamento entre os centros magmáticos.

Numa análise geral desse tipo de margem, GEOFFROY (2005) pontua que elas são descontínuas no tempo e no espaço (Figura 28) e que não existem evidências que configure como condição *sine qua non* para o seu desenvolvimento um prévio estiramento da litosfera, podendo ocorrer em áreas que não foram submetidas a um significativo estiramento e afinamento crustal, antes do estabelecimento da cobertura magmática inicial (*traps*), como é o caso observado no Afar. Mas, ponderou que, como algumas dessas margens situam-se adjacentes à bacias sedimentares com uma longa história evolutiva, como é caso da margem Vøring (Atlântico Norte - cuja extensão crustal perdurou do Carbonífero ao Paleoceno, embora a ruptura crustal só tenha sido deflagrada no Eoceno, quando ocorreu o desenvolvimento específico desse tipo de margem), tem levado alguns autores a integrar toda essa história evolutiva e arquitetura como parte do desenvolvimento dessas margens, que na sua visão tem levado a um equívoco sobre a evolução das mesmas.

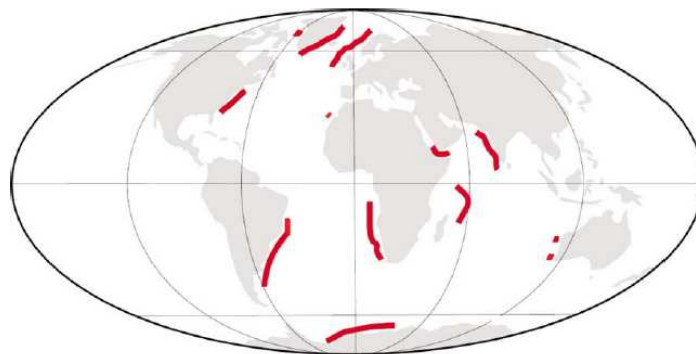
Figura 27 – Representação em mapa e seção longitudinal de uma margem rica em magma baseada na hipótese de segmentação tectônica e magmática controlada por *soft point*.



Nota: Em mapa notar o aumento tanto da deformação relacionada à flexura tectônica e a dilatação através dos diques quanto da taxa de deformação na direção do reservatório magmático. Seção longitudinal do modelo baseado na hipótese de *“soft-point”*.

Fonte: GEOFFROY, 2005.

Figura 28 – Distribuição mundial das ocorrências das margens rica em magma.



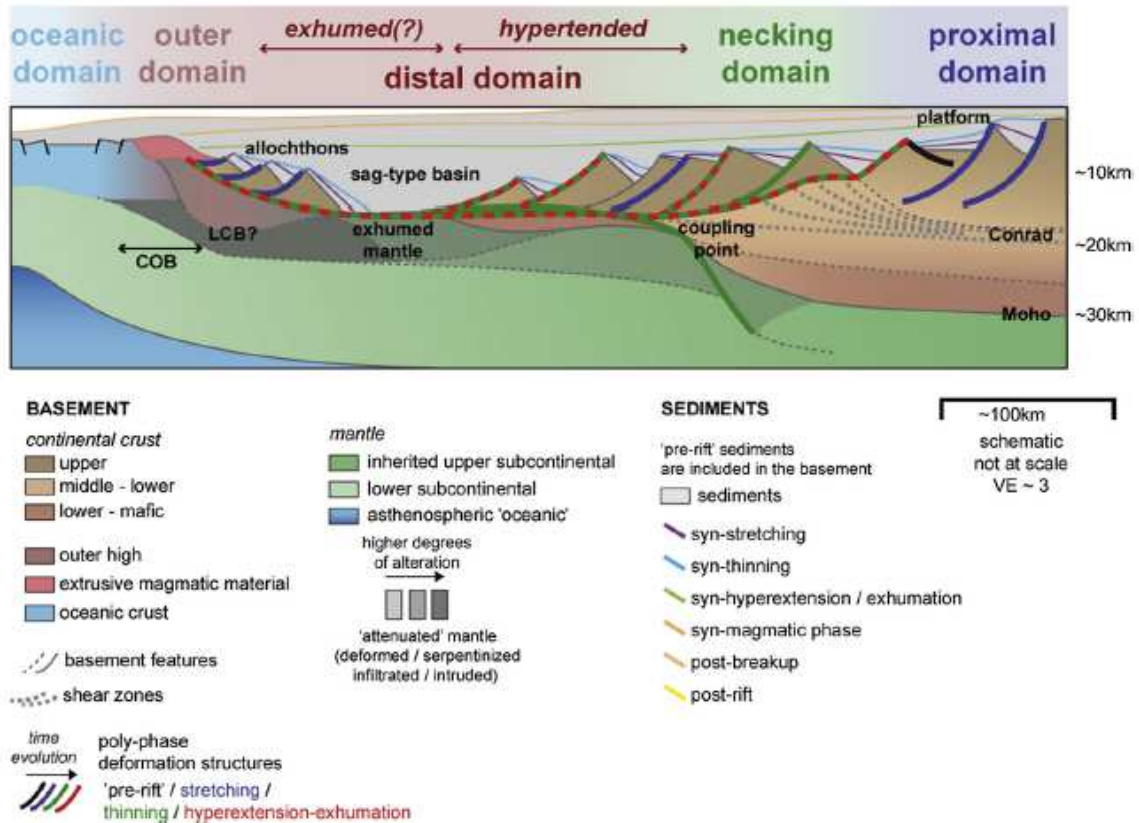
Fonte: GEOFFROY, 2005.

### 3.3 Modelo Integrado

PERON-PINVIDIC et al. (2013) compararam três pares conjugados da margem rifteada Atlântica considerados como arquétipos desses sistemas (margem pobre em magma: Iberia – Newfoundland; margem rica em magma: mid-Norway - East Greenland; e margem rica em sedimentos: Angola - Espírito Santo). Ressalta-se que, como os processos magmáticos não são dominantes na margem classificada como rica em sedimentos, no nosso estudo, não foi feita uma distinção entre essa classificação e a de uma margem pobre em magma. PERON-PINVIDIC et al. (op. cit.) mostraram que, apesar das inúmeras diferenças, ainda é possível observar consideráveis similaridades estruturais entre elas a um nível de primeira ordem, como a sucessão de domínios em direção ao oceano. O modelo proposto para uma típica margem rifteada foi baseado na discriminação dos domínios arquetônicos (Figura 29), através de suas estruturas características e na verificação de como o estilo de deformação se desenvolveria ao longo do “ciclo de vida” da margem até atingir o espalhamento do fundo oceânico. Uma das relevantes conclusões a que os autores chegaram foi a de que os distintos domínios observados representam diferentes estágios na evolução da margem, independente se posteriormente iriam evoluir para um ambiente pobre ou rico em magma.

Outro ponto importante, também por eles abordado, foi referente à homogeneização do conhecimento adquirido no estudo dessas margens rifteadas, através de uma revisão dos principais termos introduzidos recentemente na literatura. Os domínios, como elementos estruturais fundamentais das margens, foram definidos como descritos abaixo, sendo estabelecido que seus limites seriam mais transicionais do que abruptos, fato este que poderia dificultar sua identificação em alguns casos.

Figura 29 – Seção esquemática ilustrando a distribuição dos domínios numa típica margem rifteada.



Fonte: PERON-PINVIDIC et al., 2013.

Domínio Proximal – correspondente à parte mais continental da crosta, na qual o estiramento se processou com os valores mais baixos de extensão. Comumente são tidas como áreas de plataforma, sendo caracterizadas pelas clássicas estruturas de *grabens* e *meio-grabens*, preenchidas por cunhas sedimentares sin-tectônicas. Devido à moderada distensão, modestos espaços de acomodação são criados ao longo do domínio, durante e após o rifteamento.

Domínio de Rápido Afinamento Crustal (*necking*) – corresponde principalmente à forma de cunha que assume a crosta devido ao drástico afinamento crustal, de 30 km de espessura para menos do que 10 km. O *taper break* constituiria a porção mais externa desse domínio, sendo definido como o ponto mais próximo à costa onde a espessura crustal é reduzida para 10 km ou menos. Geralmente o *taper break* coincide com o *coupling point*, que é onde a primeira falha rúptil atravessa toda a crosta e penetra no manto.

Domínio Distal – é um domínio de transição, sendo comumente referido como o domínio hiperestirado, no qual a crosta apresenta uma espessura igual ou menor a 10 km. O embasamento seria constituído pela crosta superior ou inferior, a depender do caso, mas sem

nenhum remanescente da crosta dúctil; pelo manto exumado, que poderia apresentar-se serpentizado; e por uma embrionária crosta oceânica. Intrusões magmáticas e infiltrações podem ocorrer. Fazem uma diferenciação aqui entre hiperextensão e exumação, tendo em vista que uma crosta hiperestirada é mandatória para o processo de rifteamento e precursora da exumação, enquanto que a exumação não é necessária, podendo apenas ocorrer. Restringe-se o termo exumação para superfícies contínuas de material exumado do manto.

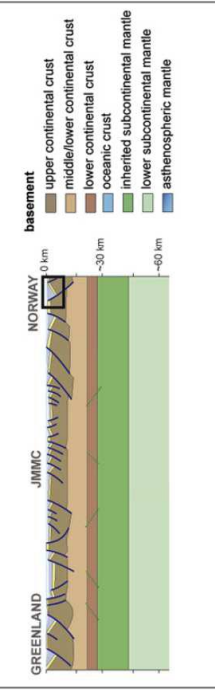
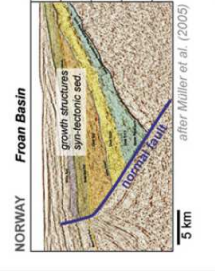
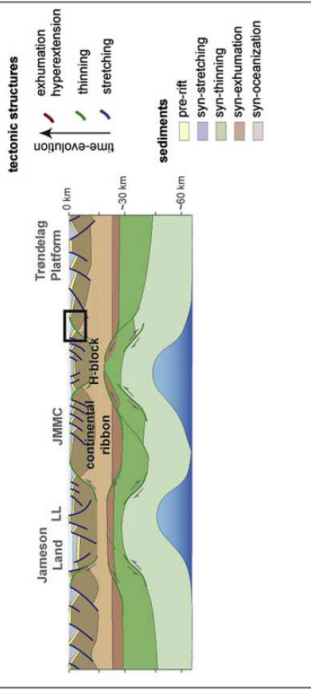
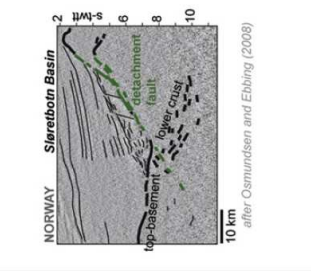
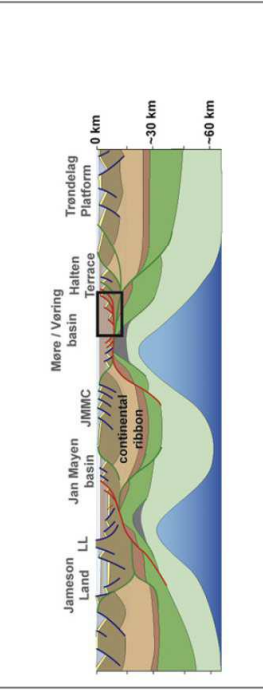
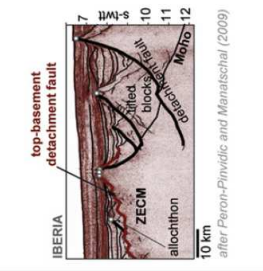
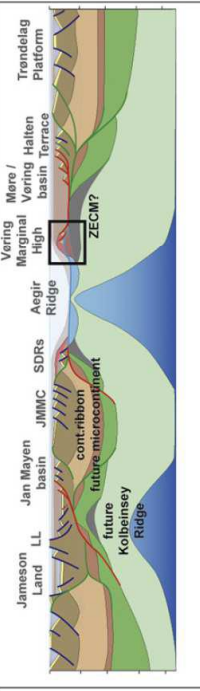
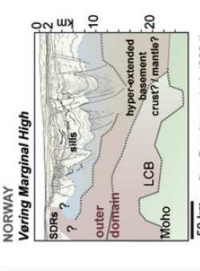
Domínio Externo (*outer*) – é um domínio chave na distinção entre um ambiente pobre em magma e rico em magma. Literalmente, no ambiente vulcânico, o alto externo seria parte da sequência magmática, característica da ruptura crustal.

Domínio Oceânico – embora seja comum nos estudos das margens se estabelecer um limite com o domínio continental, esses autores julgam este limite altamente controverso, principalmente, porque a crosta oceânica é gerada por processo acrescionário muito lento, podendo representar uma heterogeneidade de embasamento com características geofísicas e geoquímicas incomuns e, também, por poder estar coberto por materiais que mascaram o efeito do sinal sísmico, tais como as rochas magmáticas intrusivas e extrusivas ou pelo sal. Desta forma, eles sintetizam que o domínio oceânico engloba uma variedade de características geofísicas dependendo do tipo do processo de acreção: se pobre ou rico em magma. Por exemplo, a margem Ibérica se caracteriza por apresentar baixa amplitude, anomalias magnéticas desorganizadas, e não exibe um claro contraste de velocidade ( $V_p$ ) com o domínio distal adjacente, além da presença de poucos refletores sísmicos intra-embasamento. Já a margem da Bacia da Noruega se caracteriza pela presença de alta amplitude nas anomalias magnéticas bem definidas, enquanto que a margem Angolana se distingue pela clara separação tripartite da velocidade ( $V_p$ ) e um padrão sísmico característico.

A Figura 30 ilustra o modelo genérico proposto de evolução do arcabouço de uma margem rifteada, ao longo de todo o seu ciclo de vida. Cada estágio, nesse ciclo, é representado por um domínio estrutural que se formou através de processos dominantes em cada etapa. É considerada importante a influência das estruturas pré-existentes na evolução das margens, na medida em que cada região afetada pelo rifteamento quase sempre experimentou eventos tectônicos e magmáticos anteriores, de modo que a litosfera continental submetida à extensão não é homogênea e suas fraquezas crustais exercem importante função no desenvolvimento e na evolução de um rifte.



Figura 30 – Resumo dos estilos de deformações interpretados para as margens rifteadas e suas principais características.

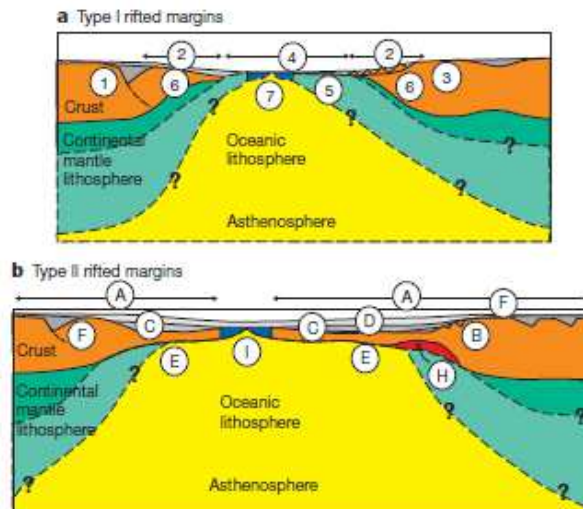
phases	characteristics	schematic representation with case example = Norwegian-Greenland Sea	key data example
<p><b>stretching</b></p>	<ul style="list-style-type: none"> <li>* Region where observed today = proximal domain (e.g. Lusitanian, Grand Banks, Trendelag platform, Kwanza, Colorado, Generoso basins)</li> <li>* Key geometries = half graben / graben sedimentary basins (high angle to listric normal faults + wedge shape sedimentary strata)</li> <li>* Key characteristics =               <ul style="list-style-type: none"> <li>- regional distribution</li> <li>- tectonic development limited in time</li> <li>- minor amounts of extension but can develop significant topography</li> <li>- depth dependent deformation; upper crust normal faults sole out at mid-crustal level + decoupled deformation at lower crust / upper mantle levels</li> <li>-&gt; does not explain the thinning of the crust</li> </ul> </li> </ul>		
<p><b>thinning &amp; coupling</b></p>	<ul style="list-style-type: none"> <li>* Region where observed today = necking domain</li> <li>* Key geometries = wedge shape crustal geometry with upwelling relief and refraction Conrad and Mohr &amp; major tectonic faults limiting the distal domain (large scale detachment faults, potentially covered by crustal allochthons)</li> <li>* Key characteristics =               <ul style="list-style-type: none"> <li>- local distribution = marks the migration/localization of the deformation</li> <li>- depth dependent deformation: conjugate detachment faults affect the upper crust and the lower crust / upper mantle, decoupled at the level of a shear zone in the weak mid-crust</li> <li>- tectonic development limited in time</li> <li>- large scale Moho uplift = rise of the (subcontinental and/or deeper) mantle = major thinning of the crust &amp; no major topography</li> <li>- individualization of the H-block</li> </ul> </li> <li>-&gt; once the crust is sufficiently thinned to become entirely brittle (&lt; ~10 km), the upper and lower crustal deformation conjugate structures couple = coupling point</li> </ul>		
<p><b>hyperextension exhumation</b></p>	<ul style="list-style-type: none"> <li>* Region where observed today = distal domain</li> <li>* Key geometries = sag-type basin developed over hyper-extended crust and/or exhumed mantle (large scale top-basement or shallow crustal detachment fault, possibly covered by crustal allochthons - shallow refraction Moho)</li> <li>* Key characteristics =               <ul style="list-style-type: none"> <li>- coupled deformation</li> <li>- gradual evolution from the coupling phase with the development of downward concave detachment faults</li> <li>- progressive oceanward migration of the deformation</li> <li>- basement = hyper-extended crustal or possibly exhumed sedimented (subcontinental or deep / allochthons)</li> <li>- specific geophysical characteristics: low amplitude, disorganized magnetic anomalies; no clear reflection Moho; no pronounced magmatic material; specific velocity structure...</li> </ul> </li> </ul>		
<p><b>magmatic oceanization</b></p>	<ul style="list-style-type: none"> <li>* Region where observed today = outer domain</li> <li>-&gt; crucial role of magmatism = it is a pulse in the magmatic activity that triggers the final lithospheric breakup</li> <li>= Key phase distinguishing magma-poor and volcanic margins</li> <li>For magma-poor environment: breakup is gradual: no temporal or spatial mappable boundary, no break-up unconformity &amp; tectonic deformation and alkaline magmatism can still be widespread after onset of seafloor spreading</li> <li>For magma-rich environment: voluminous volcanic complexes (flows, SDRs, dikes, sills), thickening of the crust / (outer) LCB</li> </ul>		

Fonte: PERON-PINVIDIC et al., 2013.

### 3.4 Variações no modelo de deformação das margens rifteadas devido a particularidades observadas em algumas margens

Ainda com a visão de modelo de deformação para margens rifteadas pobres em magma, HUISMANS & BEAUMONT (2011) observaram que, embora a extensão litosférica uniforme preveja as propriedades básicas para essas margens, esta visão falha em explicar outras importantes características verificadas, as quais eles denominaram de estilo Tipo I e II (Figura 31). A margem Tipo I (como o sistema de margem rifteada conjugada Ibéria-Newfoundland) caracterizar-se-ia por apresentar uma grande extensão do manto continental litosférico exposto no fundo oceânico e a margem Tipo II (tendo como exemplo, a ultra-larga margem central do Atlântico Sul e o Platô Exmouth) por exibir uma delgada crosta continental, sobre uma ampla região, na qual a crosta continental inferior e o manto litosférico tenham sido aparentemente removidos. Usando modelos dinâmicos, eles demonstraram que essas margens constituem extremos opostos de um modelo: no Tipo I, a extensão depende da profundidade, resultando em um rompimento da zona do afinamento crustal (*crustal necking breakup*) antes da ruptura do manto litosférico, e no Tipo II o contrário é observado (rompimento do manto litosférico anterior ao rompimento da crosta continental hiperestirada). Nesse modelo de duas camadas, dois estágios de rompimento, explicariam a discrepância e os estilos verificados.

Figura 31 – Características das margens rifteadas denominadas de Tipo I e II.



Legenda: A explicação das letras e dos números das figuras está no texto principal.

Nota: As margens do Tipo I (a) estariam relacionadas ao sistema de margem rifteada conjugada Ibéria-Newfoundland e do Tipo II (b) a ultra-larga margem rifteada central do Atlântico Sul.

Fonte: HUISMANS & BEAUMONT, 2011.

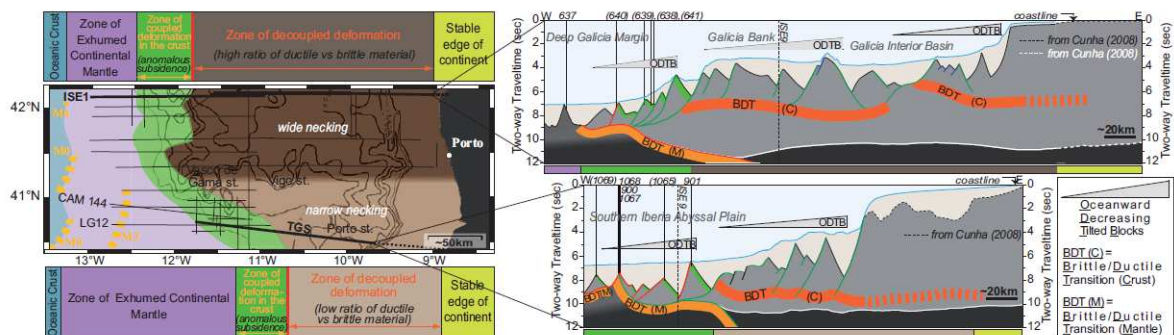
As características que definiriam o Tipo I seriam: 1) a falha de borda ou cisalhamento penetraria profundamente na crosta; 2) estreita região (menos do que 100 km de largura) na qual a crosta afinaria abruptamente; 3) geralmente apresentam numa geometria assimétrica e soerguimento das ombreiras do rifte; 4) rompimento da crosta antes do manto litosférico; 5) exumação e exposição do manto continental serpentizado na transição crosta continental/oceânica; 6) magmatismo limitado durante o rifteamento, caracterizando uma margem pobre em magma; 7) estabelecimento tardio de um centro de espalhamento oceânico e uma produção de crosta oceânica normal.

Em contraste, a margem Tipo II apresenta: A) regiões ultra-largas de fina crosta continental; B) bacias sedimentares sin-rifte inicialmente falhadas; C) sedimentos sin-rifte tardios não apresentam deformação; D) o capeamento dos sedimentos sin-rifte tardio é feito através da sequência evaporítica ou por outros sedimentos depositados em condições de água rasa – bacias “*sag*”; E) limitada subsidência da sequência sin-rifte devido à substituição do material sotoposto do manto litosférico continental pela aquecida astenosfera, como sugerido por essas bacias “*sag*”; F) não se verifica soerguimento das ombreiras do rifte; G) não existe uma clara evidência da exposição do manto litosférico, mas apenas um magmatismo sin-rifte; H) presença de *underplating* magmático nas regiões da crosta inferior consistente com as velocidades sísmicas; I) uma cadeia magmática meso-oceânica e sistema crustal estabilizado logo após a ruptura crustal.

Numa tentativa de explicar como a crosta afina numa extensão, o que controlaria o afinamento crustal extremo e a exumação do manto na margem Ibérica, SUTRA & MANATSCHAL (2012) propuseram um modelo baseado em dados de poços e dados de sísmica de refração e reflexão. Observaram que, ao longo dessa margem, a arquitetura e a distribuição da deformação na região de afinamento crustal mudam numa distância muito curta (Figura 32) e que o principal limite estrutural mapeável corresponderia à região onde a estrutura corta e exume o nível de descontinuidade (*decoupling*) na crosta ( $BDT_C$  - transição rúptil/dúctil na crosta). Como consequência desse comportamento, haveria transferência da deformação para níveis mais profundos no manto ( $BDT_M$  - transição rúptil/dúctil no manto). Em outros termos, isso ocorreria onde  $BDT_C$  é exumado para baixo dos blocos crustais basculados e onde um novo ciclo de blocos basculados, decrescendo na direção oceânicas, se inicia. Cada um desses ciclos terminaria com a exumação do nível anterior de descontinuidade (*decoupling*). Portanto, esses autores concluíram que o provável candidato para controlar a largura da extensão e a quantidade total de extensão necessária para a

exumação do manto estaria relacionado à razão entre camadas rúpteis e dúcteis na crosta anterior ao início do rifteamento. Esta razão, por sua vez, dependeria principalmente das condições termais, composicionais e estruturais herdadas da crosta. A deformação durante o final da exumação do manto dependeria principalmente da acessibilidade dos fluídos responsáveis pela serpentinização do manto, o que resultaria em um novo horizonte de descontinuidade (*decoupling*) no topo do manto.

Figura 32 – Mapa mostrando diferentes zonas estruturais ao longo da margem noroeste da Iberia; e duas seções geológicas transversais, representativas da parte norte e da parte sul desse mapa, mostrando a principal arquitetura estrutural ao longo da margem.



Nota: Observar a ocorrência de uma zona bem definida (verde), apresentando uma largura constante ao longo da margem distal, correspondente a transição entre as deformações desconectadas (*decoupled*) e as conectadas (*coupled*). Em contraste, a porção proximal da margem apresenta uma extensão variável, ao norte bem desenvolvida e estreita ao sul.

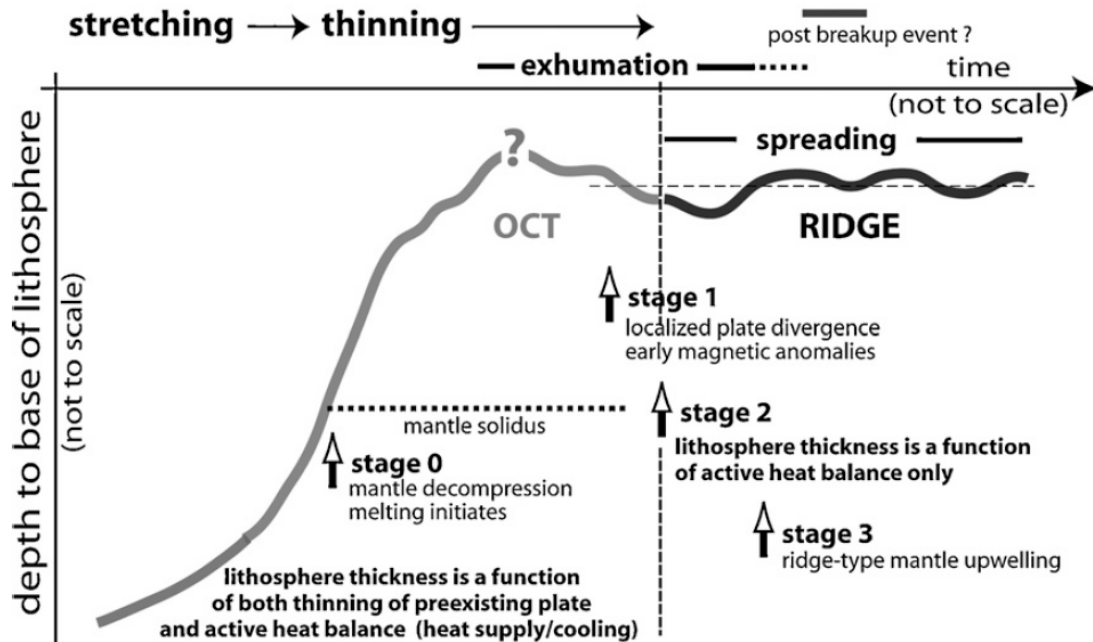
Fonte: SUTRA & MANATSCHAL, 2012.

Esses autores reportaram que WHITMARSH et al. (1990) já haviam sugerido a ocorrência de uma falha transformante separando a região mais estendida (Banco da Galícia) da menos estendida (Planície Abissal Ibérica) da margem Ibérica. Entretanto, eles consideraram que essa interpretação seria inconsistente com os dados analisados, posto não apresentar evidências para esse tipo de estrutura. A observação de que a deformação conectada (*coupled*) se estende ao longo de toda a margem, sem alterar sua largura, deporia contra um sistema de falhas transformante. A questão de como ocorreria a acomodação da deformação entre domínios de extensão variável ainda não está esclarecida. Outro ponto, ainda em controvérsia, estaria relacionado à paleobatimetria no domínio hiperestirado. Embora os carbonatos marinhos raso do Tithoniano, perfurado pelo poço ODP Sites 639 D nessa margem, estejam com a profundidade consistente com a espessura da crosta, o ambiente deposicional raso sugere que a subsidência mais significativa seja posterior ao principal evento de afinamento crustal. A hipótese de uma topografia dinâmica para explicar essa

demora, já havia sido proposta por CROSBY et al. (2008), mas teria sido rejeitada por não se observar evidência de concomitante soerguimento e erosão na margem proximal. Esses autores assumindo que o principal afinamento crustal seria dependente da profundidade (*depth-dependent thinning*) do manto litosférico relativo à crosta, como proposto por KUSZNIR & KARNER (2007) e HUISMANS & BEAUMONT (2011), mesmo contrastando com os modelos anteriores, propuseram que a fragilização progressiva do manto pelo afinamento litosférico e a serpentinição poderiam controlar a localização e migração da deformação através da área no final da ruptura crustal (*breakup*).

A zona de transição (OCT) numa margem continental rifteada representa a ligação genética e geográfica entre a margem e a primeira crosta oceânica. A maioria dessa região é termalmente equilibrada, não é tectonicamente ativa e é coberta por um espesso pacote sedimentar. Numa margem continental pobre em magma, esta região é caracterizada pela exumação do manto e por se localizar num domínio de crosta hiperestirada, como se pode observar nas margens da Ibéria-Newfoundland, do Atlântico Sul, do Sul da Austrália, no Mar Vermelho e a leste do Mar de Aden. A constatação de que o manto exumado também ocorreria nas cadeias de espalhamento lento e ultralento, levou CANNAT et al. (2009) a investigarem se os conceitos desenvolvidos no estudo dos processos ativos das cadeias meso-oceânicas não poderiam também ser utilizados para melhor explicar e quantificar os aspectos da evolução termal, magmática, hidrotermal e tectônica das OCTs. Os estudos revelaram que os processos nas OCTs, particularmente o de exumação do manto, seriam muito similares e que as diferenças seriam decorrentes das características pré-existentes (*inheritance*). Em outros termos, enquanto as características nas cadeias meso-oceânicas seriam resultados dos processos em si, nas zonas de transição (OCTs) a exumação do manto e o espalhamento do fundo oceânico seriam estágios na evolução da margem e, portanto, também condicionados as suas características pré-existentes. Esses autores reconheceram o que o papel predominante do regime termal nessas regiões, propondo as seguintes etapas em sua evolução (Figura 33): início da fusão do manto por descompressão, início de uma localizada divergência de placa, a instalação de um regime termal tipo cadeia (*ridge type*) - equilíbrio de calor ativo, sem características pré-existentes (*inheritance*).

Figura 33 – Interpretação da estrutura termal da evolução rifte-drifte de um sistema de margem rifteada pobre em magma.



Nota: A base da litosfera dúctil é inferida como sendo limitada pela isoterma de 1100-1200°C. Nesse esquema, foi postulado que o início do espalhamento oceânico começaria no Estágio 2 (*stage 2*), quando o regime termal na zona de placas divergente resultaria apenas do equilíbrio ativo entre o fornecimento de calor (primariamente da fusão) e do resfriamento (hidrotermal e condutivo). Isso requer que as placas divergentes tenham se assentado em locais estáveis. As primeiras anomalias magnéticas poderiam registrar esse estágio inicial - Estágio 1 (*stage 1*). No Estágio 3 (*stage 3*) foi postulado que o padrão de ascensão da astenosfera se ajustou para o tipo cadeia (*ridge-type*), apresentando uma configuração focalizada, resultando num aumento significativo no fornecimento de material fundido, o que poderia localmente ou episodicamente favorecer a suspensão da exumação do manto e a formação de uma espessa e completamente magmática crosta oceânica. O Estágio 0 (*stage 0*), nessa evolução, corresponderia à iniciação do rifte relacionado com a fusão do manto, quando a placa divergente afinou a litosfera, de tal modo que a sua base estaria mais rasa do que a linha de *solidus* do manto astenosférico subjacente.

Fonte: CANNAT et al., 2009.

Neste contexto, o início do espalhamento oceânico, que outrora era definido pela época de formação da primeira crosta oceânica basáltica, passaria a ser determinado pela época em que a crosta de transição (OCT) atingiria o estágio de um equilíbrio termal ativo, Estágio 2 da Figura 33, que caracteriza as cadeias oceânicas.

Outra questão, não menos importante, abordada por esses autores e embasada pela perfuração dos IODP nas margens Iberia-Newfoundland, foi o fato de essas perfurações terem revelado que as rochas derivadas do manto nas zonas de exumação não ocorriam em um ambiente estritamente amagmático, como se acreditava, embora não exista evidência de atividade magmática extrusiva antes da ruptura crustal. Isso induziu esses autores a imaginarem que o magma poderia estar presente e que ele poderia ter reagido com as rochas

do manto (infiltração), antes de ter sido exumado no fundo oceânico. Reporta-se, também, que gabros e clástos da cadeia meso-oceânica (basalto tipo MOR) haviam sido encontrados em fluxo de detritos do Aptiano, o que reforçaria uma história magmática para essa margem.



## 4 DESCRIÇÃO GEOLÓGICA E GEOFÍSICA DA MARGEM CONTINENTAL RIFTEADA DO OESTE AFRICANO SUBSAARIANO

O estabelecimento dos elementos arquiteturais das margens rifteadas fornece importantes parâmetros à compreensão da sua história evolutiva. À luz dessa linha de pensamento e utilizando o modelo genérico de arcabouço de uma margem rifteada proposto por PERON-PINVIDIC et al. (2013), a margem continental ao longo do Oeste Africano SubSaariano foi examinada com o intuito de determinar as principais características dos seus domínios e entender a causa das variações constatadas. Conjectura se essas variações estariam simplesmente vinculadas ao ambiente que teriam evoluído.

### 4.1 Arcabouço Estrutural

Em um contexto regional, o mapa de gradiente horizontal total da Anomalia Bouguer do *offshore* do Oeste Africano (Figura 34) permite a identificação de três macroregiões tectônicas: uma região a oeste com grande concentração de altas amplitudes, associada à Cadeia Meso-Oceânica e a ocorrência das falhas transformantes; uma região mediana de textura suave caracterizada pela baixa amplitude; e, por fim, a região a leste relacionada com a margem rifteada.

Esta região de textura suave caracterizada pela baixa amplitude apresenta-se segmentada no mapa por duas expressivas feições magmáticas de direção NE-SW: ao sul, a Walvis Ridge e, a norte, o Lineamento de Camarões. No que concerne ao tipo de margem rifteada, geograficamente essas feições, de uma maneira geral, limitariam a ocorrência das clássicas configurações preconizadas para os distintos tipos de margens. Ao norte do Lineamento de Camarões observa-se a ocorrência de uma margem transformante, entre as feições magmáticas tem-se uma margem pobre em magma e ao sul da Walvis Ridge uma margem rica em magma. De acordo com EDWARDS et al. (1997), as margens transformantes constituem uma categoria distinta de margem, que apresenta pouco magmatismo, mas é marcada por uma abrupta mudança de espessura crustal. Neste contexto, exhibe uma rápida transição entre a crosta continental e a crosta oceânica, confinada a uma estreita região de 6 a 11 km de largura, localizada no sopé do talude continental. Uma característica da crosta



oceânica nesse tipo de margem é apresentar uma espessura anormalmente delgada, comparada com os outros tipos de margem. Esses autores sugerem que adelgaçamento seria resultante do reduzido fornecimento de magma devido à combinação do espaçamento entre as zonas de fraturas e a perda de calor do manto oceânico nas pequenas bacias circunjacentes, pela fria litosfera continental.

Apesar de o trabalho de maior detalhamento sísmico estar focado no estudo da margem rifteada do *offshore* de Angola e Gabão, foi realizada uma análise regional, de modo a possibilitar o entendimento dos principais elementos arquitetônicos identificados na configuração das margens, suas interações e a evolução tectônica das margens.