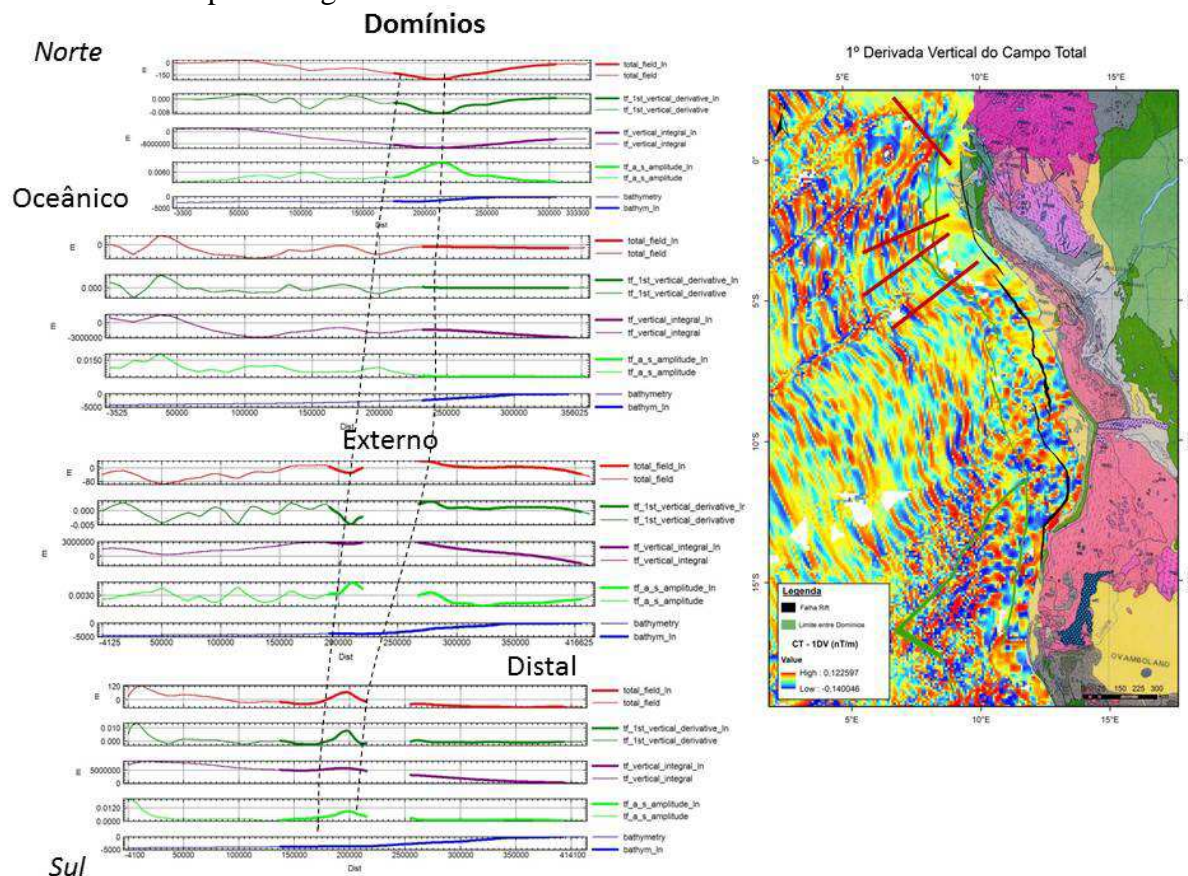


Figura 71 – Perfis magnetométricos, na região de transição de margem pobre em magma para margem transformante.



Nota: Observar o contraste entre o padrão de anomalias do Domínio Oceânico e do Domínio Externo. Perfis: campo total (vermelho), 1º derivada do campo total (verde escuro), integral vertical (roxo), amplitude do sinal analítico (verde claro) e batimetria (azul). No canto superior direito da figura, no arcabouço tectônico das margens rifteadas, a Linha Verde externa marca o limite do Domínio Oceânico e a Linha Preta o limite do Domínio Proximal. Mapa geológico na porção emersa, baseado em DE WIT et al. (1988). No mapa regional (direita): mapa magnetométrico da 1ª Derivada do Campo Total, onde a linha vermelha mostra a localização dos perfis. Nos perfis, os trechos de linha espessa representam áreas com cobertura de dados sísmicos.

Fonte: A autora, 2016.

## 5.5 Região Anômala do Domínio Oceânico

Os dados gravimétricos e magnetométricos têm mostrado que a região, nesse trabalho, denominada de “Anômala do Domínio Oceânico”, apresenta uma natureza distinta das demais deste domínio, o que também deve estar influenciando na sua resposta sísmica. Nas seções sísmicas, esse domínio é caracterizado ora com assinatura de uma arquitetura bem definida e ora com assinatura de crosta continental (item 4.1.3.5).

Constitui a região do Domínio Oceânico adjacente à margem rifteada, caracterizada principalmente por apresentar uma textura suave com pouca alta frequência no mapa de gradiente horizontal total da anomalia Bouguer (Figura 34). Está situada entre regiões de anomalias de alto gradiente e tende a não ser penetrada pelas falhas transformantes. No mapa de gradiente horizontal total da anomalia Bouguer com *cutoff* de  $1\sigma$  ( $=5.019$  Eötvos) esta região apresenta-se mais destacada (Figura 72).

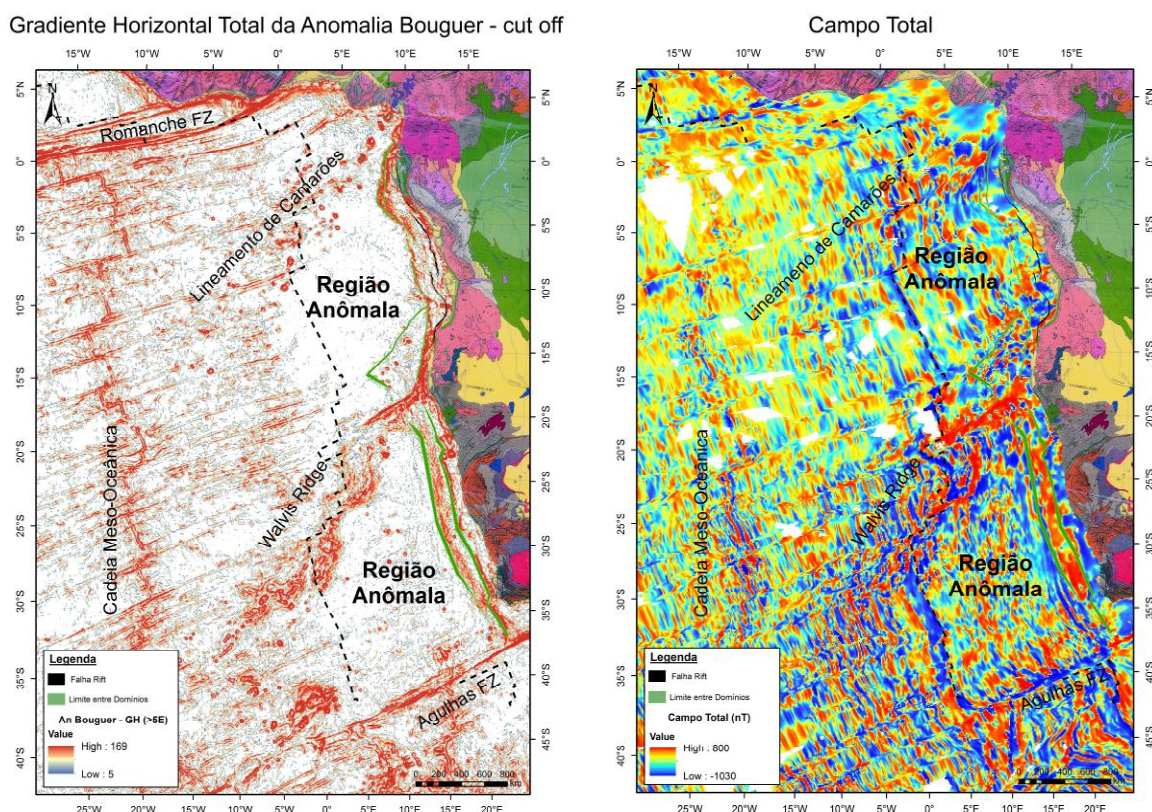
Os mapas magnetométricos do campo total e da 1º derivada do campo total (Figuras 49, 65 e 72) exibem uma assinatura constituída por altos magnéticos com pouca continuidade lateral e lineares. Foi formada durante o período de Quiescência do Cretáceo, sendo limitada a oeste pela isócrona magnética C34 (de acordo com o mapa Tectônico da África de MILESI et al., 2008). Este prolongado período de polaridade estável no campo magnético da Terra, também conhecido como *Cretaceous Normal Superchron* ou C34, teve duração de quase 40 Ma, aproximadamente de 121 a 83 Ma (GRANOT et al., 2012).

Estudos realizados por O'REILLY et al. (2009), utilizando tomografia sísmica de alta resolução (Vs), em escala litosférica para a região entre a América do Sul e a África (BEGG et al. (2009), apud O'REILLY et al., 2009), integrados ao mapa de anomalia magnética global (KORHONEN et al. (2007), apud O'REILLY et al., 2009), dados de geoquímica de basaltos oceânicos (GEOROC Database (2008) e HOFMANN (1997), apud O'REILLY et al., 2009) e idades de domínios litosféricos oceânicos revelaram que essa região poderia também ser constituída por fragmentos de crosta continental afinada sobreposta a um antigo manto litosférico sub-continental (Arqueano – Proterozoico) que estariam imersos dentro da recente litosfera oceânica gerada (Figura 73). Em outros termos, esses fragmentos imprimiriam um padrão magnético complexo, consistente com uma crosta continental estirada. Este padrão é distinto daquele apresentado por uma litosfera oceânica, que é caracterizada por faixas magnéticas regulares produzidas pelas reversões dos polos magnéticos, sucessivas no tempo geológico e registradas pela magnetização das rochas geradas nos centros de espalhamento oceânico.

Como as raízes profundas desses fragmentos continentais impediriam uma livre convecção horizontal no manto superior, forçaram a ocorrência de movimentos mais verticais dos magmas e fluidos nessa região, criando um ambiente geodinâmico que induz a uma interação desses magmas com domínios mais profundos do manto, que detêm a assinatura geoquímica da antiga crosta. Desse modo, esses autores sugerem uma nova interpretação para os basaltos mais antigos da Walvis Ridge, feição magmática decorrente dos eventos eruptivos da pluma de Tristão da Cunha. Anteriormente, esses eventos eram tidos como representativos

do membro extremo (*end-member*) EM1 dos OIBs (*ocean island basalts*) mundial, mas esses autores sugerem considerarem que a sua assinatura isotópica poderia simplesmente refletir o espesso manto litosférico subcontinental cratônico que existiu debaixo da América do Sul e sul da África, antes do rifteamento e do vulcanismo continental Parana-Etendeka.

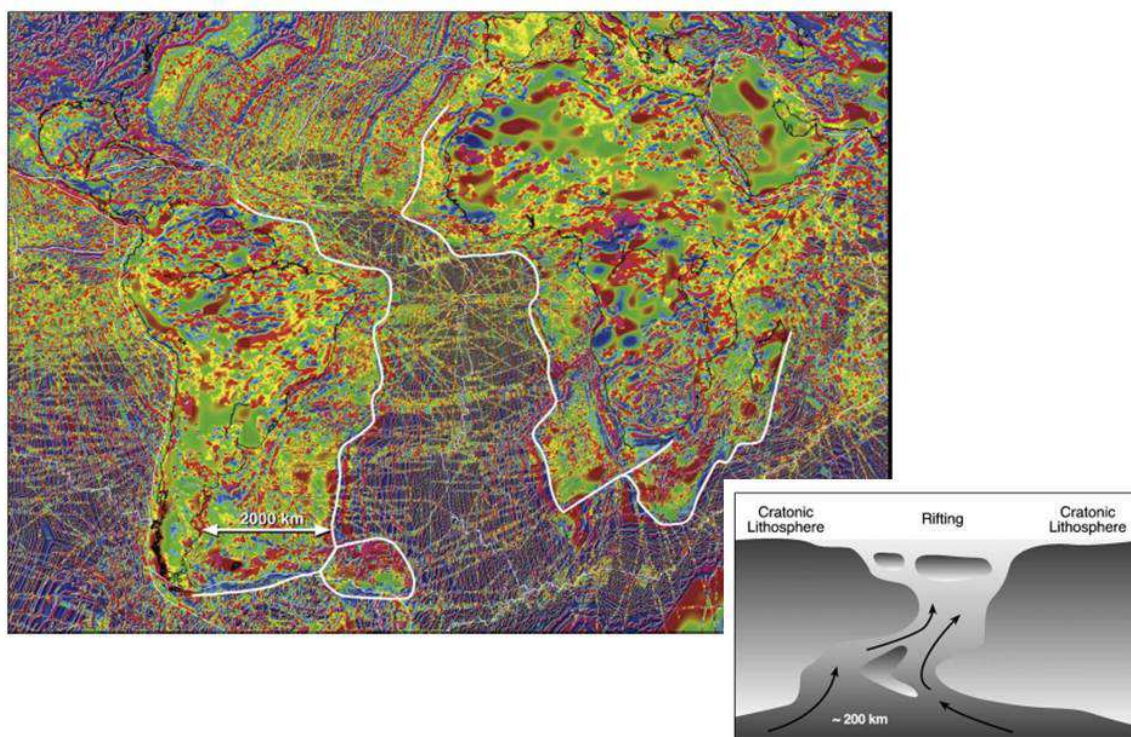
Figura 72 – Mapa gravimétrico de gradiente horizontal total da Anomalia Bouguer, com *cut off* de 5.019 E, e mapa magnetométrico do campo total do Oeste Africano evidenciando o caráter anômalo da região em destaque no Domínio Oceânico.



Nota: No arcabouço tectônico das margens rifteadas, a Linha Verde externa marca o limite do Domínio Oceânico e a Linha Preta o limite do Domínio Proximal. Mapa geológico na porção emersa, baseado em DE WIT et al. (1988). A linha tracejada em preto representa a isócrona magnética C34 (MILESI et al., 2008).

Fonte: A autora, 2016.

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.



Nota: As áreas contornadas pelas linhas brancas exibem mais características litosféricas continentais do que oceânicas.

Fonte: O'REILLY et al., 2009.

Nesse contexto, ao se observar a Walvis Ridge no mapa de gradiente horizontal total da anomalia Bouguer com *cutoff* de  $1\sigma$  ( $=5.019$  Eötvös) – Figura 72, verifica-se que ela subdivide essa região anômala em duas áreas, com distintas características. A área sul, localizada entre esta feição e a margem com SDRs, aparentemente, é mais vulcânica que a área norte.

Com respeito a própria feição da Walvis Ridge, é verificado nesse mapa que a sua parte sul é constituída por gradiente mais alto e é marcada pela presença de corpos circundados, provavelmente pelo efeito dos montes submarinos.

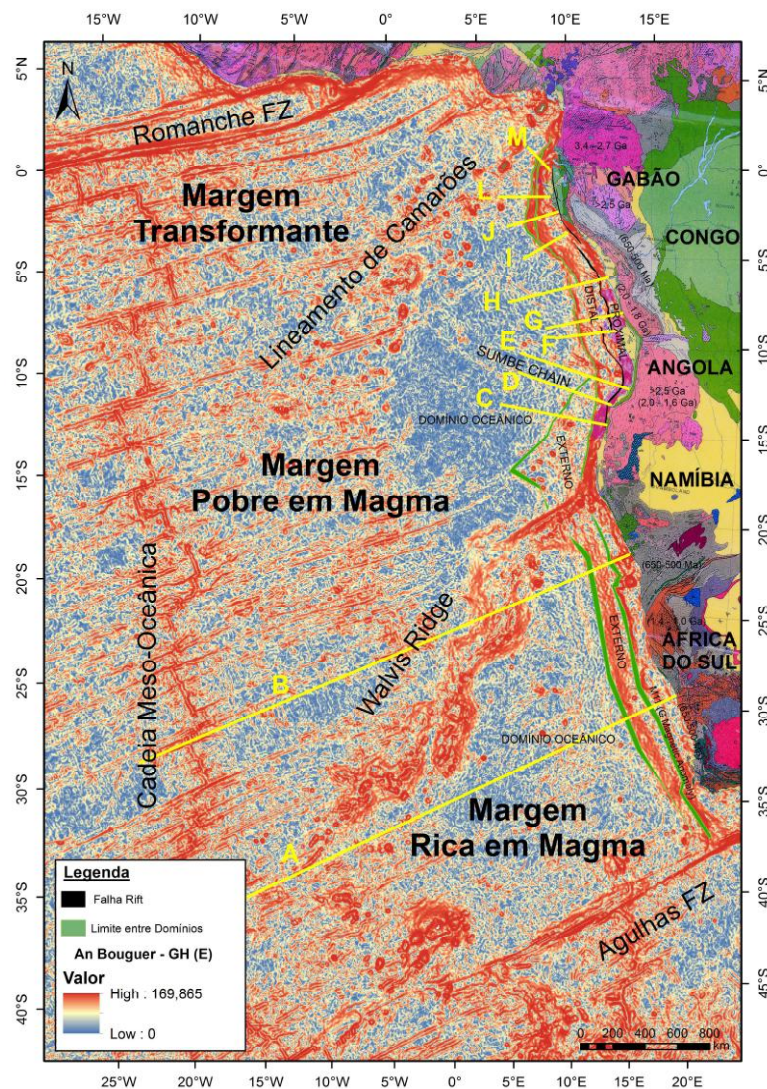
## 5.6 Modelagem Gravimétrica

A modelagem gravimétrica está sendo utilizada como recurso de validação da interpretação proposta e como ferramenta para proposição de um modelo da estrutura crustal

da margem rifteada ao longo do Oeste Africano SubSaariano. A Figura 74 mostra a localização dos perfis gravimétricos modelados no contexto do arcabouço tectônico proposto. Esses perfis foram elaborados com base nas seções sísmicas regionais.

Modelos regionais teóricos foram elaborados para observação do comportamento da resposta gravimétrica entre a margem africana e a cadeia meso-oceânica na porção sul da margem (Figura 74, perfis longos na região sul), apresentados nos itens a seguir. Nessa modelagem foram utilizados os princípios advogados por TALWANI et al. (1965), no qual suportam que a crosta abaixo das cadeias meso-oceânicas não seriam tão espessas quanto nas regiões adjacentes e as velocidades estimadas para o manto imediatamente abaixo dos flancos dessas cadeias seriam normais, mas apresentariam valores menores nas zonas axiais. O posicionamento destas linhas regionais segue a localização e orientação das linhas sísmicas exibidas na Figura 35.

Figura 74 – Mapa de localização dos perfis gravimétricos modelados.



Nota: Sobreposição do arcabouço tectônico proposto para as margens rifteadas no mapa de anomalia Bouguer de gradiente horizontal total. A Linha Verde externa marca o limite do Domínio Oceânico, e a Linha Preta o limite do Domínio Proximal. Mapa geológico na porção emersa, baseado em DE WIT et al. (1988), mostrando as idades das principais províncias geotectônicas. As áreas realçadas em roxo no Domínio Proximal se referem às ocorrências identificadas de magmatismo associadas à fase rifte. As linhas amarelas mostram a localização dos perfis gravimétricos modelados.

Fonte: A autora, 2016.

### 5.6.1 Margem Rica em Magma

Devido a só se dispor de dados sísmicos convencionais (7 a 8 s - TWT), como os mostrados na Figura 35, a geometria do perfil dessa margem foi estimada pela modelagem gravimétrica, salientando que as informações sísmicas convencionais disponíveis contemplavam, no máximo, parte dos domínios Externo e Distal/Proximal (indiviso por falta de dados). Uma característica apresentada por esses perfis (Figuras 75 e 76) foi a de não ser evidente a ocorrência de um abrupto afinamento crustal. A crosta continental não deformada apresentou valores de espessura da ordem de 28 km e 22 km, respectivamente, e, a região do Domínio Distal/Proximal, as espessuras da crosta variaram de 22 km e 15 km, respectivamente.

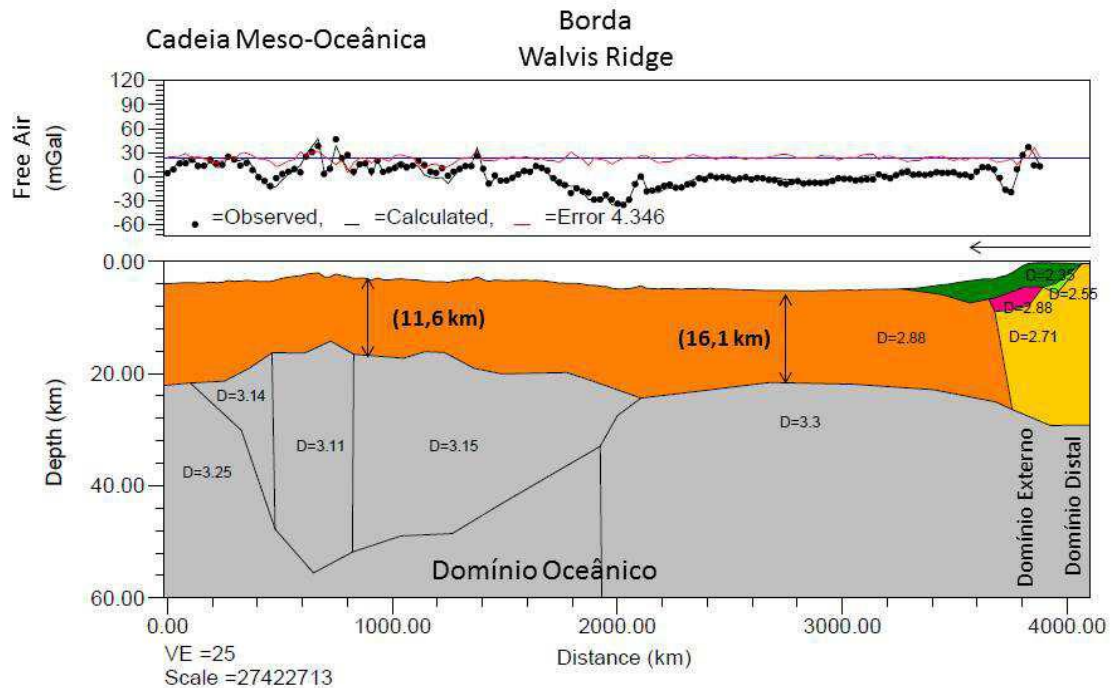
O Domínio Externo foi interpretado sobre crosta continental, porém com uma densidade mais elevada ( $D = 2,71$  e  $2,75 \text{ g/cm}^3$ ), devido à provável infiltração de material magmático, sem, contudo, apresentar indicação de um *underplate*, conforme preconizado na interpretação de PERON-PINVIDIC et al. (2013) para o Domínio Externo da margem mediana da Noruega na Bacia de Møre (*mid-Norwegian*).

O Domínio Oceânico também mostrou uma particularidade nessa margem rifteada, ao exibir valores espessos. O perfil transversal a Bacia de Orange – A (Figura 75) indicou espessuras da ordem de 16,1 km, que tenderia a diminuir sobre a Cadeia Meso-Oceânica para valores de aproximadamente 11,6 km, enquanto que o perfil transversal a Bacia de Walvis – B (Figura 76), mais ao norte, apresentou valores um pouco menores, da ordem de 9,9 km, que diminuiria para 6 km sobre a Cadeia Meso-Oceânica. Apesar dos perfis criados não possuírem um outro dado geofísico para amarração da informação de profundidade, é interessante a interpretação da diferença relativa entre os perfis. Há uma notável diferença de espessura verificada, nesse domínio, que provavelmente está relacionada à posição dos perfis regionais. O perfil relacionado à Bacia de Orange (A) refletiria a exuberância de uma margem rica em

magma, com espessuras do Domínio Oceânico na mesma ordem de grandeza prevista no modelo proposto por GEOFFROY (2005), Figura 24, enquanto que o perfil da margem da Bacia de Walvis (B) evidencia uma influência da transição para uma margem pobre em magma, na qual este domínio apresentaria uma espessura na faixa de 6 a 7 km como reportado por CONTRUCCI et al. (2004).

A utilização do modelo de densidade variável lateral do manto mostra, na Figura 75, que o manto sob a feição da Cadeia Meso-Oceânica (*Middle Atlantic Ridge*) apresenta uma sensível diminuição do valor da densidade (variando de 3,11 a 3,15 g/cm<sup>3</sup>) em relação às regiões adjacentes com densidade de 3,25 e 3,3 g/cm<sup>3</sup>, o que compensaria a existência de uma crosta oceânica menos espessa nessa região (11,6 Km). A diferença de densidade poderia ser explicada pela variação de temperatura no manto, pois tanto a Walvis Ridge como a cadeia meso-oceânica são regiões termicamente anômalas. Como o perfil da Figura 75 se localiza numa região onde ocorre o encontro da porção terminal da feição da Walvis Ridge com a cadeia meso-oceânica, não se observa uma individualização da anomalia dessas estruturas. Ao invés disso, tem-se uma região de menor densidade sob essa ampla região, que pode ser um efeito do encontro destas duas grandes feições termicamente anômalas. Em contrapartida, na Figura 76, por apresentar um perfil que atravessa a feição de Walvis Ridge na sua pujança e em um trecho mais próximo à costa, também foi possível observar uma assinatura individualizada desta feição geológica, com a diminuição da densidade do manto subcrustal ( $D = 3,14 \text{ g/cm}^3$ ) em relação às regiões adjacentes ( $D = 3,3 \text{ g/cm}^3$ ).

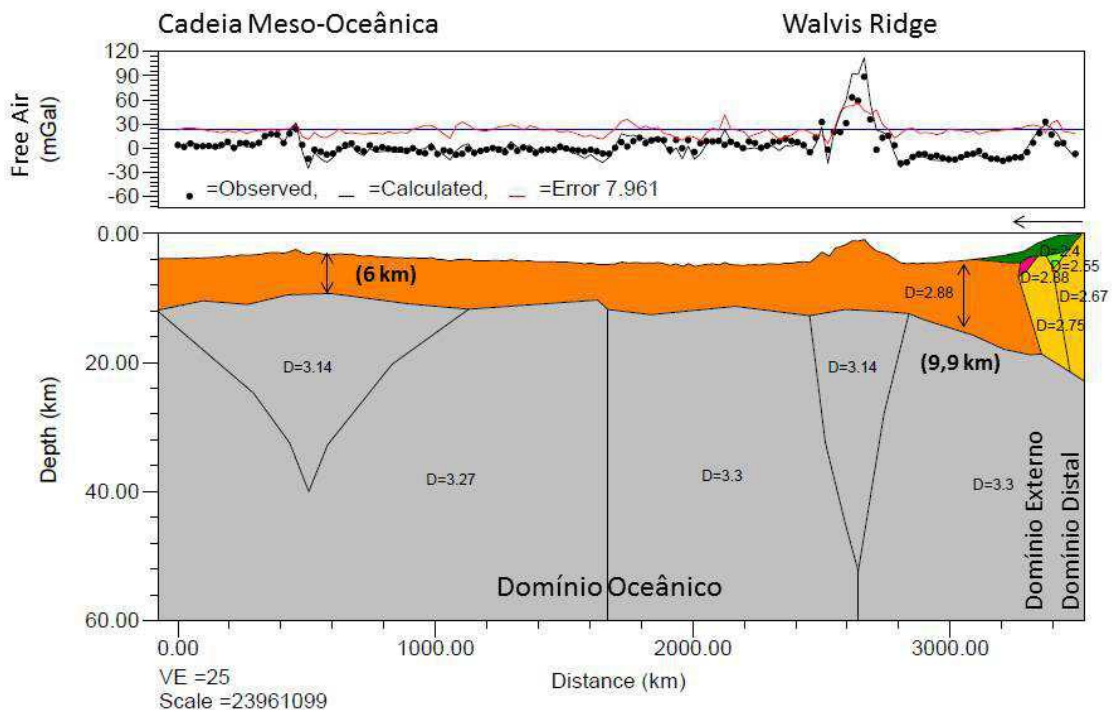
Figura 75 – Perfil gravimétrico regional transversal à margem rifteada da Bacia de Orange - A.



Nota: A seta horizontal em preto marca a região abrangida pelo dado sísmico. Localização das feições da Cadeia Meso-Oceânica (*Middle Atlantic Ridge*) e da Walvis Ridge. A Sequência Rife está representada pela cor verde clara com uma densidade de  $2,55 \text{ g/cm}^3$ ; a Sequência Pós-Rife (cor verde escuro) com densidade de  $2,35 \text{ g/cm}^3$ ; e a Cunha Vulcano-Clástica (cor magenta) com densidade de  $2,88 \text{ g/cm}^3$ .

Fonte: A autora, 2016.

Figura 76 – Perfil gravimétrico regional transversal à margem rifteada da Bacia de Walvis - B.





Nota: A seta horizontal em preto marca a região abrangida pelo dado sísmico. Localização das feições da Cadeia Meso-Oceânica (*Middle Atlantic Ridge*) e da Walvis Ridge. A Sequência Rifte está representada pela cor verde clara com uma densidade de  $2,55 \text{ g/cm}^3$ ; a Sequência Pós-Rifte (cor verde escuro) com densidade de  $2,4 \text{ g/cm}^3$ ; e a Cunha Vulcano-Clástica (cor magenta) com densidade de  $2,88 \text{ g/cm}^3$ .

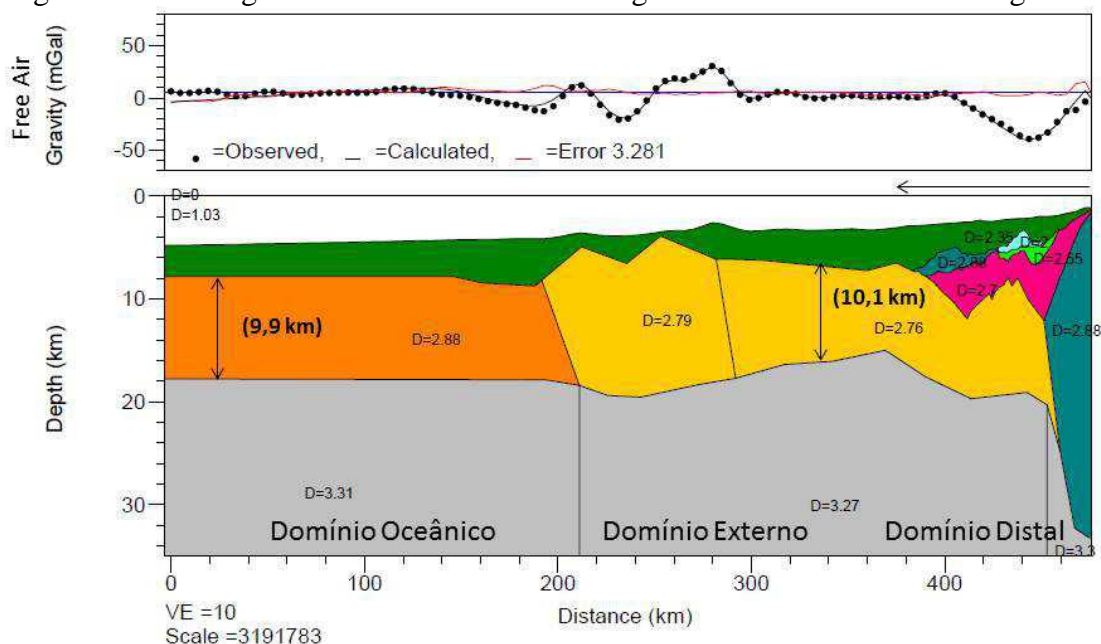
Fonte: A autora, 2016.

### 5.6.2 Transição Margem Rica em Magma para Margem Pobre em Magma

De uma maneira geral, a configuração dessa margem mostra que, diferente do que vinha ocorrendo com a margem rifteada ao sul, ela é marcada por afinamento crustal e exumação da crosta hiperestirada no do Domínio Externo (Figuras 77, 78 e 77). A geometria revelada pela modelagem mostra a passagem de uma crosta continental mais espessa com 23 km de espessura, para uma crosta hiperestirada com espessura variando de 8,7 a 10,1 km, e uma crosta oceânica que exhibe uma tendência a ser mais espessa na porção sul dessa região (9,9 km), que na porção norte (7,8 km). Ressalta-se, todavia, que a espessura verificada de 33 km para a crosta continental no perfil C (Figura 77), seja apenas decorrente da presença de um magmatismo tardio.

A densidade ajustada para crosta hiperestirada foi de 2,7 a  $2,79 \text{ g/cm}^3$ , provavelmente reflexo da influência da infiltração de material fundido do manto (*mantle melting*) nessa crosta. Do mesmo modo, o manto subcrustal dessa região apresentou-se localmente anômalo, com densidade em torno de 3,27 e  $3,28 \text{ g/cm}^3$ , valor este inferior ao observado nas regiões adjacentes, com densidade de  $3,3 \text{ g/cm}^3$ . Outra particularidade observada nessa região foi a necessidade da interpretação da porção inferior da crosta continental hiperestirada com uma densidade elevada ( $D = 2,88 \text{ g/cm}^3$ ), no limite entre o Domínio Distal e o Oceânico, na transição para uma margem tipicamente pobre em magma.

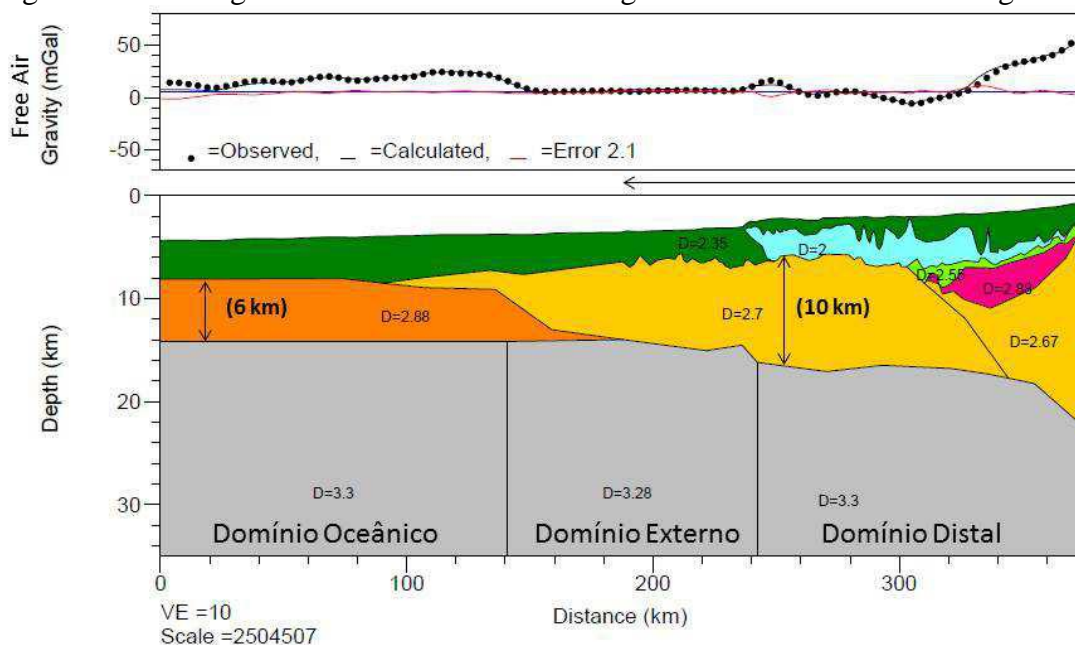
Figura 77 – Perfil gravimétrico transversal à margem rifteada da Bacia de Benguela - C.



Nota: A seta horizontal em preto marca a região abrangida pelo dado sísmico. A Sequência Rife está representada pela cor verde clara com uma densidade de  $2,55 \text{ g/cm}^3$ ; a Sequência Pós-Rife (cor verde escuro) com densidade de  $2,35 \text{ g/cm}^3$ ; e a Cunha Vulcano-Clástica (cor magenta) com densidade de  $2,7 \text{ g/cm}^3$ ; Magmatismo tardio (cor azul cobalto) com densidade de  $2,88 \text{ g/cm}^3$ ; e o Sal =  $2,0 \text{ g/cm}^3$ .

Fonte: A autora, 2016.

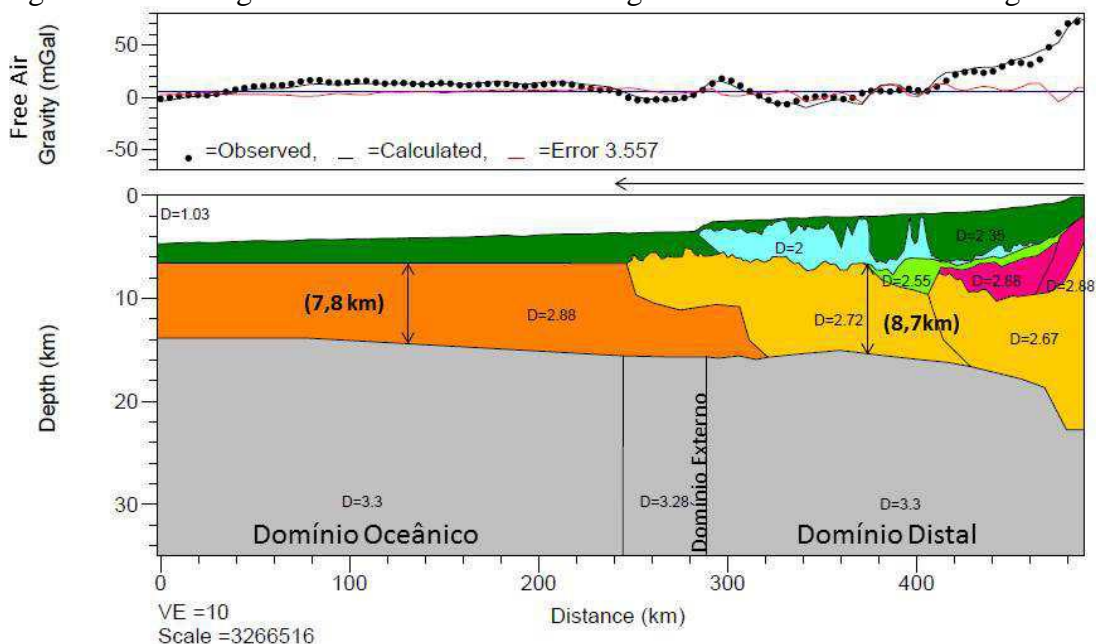
Figura 78 – Perfil gravimétrico transversal à margem rifteada da Bacia de Benguela - D.



Nota: A seta horizontal em preto marca a região abrangida pelo dado sísmico. A Sequência Rife está representada pela cor verde clara com uma densidade de  $2,55 \text{ g/cm}^3$ ; a Sequência Pós-Rife (cor verde escuro) com densidade de  $2,35 \text{ g/cm}^3$ ; a Cunha Vulcano-Clástica (cor magenta) com densidade de  $2,88 \text{ g/cm}^3$ ; e o Sal =  $2,0 \text{ g/cm}^3$ .

Fonte: A autora, 2016.

Figura 79 – Perfil gravimétrico transversal à margem rifteada da Bacia de Benguela - E.



Nota: A seta horizontal em preto marca a região abrangida pelo dado sísmico. A Sequência Rife está representada pela cor verde clara com uma densidade de 2,55 g/cm<sup>3</sup>; a Sequência Pós-Rife (cor verde escuro) com densidade de 2,35 g/cm<sup>3</sup>; a Cunha Vulcano-Clástica (cor magenta) com densidade de 2,88 g/cm<sup>3</sup>; e o Sal = 2,0 g/cm<sup>3</sup>.

Fonte: A autora, 2016.

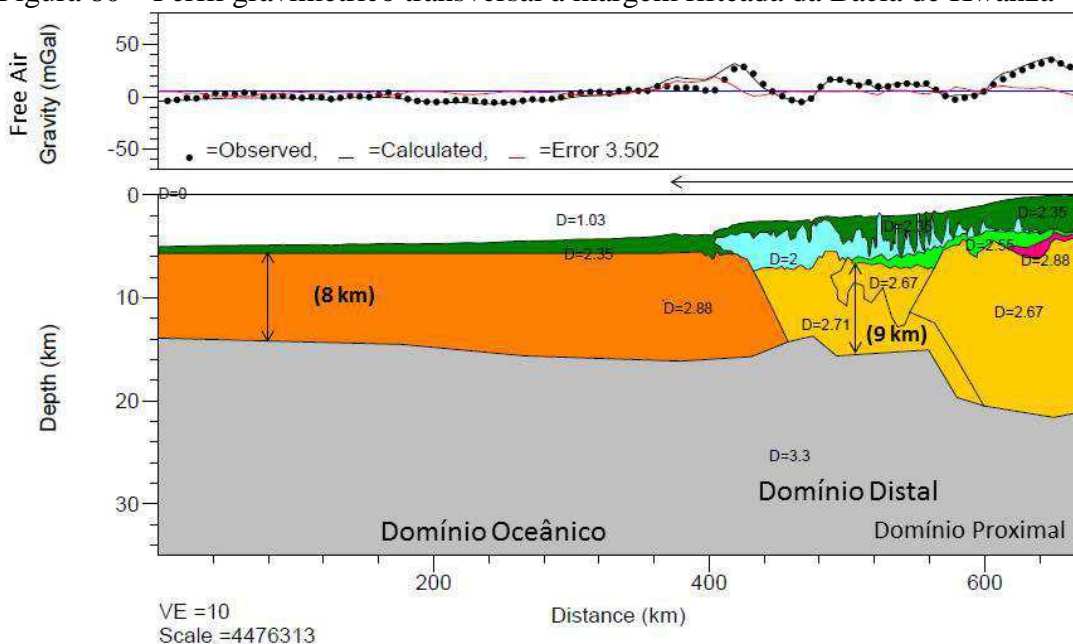
### 5.6.3 Margem Pobre em Magma

A geometria dessa margem (Figuras 80, 81 e 82) está muito bem definida pelo programa CongoSPAN de sísmica profunda 2D da ION na Bacia de Kwanza, mostrando a clássica geometria, onde se observa os Domínios Proximal, de Afinamento Crustal, Distal e Oceânico. Assim como foi verificado na margem de transição, a crosta continental continuou exibindo uma espessura maior, de 22 a 23 km estimados, a crosta hiperestirada apresentou uma variação de espessura de 8 a 12 km e a crosta oceânica mostrou uma espessura da ordem de 8 a 10 km. A modelagem gravimétrica não só confirmou a interpretação sísmica, como caracterizou as fácies identificadas nos domínios, de modo a corroborar a hipótese aqui sugerida de que, na área em estudo, não se verifica literalmente uma subida da Moho e a exumação do manto, mas um gradativo aumento da infiltração do material fundido do manto (*mantle melting*) na crosta continental hiperestirada, da base para o topo, até a oceanização do sistema, permanecendo a Moho na mesma profundidade que se estabeleceu no processo de hiperestiramento da crosta. Nos modelos, estimou-se nesta região de infiltração uma

densidade de 2,71 e 2.72 g/cm<sup>3</sup>. O local onde essa região de infiltração exumou, há uma textura no mapa de gradiente horizontal total da Anomalia Bouguer de áreas, de alto gradiente, com caráter descontínuo, próximo ao limite entre o Domínio Distal e o Oceânico (Figura 37).

Destoando desse padrão, o perfil H (Figura 82), que atravessa uma região sem manifestação do magmatismo rifte, mostra a ocorrência, na região central da crosta hiperestirada, uma densidade anômala ( $D = 2.89 \text{ g/cm}^3$ ) em relação às áreas adjacentes ( $D = 2.67 \text{ g/cm}^3$ ). Infelizmente, a qualidade sísmica não apresenta boa qualidade, de modo a proporcionar uma explicação para o que está sendo verificado. Temos no mapa de gradiente horizontal total da Anomalia Bouguer uma indicação de que nessa região ocorre uma concentração de alto gradiente, o que corrobora o aumento da densidade nesta região. No dado magnético também esta região é anômala, pois apresenta alta magnetização. A alta densidade e alta magnetização corroboram a hipótese de uma composição mais básica/ferromagnética da crosta nesta região.

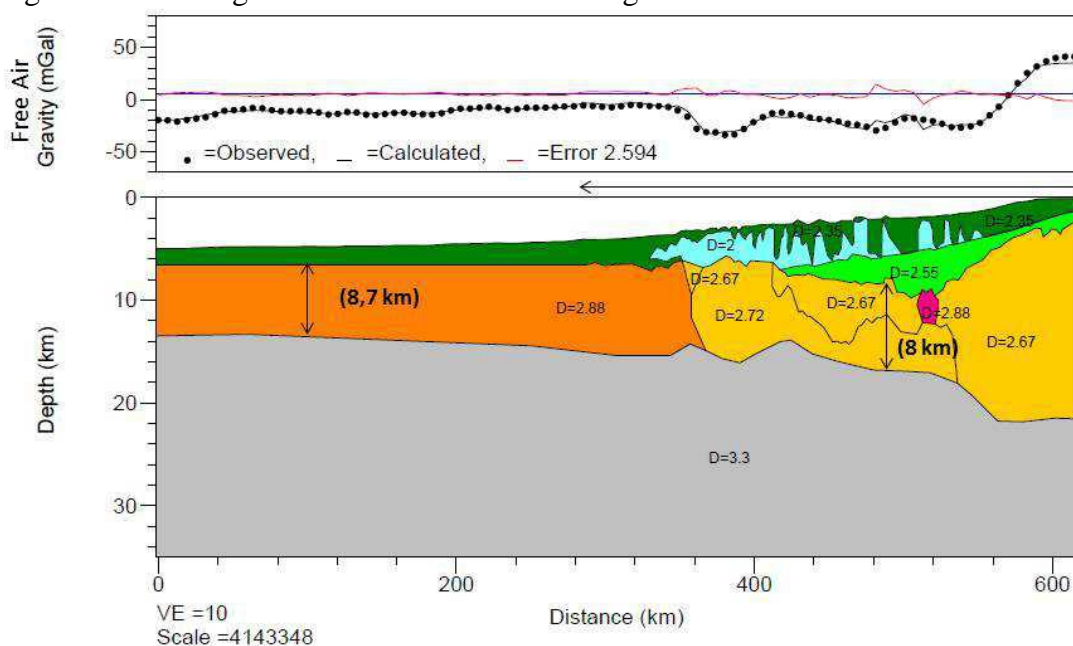
Figura 80 – Perfil gravimétrico transversal à margem rifteada da Bacia de Kwanza - F.



Nota: A seta horizontal em preto marca a região abrangida pelo dado sísmico. A Sequência Rifte está representada pela cor verde clara com uma densidade de 2,55 g/cm<sup>3</sup>; a Sequência Pós-Rifte (cor verde escuro) com densidade de 2,35 g/cm<sup>3</sup>; Magmatismo rifte (cor magenta) com densidade de 2,88 g/cm<sup>3</sup> e o Sal = 2,0 g/cm<sup>3</sup>.

Fonte: A autora, 2016.

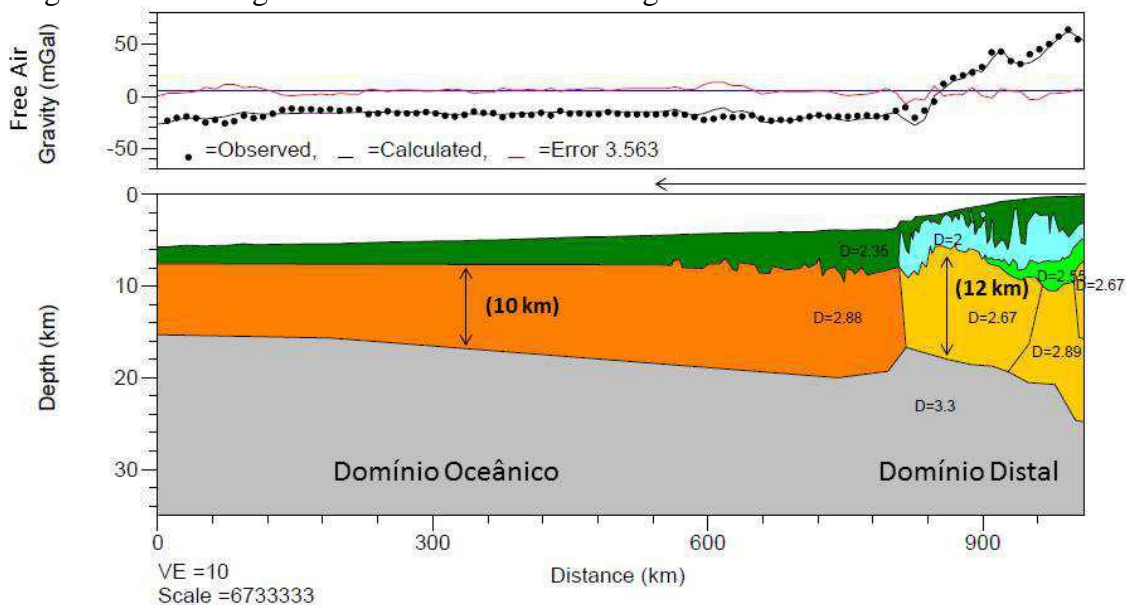
Figura 81 – Perfil gravimétrico transversal à margem rifteada da Bacia de Kwanza – G.



Nota: A seta horizontal em preto marca a região abrangida pelo dado sísmico. A Sequência Rifte está representada pela cor verde clara com uma densidade de  $2,55 \text{ g/cm}^3$ ; a Sequência Pós-Rifte (cor verde escuro) com densidade de  $2,35 \text{ g/cm}^3$ ; Magmatismo rifte (cor magenta) com densidade de  $2,88 \text{ g/cm}^3$  e o Sal =  $2,0 \text{ g/cm}^3$ .

Fonte: A autora, 2016.

Figura 82 – Perfil gravimétrico transversal à margem rifteada da Bacia de Kwanza - H.



Nota: A seta horizontal em preto marca a região abrangida pelo dado sísmico. A Sequência Rifte está representada pela cor verde clara com uma densidade de  $2,55 \text{ g/cm}^3$ ; a Sequência Pós-Rifte (cor verde escuro) com densidade de  $2,35 \text{ g/cm}^3$  e o Sal =  $2,0 \text{ g/cm}^3$ .

Fonte: A autora, 2016.

De um modo geral, acreditamos que esse processo de infiltração do material fundido do manto (*mantle melting*) na crosta hiperestirada pode ter-lhe conferido uma propriedade

mais dúctil, de modo a resultar num rompimento do manto litosférico, antes da ruptura da crosta hiperestirada, como propôs HUISMANS & BEAUMONT (2011), no seu modelo Tipo II, de modo a permitir o Domínio Distal exibir uma grande extensão. Não se descarta, também, a possibilidade de que nesse processo, por algum motivo, a astenosfera não estivesse suficientemente rasa (~20 km) para concentrar as condições termal e mecânica de contorno, impedindo que a margem pudesse entrar na fase magmática (oceanização), de acordo com o modelo de CANNAT et al. (2009).

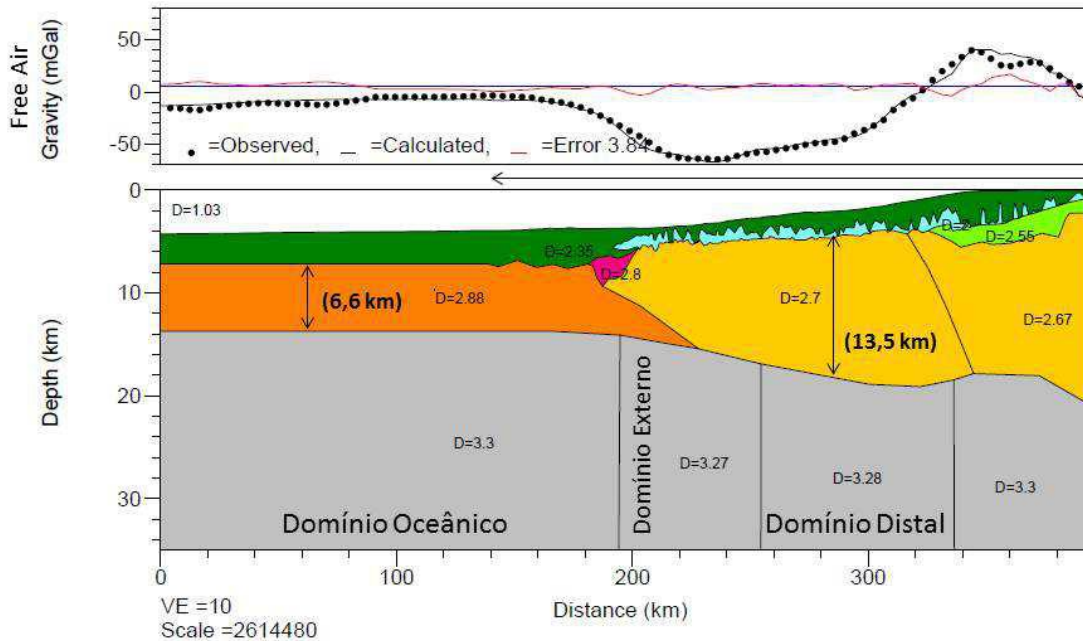
#### 5.6.4 Transição Margem Pobre em Magma para Margem Transformante

Novamente, se observa na modelagem gravimétrica a presença de regiões com uma baixa densidade relativa ( $D = 3,23$  a  $3,31 \text{ g/cm}^3$ ) no manto subcrustal em partes da região da crosta hiperestirada, como mostram as Figuras 83, 84, 85 e 86. De mesmo modo, também foi verificada a necessidade da interpretação da porção inferior da crosta continental hiperestirada, no limite entre o Domínio Distal e o Oceânico, com uma densidade elevada ( $D = 2,88$  e  $2,9 \text{ g/cm}^3$ ).

Esse comportamento anômalo é verificado, justamente, quando se observa o reaparecimento do Domínio Externo na configuração da margem, assim como quando se registra o impacto das zonas de fraturas na crosta. No contexto geotectônico, essa região caracteriza a transição de uma margem pobre em magma para uma margem transformante.

Como vinha acontecendo com o Domínio Distal, na margem pobre em magma, nessa região ele continuou exibindo a influência da infiltração do material fundido do manto (*mantle melting*), na crosta continental hiperestirada, conferindo a essa região específica uma densidade mais elevada, que variou de  $2,7$  a  $2,9 \text{ g/cm}^3$ . Em relação à espessura crustal, esse domínio manteve a mesma ordem de grandeza (10 a 13 km). O Domínio Oceânico foi que se mostrou mais delgado, variando de 6,6 a 7,5 km de espessura. O Domínio Proximal não foi investigado por se encontrar fora da região abrangida pelo dado sísmico.

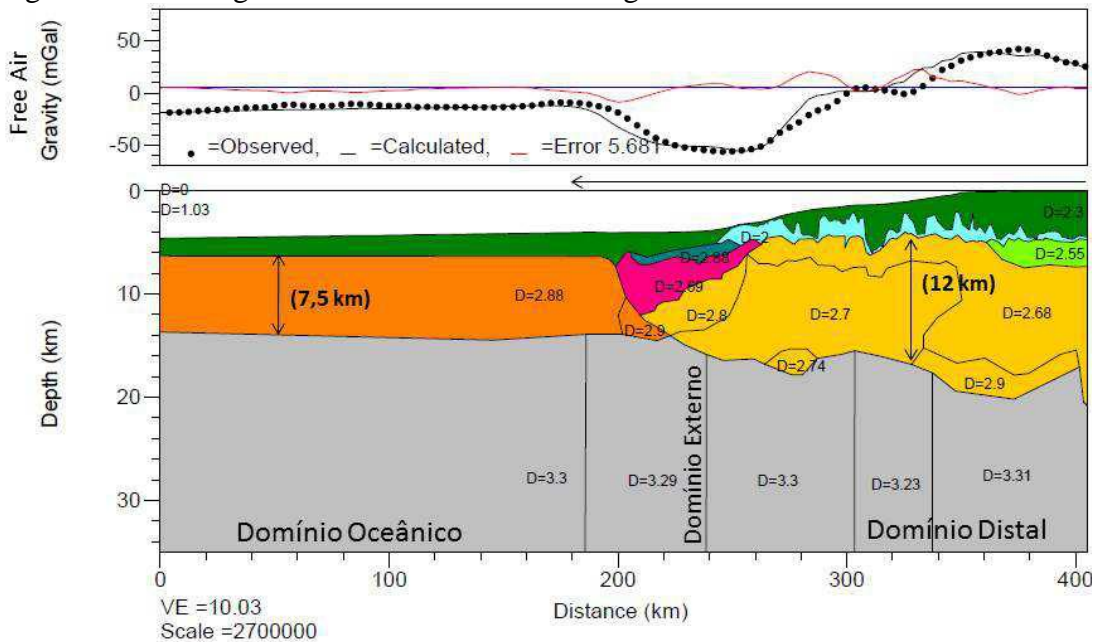
Figura 83 – Perfil gravimétrico transversal à margem rifteada da Bacia de Kwanza - I.



Nota: A seta horizontal em preto marca a região abrangida pelo dado sísmico. A Sequência Rifte está representada pela cor verde clara com uma densidade de  $2,55 \text{ g/cm}^3$ ; a Sequência Pós-Rifte (cor verde escuro) com densidade de  $2,35 \text{ g/cm}^3$ ; a Cunha Vulcano-clástica (cor magenta) com densidade de  $2,8 \text{ g/cm}^3$  e o Sal =  $2,0 \text{ g/cm}^3$ .

Fonte: A autora, 2016.

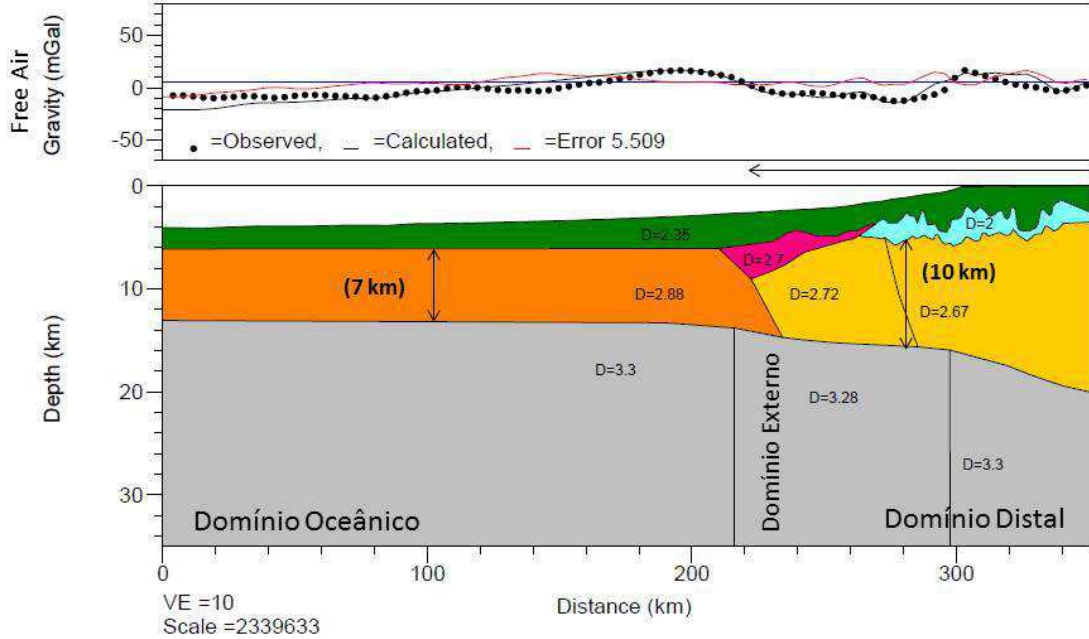
Figura 84 – Perfil gravimétrico transversal à margem rifteada da Bacia do Gabão - J.



Nota: A seta horizontal em preto marca a região abrangida pelo dado sísmico. A Sequência Rifte está representada pela cor verde clara com uma densidade de  $2,55 \text{ g/cm}^3$ ; a Sequência Pós-Rifte (cor verde escuro) com densidade de  $2,35 \text{ g/cm}^3$ ; a Cunha Vulcano-clástica (cor magenta) com densidade de  $2,89 \text{ g/cm}^3$ ; o Magmatismo tardio (cor azul cobalto) com densidade de  $2,88 \text{ g/cm}^3$  e o Sal =  $2,0 \text{ g/cm}^3$ .

Fonte: A autora, 2016.

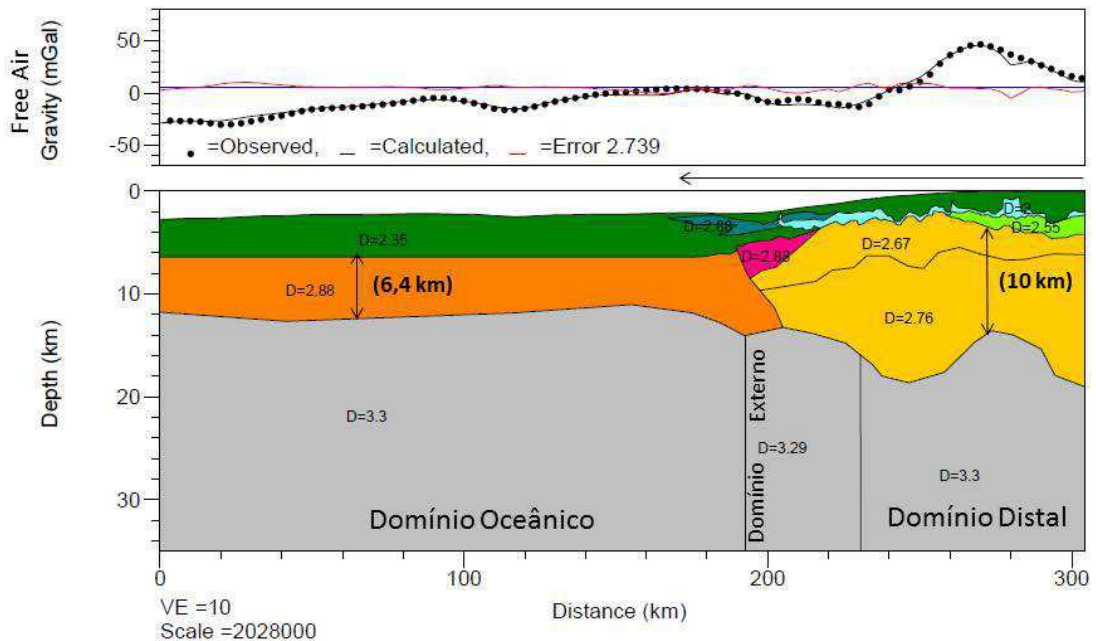
Figura 85 – Perfil gravimétrico transversal à margem rifteada da Bacia do Gabão - L.



Nota: A seta horizontal em preto marca a região abrangida pelo dado sísmico. A Sequência Rife está representada pela cor verde clara com uma densidade de  $2,55 \text{ g/cm}^3$ ; a Sequência Pós-Rife (cor verde escuro) com densidade de  $2,35 \text{ g/cm}^3$ ; a Cunha Vulcano-clástica (cor magenta) com densidade de  $2,7 \text{ g/cm}^3$ ; o Magmatismo tardio (cor azul cobalto) com densidade de  $2,88 \text{ g/cm}^3$  e o Sal =  $2,0 \text{ g/cm}^3$ .

Fonte: A autora, 2016.

Figura 86 – Perfil gravimétrico da Bacia do Gabão - M.



Nota: A seta horizontal em preto marca a região abrangida pelo dado sísmico. A Sequência Rife está representada pela cor verde clara com uma densidade de  $2,55 \text{ g/cm}^3$ ; a Sequência Pós-Rife (cor verde escuro) com densidade de  $2,35 \text{ g/cm}^3$ ; a Cunha Vulcano-clástica (cor magenta) com densidade de  $2,88 \text{ g/cm}^3$ ; o Magmatismo tardio (cor azul cobalto) com densidade de  $2,88 \text{ g/cm}^3$  e o Sal =  $2,0 \text{ g/cm}^3$ .

Fonte: A autora, 2016.



## 6 DISCUSSÃO

### 6.1 Interação entre os diferentes tipos de Margem Rifteada do Oeste Africano SubSaariano

A margem rifteada do Oeste Africano SubSaariano é caracterizada pela coexistência de três distintos tipos de margens: rica em magma, pobre em magma e transformante (Figura 34), originadas durante a ruptura do Gondwana e a abertura do Atlântico Sul. A discriminação dos elementos arquiteturais de cada margem permitiu elaborar o arcabouço estrutural para a região, no qual se preocupou entender como se processaria a passagem entre as margens, principalmente se ocorreriam interações entre os domínios.

Mesmo PERON-PINVIDIC et al. (2013), reconhecendo que as margens rifteadas respondem de maneira similar às condições de contorno básicas impostas pela extensão, consideram que uma questão ainda persiste no entendimento das margens rifteadas. Esta questão estaria relacionada à verificação se as diferenças estruturais observadas seriam decorrentes de diferentes processos tectônicos ou se estariam relacionadas a diferentes evoluções locais, temporais e espaciais de um mesmo processo. Embora o nosso trabalho tenha proporcionando um avanço no entendimento de como ocorreria à interação entre as margens, no caso em que, ao longo de uma mesma margem continental, ela transite entre distintos tipos, infelizmente, ainda não se tem uma resposta satisfatória para a questão acima levantada, necessitando-se mais dados.

O arcabouço estrutural interpretado (Figura 34), para as margens rifteadas do Oeste Africano SubSaariano, revelou que os domínios estruturais (Proximal, de Rápido Afinamento Crutal, Distal, Externo e Oceânico) exibem uma sucessão sistemática em direção ao oceano, não sendo necessariamente a mesma ao longo de todas as margens, tendo em vista as particularidades dos ambientes nos quais foram formados. Esses domínios apresentaram uma continuidade, embora, nas regiões que configuram a transição entre os distintos tipos de margens, essa passagem se processe de uma maneira gradativa, com interação entre os domínios estruturais e, às vezes, podendo ocorrer uma superposição espacial e temporal das fases de deformação.

Enquanto que a margem rica em magma é caracterizada por uma arquitetura muito bem marcada pelo Domínio Externo, com forte contribuição magmática (prismas de vulcano-

clásticas – SDR), tem-se a passagem para uma arquitetura na qual o magmatismo se restringe preferencialmente ao Domínio Proximal. A transição para uma margem pobre em magma se processa na região das bacias de Namibe e Benguela, onde se verifica que à medida que os domínios Distal, de Rápido Afinamento Crustal e Proximal, na margem pobre em magma, vão apresentando maior protagonismo, ocorre o desaparecimento do Domínio Externo. Nessa região, o Domínio Externo exibe um formato similar à inflexão observada na linha de costa, mostrando, em mapa, uma largura muito maior do que vinha apresentando. A geometria apresentada por esse domínio nessa região e particularmente o seu limite norte permitem sugerir se não haveria a atuação de um expressivo falhamento durante a sua formação.

Como pode ser observado na Figura 34, o evento magmático de Walvis Ridge literalmente trunca a margem rica em magma que vinha se desenvolvendo, o que deve ter também influenciado a presença de magmatismo no Domínio Distal no estabelecimento da margem pobre em magma. Por outro lado, isso poderia ser um indicativo da superposição espacial e temporal das fases de deformação de uma margem.

Na região das bacias do norte do Gabão e do Rio Muni, começa-se a observar a influência das zonas de fratura de direção NE-SW no desenvolvimento dessas bacias, o que marcaria a passagem de uma margem pobre em magma para uma margem transformante (Figura 37). Além das perturbações verificadas no Domínio Distal, como o soergimento da Moho em decorrência dessas feições, ocorre ainda o reaparecimento do Domínio Externo na arquitetura da margem rifteada, materializado na forma de prováveis cunhas vulcano-clásticas. Esta interpretação é corroborada pelo que se conhece nas bacias de Jacuípe e de Sergipe-Alagoas, que compõem o sistema de margens rifteadas conjugadas na porção sul americana, onde MOHRIAK et al. (1998 e 2002) descrevem a presença de prismas de SDR (*seaward dipping reflectors*), que localmente estariam associados a intrusões vulcânicas, nos quais alguns desses *plugs* apresentam-se alinhados com as zonas de fratura que, aparentemente, penetrariam toda a crosta, até o manto superior.

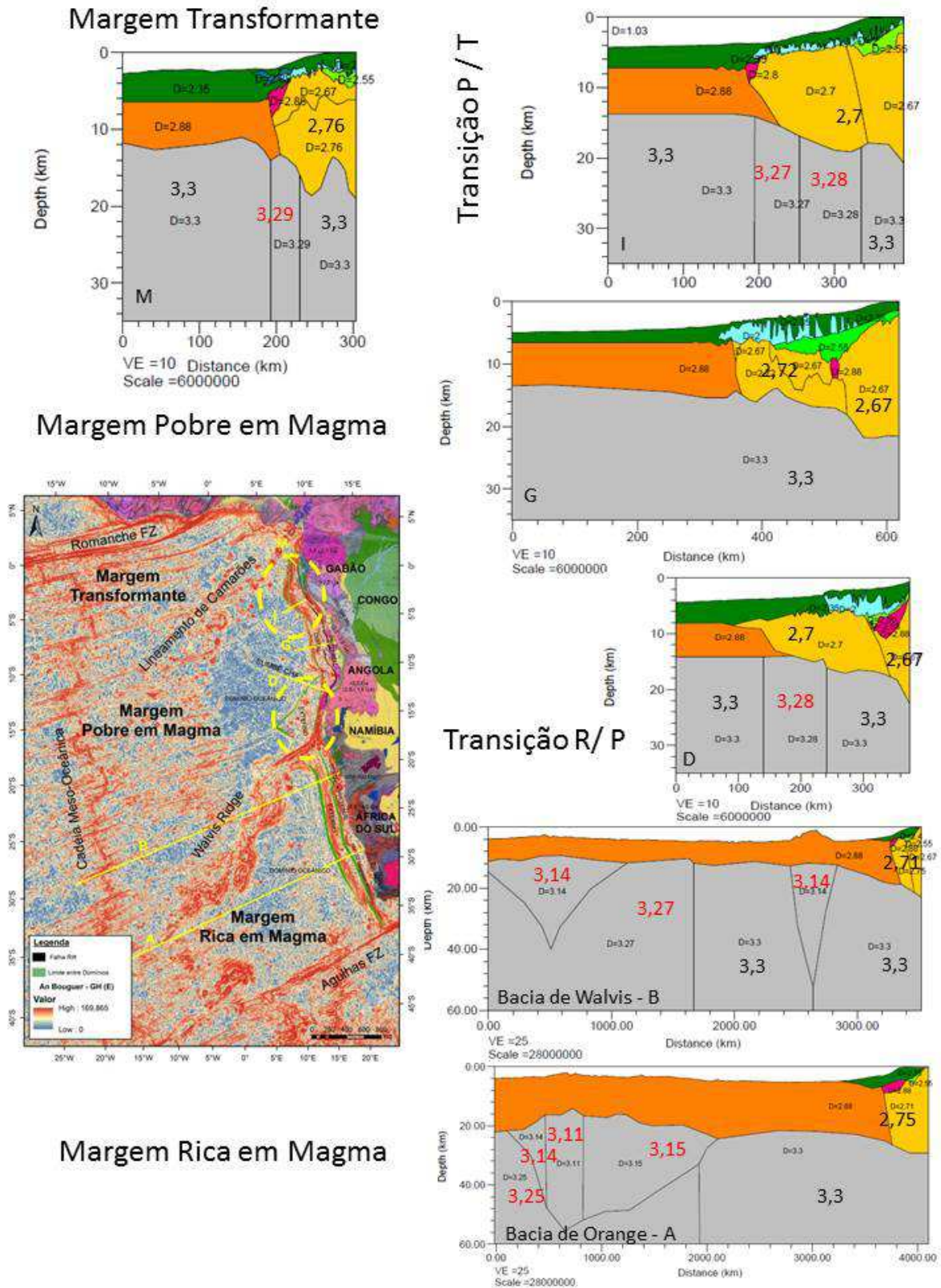
A presença de núcleos cratônicos do Arqueano, nas porções emersas das regiões descritas como de transição entre os distintos tipos de margens, parece ter exercido um papel preponderante no comportamento gradacional verificado nessas regiões. Tendo em vista que, nas margens rica em magma e pobre em magma propriamente ditas, a natureza do embasamento é formada pelas faixas móveis Pan-Africana e terrenos de 1,4-1,0 Ga e 2,0-1,8 Ga. Observando o arcabouço estrutural interpretado da margem rifteada do Oeste Africano SubSaariano (Figura 34), nenhuma estrutura relevante de direção EW ou NE-SW foi mapeada de modo a justificar a interpretação de um contato abrupto entre os distintos tipos de margens.

Mesmo reconhecendo no embasamento a existência de feições com essas direções, como o Malange Uplift e o Cinturão de Damara. Por sua vez, a seção sísmica longitudinal (Figura 45), perpendicular à feição de Malange Uplift na margem rifteada, também não evidencia nenhuma mudança no padrão sísmico da crosta continental, como indicativo de alteração de sua natureza. Ou seja, as estruturas pré-existentes só teriam influência nas formações das margens rifteadas, quando elas estivessem em concordância com a direção dos esforços distensivos atuantes. Como por exemplo, na Bacia do Gabão, se verifica que as estruturas da margem exibem uma inflexão na direção NW-SE para NS, ao seguirem o padrão NS das estruturas pré-existentes no embasamento.

## **6.2 Modelo da Estrutura Crustal da Margem Continental Rifteada do Oeste Africano SubSaariano**

O modelo da estrutura crustal (Figura 87), resultante da integração dos dados da interpretação dos dados sísmicos, da geologia do embasamento adjacente, dos métodos potenciais e complementada pela modelagem gravimétrica em escala crustal, revelou que a margem rica em magma que caracteriza a região sul da margem continental do Oeste Africano SubSaariano, aqui exemplificada pelos perfis transversais as bacias de Orange e Walvis (perfis gravimétricos “A” e “B” da Figura 87), não apresenta, na sua geometria, um abrupto afinamento crustal como foi interpretado na Bacia de Pelotas (STICA et al., 2013), Figura 35. Esta margem apresenta um gradativo adelgaçamento da crosta, embora seja observada a mesma pujança do evento magmático (SDR) no Domínio Externo. A infiltração desse magmatismo na crosta continental dessa região lhe conferiu uma densidade maior que a convencional ( $D = 2,71$  e  $2,75 \text{ g/cm}^3$ ). Em termos de espessura, a crosta continental na região mais ao sul de toda essa área mostrou-se bastante espessa, com 28 km de espessura. Desta maneira, esta viria a ser a maior espessura verificada ao longo de toda a margem continental estudada, embora não se disponha de informação na Bacia de Dentale, no Gabão (região continental), que permita confrontar essa afirmação. Para efeito de parâmetro de correlação, esses perfis regionais também atravessaram as feições da Cadeia Meso-Oceânica e da Walvis Ridge, permitindo observar o comportamento anômalo do manto subcrustal nessas regiões, que apresenta valores menores ( $D = 3,11$  a  $3,15 \text{ g/cm}^3$ ) que as áreas adjacentes ( $D = 3,25$ ;  $3,27$  e  $3,33 \text{ g/cm}^3$ ).

Figura 87 – Modelo da estrutura crustal proposto para as margens riftadas do Oeste Africano SubSaariano.



Nota: Mapa de localização dos principais perfis gravimétricos modelados (em linhas amarelas) e os respectivos perfis mostrando a variação das densidades observadas tanto na crosta quanto no manto. A espessura estimada da crosta continental mostra-se no lado direito do perfil na base

da crosta. No mapa, as linhas tracejadas de amarelo ressaltam as regiões de transição entre os distintos tipos de margens.

Fonte: A autora, 2016.

A transição para uma margem pobre em magma, região destacada no mapa de localização da Figura 87 por um círculo amarelo tracejado e apresenta o perfil gravimétrico “D” como ilustrativo, ocorre na região das bacias de Namibe e Benguela, que exhibe no modelo de escala crustal, os domínios Distal e Externo sobre uma crosta continental hiperestirada com densidade maior que a convencional ( $D = 2,7 \text{ g/cm}^3$ ), provavelmente devido à influência da infiltração do material fundido do manto (*mantle melting*) na crosta. Isto evidencia que a modelagem gravimétrica está respaldando a interpretação sísmica, ao ter sido considerado a possibilidade do prolongamento do Domínio Externo além da Walvis Ridge. Desde que, nenhum poço foi perfurado nessa região e também não existe informações de dragagem de rochas nesta crosta, pouco se pode agregar nessa discussão além do que foi apresentado com os dados de sísmica, gravimetria e magnetometria. Esse modelo crustal também evidenciou nessa região, a presença de um manto subcrustal com uma densidade menor ( $D = 3,28 \text{ g/cm}^3$ ) que nas áreas adjacentes ( $D = 3,3 \text{ g/cm}^3$ ). Esta observação incita a discussão sobre como se processaria a passagem entre as margens e qual seria a influência do embasamento aflorante adjacente. Uma explicação para o registro desse baixo valor de densidade poderia estar relacionada com a formação de uma célula de convecção de pequena escala, decorrente da alteração das condições de contorno imposta pela extensão, ao se confrontar com a Província Ígnea de Etendeka, a Walvis Ridge e o embasamento granítico Arqueano com sobreposição (*overprint*) de 2.0-1.6 Ga no continente, proporcionando a formação de rochas menos densas. Esse mecanismo foi proposto por LUCAZEAU et al. (2008) para explicar as anomalias verificadas no fluxo de calor na transição crosta continental-oceânica no Mar Vermelho e no Golfo de Aden, e também por GEOFFROY (2005) para evocar um comportamento ativo do manto na formação de uma margem rica em magma.

Novamente, na região de transição, desta vez entre a margem pobre em magma para margem transformante, destacada por um círculo amarelo tracejado no mapa de localização da Figura 87 e apresentando os perfis gravimétricos “I” e “M” como exemplos, se observa na modelagem gravimétrica a densidade no manto subcrustal, na região de ocorrência dos domínios Distal e Externo, com valores mais baixos ( $D = 3,27$  e  $3,29 \text{ g/cm}^3$ ) do que nas regiões adjacentes ( $D = 3,3 \text{ g/cm}^3$ ). A recorrência desse baixo valor de densidade, numa região em que aflora embasamento constituído por núcleos cratônicos graníticos do Arqueano

(3,4 – 2,7 Ga) e se observa a presença de magmatismo, reforça a hipótese da geração de células de convecção de pequena escala criando uma anomalia termal, decorrente da alteração localizada das condições de contorno imposta pela extensão, que poderiam permanecer atuando mesmo após a ruptura crustal.

A margem pobre em magma, exemplificada no perfil gravimétrico “G” da Figura 87, exhibe um Domínio Distal muito desenvolvido e com uma provável influência de infiltração do material fundido do manto (*mantle melting*), que ocorre de forma bastante nítida, distinguindo-se na modelagem gravimétrica pelo aumento localizado da densidade na crosta hiperestirada. Em relação à densidade no manto subcrustal, nenhuma alteração foi observada ao longo dessa margem. A espessura da crosta continental, em sua porção não deformada, variando de 22 a 23 km nos perfis gravimétricos, confirmando assim os valores que haviam sido observados na sísmica.

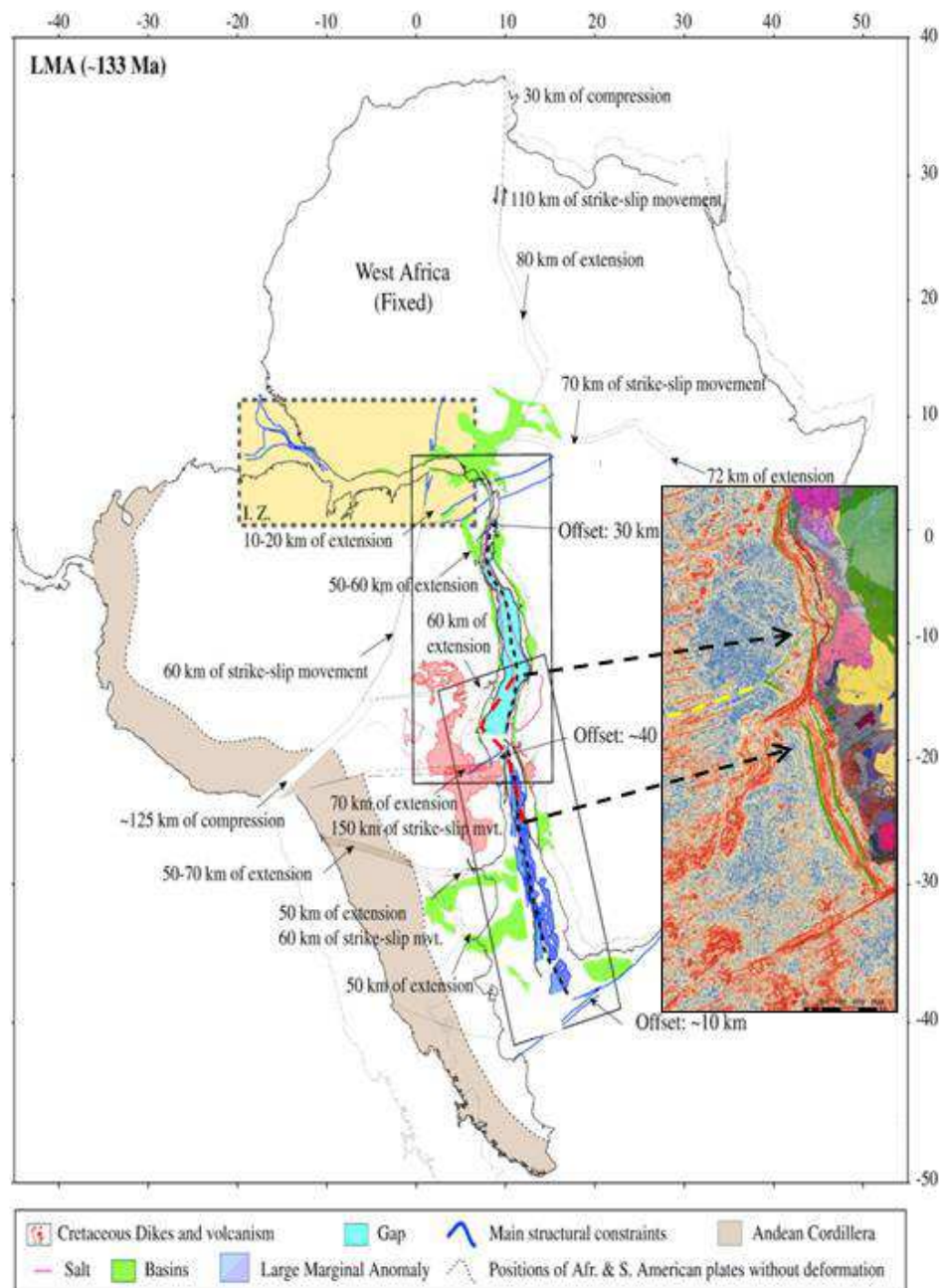
Quando se analisa a variação da constituição do embasamento ao longo das margens (Figura 34), observa-se que exceto nas zonas de transição entre os diferentes tipos de margens que se caracterizam pela ocorrência de núcleos cratônicos graníticos do Arqueano, as demais regiões das margens foram formadas sobre cinturões móveis do Pan-Africano e terrenos de 2,0-1,8 Ga e de 1,4-1,0 Ga. O impacto dessa mudança do tipo de embasamento, em escala regional, foi abordada por LENTINI et al. (2010) que sustentam que a heterogeneidade do mesmo devido a suas diferentes origens e reologia, exibem um controle no desenvolvimento das margens, ao nível de primeira ordem.

### **6.3 Implicações do limite crustal proposto na região da Bacia de Namibe no modelo de reconstrução dos blocos crustais**

O modelo de melhor ajuste na reconstrução dos blocos crustais obtido por MOULIN et al. (2010) para a situação anterior a ruptura crustal (~133 Ma), Figura 18, preconiza que uma lacuna de 280 km de largura se estabeleça entre os domínios continentais não afinados (*hinge lines*) do sistema de margens rifteadas conjugadas entre Brasil e África (ASLANIAN et al., 2009). Ao se incluir nesse modelo o limite crustal proposto por este estudo para a região da Bacia de Namibe (região de transição entre uma margem rica em magma para uma pobre em magma), uma acomodação mais ajustada desse limite com as linhas de costa do Atlântico Sul pode ser verificada, o que implica uma drástica redução da lacuna (*gap*) decorrente da

extensão acima reportada (Figura 88). Esse novo ajuste crustal poderia trazer luz sobre uma questão ainda não elucidada, relacionada com a acomodação de toda extensão nessa região. Ao ser validada essa hipótese, acredita-se que a Zona de Fratura de Martin Vaz (de acordo com sua localização apresentada por ALVES, 2002 e ALVES et al., 2006) poderia ter atuado como a continuação de uma provável falha transcorrente que funcionou como contato entre o limite norte do Domínio Externo e o Domínio Oceânico, nessa região. Os mapas magnetométricos (Figura 65) evidenciam um limite abrupto entre esses domínios. Outro ponto relevante associado a esse limite crustal é o fato de exibir a mesma inflexão que a Província Ígnea do Paraná apresenta no bloco sul americano, nessa região.

Figura 88 – Sobreposição do limite crustal proposto com o modelo de melhor ajuste na reconstrução de blocos continentais numa situação pré-ruptura.



Nota: Adaptação da figura de MOULIN et al. (2010) referente a reconstrução cinemática numa situação pré-ruptura (~133 Ma). A linha tracejada em vermelho nessa reconstrução refletiria o limite crustal proposto, conforme mostrado na janela composta pelo mapa de anomalia Bouguer gradiente horizontal total, o arcabouço estrutural da margem rifteada e o mapa geológico da porção emersa. A linha tracejada em amarelo representa a Zona de Fratura Rio de Janeiro.

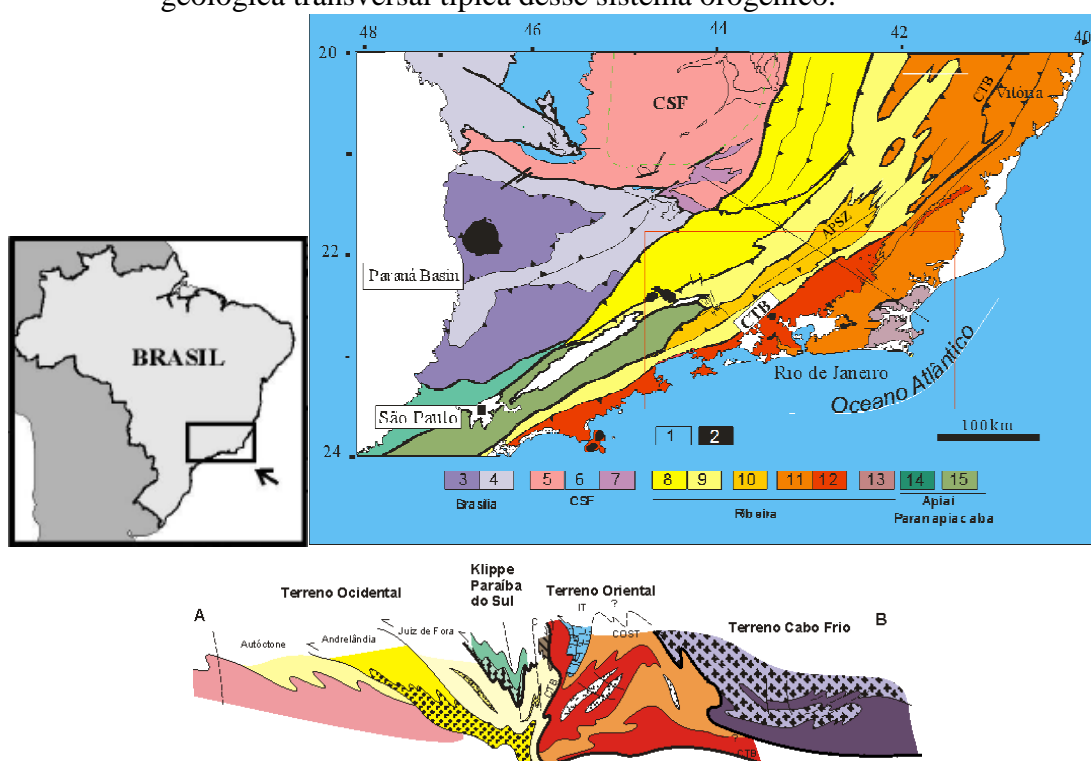
Fonte: A autora, 2016.

Essa interpretação alternativa mostra-se consistente com o conhecimento atual da geologia na porção emersa dos continentes, posto não evidenciar a existência de zonas de deformação intracontinentais que poderiam acomodar a extensão decorrente do processo de



rifteamento e ruptura crustal. O mapa geológico do continente africano SubSaariano na Figura 34, em detalhe na Figura 37, mostra que na região da Bacia de Namibe ocorre o embasamento granítico Arqueano com sobreposição (*overprint*) de 2.0-1.6 Ga. Na região correspondente, na placa sul americana (Bacias de Campos e Santos), HEILBRON et al. (2000 e 2008) descrevem um embasamento associado com terrenos diretamente afetados pela Orogenia Brasileira (0,7 Ga), responsável pela formação do Cinturão Móvel Ribeira. Este cinturão é caracterizado por episódios compressionais, metamórficos e magmáticos do Neo-Precambriano ao Eo—Paleozóico. De acordo com esses autores, o Cinturão Móvel Ribeira (Figura 89), definido como um sistema orogênico de direção nordeste resultante da colisão entre o paleo-continente São Francisco-Congo e o sudoeste do Cráton de Angola, sem descartar a possibilidade de participação de uma ou mais microplacas poderem estar envolvidas nesse processo, apresenta uma evolução geotectônica no qual a convergência foi impressa pelos episódios orogênicos do Pan-Africano/Brasiliano, tendo o maior desenvolvimento no Neoproterozoico-Cambriano, e o último estágio tectônico no Eo-Ordoviciano. O evento colisional mais antigo é registrado na zona de interferência com o Cinturão Móvel de Brasília, com vergência NE-E, ocorrido cerca de 640-610 Ma, o que resultou no desenvolvimento da porção sul desse cinturão. O segundo episódio colisional ocorreu entre 605 e 580 Ma, no qual se observa a interação do terreno de Apiaí com os terrenos adjacentes que foram marcados por uma zona de cisalhamento vertical mais jovem, que obliterou uma relação geológica de outros terrenos com o Cinturão Móvel de Ribeira. O terceiro evento colisional está relacionado com a colagem do terreno Oriental, que contém o arco Neoproterozoico de Rio Negro, contra o paleo-continente de São Francisco a aproximadamente 580-550 Ma. Por fim, ocorreu a colisão do terreno de Cabo Frio, durante o Cambriano (530-510 Ma), que, como consequência, ocasionou que os terrenos previamente amalgamados fossem sobrepostos por uma importante zona de cisalhamento dextral, de direção NE-SW, que deslocou o contato entre os terrenos e localmente reativou antigas zonas de empurrão (*thrust zone*).

Figura 89 – Mapa tectônico da região central do Cinturão Móvel Ribeira e uma seção geológica transversal típica desse sistema orogênico.



Legenda: 1 – Cobertura Fanerozoica; 2 – plutons alcalinos do Neo-Cretáceo; 3-5, Craton do São Francisco; 3 – Embasamento Paleoproterozóico ao Arqueano; 4 – Cobertura cratônica; 5 – Metassedimento do Mesoproterozóico ao Neoproterozóico do domínio autoctono; 6 – 640-610 Ma vergencia leste do Cinturão Móvel de Brasília, incluindo o *Nappe* de Socorro; 7-13, terrenos do Cinturão Móvel de Ribeira; 7, Andrelândia e 8, Juiz de Fora domínios do terreno Ocidental do Cinturão Móvel de Ribeira; 9, terreno Paraíba do Sul; 10, terreno Embú; 11, arco magmático Neoproterozóico; 12, sucessão de metassedimentos Neoproterozóico do terreno Oriental; 13, terreno Cabo Frio; 14 – terreno Apiaí. CTB – Central Tectonic Boundary; CFT – Empurrão de Cabo Frio (*Thrust*); APSZ – Zona de Cisalhamento Além Paraíba.

Fonte: Heilbron et al., 2008.

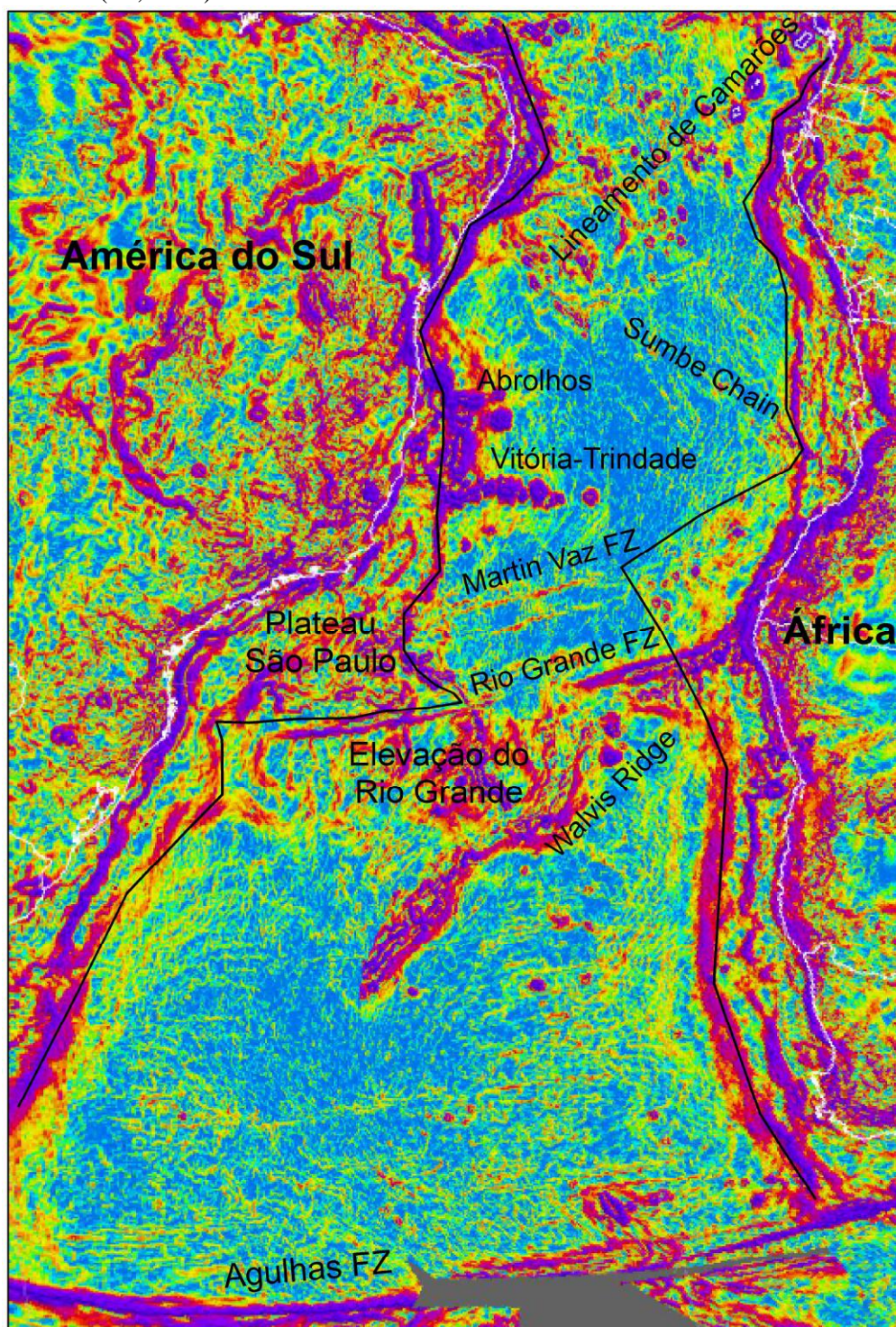
Na tentativa de reduzir o espaço remanescente no segmento Central do Atlântico Sul, ASLANIAN & MOULIN (2012) propuseram a hipótese de que a acomodação, da enorme quantidade de movimento horizontal formada durante a extensão da crosta, ocorreria através da deformação intraplaca na África e na América do Sul. Consideraram uma rotação no sentido horário dos blocos da Patagonia, Salado, Argentina, Rio Plata e Austral africano e uma rotação anti-horária nos blocos de São Francisco e Santos. Salientaram que, em relação ao que havia sido proposto por MOULIN et al. (2010), esses movimentos seriam adicionais. Com esse mesmo intuito, MOULIN et al. (2013) sugerem uma nova reconstrução das placas continentais propondo um ambiente de margem transformante para a região das bacias de Namibe e Santos, baseados na distribuição do rifte e das estruturas de sal nessa região as quais são inexoravelmente distintas da direção geral da abertura do Atlântico Sul. Como consequência, esses autores aventaram a possibilidade que a ruptura crustal do norte do

Espírito Santo e Campos para a Bacia de Santos se propagou na direção sul, hipótese essa oposta à visão tradicional de uma propagação uniforme do segmento meridional para o setentrional no Atlântico Sul.

Um dos pontos críticos do limite crustal proposto para a região da Bacia de Namibe (região de transição entre a margem rica em magma para a pobre em magma) está no fato de que a região, numa reconstrução de blocos crustais, proporcione uma sobreposição dos limites crustais entre as margens rifteadas conjugadas do sistema Brasil/África, uma vez que ZALÁN et al. (2011) e RIGOTI et al. (2015) interpretaram o *Plateau* de São Paulo (Bacia de Santos) como integrante da crosta continental. A posição dos principais elementos tectono-estruturais do Atlântico Sul, numa situação pós-ruptura crustal (83,5 Ma), é apresentada na Figura 90 através do mapa de reconstrução crustal elaborado no *PLATES software* (Institute for Geophysics, University of Texas, Austin).

Por outro lado, devido à possibilidade de terrenos continentais terem se fragmentado e separados durante o processo de rifteamento, como advogam PERON-PINVIDIC & MANATSCHAL (2010) para a formação dos microcontinentes, “*Continental Ribbon*” e os Blocos “H”, levaram USSAMI et al. (2013) a analisar a estrutura de Walvis Ridge – Elevação de Rio Grande através da integração dos métodos potenciais com dados da petrologia e isótopos geoquímicos. Esses autores concluíram que, embora a modelagem flexural realizada através dos métodos potenciais ter previsto uma espessura crustal de 30 km, a análise geoquímica e dados de isótopos dos basaltos dessa feição não indicaram a participação da crosta continental como componente do material fundido (Figura 91). Assim sendo, esses autores sugeriram que a estrutura de Walvis Ridge – Elevação de Rio Grande possa ter sido construída como um *plateau* oceânico durante os dois principais episódios magmáticos: um no Cretáceo Médio (com basaltos toleíticos) e outro no Eo-Terciário (com magmatismo alcalino). De certa forma, esse resultado vem corroborar a sugestão do limite crustal na região da Bacia de Namibe (região de transição entre uma margem rica em magma para uma pobre em magma), uma vez que, existe uma possibilidade de a feição do *Plateau* de São Paulo também não ser integrante da crosta continental, como foi verificado no caso da estrutura de Walvis Ridge – Elevação de Rio Grande.

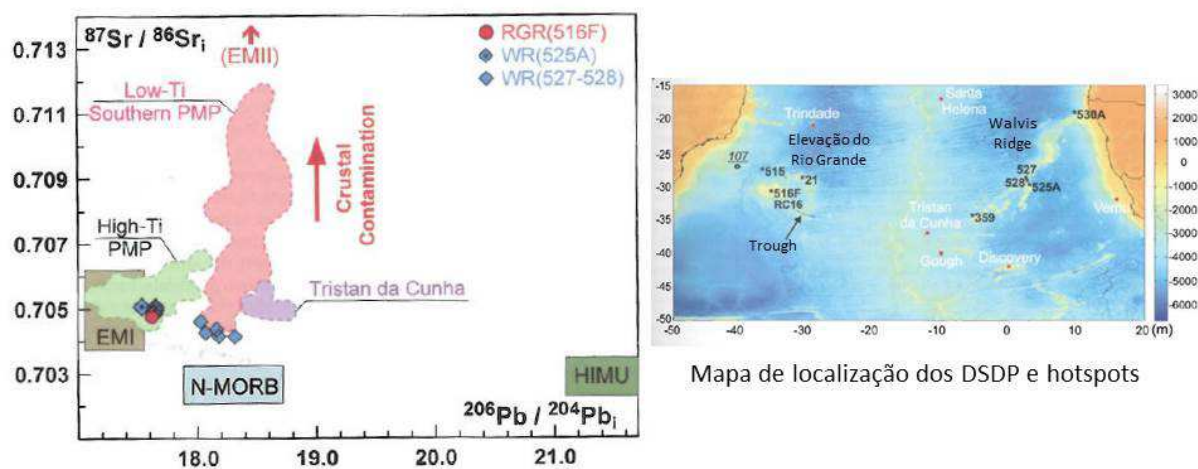
Figura 90 – Mapa de reconstrução crustal do Atlântico Sul mostrando a posição dos principais elementos tectono-estruturais, numa situação pós-ruptura crustal (83,5 Ma).



Nota: Sobreposição do mapa de gradiente horizontal total da Anomalia Bouguer no mapa de reconstrução crustal elaborado no PLATES *software* (Instituto de Geofísica, Universidade do Texas, Austin). As linhas brancas correspondem às linhas de costa continentais e as linhas pretas ao limite crustal. O limite crustal da América do Sul foi baseada em BLAICH et al. (2011), STICA et al. (2013), enquanto o da África no limite proposto nesse trabalho..

Fonte: A autora, 2016.

Figura 91 – Composição isotópica inicial de Sr e Pb na Elevação do Rio Grande e na Walvis Ridge.



Legenda: PMP = Província Magmática do Paraná, RGR = Elevação do Rio Grande, WR = Walvis Ridge. Composição do manto: EMI = manto enriquecido I, EMII – manto enriquecido contaminado com sedimentos continentais subduzidos, HIMU – manto contendo antigas crostas oceânicas recicladas, DMM – manto depletado de basalto de cadeia meo-oceânica (MORB).

Nota: Mapa de localização dos DSDP sites na Elevação do Rio Grande e Walvis Ridge. O número sublinhado na porção oeste Elevação do Rio Grande representa a idade da crosta oceânica obtida no DSDP 356. Os pontos em vermelho são os hotspots de Santa Helena, Trindade, Tristan da Cunha, Gough e Discovery. A seta vermelha apontando para cima indica o caminho da participação da fusão crustal.

Fonte: USSAMI et al., 2013.

## CONSIDERAÇÕES FINAIS

Classicamente, os estudos dos distintos tipos de margens rifteadas (margem rica em magma, margem pobre em magma e margem transformante) têm sido realizados de maneira independente, focando suas características intrínsecas, tais como: história magmática, feições estruturais, registro sedimentar e arquitetura crustal. Esta tese investigou, com ferramentas multidisciplinares, dados geológicos, sísmicos, gravimétricos e magnetométricos as margens rifteadas ao longo do Oeste Africano SubSaariano, com o objetivo de entender a coexistência desses três distintos tipos de margens nessa região, suas características estruturais e interações e se o tipo do embasamento adjacente aflorante influenciaria em sua formação e evolução.

O arcabouço estrutural regional elaborado mostrou que as margens exibem uma sistemática sucessão dos domínios estruturais na direção oceânica e que as particularidades apresentadas pelas distintas entidades são decorrentes do tipo do ambiente em que ocorrem. O nosso estudo permitiu concluir que a passagem entre os tipos de margem se processa de uma maneira gradativa, com interação entre os domínios estruturais e, às vezes, podendo ocorrer superposição espacial e temporal das fases de deformação.

A margem rica em magma mostrou características típicas desse ambiente, apresentando um expressivo evento magmático (SDR) como constituinte do Domínio Externo. Os dados gravimétricos e magnetométricos sugerem que esse domínio continua ao norte da Walvis Ridge, tendendo a desaparecer à medida que se verifica o desenvolvimento dos domínios da margem pobre em magma.

A margem pobre em magma também revelou uma clássica configuração, onde se destaca um Domínio Distal bastante desenvolvido em relação a outras margens análogas e ocorrência, ao longo do limite com o Domínio Oceânico, de regiões descontínuas, marcadas nos dados sísmicos por altas anomalias de amplitude, que foram interpretadas como decorrentes da infiltração do material fundido do manto (*mantle melting*) na crosta hiperestirada. A modelagem gravimétrica identificou-as como regiões de alta densidade ( $D=2,71$  a  $2,72$  g/cm<sup>3</sup>), sem estar associadas a uma exumação do manto. O Domínio Proximal está marcado pela presença de magmatismo rifte em sua porção sul. Nessa margem não foi verificada a formação de um Domínio Externo.

A transição entre os distintos tipos de margens, margem rica em magma para margem pobre em magma e margem pobre em magma para margem transformante, ocorre de uma maneira gradativa, com interação entre os domínios estruturais. Nessas regiões, a modelagem

gravimétrica revelou que o manto sob a crosta hiperestirada na região de ocorrência dos domínios Distal e Externo apresenta valores de densidade menores ( $D= 3,11$  a  $3,29 \text{ g/cm}^3$ ) que as regiões adjacentes ( $D= 3,3 \text{ g/cm}^3$ ), sendo interpretado como consequência da formação de célula de convecção de pequena escala, decorrente de uma provável alteração das condições de contorno imposta pela extensão, ao confrontar regiões com embasamento constituído por núcleos graníticos do Arqueano e que são afetadas por atividade magmática.

O Domínio Oceânico, na margem pobre em magma, exibe um padrão sísmico variado, com algumas regiões mostrando características continentais, que foram interpretados como decorrente da presença de fragmentos de crosta continental afinada sobreposta a um antigo manto litosférico sub-continental (Arqueano – Proterozoico) que estariam imersos dentro da recente litosfera oceânica.

Numa visão regional, esse caráter continentalizado no Domínio Oceânico ocorreria ao longo de toda a margem rifteada, aparecendo no mapa de gradiente horizontal total da anomalia Bouguer com uma textura suave, que coincide, no mapa magnetométrico de campo total e da 1ª derivada do campo total, com um padrão diferenciado da resposta de litosfera oceânica caracterizada por faixas magnéticas regulares produzidas por centros de espalhamento oceânico. Essa área foi denominada de “Região Anômala do Domínio Oceânico”, formada durante o período de quiescência do Cretáceo, e tende a não ser penetrada pelas falhas transformantes.

Uma particularidade observada na margem pobre em magma foi a presença de um magmatismo rifte, restrito ao Domínio Proximal, predominantemente na região sul dessa margem. Uma característica desse episódio vulcânico é seu caráter descontínuo e sua provável relação com as principais feições do embasamento adjacente, como as estruturas do Malange *Uplift* e do Arco de Ambriz. Acredita-se que essas feições do embasamento atuariam na margem rifteada como regiões de litosfera estável e resistente entre os centros de extravasamento.

O novo limite crustal proposto, principalmente na região de transição entre uma margem rica em magma para uma pobre em magma, ao ser confrontado com os modelos de reconstrução de blocos crustais, implicou em drástica redução da lacuna prevista pelos modelos, entre os blocos sul africano e sul americano, o que poderia explicar a acomodação de toda a extensão decorrente da ruptura crustal nessa região. Na evolução do processo de ruptura crustal, o limite crustal da porção norte dessa região seria marcado pela atuação da Zona de Fratura do Rio de Janeiro, que poderia ter agido como a continuação de uma provável

falha transcorrente, que funcionou como contato entre o limite norte do Domínio Externo e o Domínio Oceânico nessa região.

Uma futura reavaliação dos modelos de reconstrução dos blocos crustais no Atlântico Sul, sob a ótica desse novo limite crustal, poderia elucidar a acomodação da enorme quantidade de movimento horizontal formada durante a extensão da crosta nessa região, de modo a ser consistente com o conhecimento atual da geologia na porção emersa dos continentes.

Outro trabalho de pesquisa complementar também poderia ser desenvolvido, com o objetivo de correlacionar a cronologia dos eventos magmáticos na porção sul da margem rifteada do Oeste Africano SubSaariano com a idade da Província Ígnea de Paraná-Etendeka, no processo de ruptura crustal do Atlântico Sul.



## REFERÊNCIAS

ALVES EC. Zonas de Fraturas Oceânicas e suas Relações com a Compartimentação Tectônica do Sudeste do Brasil. Tese de Doutorado, **Universidade Federal do Rio de Janeiro**, 233p, 2002.

ALVES, E.C., REIS, A.T., SICHEL, S.E., MAIA, M. Análise e Evolução Morfoestrutural das Zonas de Fratura Oceânicas do Atlântico Sudeste. In: **II Simpósio Brasileiro de Geofísica**. Natal, Rio Grande do Norte, Setembro 21, 2006.

ANDERSON, D.L. The sublithospheric mantle as the source of continental flood basalts; the case against the continental lithosphere and plume head reservoirs. **Earth and Planetary Science Letters**, 123, 269-280, 1994.

ASLANIAN, D., MOULIN, M., OLIVET, J.L., UNTERNEHR, P., MATIAS, L., BACHE, F., RABINEAU, M., NOUZÉ, H., LKLINGELHEOFER, F., CONTRUCCI, I., LABAILS, C. Brazilian and African passive margins of the Central Segment of the South Atlantic Ocean: kinematic constraints. **Tectonophysics**, 468, 98-112, 2009.

ASLANIAN, D. & MOULIN, M. Palaeogeographic consequences of conservational models in the South Atlantic Ocean. In: Mohriak, W., Danforth, A., Post, P.J., Brown, E.D., Tari, G.C., Nemcok, M. and Sinha, T.S. (Eds.). **Conjugate Divergent Margins**. Geological Society, London, Special Publication, 369, 75-90, 2012.

BASEI, M.A.S., FRIMMEL, H.E., NUTMAN, A.P., PRECIOZZI, F. West Gondwana amalgamation based on detrital zircons ages from the Neoproterozoic Ribeira and Dom Feliciano belts of South America and comparison with coeval sequences from SW Africa. In: Pankhurst, R.J., Trouw, R.A.J., Brito Neves, B.B., DE Wit, M.J. (Eds.). **West Gondwana: Pre-Cenozoic Correlations Across the South Atlantic Region**. Geological Society, London. Special Publications, 294, 239-256, 2008.

BAUER, K., NEBEN, S., SCHRECKENBERGER, B., EMMERMANN, R., HINZ, K., FECHNER, N., KARSTEN, G., SCHULZE, A., TRUMBULL, R.B., WEBER, K. Deep structure of the Namibia continental margin as derived from integrated geophysical studies. **Journal of Geophysical Research**, 105, 25829-25853, 2000.

BEGG, G., GRIFFIN, W.L., NATAPOV, L.M., O'REILLY, S.Y., GRAND, S., O'NEILL, C.J., POUDJOM DJOMANI, Y., DEEN, T., HRONSKY, J., BOWDEN, P. The lithospheric architecture of Africa: seismic tomography, mantle petrology and tectonic evolution. **Geosphere**, 5, 23-50, 2009.

BESLIER, M.O., CORNEN, G., GIRARDEAU, J., Tectono-metamorphic evolution of peridotites from the ocean/continent of the Iberia Abyssal Plain margin. **Proc Ocean Drill Program Sci Results**, 149, 397-412, 1996.

BLAKELY, R.J. **Potential Theory in Gravity and Magnetism Applications**. Cambridge: University Press, 441p, 1996.

BLAKELY, R.J. & SIMPSON, R.W. Approximating edges of source bodies from magnetic or gravity anomalies. **Geophysics**, [S.I.], 51, n° 7, 1494-1498, 1986.

BLAICH, O.A., TSIKALAS, F., FALEIDE, J.I. Crustal-scale architecture and segmentation of the Argentine margin and its conjugate off South Africa. **Geophysics Journal International**, 178, 85-105, 2009.

BLAICH, O.A., FALEIDE, J.I., TSIKALAS, F. Crustal breakup and continental-ocean transition at South Atlantic conjugate margins. **Journal of Geophysical Research**, 116, 2011.

BOILLOT, G., GRIMAUD, S., MAUFFRET, A., MOUGENOT, D., KORNPORST, J., MERGOIL-DANIEL, J., TORRENT, G. Ocean-continent boundary off the Iberia margin: a serpentinite diapir west of the Galicia Bank. **Earth and Planetary Science Letters**, 48, 23-34, 1980.

BOILLOT, G., RECQ, M. and Scientific Party ODP Leg 103. Tectonic denudation of the upper mantle along passive margins: a model based on drilling results (ODP Leg 103, western Galicia margin, Spain). **Tectonophysics**, 132, 335-342, 1987.

BULLARD, E.C., EVERETT, J.E., SMITH, A.G. The fit of the continents around the Atlantic. **Symposium on Continental Drift**. Philos. Trans. R. Soc. London, 258 Ser. A., 41-51, 1965.

CAMPAN, A. **Analyse cinématique de l'Atlantique Equatorial, implications sur l'évolution de l'Atlantique Sud et sur la frontière de plaque Amérique du Nord / Amérique du Sud**. Paris, Univ. Pierre et Marie Curie, Paris VI: 352 pp, 1995.

CANNAT, M., MANATSCHAL, G., SAUTER, D., PERON-PINVIDIC, G. Assessing the conditions of continental breakup at magma-poor rifted margins: What can we learn from slow spreading mid-ocean ridges? **C.R. Geoscience**, doi:10.1016/j.crte.2009.01.005, 2009.

CHILDS, C., WATTERSON, J., WALSH, J.J. Fault overlap zones within developing normal fault systems. **Journal of the Geological Society of London**, 152, 535-549, 1995.

CONTRUCCI, I., MATIAS, L., MOULIN, M., GELI, L., KLINGELHOFER, F., NOUZE, H., ASLANIAN, D., OLIVET, J.L., REHAULT, J.P., SIBUET, J.C. Deep structure of the West African continental margin (Congo, Zaire, Angola), between 5° S and 8°S, from reflection/refraction seismics and gravity data. **Geophysical Journal International**, 158, 529-553, 2004.

COURTILLOT, V., JAUPART, C., MANIGHETTI, I., TAPPONNIER, P., BESSE, J. On casual links between flood basalts and continental breakup. **Earth and Planetary Science Letters**, 166, 177-195, 1999.

CROSBY, A., WHITE, N., EDWARDS, G., SCHILLINGTON, D.J. Depth, age and dynamic topography of oceanic lithosphere beneath heavily sedimented Atlantic margins. **Earth and Planetary Science Letters**, 273, 214-226, 2008.

CURIE, D. **Ouverture de l'Atlantique sud et discontinuités intra-plaque: une nouvelle analyse**. Brest, Univ. de Bretagne Occidentale, 192 pp, 1984.

DALY, M.C., CHOROWICZ, J., FAIRHEAD, J.D. Rift basin evolution in Africa: the influence of reactivated steep basement shear zones. In: M.A. Cooper & G.D. Williams (Ed.). **Inversion tectonics**, Geological Society of London Special Publications, 44, 309-334, 1989.

DECKART, K, FÉRAUD, G., MARQUES, L.S., BERTRAND, H. New time constraints on dyke swarms related to the Paraná-Etendeka magmatic province, and subsequent South Atlantic opening, southeastern Brazil. **Journal of Volcanology and Geothermal Research**, 80, 67-83, 1998.

DE WIT, M. & RANSOME, I.G.D. Regional inversion tectonic along the southern margin of Gondwana. In: M. De Wit and I.G.D. Ransome (Ed.). **Inversion tectonics of the Cape Fold Belt, Karoo and Cretaceous Basins of Southern Africa**, Balkema, Rotterdam, 15-21, 1992.

DE WIT, M., JEFFERY, M., BERGH, H., NICOLAYSEN, L. Geologic map of the sectors of Gondwana: reconstructed to their disposition – 150 M.y. **Bernard Price Institute for Geophysical Research**, University of the Witwatersrand, 1988.

DUPRÉ, S., BERTOTTI, G., CLOETINGH, S. Tectonic history along the South Gabon Basin: Anomalous early post-rift subsidence. **Marine and Petroleum Geology**, 24, 151-172, 2007.

DU TOIT, A.L. **Our Wandering Continents**. Oliver & Boyd, 366p, 1937.

EAGLES, G. New angles on South Atlantic opening. **Geophysics Journal International**, 168, 353-361, 2007.

EDWARDS, R.A. & SCRUTTON, R.A. The crustal structure across the transform continental margin off Ghana, eastern equatorial Atlantic. **Journal of Geophysical Research**, 102, 747-772, 1997.

ELDHOLM, O. Magmatic-tectonic evolution of a volcanic rifted margin. **Marine Geology**, 102, 43-61, 1991.

EMERY, K.O. & UCHUPI, E. **The geology of the Atlantic Ocean**. Springer, New York, p. 1050, 1984.

FAIRHEAD, J.D. & OKEREKE, C.S. A regional gravity study of the West African rift system in Nigeria and Cameroon and its tectonic interpretation. **Tectonophysics**, 143, 141-159, 1987.

GAC, S. & GEOFFROY, L. 3D Thermo-mechanical modeling of a stretched continental lithosphere containing localized low-viscosity anomalies (the soft-point theory of plate break-up). **Tectonophysics**, 468, 158-168, 2009.

GEOFFROY, L. The structure of volcanic margins: some problematic from the North-Atlantic/Labrador-Baffin system. **Marine and Petroleum Geology**, 18, 463-469, 2001.

GEOFFROY, L. Volcanic passive margins. **C. R. Geoscience**, 337, 1395-1408, 2005.

GEOROC Database. **Geochemistry of Rocks of the Oceans and Continents**. At website: <http://georoc.mpch-mainz.gwdg.de/georoc/>. 2008.

GIBSON, S.A., THOMPSON, R.N., DAY, S.E., HUMPHRIS, A.P., DICKIN, A.P. Melt-generation processes associated with the Tristan mantle plume: Constraints on the origin of EM-1. **Earth and Planetary Science Letters**, 237, 744-767, 2005.

GLADEZENKO, T.P., SKOGSEID, J., ELDHOM, O. Namibia volcanic margin. **Marine Geophysical Researches**, 20, 313-341, 1998.

GRANOT, R., DYMENT, J., GALLET, Y. Geomagnetic field variability during the Cretaceous Normal Superchron. **Nature**, 5, 220-223, 2012.

GRAY, D.R., FOSTER, D.A., GOSCOMBE, B.D., ARMSTRONG, R., TROUW, R.A.J., PASSCHIER, C.W. A Damara Orogen perspective on the assembly of southwestern Gondwana. In: Pankhurst, R.J., Trouw, R.A.J., Brito Neves, B.B., DE Wit, M.J. (Eds.). **West Gondwana: Pre-Cenozoic Correlations Across the South Atlantic Region**. Geological Society, London. Special Publications, 294, 257-278, 2008.

GUIRAUD, R. & MAURIN, J.C. Early Cretaceous rifts of Western and central Africa: an overview. **Tectonophysics**, 213, 153-168, 1992.

HEILBRON, M., MOHRIAK, W.U., VALERIANO, C.M., MILANI, E.J., ALMEIDA, J., TUPINAMBÁ, M. From Collision to Extension: The Roots of the Southeastern Continental Margin of Brazil. In: Mohriak, W. & Talwani, M. (Eds.). **Atlantic Rifts and Continental Margins**. American Geophysical Union, Geophysical Monograph, 115, 1-32, 2000.

HEILBRON, M., VALERIANO, C.M., TASSINARI, C.G., ALMEIDA, J.C.H., TUPINAMBÁ, M., SIGA, O. Jr., TROUW, R.A.J. Correlation of Neoproterozoic terranes between the Ribeira Belt, SE Brazil and its African counterpart: comparative tectonic evolution and open questions. In: Pankhurst, R.J., Trouw, R.A.J., Brito-Neves, B.B., de Wit, M.J. (Eds.). **West Gondwana: Pre-Cenozoic Correlations across the South Atlantic Region**. Geological Society, London, Special Publication, 294, 211-237, 2008.

HOFMANN, A.W. Mantle geochemistry: the message from oceanic volcanism. **Nature**, 385, 219-229, 1997.

HUDEC, M.R. & JACKSON, M.P.A. Structural segmentation, inversion, and salt tectonics on a passive margin: Evolution of the Inner Kwanza Basin, Angola. **GSA Bulletin**, 314, n°10, 1222-1244, 2002.

HUISMANS, R. & BEAUMONT, C. Deep-dependent extension, two-stage breakup and cratonic underplating at rifted margins. **Nature**, 473, 2011.

JANSEN, J.H.F., GIRESE, P., MOGUEDET, G. Structural and sedimentary geology of the Congo and southern Gabon continental shelf: a seismic and acoustic reflection survey. **Netherlands Journal of Sea Research**, 17 (2-4), 364-384, 1984.

KARNER, D.G., DRISCOLL, N.W., MCGINNIS, J.P., BRUMBAUGH, W.D., CAMERON, N.R. Tectonic significance of syn-rift sediment packages across the Gabon-Cabinda continental margin. **Marine and Petroleum Geology**, 14 (7-8), 973-1000, 1997.

KARNER, G.D., GAMBÔA, L.A.P. Timing and origin of the South Atlantic pre-sag basins and their capping evaporities. In: Schreiber, R., Lugli, S., Babel, M. (Eds.). **Evaporites Through Space and Time**. Geological Society, London. Special Publications, 285, 15-35, 2007.

KORHONEN, J.V., FAIRHEAD, J.D., HAMOUDI, M., HEMANT, K., LESUR, V., MANDEA, M., MAUS, S., PURUCKER, M., RAVAT, D., SAZONOVA, T., THÉBAULT, E. Magnetic Anomaly Map of the World. **Commission for the Geological Map of the World**. 2007.

KRÖNER, A. & CORDANI, U. African, southern Indian and South American cratons were not part of the Rodinia supercontinent: evidence from field relationships and geochronology. **Tectonophysics**, 375, 325-352, 2003.

KÖNIG, M. & JOKAT, W. The Mesozoic breakup of the Weddell Sea. **Journal of Geophysical Research**, 111B12102, doi:10.1029/2005JB004035: 1-28, 2006.

KUSZNIR, N. & KARNER, G. Continental lithospheric thinning and breakup in response to upwelling divergent mantle flow: Application to the Woodlark, Newfoundland and Iberia margins. In: Karner, G.D., Manatschal, G., Pinheiro, L.M. (Eds.). **Imaging, Mapping, and Modelling Continental Lithosphere Extension and Breakup**. Geological Society of London, Special Publications, 282, 389-419, 2007.

LAVIER, L.L. & MANATSCHAL, G. A mechanism to thin the continental lithosphere at magma-poor margins. **Nature**, 440, 324-328, 2006.

LAWVER, L.A., GAHAGAN, L.M., DALZIEL, I.W.D. A tight fit – Early Mesozoic Gondwana, a plate reconstruction perspective. **Mem. Natl. Inst. Polar Res. Spec.**, Issue 53, 214-229, 1999.

LENTINI, M.R., FRASER, S.I., SUMNER, H.S., DAVIES, R.J. Geodynamics of the central South Atlantic conjugate margins: implications for hydrocarbon potential. **Petroleum Geoscience**, 16, 217-229, 2010.

LE PICHON, X. & HAYDES, D.E. Marginal offsets, fracture zones and the early opening of the South Atlantic. **Journal Geophysical Research**, 76, 6283-6293, 1971.

LISTER, G.S., ETHERIDGE, M.A., SYMONDS, P.A. Detachment faulting and the evolution of passive margins. **Geology**, 14, 246-250, 1986.

LUCAZEAU, F., LEROY, S., BONNEVILLE, A., GOUTORBE, B., ROLANDONE, F., D'ACREMONT, E., WATREMEZ, L., DÜSÜNUR, D., TUCHAIS, P., HUCHON, P., BELLAHSEN, N., AL-TOUBI, K. Persistent thermal activity at the Eastern Gulf of Aden after continental break-up. **Nature Geoscience**, 1, 854-858, 2008.

MCKENZIE, D. Some remarks on the development of sedimentary basins. **Earth Planet Science Letter** 40, 25-32, 1978.

MARZOLI, A., PICCIRILLO, E.M., RENNE, P.R., BELLINI, G., IACUMIN, M., NYOBE, J.B., TONGWA, A.T. The Cameroon Volcanic Line revisited: Petrogenesis of continental basaltic magmas from lithospheric and asthenospheric mantle sources. **Journal of Petrology**, 41 (1), 87-109, 2000.

MAUS, S. et al. EMAG2: A 2-arc-minute resolution Earth Magnetic Anomaly Grid compiled from satellite, airborne and marine magnetic measurements. **Geochemistry Geophysics Geosystems**, [S.I.], 10, Q08005, 2009.

MILLER, H.G. & SINGH, V. Potential field tilt – a new concept for location of potential sources. **Journal of Applied Geophysics**, [S.I.], 32, 213-217, 1994.

MILESI, G.P., DE LAMOTTE, D.F., DE KOCK, G., TOTEU, F. Tectonic map of Africa. **CCGM – 2<sup>o</sup>** edition, 2008.

MOHRIAK, W.U., BASSETO, M., VIEIRA, I.S. Crustal architecture and tectonic evolution of the Sergipe-Alagoas and Jacuípe basins, offshore northeastern Brazil. **Tectonophysics**, 288, 199-220, 1998.

MOHRIAK, W.U. & ROSENDAHL, B.R. Transform zones in the South Atlantic rifted continental margins. In: Storti, F., Holdsworth, R.E., Salvini, F. (Eds.). **Intraplate Strike-Slip Deformation Belts**. Geological Society of London, Special Publications, 210, 211-228, 2003.

MOHRIAK, W.U., ROSENDAHL, B.R., TURNER, J.P., VALENTE, S.C. Crustal architecture of South Atlantic volcanic margins. In: Menzies, M.A., Klempner, S.L., Ebinger, C.J., Baker, J. (Eds.). **Volcanic Rifted Margins**. The Geological Society of America Special Papers, 362, 159-202, 2002.

MORLEY, C.K., NELSON, R.A., PATTON, T.L., MUNN, S.G. Transfer zones in the East African Rift System and their relevance to hydrocarbon exploration in rifts. **Bulletin of the American Association of Petroleum Geologists**, 74, 1234-1253, 1990.

MOULIN, M., ASLANIAN, D., UNTERNEHR, P. A new starting point for the South and Equatorial Atlantic Ocean. **Earth-Science Review**, 98, 1-37, 2010.

MOULIN, M., ASLANIAN, D., RABINEAU, M., PATRIAT, M., MATIAS, L. Kinematic keys of the Santos-Namibe basins. In: Mohriak, W., Danforth, A., Post, P.J., Brown, E.D., Tari, G.C., Nemcok, M. and Sinha, T.S. (Eds.). **Conjugate Divergent Margins**. Geological Society, London, Special Publication, 369, 91-107, 2013.

MÜNTENER, O., PETTKE, T., DESMURS, L., MEIER, M., SCHALTEGGER, U. Refertilization of mantle peridotite in embryonic ocean basins: trace element and Nd isotopic evidence and implications for crust-mantle relationships. **Earth Planet Science Letter**, 221, 293-308, 2004.

NABIGHIAN, M. N. The analytic signal of two-dimensional magnetic bodies with polygonal cross-section: Its properties and use for automated anomaly interpretation. **Geophysics**, [S.I.], 37, n° 3, 507-517, 1972.

NABIGHIAN, M.N. Additional comments on the analytic signal of two-dimensional magnetic bodies with polygonal cross-section. **Geophysics**, [S.I.], 39, n° 1, 85-92, 1974.

NETTLETON, L.L. Regionals, residuals and structures. **Geophysics**, [S.I.], 19, n° 1, 1-22, 1954.

NÜRNBERG, D. & MÜLLER, R.D. The tectonic evolution of the South Atlantic from Late Jurassic to present. **Tectonophysics**, 191, 27-53, 1991.

O'CONNOR, J.M. & DUNCAN, R.A. Evolution of the Walvis Ridge-Rio Grande Rise hot spot system: Implications for African and South America plate motions over plumes. **Journal of Geophysical Research**, 95, 475-502, 1990.

O'REILLY, S.Y., ZHANG, M., GRIFFIN, W.L., BEGG, G., HRONSKY, J. Ultradeep continental roots and their remnants: a solution to the geochemical "mantle reservoir" problem? **Lithos**, 211S, 1043-1054, 2009.

PARSIEGLA, N., GOHL, K., UENZELMANN-NEBEN, G., The Agulhas Plateau: structure and evolution of a Large Igneous Province. **Geophysics Journal International**, 174, 336-350, 2008.

PEATE, D.W. The Paraná-Etendeka Province. In: Mahoney J.J., Coffin, M.F. (Eds.). **Large Igneous Provinces: Continental, Oceanic, and Planetary flood Volcanism**. American Geophysical Union, 217-245, 1997.

PEATE, D.W., HAWKESWORTH, C.J., MANTOVANI, M., ROGERS, N.W., TURNER, S.P. Petrogenesis and stratigraphy of the high-Ti/Y Urubici magma type in the Paraná flood basalt province and implications for the nature of 'Dupal' -type mantle in the South Atlantic region. **Journal of Petrology**, 40, 451-473, 1999.

PÉRON-PINVIDIC, G. & MANATSCHAL, G. The final rifting evolution at deep magma-poor passive margins from Iberia-Newfoundland: a new point of view. **International Journal of Earth Sciences**, 2008.

PÉRON-PINVIDIC, G. & MANATSCHAL, G. From microcontinents to extensional allochthons: witnesses of how continents rift and break apart? **Petroleum Geoscience**, 16, 189-197, 2010.

PÉRON-PINVIDIC, G., MANATSCHAL, G., OSMUNDSEN, P.T. Structural comparison of archetypal Atlantic rifted margins: A review of observations and concepts. **Marine and Petroleum Geology**, 43, 21-47, 2013.

PINDELL, J.L. & DEWEY, J.F. Permo-Triassic reconstruction of Western Pangea and the evolution of the Gulf of Mexico/Caribbean domain. **Tectonics**, 1, 179-211, 1982.

PORADA, H. The Damara-Ribeira Orogen of the Pan-African-Brasiliano cycle in Namibia (southwest Africa) and Brazil as interpreted in terms of continental collision. **Tectonophysics**, 57, 237-265, 1979.

PORADA, H. Pan-African rifting and orogenesis in southern to equatorial Africa and eastern Brazil. **Precambrian Research**, 44, 103-136, 1989.

POWELL, C.M. Assembly of Gondwanaland — open forum. In: Findlay, R.H., Unrug, R., Banks, M.R., Veevers, J.J. (Eds.). **Gondwana: Assembly, Evolution and Dispersal**. Balkema, Rotterdam, 219–237, 1993.

RABINOWITZ, P.D. & LABRECQUE, J.L. The Mesozoic South Atlantic Ocean and evolution of its continental margins. **Journal of Geophysical Research**, 84, 5973-6002, 1979.

RAJARAM, M. What's new in interpretation of magnetic data? **Geohorizons**, [S.I.], 50, 50-51, 2009.

RENNE, P.R., ERNESTO, M., PACCA, I.G., COE, R.S., GLEN, J.M., PREVOT, M., PERRIN, M. The age of Paraná flood volcanism, rifting of Gondwanaland and the Jurassic-Cretaceous boundary. **Science**, 258, 975-979, 1992.

RENNE, P.R., MERTZ, D.F., MARQUES, L., TEIXEIRA, W., ENS, H.H., RICHARDS, M.A. Geochronologic constraints on magmatic and tectonic evolution of the Paraná province. *Eas Trans. AGU*, abstract, 74, 553, 1993.

RENNE, P.R., GLEN, J.M., MILNER, S.C., DUNCAN, A.R. Age of Etendeka flood volcanism and associated intrusions in southwestern Africa. **Geology**, 24, n° 7, 659-662, 1996.

RESTON, T. Extension discrepancy at North Atlantic nonvolcanic rifted margins: depth-dependent stretching or unrecognized faulting? **Geology**, 35-4, 367-370, 2007.

RESTON, T.J. The structure, evolution and symmetry of the magma-poor rifted margins of the North and Central Atlantic: A synthesis. **Tectonophysics**, 468, 6-27, 2009.

RIGOTI, C.A., VALERIANO, C.M., VIANA, A.R. Evolução tectônica da Bacia de Santos com ênfase na geometria crustal. In: **XV Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos - IX International Symposium on Tectonics**. Vitória, Espírito Santo, Maio 18-21, 2015.

ROEST, W.R. et al. Magnetic interpretation using the 3-D analytic signal. **Geophysics**, [S.I.], 57, n° 1, 116-125, 1992.

ROSENDAHL, B.R. & GROSCHEL-BECKER, H. Architecture of the continental margin in the Gulf of Guinea as revealed by reprocessed deep-imaging seismic data. In: Mohriak, W. & Talwani, M. (Eds.). **Atlantic Rifts and Continental Margins**. American Geophysical Union, 85-103, 2000.



SANDWELL, D.T., SMITH, W.H.F. Global marine gravity from retracked Geosat and ERS-1 altimetry; Ridge Segmentation versus spreading rate. **Journal of Geophysical Research**, [S.I.], 114, B01411, 2009.

SCHETTINO, A. & SCOTESE, C.R. Apparent polar wander paths for the major continents (200 Ma to the present day): a paleomagnetic reference frame for global plate tectonic reconstructions. **Geophys. J. Int.**, 163, 727-759, 2005.

Shipboard Scientific Party. Introduction, objectives and principal results: Ocean Drilling Program Leg 103, West Galicia margin. In: Boillot, G., Winterer, E.L., Meyer, A.W. (Eds.). **Proc Ocean Drill Program Init Rep.** 103, 3-17, 1987.

SIBUET, J.C. & MASCLE, J. Plate kinematic implications of Atlantic equatorial fracture zones. **Journal of Geophysical Research**, 83, 3401-3421, 1978.

SILVA, J.B.C. 2-D magnetic interpretation using the vertical integral. **Geophysics**, [S.I.], v.61, n° 2, 387-393, 1996.

SKEELS, D.C. What is residual gravity? **Geophysics**, [S.I.], 32, 872-876, 1967.

SMITH, W.H.F. & SANDWELL, D.T. Global seafloor topography from satellite altimetry and ship depth soundings. **Science**, [S.I.], 277, 1957-1962, 1997.

STICA, J.M., ZALÁN, P.V., FERRARI, A.L. The evolution of rifting on the volcanic margin of the Pelotas Basin and the contextualization of the Paraná-Etendeka LIP in the separation of Gondwana in the South Atlantic. **Marine and Petroleum Geology**, 50, 1-21, 2013.

SUTRA, E. & MANATSCHAL, G. How does the continental crust thin in a hyperextended rifted margin? Insights from the Iberia margin. **Geological Society of America**, 40, n° 2, 139-142, 2012.

TALWANI, M., LE PICHON, X., EWING, M. Crustal structure of the mid-ocean ridges: 2. Computed model from gravity and seismic refraction data. **Journal of Geophysical Research**, 70, n° 2, 341-352, 1965.

TELFORD, W.M.; GELDART, L.P., SHERIFF, R.E. **Applied geophysics**. 2.ed. Cambridge: Cambridge University Press. 770p, 1990.

TEISSERENC, P. & VILLEMIN, J. Sedimentary Basin of Gabon – Geology and Oil Systems. In: Cameron, N.R., Bate, R.H., Clure, V.S. (Eds.). **The Oil and Gas Habitats of the South Atlantic**. Geological Society Special Publications 153, 117-199, 1999.

THOMAZ FILHO, A., MIZUSAKI, A.M.P., ANTONIOLI, L. Magmatismo nas bacias sedimentares brasileiras e sua influência na geologia do petróleo. **Revista Brasileira de Geologia**, 38, 128-137, 2008.

TORSVIK, T.H., ROUSSE, S., LABAILS, C., SMETHURST, M.A. A new scheme for the opening of the South Atlantic Ocean and the dissection of an Aptian salt basin. **Geophysics Journal International**, 177, 1315-1333, 2009.

- TURNER, J.P., ROSENDAHL, B.R., WILSON, P.G. Structure and evolution of an obliquely sheared continental margin: Rio Muni, West Africa. **Tectonophysics**, 374, 41-55, 2003.
- UNTERNEHR, P., CURIE, D., OLIVET, J.L., GOSLIN, J., BEUZART, P. South Atlantic fits and intraplate boundaries in Africa and South America. **Tectonophysics**, 155, 169-179, 1988.
- UNTERNEHR, P., PÉRON-PINVIDIC, G., MANATSCHAL, G., SUTRA, E. Hyper-extended crust in the south Atlantic: in search for a model. **Petroleum Geosciences**, Rift Thematic Volume, 16, 207-215, 2010.
- USSAMI, N., CHAVES, C.A.M., MARQUES, L.S., ERNESTO, M. Origin of the Rio Grande Rise-Walvis Ridge reviewed integrating palaeogeographic reconstruction, isotope geochemistry and flexural modelling. In: Mohriak, W., Danforth, A., Post, P.J., Brown, E.D., Tari, G.C., Nemcok, M. and Sinha, T.S. (Eds.). **Conjugate Divergent Margins**. Geological Society, London, Special Publication, 369, 129-146, 2013.
- VAJK, R. Regional correction of gravity data. **Geofisica Pura e Applicata**, 19, n° 3-4, 129-143, 1951.
- VERA, J., GRANADO, P., MCCLAY, K. Structure evolution of the Orange Basin gravity-driven system, offshore Namibia. **Marine and Petroleum Geology**, 27, 223-237, 2010.
- VERDUZCO, B. et al. New insights into magnetic derivatives for structural mapping. **The Leading Edge**, [S.I.], 23, n° 2, 116-119, 2004.
- VINK, G.E. Continental rifting and the implications for the plate tectonic reconstructions. **Journal of Geophysical Research**, 87, 10677-10688, 1982.
- VIZÁN, H. & LAGORIO, S.L. Modelo geodinámico de los procesos que generaron el volcanismo cretácico de Córdoba (Argentina) y la Gran Provincia Ígnea Paraná, incluyendo el origen y evolución de la "pluma" Tristan. **GEOACTA** 36, 55-75, 2011.
- WEGENER, A. Die Entstehung der Kontinente und Ozeane. Friedrich Vieweg & Sohn, Braunschweig, 23, 94, 1915.
- WERNICKE, B. Low-angle normal faults in the Basin and Range Province: nappe tectonics in an extending orogeny. **Nature**, 291, 645-648, 1981.
- WERNICKE, B. Uniform-sense normal simple shear of the continental lithosphere. **Can. Journal Earth Science**, 22, 108-125, 1985.
- WHITMARSH, R.B., MILES, P.R., MAUFFRET, A. The ocean-continent boundary off the western continental margin of Iberia, I. Crustal structure at 40° 30'N. **Geophysical Journal International**, 103, 509-531, 1990.
- WHITMARSH, R.B., MANATSCHAL, G., MINSHULL, T.A. Evolution of magma-poor continental margins from rifting to seafloor spreading. **Nature**, 413, 150-154, 2001.
- WILSON, M. & GUIRAUD, R. Magmatism and rifting in Western and Central Africa, from Late Jurassic to recent times. **Tectonophysics**, 213, 203-225, 1992.

ZALÁN, P.V., SEVERINO, M.C.G., RIGOTI, C., MAGNAVITA, L.P., OLIVEIRA, J.A.B., VIANA, A.R. An entirely new 3D-view of the crustal and mantle structure of a ruptured South Atlantic passive margin – Santos, Campos and Espírito Santo Basins, Brazil. Extended Abstracts. In: **AAPG Annual Convention & Exhibition. Making the Next Giant Leap in Geosciences.** Houston, Texas, April 10-13, 2011.

