

1.3 Estrutura e organização da Tese

O estudo de margens de tipo MRM e MPM na margem leste do Brasil foi estruturado nesta Tese ao longo de cinco capítulos.

O Capítulo 1 apresenta o tema de estudo, sua importância geológica e econômica, e os objetivos da análise. No Capítulo 2, se apresentam as características gerais de margens de rifte continentais de tipo MRM e MPM nas suas localidades tipo: 2.1) a margem do Atlântico Norte da Noruega, Groenlândia e Ilhas Britânicas (localidade tipo de margens de tipo MRM); e 2.2) na margem da Ibéria (localidade tipo de margem de tipo MPM). Estas localidades têm sido muito estudadas e perfuradas pelo ODP e DSDP.

O Capítulo 3 compreende os resultados da análise da arquitetura crustal da Bacia de Pelotas (exemplo de margem de tipo MRM) e foram publicado no artigo "***Seismic volcano-stratigraphy in the basaltic complexes on the rifted margin of Pelotas Basin, Southeast Brazil***", em *Petroleum systems in Rift basins*, Paust, Paul; Coleman, James L.; Rosen; Norman C.; Brown, Davis E. Roberts-Ashby, Tina; Kahn, Peter a Mark Rowan (Editores), 34th Annual GCSSEPM Foundation Perkins-Rosen Research Conference, Dezembro 2015, Houston, Texas. Neste artigo, baseado na interpretação de linhas sísmica profundas, dados gravimétricos e dados de poços, se analisa o magmatismo sin-rifte da Bacia de Pelotas, sua relação com o magmatismo pré-rifte da Bacia de Paraná e com o vulcanismo das bacias de Walvis e Luderitz, na margem conjugada do Oeste da África, também se apresenta uma possível sequência de evolução tempo-composicional do vulcanismo na bacia.

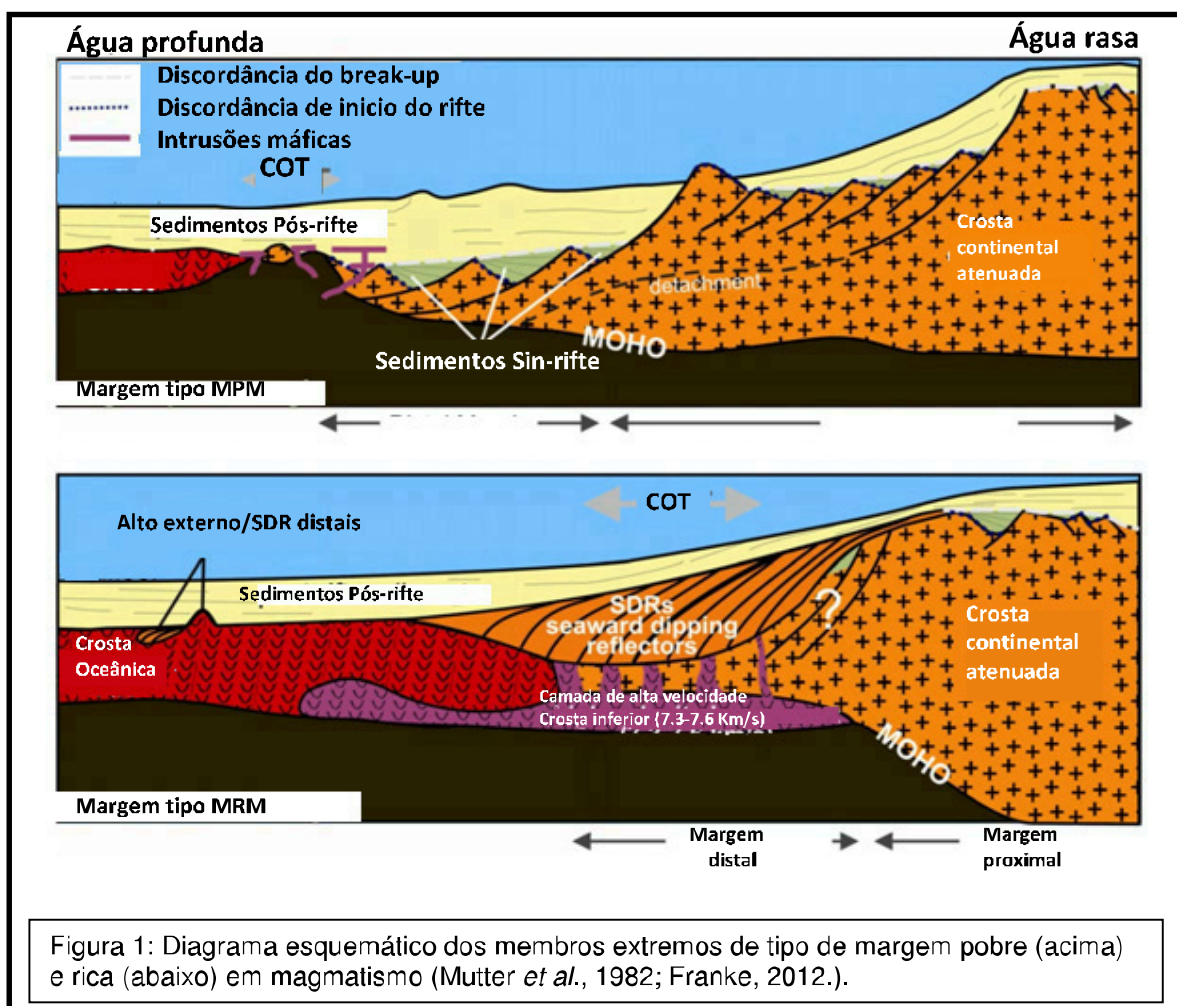
No Capítulo 4, é abordada a arquitetura crustal da Bacia de Almada (exemplo de margem de tipo MPM). Os resultados destes estudos tem sido publicado no artigo "***Crustal architecture of the Almada Basin, NE Brazil: an example of a non-volcanic rift segment of the South Atlantic passive margin***", em *Conjugate divergent margins*, Mohriak, W.U.; Danforth, P.J.; Post, P.J.; Brown, D.E.; Tari, G.C.; Nemcok, M. e T. Sina (Editores). Publicado pela Sociedade Geológica de Londres, Fevereiro de 2012 (Geological Society, London, Special Publications v.369). Neste artigo se descreve o estilo tectônico da Bacia de Almada durante o sin-rifte, se discutem modelos evolutivos para a mesma, e se apresentam correlações com a Bacia de Gabão, na margem conjugada do oeste da África.

No Capítulo 5 se introduz uma discussão conceitual dos mecanismos formadores de riftes e margem de riftes continentais, visando entender os possíveis mecanismos atuantes e a reologia da litosfera em extensão como controladora dos comportamentos fundamentalmente opostos que apresentam a arquitetura crustal das bacias de Pelotas e Almada.

As citações de autores do corpo principal da Tese são listadas no capítulo Referências enquanto que as citações mencionadas nos artigos se encontram nas suas respectivas listas bibliográficas.

O Anexo A, contém uma síntese de classificações geométricas de riftes e de margens de rifte, e dos estilos estruturais mais frequentes destes ambientes. Neste anexo se faz uma revisão de conceitos geológicos utilizados nos Capítulos 2 e 5.

No Anexo B, se incluíram figuras dos trabalhos originais de experimentos numéricos utilizados na análise do Capítulo 5, como assim também, as condições experimentais destes modelos chaves.



2 CLASSIFICAÇÃO DE MARGENS PASSIVAS: MARGENS RICAS E POBRES EM MAGMATISMO (MRM e MPM)

2.1 Margens de rifte de tipo ricas em magma (MRM)

2.1.1 Formas de apresentação do magmatismo

O magmatismo nas margens continentais pode manifestar se como:

- a) Grandes derrames de basalto ou riólito continentais, próximos as bacias de margem divergente, reconhecidos como *large igneous provinces* (LIPs), geralmente antecedendo (pré-rifte) o magmatismo do rifte das bacias (Coffin e Heldholm, 1994; Courtillot *et al*, 1999);
- b) Lavas, diques e corpos sub-vulcânicos dentro da sequência do rifte da bacia;
- c) Enxames de diques e soleiras no domínio continental;
- d) Notáveis refletores sísmicos com mergulho para o mar ou *seaward dipping reflectors* (SDR) perto do limite crosta continental – oceânica (COB);
- e) Intenso plutonismo máfico localizado na base da crosta em extensão (*underplate*).

As **LIPs** (*large igneous provinces*) representam os maiores volumes de magma associados as margens de tipo magmáticas. Este termo foi proposto inicialmente por Coffin e Heldholm (1994), para representar uma variedade de rochas ígneas máficas com uma área de extrusão superior aos 100000 km² e formadas por processos diferentes do espalhamento oceânico. Esta denominação reunia inicialmente apenas províncias basáltica tais como as dos grandes derrames de basalto continental ou oceânico (*continental or oceanic flood basalt provinces*), o vulcanismo das margens passivas, plateau submarinos e montes submarinos ou *seamounts* entre outros (Bryan *et al.*, 2002). Posteriormente, este termo foi

evoluindo e seus alcances ainda estão sendo debatidos na petrologia. Bryan *et al.* (*op.cit.*), ampliou a definição das LIPs, incorporando rochas ígneas félsicas ($\text{SiO}_2 > 65\%$), localizadas em domínios continentais e formados por processos tectono-magmáticos diferentes da subducção e do espalhamento oceânico. Este autor manteve o conceito original de áreas maiores que 100000 km^2 ou volumes de mais de 100000 km^3 de rocha extrudidas ou intrudidas, e classifica as LIPs em máficas (continentais ou oceânicas) e silícicas (ou félsicas) continentais.

A composição das LIPs é geralmente bimodal com variações que vão de basalto a riólito de alto silício, mas localmente, podem apresentar também rochas ultramáficas. As LIPs máficas são interpretadas como provenientes da fusão de manto raso por plumas mantélicas, enquanto as félsicas são vinculadas a processos de anatexia crustal (Bryan *et al.*, 2002.). No continente Sul-Americano se encontram as LIPs de Chon Aike e do Paraná, que estão entre as maiores do planeta (Figura 2). Estas LIPs são particularmente interessantes pela associação que apresentam com a ruptura do continente do Gondwana e a geração da margem atlântica sul-americana. A LIP da Bacia do Paraná correlaciona-se com a província magmática de Etendeka na Namíbia, pelo que é citada frequentemente como Paraná-Etendeka na literatura geológica (Figura 2).

Os **enxames de diques** são parte da arquitetura das LIPs, e são interpretados como parte do sistema alimentador dos derrames continentais. O desenho dessas estruturas pode apresentar-se como radial em relação a um centro magmático, interpretado como o foco de chegada da pluma do manto. Os enxames de diques também mostram o regime de esforço dominante na época da intrusão da margem continental.

Os **SDR** (*seaward dipping reflectors*) sejam talvez o elemento mais marcante numa margem do tipo rica em magmatismo. Representam derrames subaéreos e subaquáticos de basalto, extrudidos próximos ao nível do mar, que apresentam um padrão característico na sísmica de reflexão. Este padrão sísmico consiste em importantes empilhamentos de refletores que mergulham na direção do oceano, em geometrias sigmóides e espessuras estimadas em vários quilômetros (Figuras 3 a 6). A natureza vulcânica dos SDR tem sido comprovada nas perfurações do *Deep Sea Drilling Program* (DSDP) e do *Ocean Drilling Program* (ODP). Geograficamente se localizam perto do limite crosta continental – crosta oceânica (COB), mas ainda é debatida a natureza da crosta onde eles estão implantados (crosta oceânica,

proto-oceânicas, continental ou transicional) por vários autores, incluído Mutter *et al.*, 1982; Talwani e Abreu, 2000; Mohriak *et al.*, 2002, entre outros. No Atlântico Sul, os SDR têm sido reconhecidos no registro sísmico de reflexão pelo menos dois cinturões conjugados. Na margem da América do Sul, este cinturão de refletores mergulhantes para o mar é descrito desde a Bacia do Golfo San Jorge (Argentina) até a Bacia de Santos. No lado africano, o cinturão de SDRs é observado desde a Bacia de África do Sul até a Bacia de Luderitz e Walvis na Namíbia (Figura 2). Estes cinturões de SDR constituem os braços ocidental e oriental da província magmática do Atlântico Sul (Gladzencko, 1997).

O **underplate** é observado na sísmica de refração pela aparição de uma camada de alta velocidade, próxima aos 7.4 km/s. Se posiciona imediatamente acima ou abaixo da interface crosta–manto (ou discordância de Mohorovicic), formando uma feição antiformal (Figura 1). Coffin e Heldholm (1994) estimam que este magmatismo fosse formado pela intrusão de material derivado do manto superior na crosta continental afinada (em extensão) na proximidade dos SDR e do COB. Esta camada é frequentemente chamada também de *high velocity zone* ou HVZ (Geoffroy, 2005).

O **vulcanismo do sin-rifte** (ou rifte) nas bacias pode se apresentar na forma de diques, soleiras e corpos sub-vulcânicos. Pode apresentar uma duração variável no tempo equivalente ao tempo de extensão da litosfera, entre 5 a 35 Ma. (White e McKenzie, 1989). Temporalmente, este magmatismo não precisa ser totalmente contemporâneo com o rifte. Ele pode preceder, ser contemporâneo, ou pós-datar, em alguns milhões de anos, o período principal do rifteamento. Durante a evolução de uma margem continental geralmente ocorre um progressivo incremento desse volume acrescido à crosta, ficando geograficamente cada vez mais localizado até o rompimento da litosfera com o estabelecimento de dorsais (*break-up ridge*) e a implantação de um centro de espalhamento oceânico (Bowling e Harry, 2001).

2.1.2 Seções tipo de margens MRM do Atlântico Norte

Os exemplos de margens de rifte de tipo MRM melhor documentadas por perfurações são as do Oceano Atlântico Norte, nas localidades de Rockall Plateau

(Ilhas Britânicas, Figura 3). Neste local foram perfurados pelo leg 81 do DSDP (Roberts *et al.*, 1984). Já o Voring Plateau (Noruega; Figura 4), teve a cunha de refletores mergulhantes para o mar testada pelo furo ODP leg 104 (Eldholm *et al.*, 1987, 1989, 1995), enquanto que a do SE da Groenlândia (Figura 5) foi perfurada pelo ODP legs 152 e 163 (Duncan *et al.*, 1996; Larsen e Saunders, 1998; Larsen *et al.*, 1994).

As perfurações dos projetos DSDP e ODP documentaram que as composições dos SDR são essencialmente basaltos toleíticos (T-MORB), com assinatura de contaminação crustal (Planke e Eldholm, 1994). Os SDR estão formados por espessas camadas de lavas subaéreas e lavas formadas em ambientes submarino. Estas lavas podem apresentar intercalações com sedimentos e material piroclástico.

Existem na literatura geológica vários modelos para explicar a origem dos SDRs, como por exemplo:

- a) Modelos que explicam a geometria dos SDR vinculados a colapso das espessas unidades vulcânicas extrudidas em condições subaéreas (Hinz, 1981, Mutter *et al.*, 1982). No modelo de Hinz, o centro de espalhamento colapsa, flexionando as camadas de lavas contiguas ao próprio centro (Figura 6a). O modelo de Mutter *et al.* (1982), proposto para o plateau do Voring na Noruega, estima que os SDR formam-se por mecanismos semelhantes aos dos derrames modernos de basalto da Islândia (Palmason, 1980). Neste modelo, dutos verticais do centro de espalhamento alimentariam os derrames de lava que vão evoluindo e mergulhando conforme a superfície vai se flexionando e rotacionando pelo empilhamento (Figura 6b). No decorrer do tempo geológico, o processo vai gerando uma crosta espessa, com mergulhos em sentido do centro de espalhamento. Quando este centro de espalhamento subside, por baixo do nível de água, a atividade magmática diminui e se forma uma crosta oceânica mais fina.
- b) Outros modelos alternativos, requerem mecanismo de formação relacionados a falhamento normal, como por exemplo, o modelo proposto por Eldholm *et al.* (1995 ; Figura 6c). A relação entre

falhamento e geração de SDRs tem sido abordada também por Gibson e Love (1989); Geoffroy *et al.* (2001); Stica *et al.* (2013); Quirk *et al.* (2014). Por exemplo, o modelo de Quirk *et al.* (*op cit.*), baseado na interpretação sísmica de linhas 2D (PSDM) adquiridas no leste da Groenlândia (Figura 7), pressupõe que os SDR são formados no final do estágio da quebra do continente onde falhamento normal e *acresção* magmática estariam operando em forma conjunta. Fusões adiabáticas (derivadas de manto astenosférico) de composição máfica, ascendem formando câmaras magmáticas abaixo do eixo dos *horsts*. Os magmas toleíticos, alimentados pela câmara, são extrudidos como fluxos subaéreos acomodando-se ao espaço existente dos *half-grabens* ao lado dos *horst*. Com a continuação do crescimento da falha, as lavas flexuram em direção ao mar enquanto que gabros são acrescidos nos flancos das câmaras abaixo do *horst* (Figura 7c). Quirk *et al.* (2014) propõem um mecanismo semelhante ao observado na tectônica do sal da Bacia de Santos, onde progradações sedimentares empurram o sal na direção do centro da bacia (Figura 8).

2.1.3. Outras características de margens MRM

Além da presença ou ausência de magmatismo, as margens MRM e MPM apresentam diferenças no estilo estrutural, como por exemplo:

a) Espessura da crosta oceânica mais antiga:

Na transição crosta continental – crosta oceânica (COT), a espessura das primeiras crostas oceânicas formadas pode variar desde espessuras normais (na ordem dos 7 a 10 km), a muito espessas alcançando mais de 20 km (Mohriak *et al.*, 2002). Já nas margens MPM, as espessuras de crosta na COB são anormalmente finas, podendo chegar a zero nas regiões onde há exumação do manto (Beslier *et al.*, 1993; Whitmarsh *et al.*, 1990, 1996). Um

exemplo de crosta oceânica espessa é observado na Islândia e ao longo da dorsal assísmica Groenlândia–Islândia–Faroé, com crostas oceânicas de até 40 km de espessura (Geoffroy, 2005). Já na costa leste norte-americana, a margem é claramente vulcânica (com presença de SDR e HVZ), mas a crosta oceânica contígua apresenta espessuras normais, da ordem de 7-10 km (Kelemen *et al.*, 1995). A espessura da crosta oceânica tem sido diretamente relacionada com as temperaturas potenciais do manto. A presença de crostas espessas, vinculadas a mantos superaquecidos, é um dos argumentos mais usados para indicar a influência de pontos quentes ou plumas nas origens das margens MRM (White e McKenzie, 1989; 1995).

b) O fator β de estiramento crustal,

O fator de estiramento crustal β é outro elemento da análise que apresenta características diferentes nas margens MRM e MPM. O fator β pode ser calculado de formas diferentes dependendo se o objeto da análise for a crosta superior, a crosta completa (inferior e superior) ou a litosfera (Davies, 1999).

Bowling e Harry (2001) analisam os fatores β crustais e as durações do rifte em diferentes margens MRM e MPM. Os autores observaram que os valores de β crustais das margens MRM são menores que os das MPM. Nas margens MRM o afinamento crustal ocorre em uma distância curta na ordem de 50 a 100 km (Franke, 2012; Figura 9).

c) Os padrões de falhamentos sintéticos e antitéticos da bacia,

Nas margens MRM são mais frequentes as falhas planares, com padrões de falhamentos sintéticos e antitéticos e geração de blocos de tipo *horst* e *grabens* (Allen e Allen, 2005).

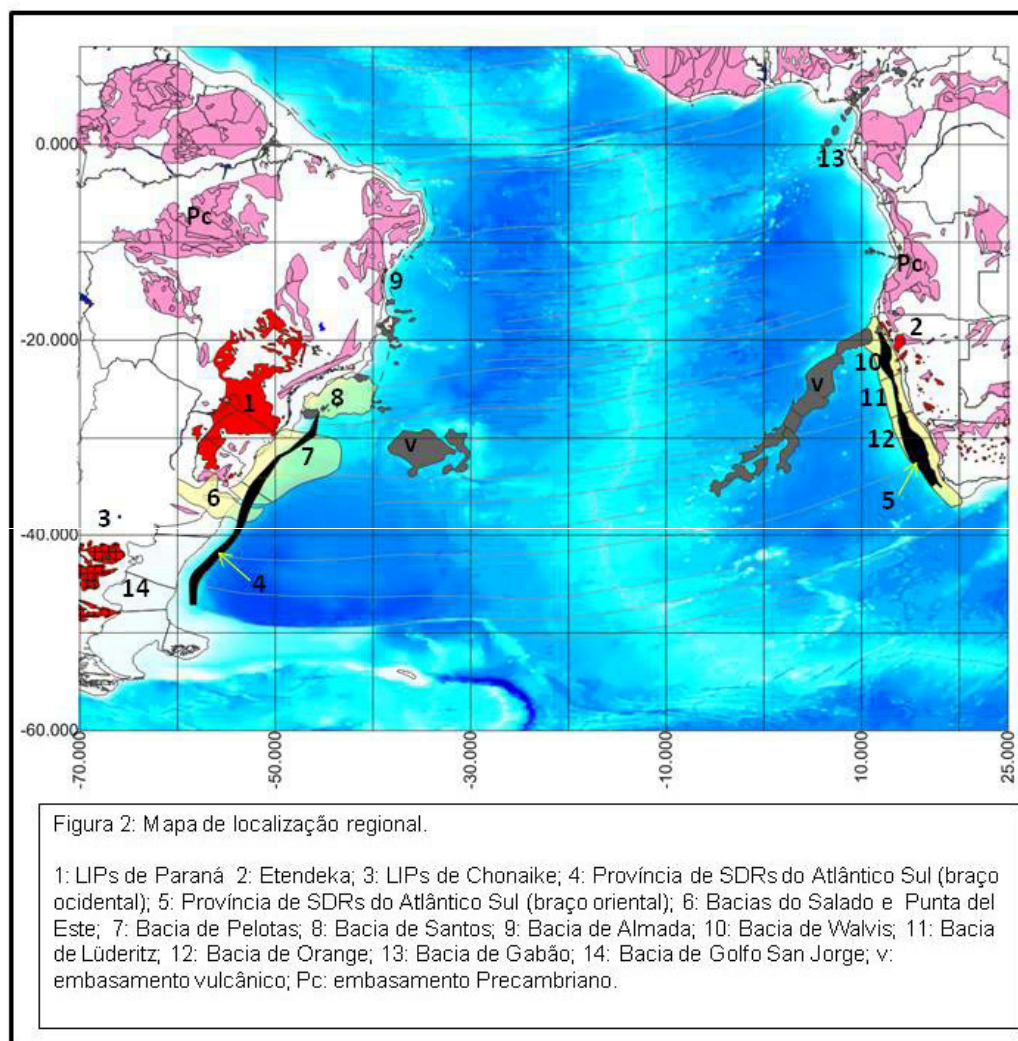
d) O estilo das duas discordâncias mais notáveis no registro sísmico,

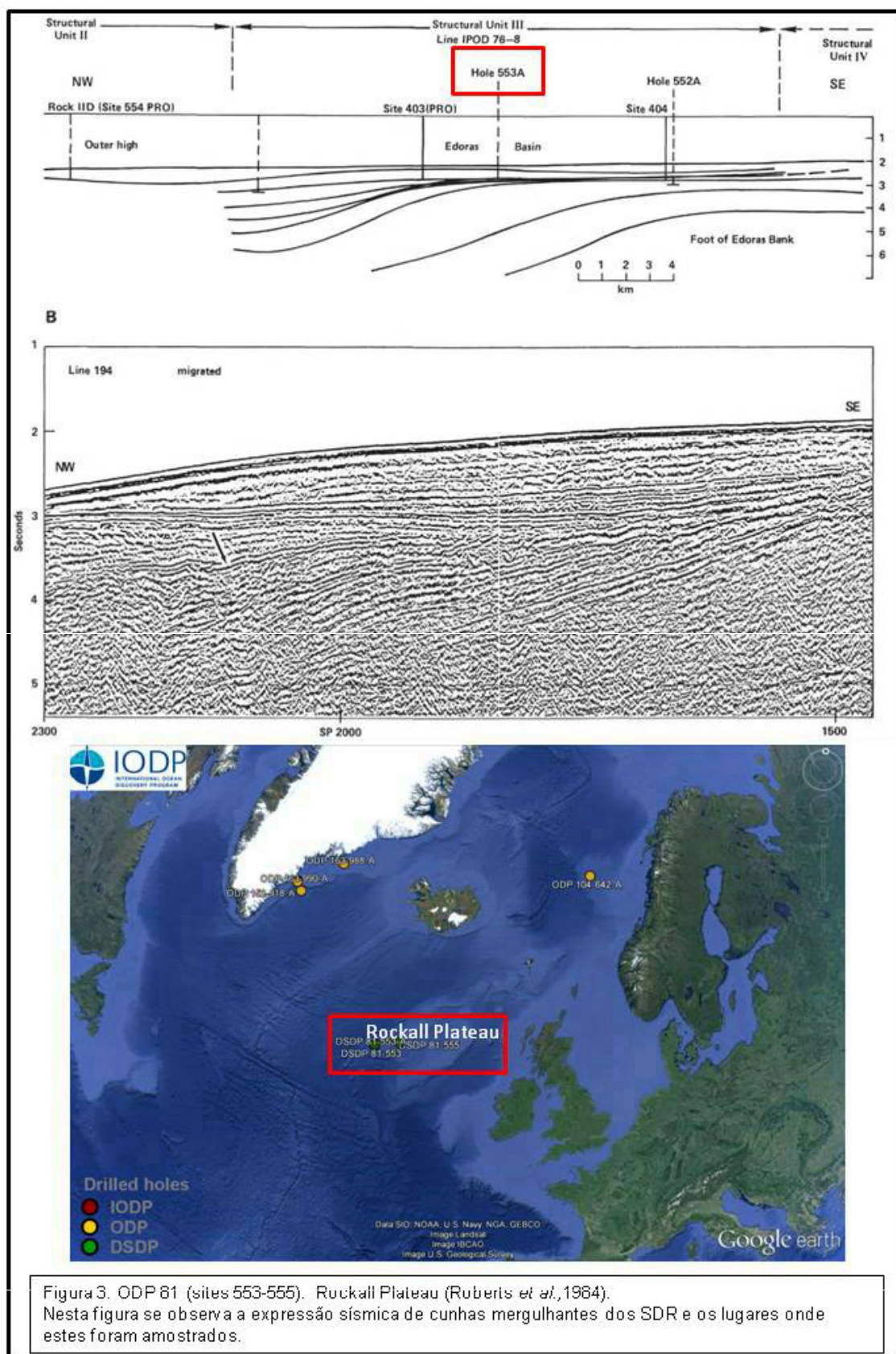
Geralmente as duas discordâncias mais proeminentes do registro sísmico são as discordâncias da passagem pré/sin rifte ou *rift-onset unconformity*, e a discordância do sin/pós rifte ou *breakup unconformity*. A discordância pré/sin rifte tem sido reconhecida em ambas as margens MRM e MPM (Franke, 2012), embora se espera

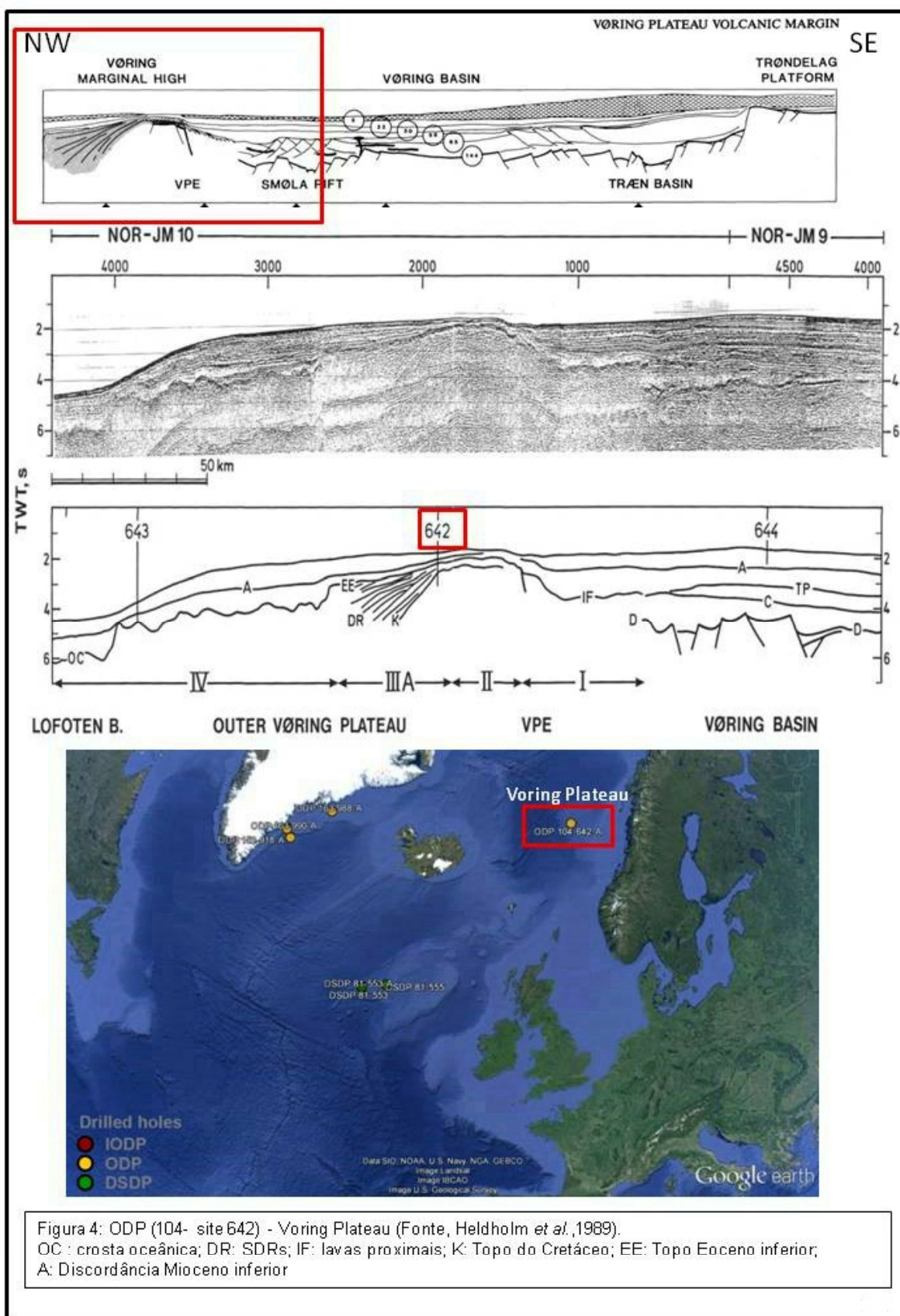
que a discordância seja mais proeminente nas margens MRM se aconteceram episódios de soerguimentos relacionados a presença de *hotspots* (Campbell, 2007).

Já a discordância sin/pós rifte aparece bem desenvolvida nas margens de tipo MRM, enquanto a existência da mesma tem sido questionada em margem de tipo MPM (Franke, 2012).

Outras características do estilo estrutural de margens de tipo MRM serão discutidas no Capítulo 6 onde se trata os mecanismos de formação de riftes e margens de riftes continental de tipo MRM e MPM, e dos estilos estruturais associados.







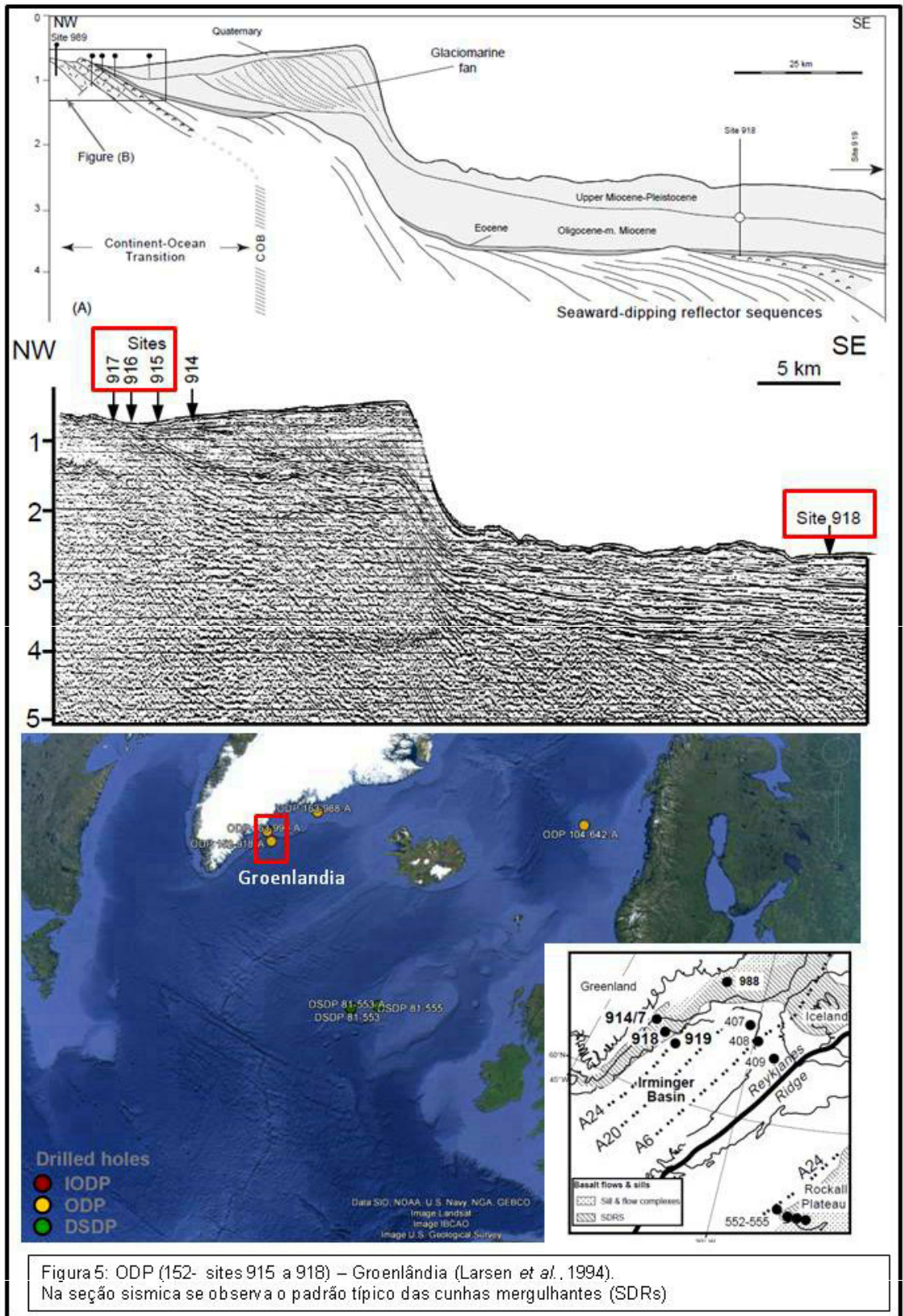


Figura 5: ODP (152- sites 915 a 918) – Groenlândia (Larsen *et al.*, 1994).
 Na seção sísmica se observa o padrão típico das cunhas mergulhantes (SDRs)

