

2.2. Margens de rifte de tipo pobres em magmatismo (MPM)

Nestas margens, os elementos composicionais tais como os SDR, LIPs e o *underplate* estão ausentes, enquanto que o vulcanismo de tipo sin-rifte da bacia pode ser pouco importante ou inexistente. O caso extremo de margem de tipo pobre em magmatismo está representado pelas margens onde há exumação de manto. Na exumação de manto a crosta continental transicional pode apresentar o desenvolvimento de uma série de dorsais de peridotito, geralmente afetados por serpentinização, onde parte dos sedimentos da bacia pode apoiar diretamente sobre os peridotitos do manto superior.

2.2.1. Seção tipo de margem de tipo pobre em magmatismo da Ibéria

Este tipo de margem tem sido intensamente documentado no oeste da Ibéria, nas regiões da margem da Galícia e na planície abissal da Ibéria mediante perfurações do DSDP (Leg47b) e do ODP, e sísmicas de reflexão e refração (Figura 10). Os resultados obtidos nestas localidades têm sido correlacionados com observações de campo em afloramentos do paleomargem do Tétis–Adriático nos Alpes (Manatschal *et al*; 2007).

Três campanhas de perfurações do Programa ODP (Legs 103, 149 e 173) amostram embasamento cristalino e dorsal de peridotito.

- a) O leg 103-site 637A, perfurado na margem continental da Galicia (Figura 11), amostra peridotitos (Harzburgito com clinopiroxeno e espinélio, Lherzólito e peridotito com plagioclasio). Estes materiais têm sido interpretados como provenientes do manto superior, intrudidos a níveis crustais, e expostos no assoalho marinho antes da iniciação do espalhamento oceânico. A natureza geoquímica destes peridotitos indica que os mesmos não têm sofrido fusão importante para produzir basalto oceânico (Evans e Girardeu, 1988). O leg 103-site 639 (Figura 11), coletou escassas amostras de riólito,

interpretados como pertencentes ao conglomerado basal do embasamento Hercínico ou a brechas riolíticas do embasamento continental (Evans, 1988).

- b) O Leg 149 (sites 897, 899, 900 e 901) investiga a planície abissal da Ibéria (Figuras 12 e 13). As rochas ultramáficas recuperadas dos sites 897 e 899 confirmam a continuidade da dorsal de peridotito amostrada na margem da Galícia com uma extensão da ordem dos 250 km na transição oceano/continente. As rochas ultramáficas amostradas nos sites 897 e 899 são em sua maioria Espinélios serpentinizados, Lherzólitos com plagióclasio e Websteritos, e em menor proporção, Dunitos e Harzburguitos. As rochas amostradas na planície abissal da Ibéria são compatíveis com as da margem da Galícia. Ambas áreas apresentam uma evolução associada a uplift do manto abaixo da zona de rifteamento continental, e intrusões controladas por mecanismo de cisalhamento simples. Os peridotitos apresentam histórias evolutivas complexas: a) iniciam com uma cristalização a temperaturas de 1170°-1230°C; b) logo sofrem deformação dúctil entre a 880°-1000°C; c) posteriormente sofrem fusão parcial limitada; d) ocorre a cristalização de minerais secundários (a aproximadamente 30 km de profundidade); e) sofrem milonitização, deformação a baixa temperatura e serpentização; f) para finalizar com a exumação das rochas mantélicas a nível do fundo de mar. O site 900 amostra um embasamento de cumulos de gabros bandados (*flasered cumulate gabbro*). Estes gabros têm sido interpretados como formados em camaras magmáticas ligeiramente contaminadas por crosta continental, condições de cristalização a profundidades da ordem dos 13 km e temperaturas em fácies granulito. Durante o processo de exumação os gabros sofrem metamorfismo retrogrado.
- c) O Leg 173 (sites 1065, 1067, 1068, 1069 e 1070) aprofunda o conhecimento da planície abissal da Ibéria e a evolução deste tipo de margem pobre em magma e com exumação de manto. Whitmarsh e Wallace (2001) concluem da interpretação e integração de dados geofísicos e de sondagem que:

- a) Todos os blocos falhados imageados na sísmica de reflexão são de crosta continental afinada.
- b) A crosta continental afina até valores de aproximadamente zero metros de espessura (em direção ao mar), quebrando em blocos separados por falhas de detachment de baixo ângulo acima de um limite tectônico crosta/manto.
- c) Os centros máficos no *Hobby high* (sites 900, 1067, e 1068) são de idade Hercínica tardia a Permiano inferior, e foram intrudidos na base da crosta continental inferior afinada.
- d) Os magmas máficos derivam de fusão de um manto heterogêneo durante a fase de extensão Hercínica. Os magmas máficos cristalizam na forma de gabros cumuláticos e não-cumuláticos seguidos de cisalhamento ductil a profundidades crustais inferiores a médias. Os peridotitos dos sites 1068 e 1070 não são tão depletados quanto os típicos peridotitos abissais (oceânicas) e são provavelmente derivados de zonas de supra subducção ou de manto subcontinental. As heterogeneidades isotópicas observadas nos peridotitos da Ibéria estavam já presentes ao momento do rifteamento. Estas heterogeneidades refletem histórias complexas prévias de depleção e enriquecimentos, reforçando um origem de manto superior subcontinental (Chazot *et al.*,2005).
- e) A idade dos anfíbolitos do site 1067 (*Hobby High*) tem sido determinada em 270 Ma, o que indica que a exumação de rochas da crosta inferior precedeu a iniciação do espalhamento oceânico (~ a 126 Ma). Estes anfíbolitos também antecedem o soerguimento e fusão parcial do manto que gera líquidos basálticos associados ao rifteamento.
- f) Não foram recuperadas amostra de basaltos do sin-rifte, e a única atividade magmática vinculada ao rifte/início do espalhamento oceânico estaria representada por diques de

gabros dentro dos peridotitos serpentinizados (no oeste da COB).

- g) Foram recuperados anfibolitos e metagabros no mesmo alto estrutural (de natureza continental). A origem destas metamórficas tem sido interpretada como desvinculado do processo de rifteamento, mas relacionado a presença de crosta inferior controlado pelo sistema de falhas de baixo ângulo de detachment.

2.2.2 Outras características das margens MPM

O afinamento crustal

As crostas transicionais das margens de tipo MPM podem apresentar valores muito pequenos do fator β crustal (espessura da crosta sem afinar/espessura da crosta afinada) como pode observar-se na Figura 9 (Bowling e Harry, 2001). Algumas das MPM têm chegado a extremos de estiramento crustal, com valores de β teoricamente infinitos, o que significa o desaparecimento da crosta continental e a exumação de manto subcontinental na proximidade da COB, como tem sido observado na margem Ibérica ou do Labrador (Beslier *et al.*, 1993; Boillot *et al.*, 1980; Chian *et al.*, 1999).

A largura da margem de tipo MPM é também variável. Por exemplo a margem de Goban Spur (Figura 14) apresenta aproximadamente 100 km de crosta continental estirada, com um β crustal máximo de 4.4 ± 1.2 , antes de desenvolver crosta oceânica. No caso da planície abissal da Ibéria (Figura 14), a crosta continental estirada alcança aproximadamente 300 km de largura, onde os últimos 100 km, próximos da COB, estão constituídos por manto sublitosférico serpentizado com quase completo desaparecimento da crosta continental. Nesta margem, o β crustal máximo, chega a valores de 12 ± 3 antes da formação de crosta oceânica (Figura 9; Bowling e Harry, 2001).

O efeito do falhamento

Na formação de margens de tipo MPM, tem sido amplamente discutido fatores como: o efeito do estiramento por falhamento polifásico, a evolução de falhas de *detachment* dependentes da profundidade, a influência da composição e natureza da crosta inferior, a temperatura do manto superior, e se o rifte continua atuando após a formação do primeiro assoalho oceânico (Franke *et al.*, 2012).

Num modelo conceitual básico de margens de tipo MPM, Boillot *et al.*, 1980 propõem que a margem estaria compartimentada em uma parte proximal e outra distal. O domínio proximal é caracterizado pela ocorrência de falhas lítricas de alto ângulo que limitam segmentos de rifte. Enquanto que o domínio distal estaria caracterizado por uma crosta hiper estendida onde poderia estar acontecendo a exumação de manto. O limite entre ambos os domínios ocorreria onde a falha lítrica corta completamente a crosta alcançando o manto (Whitmarsh *et al.*, 2001). O modelo de cisalhamento simples (e variações do mesmo) é apontado por alguns autores como responsável por margens de tipo MPM (Buck *et al.*, 1988; Lister *et al.*, 1986; Manatschal *et al.*, 2001, ver Anexo A). Este mecanismo pode resultar em importantes extensões da crosta não acompanhadas de importantes extensões do manto litosférico, o que se traduz em subidas mínimas da astenosfera e inibição na produção de magmas. A geração de magmas, se estes existirem, poderia ser posterior, com o foco de intrusões ígneas e extrusões vulcânicas, deslocado para fora da área da extensão.

Na Figura 15, são apresentados perfis esquemáticos da margem da Galícia e da Ibéria, e o efeito tectônico produzido pelos sistemas de falhas de *detachment* de baixo ângulo. A extensão litosférica desta margem pode ter acomodado importante extensão mediante o sistema de falhas de baixo ângulo, acompanhado de fusão parcial de manto e intrusão de gabros na crosta inferior. Posteriormente, durante um novo episódio de rifteamento, o falhamento de blocos segmenta a crosta superior e desmembra o sistema de *detachments* e a placa inferior, sendo responsável pela justaposição de níveis crustais diferentes tais como manto superior, crosta inferior e superior (Krawczyk *et al.*, 1996).

Níveis de *detachment* intracrustal têm sido frequentemente observados em bacias sedimentares, como por exemplo, em linhas sísmicas profundas na Galícia (Figura 11), nas planícies abissais da Ibéria (Figura 12), na Bacia de Almada (Capítulo 4) e em afloramentos nos Alpes (Manatschal *et al.*, 2006). Autores como Bowling e Harry (2001), embora reconheçam a frequente aparição destes níveis na

sísmica, sugerem que a sua presença não constitui uma condição suficiente para formar as MPM, já que:

- a) A ruptura continental não acontece até que as duas placas tenham sido separadas completamente com formação de litosfera oceânica entre ambas. Isto requereria um extenso vulcanismo sin-rifte, que começaria logo depois da exumação do manto e finalizaria com a criação de nova litosfera oceânica, produzindo um extenso magmatismo na COB.
- b) As histórias de resfriamento térmico dos sedimentos pouco espessos do rifte depositados num manto exumado, na Ibéria, sugerem que as zonas de cisalhamentos podem ter sido desenvolvidas tardiamente durante a extensão. A ascensão da astenosfera poderia ter sido influenciada pelos níveis de *detachment* somente no final do rifteamento, porém estes níveis teriam pouca influência nos volumes, no tempo da fusão e na distribuição dos magmas.

Na margem de tipo MPM de Iberia- Newfoundland, Péron-Pinvidic e Manatschal (2009) apresentam evidências de que crostas hiperestendidas podem ocorrer em águas pouco profundas e até podem ter sofrido exposição subaérea prolongada depois de terminado o rifteamento.

Características adicionais de margens de tipo MPM, são discutidas também no Capítulo 5.

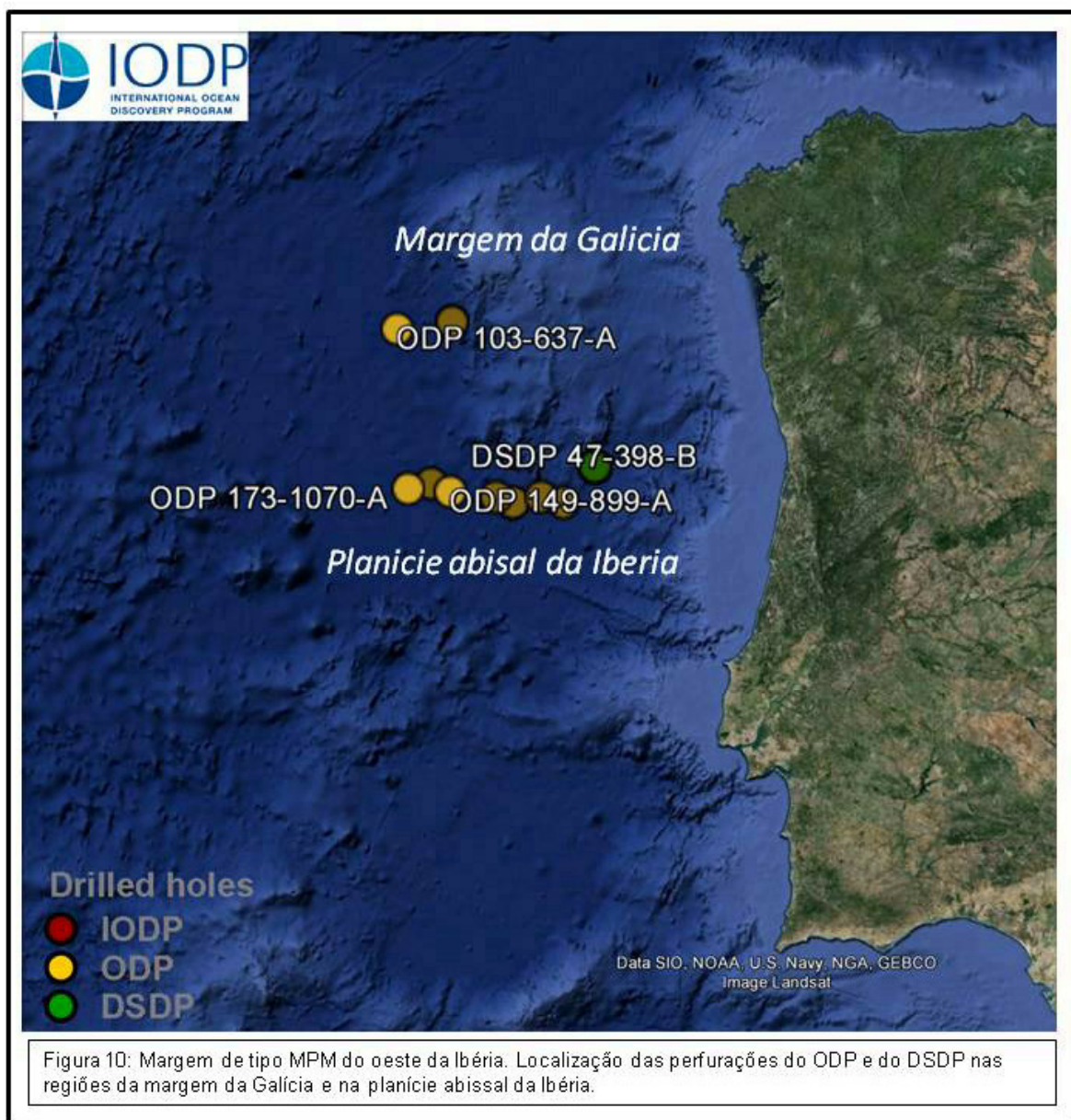


Figura 10: Margem de tipo MPM do oeste da Ibéria. Localização das perfurações do ODP e do DSDP nas regiões da margem da Galícia e na planície abissal da Ibéria.

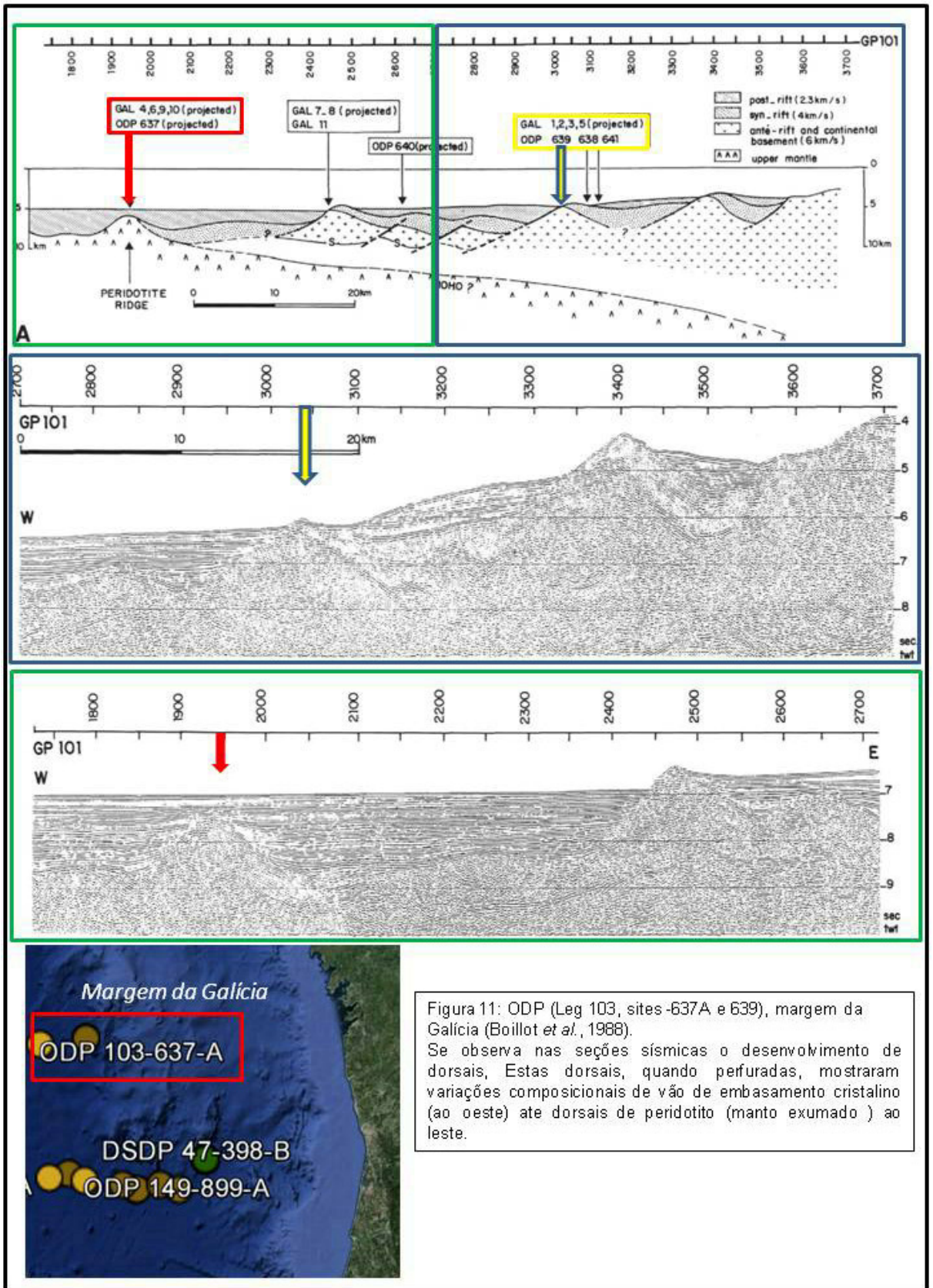


Figura 11: ODP (Leg 103, sites -637A e 639), margem da Galícia (Boillot *et al.*, 1988).
Se observa nas seções sísmicas o desenvolvimento de dorsais. Estas dorsais, quando perfuradas, mostraram variações composicionais de vão de embasamento cristalino (ao oeste) ate dorsais de peridotito (manto exumado) ao leste.

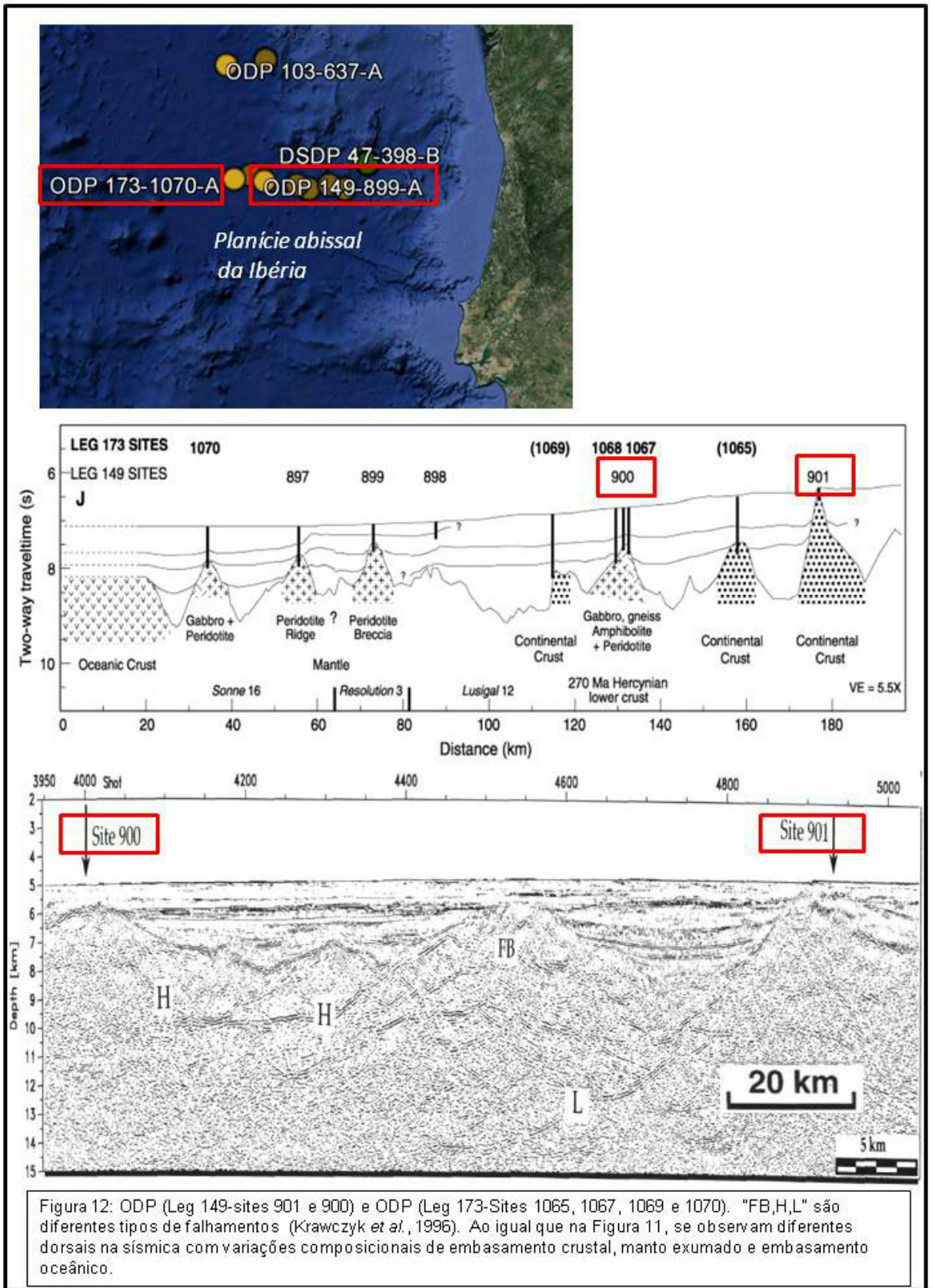
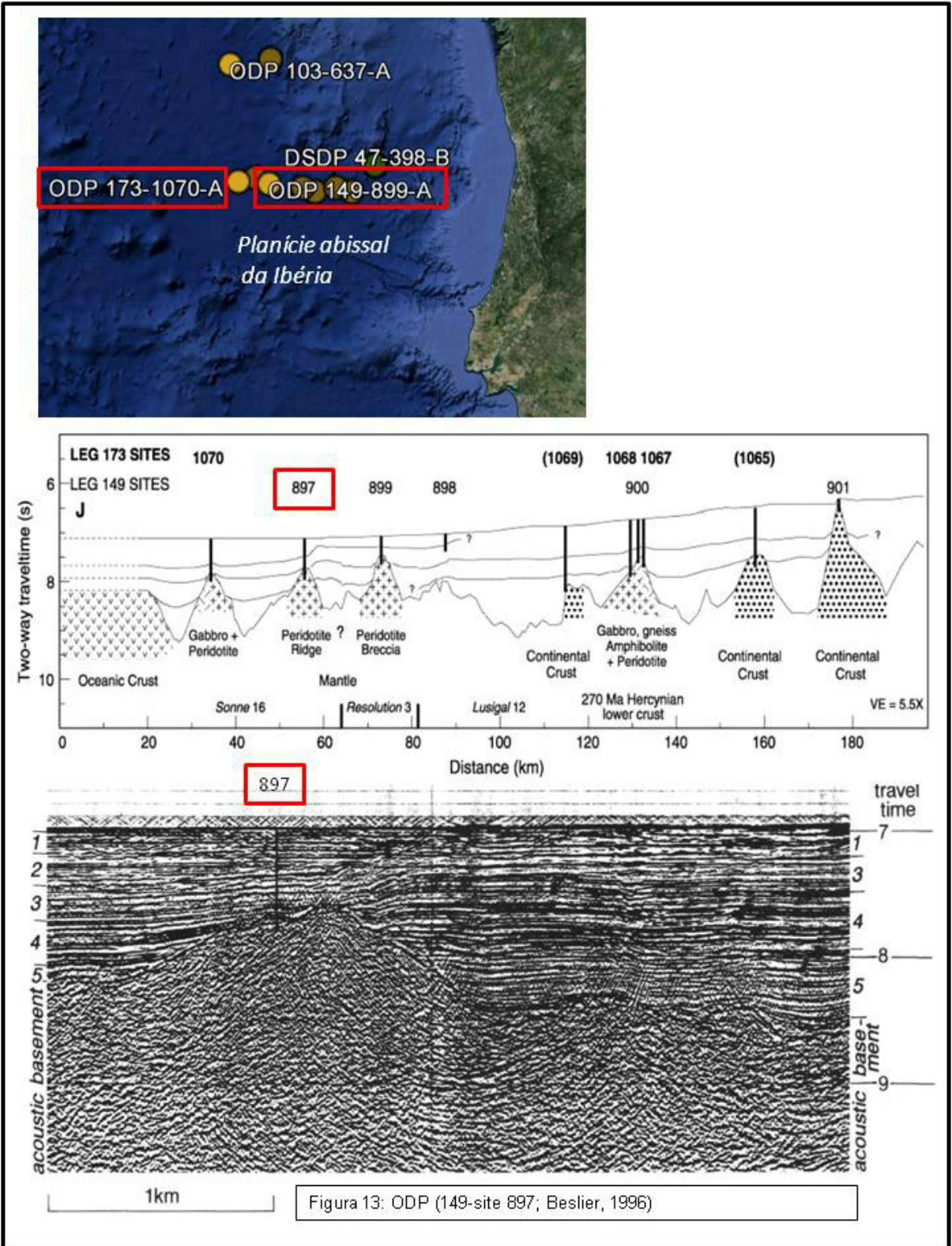
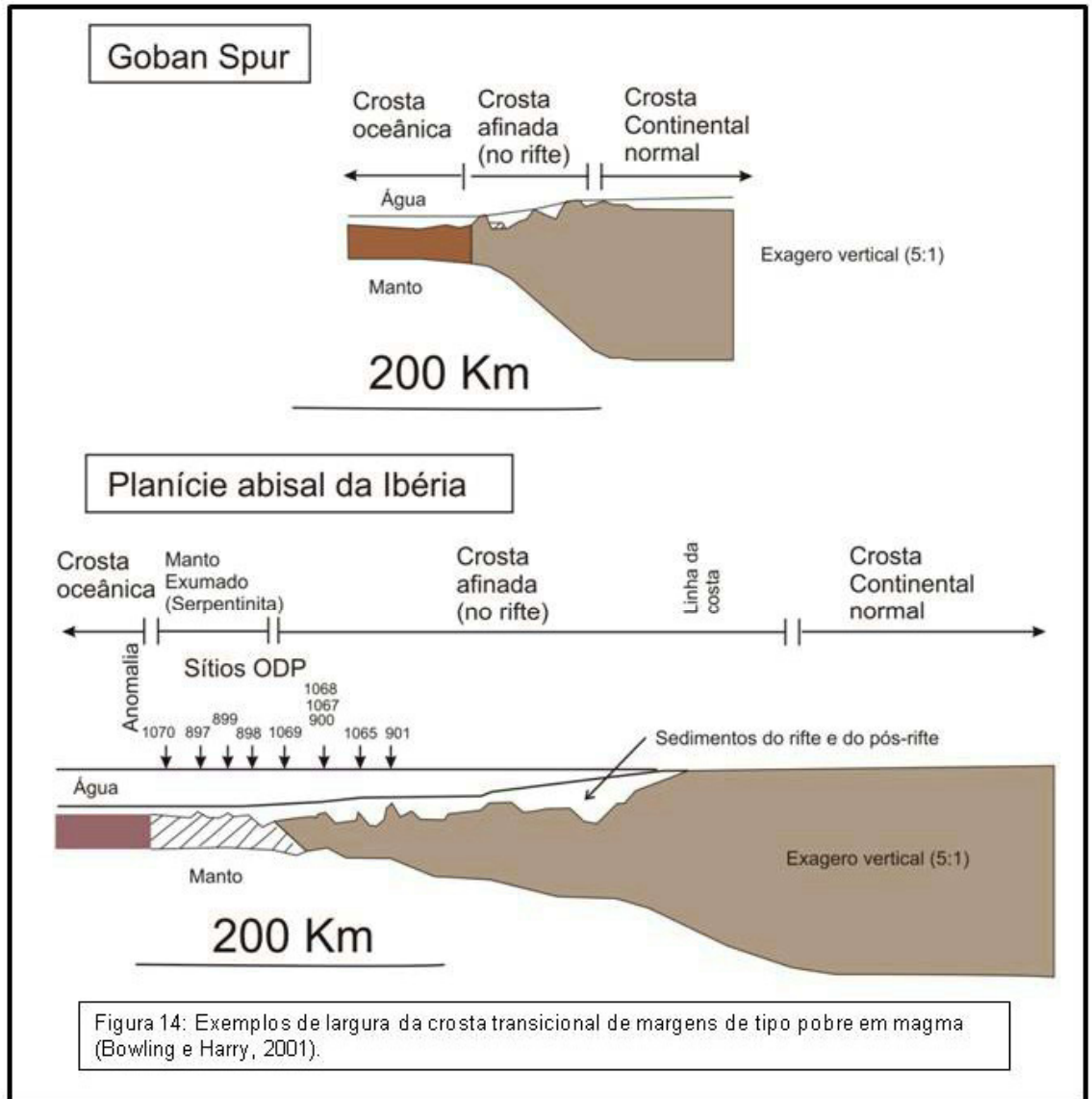
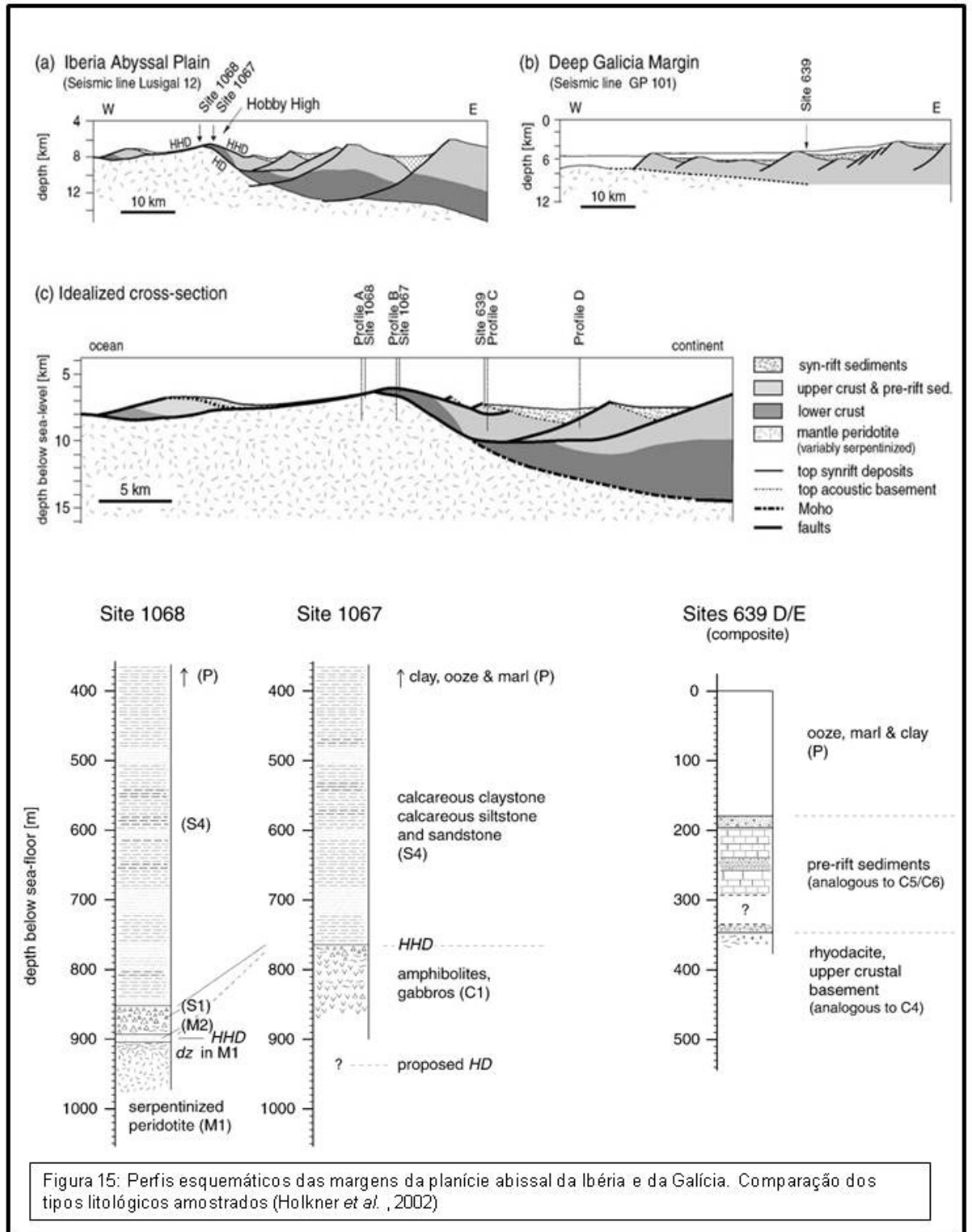


Figura 12: ODP (Leg 149-sites 901 e 900) e ODP (Leg 173-Sites 1065, 1067, 1069 e 1070). "FB,H,L" são diferentes tipos de falhamentos (Krawczyk *et al.*, 1996). Ao igual que na Figura 11, se observam diferentes dorsais na sísmica com variações composicionais de embasamento crustal, manto exumado e embasamento oceânico.







3. ARQUITETURA CRUSTAL DA BACIA DE PELOTAS (MRM): “SEISMIC VOLCANO-STRATIGRAPHY IN THE BASALTIC COMPLEXES ON THE RIFTED MARGIN OF PELOTAS BASIN, SOUTHEAST BRAZIL” – PETROLEUM SYSTEMS IN RIFT BASINS, 34TH ANNUAL GCSSEPM FOUNDATION.

3.1 Introdução

Os estágios de rifte e *breakup* da Bacia de Pelotas estão caracterizados por escassos depósitos sedimentares e importante vulcanismo na forma de SDR e lavas. O caráter de tipo “rico em magmatismo” tem sido documentado em vários dos 20 poços perfurados até a presente data na bacia, e os SDR tem sido bem imageados em sísmicas 2 e 3D disponíveis na bacia.

As importantes manifestações do vulcanismo de tipo SDR têm sido documentadas na literatura geológica (por exemplo, Abreu, 1998; Talwani e Abreu, 2000; Stica *et al.*, 2014, entre outros).

3.2 Resultados

Os resultados obtidos pelo autor na análise de dado de poços, magnetometria e de sísmica (2D) da arquitetura crustal da Bacia de Pelotas e sua correlação na margem conjugada na Namíbia, no oeste da África, foram publicadas no artigo:

GORDON, Andrés C. & MOHRIAK Webster, U. Seismic volcano-stratigraphy in the basaltic complexes on the rifted margin of Pelotas Basin, Southeast Brazil. In: ANNUAL GCSSEPM FOUNDATION PERKINS-ROSEN RESEARCH CONFERENCE, 34., 2015, Houston, Texas. *Petroleum systems in rift basins*. Houston, Texas: GCSSEPM, 2015. p. 748-756.

Se adjunta copia do mesmo no Apêndice A (p.91).

4 ARQUITETURA CRUSTAL DA BACIA DE ALMADA (MPM): “CRUSTAL ARCHITECTURE OF THE ALMADA BASIN, NE BRAZIL: AN EXAMPLE OF A NON-VOLCANIC RIFT SEGMENT OF THE SOUTH ATLANTIC PASSIVE MARGIN” – CONJUGATE DIVERGENT MARGINS, GEOLOGICAL SOCIETY, LONDON, SPECIAL PUBLICATIONS

4.1 Introdução

Na margem leste do Brasil, o caráter de tipo “pobre em magmatismo” ou não vulcânico (MPM) tem sido reconhecido nas Bacias de Camamu e Almada no litoral sul da Bahia por vários pesquisadores (Asmus e Porto, 1980; Chang *et al.*, 1992, entre outros).

Até a presente data foram furados 29 poços de exploração e produção de petróleo na Bacia de Almada e nenhum deles registra a presença de rochas vulcânicas na fase rifte, embora várias das perfurações tenham atravessado completamente a secção do rifte. O registro sísmico da bacia é também bastante completo e de boa qualidade (2 e 3D), mas também não se reconhecem presença de SDR no registro sísmico.

4.2. Resultados

Os resultados obtidos pelo autor na análise de dado de poço, modelagem gravimétrica, magnetometria e interpretação sísmica (2 e 3D) da arquitetura crustal da Bacia de Almada, e a comparação com a margem conjugada Africana no Gabão, foram publicados no artigo:

GORDON, A. C.; MOHRIAK, W. U.; BARBOSA, V. C. F.. Crustal architecture of the Almada Basin, NE Brazil: an example of a non-volcanic rift segment of the South Atlantic passive margin. **Geological Society, London, Special Publications**, [s.l.], v. 369, n. 1, p.215-234, 29 fev. 2012. Geological Society of London. <http://dx.doi.org/10.1144/sp369.1>.

Se adjunta copia do mesmo no Apêndice B (p.131).

5 DISCUSSÃO SOBRE MECANISMOS DE FORMAÇÃO E ESTILOS ESTRUTURAIS DE RIFTES E MARGENS DE RIFTES CONTINENTAIS DE TIPO MRM E MPM

5.1 Introdução

A formação de riftes continentais caracteriza um processo tectônico fundamental pelo qual a litosfera continental é afinada, gerando bacias do tipo rifte podendo evoluir posteriormente até estágios mais avançados de ruptura de um continental, com formação de margens passiva e implantação de uma dorsal de espalhamento oceânico. Este processo tectônico fundamental está controlado essencialmente pelas propriedades reológicas e regime termal da litosfera em extensão (Huismans e Beaumont, 2014).

A discussão sobre geração de riftes continentais e dos diferentes tipos de margens resultantes (MRM e MPM) está ainda sujeita a intenso debate na literatura geológica. O estudo dos mecanismos envolvidos neste processo são multidisciplinares, incluindo : a classificação quanto ao estilo estrutural e magmatismo dos tipos de riftes, os mecanismos de geração, bem como —as condições físicas e reológicas da crosta e do manto litosférico que estão envolvidas no processo de rifteamento. Aspectos clássicos relacionados á classificação e aspectos geométricos de riftes têm sido detalhados no Anexo A.

No presente capítulo, serão discutidos os aspectos dinâmicos envolvidos na formação de riftes continentais, como também, diferentes modelos reológicos de distensão da litosfera continental visando compreender: 1) o impacto dos diferentes modelos reológicos na geração de bacias e margem de riftes continentais; 2) como as mudanças das propriedades físicas podem afetar estes modelos reológicos; e 3) que modelos conhecidos permitiriam explicar melhor a arquitetura crustal das Bacias de Pelotas e Almada.

Nesta discussão foram incorporados uma serie de resultados publicados anteriormente sobre experimentos numéricos de modelos de extensão continental (Anexo B)