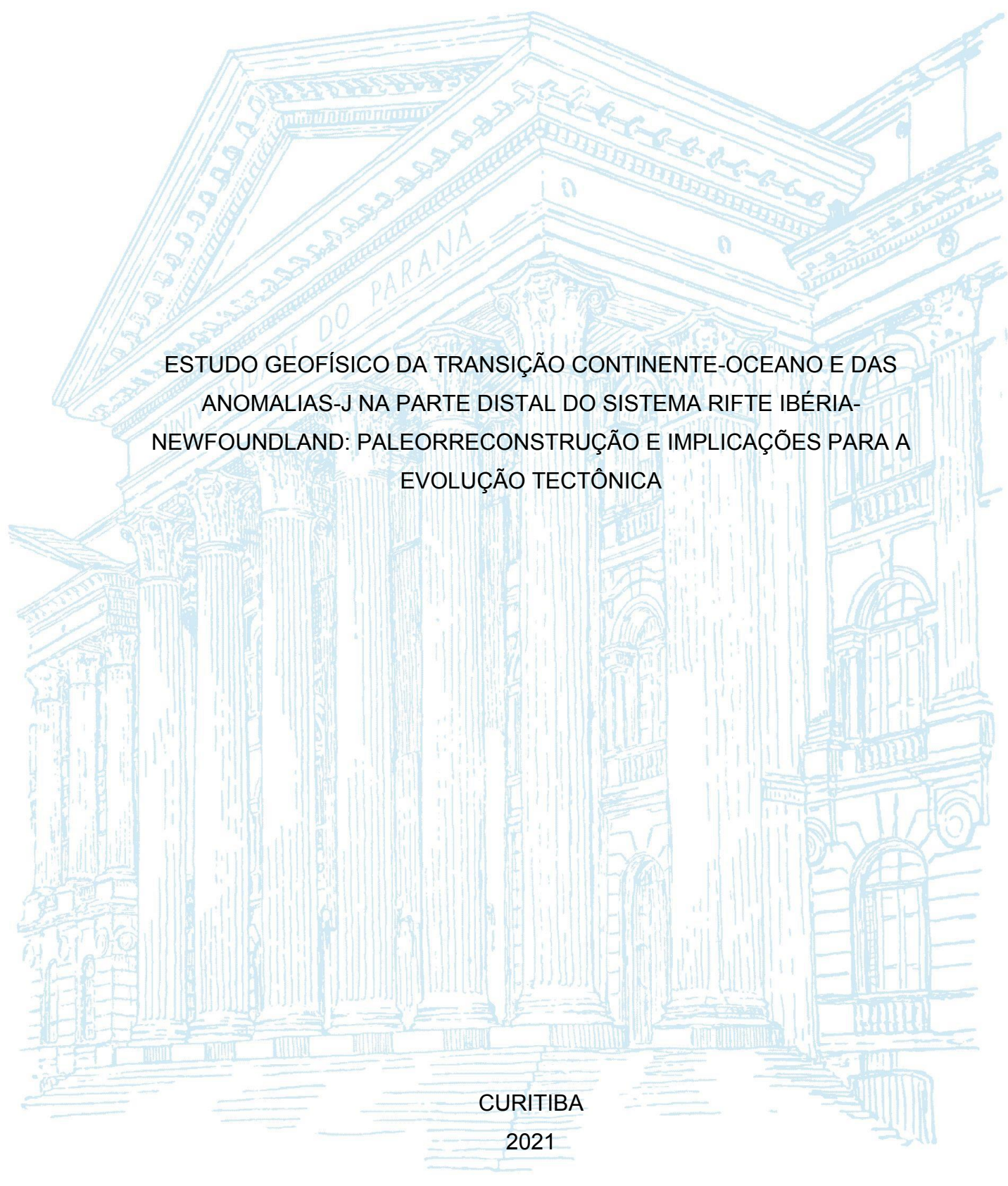


UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARANÁ

LUIZEMARA SOARES ALVES SZAMEITAT



ESTUDO GEOFÍSICO DA TRANSIÇÃO CONTINENTE-OCEANO E DAS
ANOMALIAS-J NA PARTE DISTAL DO SISTEMA RIFTE IBÉRIA-
NEWFOUNDLAND: PALEORRECONSTRUÇÃO E IMPLICAÇÕES PARA A
EVOLUÇÃO TECTÔNICA

CURITIBA

2021

LUIZEMARA SOARES ALVES SZAMEITAT

ESTUDO GEOFÍSICO DA TRANSIÇÃO CONTINENTE-OCEANO E DAS
ANOMALIAS-J NA PARTE DISTAL DO SISTEMA RIFTE IBÉRIA-
NEWFOUNDLAND: PALEORRECONSTRUÇÃO E IMPLICAÇÕES PARA A
EVOLUÇÃO TECTÔNICA

Tese apresentada ao Curso de Pós-Graduação em Geologia, Setor de Ciências da Terra, Universidade Federal do Paraná, como requisito parcial à obtenção do título de Doutor em Geologia.

Orientador: Prof. Dr. Francisco José Fonseca Ferreira

Coorientador: Prof. Dr. Gianreto Manatschal (UNISTRA)

Coorientadora: Prof^a. Dra. Monica Pereira da Costa Lavalle Heilbron (UERJ)

CURITIBA

2021

CATALOGAÇÃO NA FONTE – SIBI/UFPR

S996e

Szameitat, Luizemara Soares Alves

Estudo geofísico da transição continente-oceano e das anomalias-j na parte distal do sistema rifte ibéria-newfoundland: paleorreconstrução e implicações para a evolução tectônica [recurso eletrônico]/ Luizemara Soares Alves Szameitat - Curitiba, 2021.

Tese (Doutorado) apresentada ao curso de Pós-Graduação em Geologia, Setor de Ciências da Terra, Universidade Federal do Paraná.
Orientador: Prof. Dr. Francisco José Fonseca Ferreira
Coorientador: Prof. Dr. Gianreto Manatschal (UNISTRA)
Coorientadora: Profa. Dra. Monica Pereira da Costa Lavallo Heilbron (UERJ)

1. Geologia. 2. Estudo geofísico. 3. Terra sólida. I. Ferreira, Francisco José Fonseca. II. Manatschal, Gianreto. III. Heilbron, Monica Pereira da Costa Lavallo. IV. Título. V. Universidade Federal do Paraná.

CDD 551

Bibliotecária: Vilma Machado CRB9/1563



MINISTÉRIO DA EDUCAÇÃO
SETOR DE CIÊNCIAS DA TERRA
UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARANÁ
PRÓ-REITORIA DE PESQUISA E PÓS-GRADUAÇÃO
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO GEOLOGIA -
40001016028P5

TERMO DE APROVAÇÃO

Os membros da Banca Examinadora designada pelo Colegiado do Programa de Pós-Graduação em GEOLOGIA da Universidade Federal do Paraná foram convocados para realizar a arguição da tese de Doutorado de **LUIZEMARA SOARES ALVES SZAMEITAT** intitulada: **ESTUDO GEOFÍSICO DA TRANSIÇÃO CONTINENTE-OCEANO DO SISTEMA RIFTE IBÉRIA-NEWFOUNDLAND, NA PORÇÃO POBRE EM MAGMA DAS ANOMALIAS-J: PALEORECONSTRUÇÃO E IMPLICAÇÕES PARA A EVOLUÇÃO TECTÔNICA**, sob orientação do Prof. Dr. FRANCISCO JOSÉ FONSECA FERREIRA, que após terem inquirido a aluna e realizada a avaliação do trabalho, são de parecer pela sua APROVAÇÃO no rito de defesa.

A outorga do título de doutor está sujeita à homologação pelo colegiado, ao atendimento de todas as indicações e correções solicitadas pela banca e ao pleno atendimento das demandas regimentais do Programa de Pós-Graduação.

CURITIBA, 05 de Março de 2021.

Assinatura Eletrônica

11/03/2021 10:23:02.0

FRANCISCO JOSÉ FONSECA FERREIRA

Presidente da Banca Examinadora

Assinatura Eletrônica

11/03/2021 11:58:33.0

ADRIANO ROESSLER VIANA

Avaliador Externo (PETRÓLEO S.A.)

Assinatura Eletrônica

11/03/2021 10:23:13.0

ANDERSON COSTA DOS SANTOS

Avaliador Externo (UNIVERSIDADE DO ESTADO DO RIO DE JANEIRO)

Assinatura Eletrônica

12/03/2021 08:38:45.0

PEDRO VICTOR ZALAN

Avaliador Externo (ZAG CONSULTORIA)

Assinatura Eletrônica

11/03/2021 15:15:15.0

PETER CHRISTIAN HACKSPACHER

Avaliador Externo (UNIVERSIDADE ESTADUAL PAULISTA)

DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA-CENTRO POLITÉCNICO-UFPR - CURITIBA - Paraná - Brasil

CEP 81531-990 - Tel: (41) 3361-3365 - E-mail: posgeol@ufpr.br

Documento assinado eletronicamente de acordo com o disposto na legislação federal Decreto 8539 de 08 de outubro de 2015.

Gerado e autenticado pelo SIGA-UFPR, com a seguinte identificação única: 81802

Para autenticar este documento/assinatura, acesse <https://www.prppg.ufpr.br/siga/visitante/autenticacaoassinaturas.jsp> e insira o código 81802



Ministério da Educação
UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARANÁ
Setor de Ciências da Terra
Programa de Pós-Graduação em Geologia



DECLARAÇÃO

Declaramos para os devidos fins que **LUIZEMARA SOARES ALVES SZAMEITAT** realizou sua defesa de dissertação intitulada “**ESTUDO GEOFÍSICO DA TRANSIÇÃO CONTINENTE-OCEANO DO SISTEMA RIFTE IBÉRIA-NEWFOUNDLAND, NA PORÇÃO POBRE EM MAGMA DAS ANOMALIAS-J: PALEORECONSTRUÇÃO E IMPLICAÇÕES PARA A EVOLUÇÃO TECTÔNICA**” em 05 de março de 2021, no Programa de Pós-Graduação em Geologia da Universidade Federal do Paraná, área Geologia Exploratória, nível Doutorado, e que por sugestão da banca examinadora, o título foi alterado para “**ESTUDO GEOFÍSICO DA TRANSIÇÃO CONTINENTE-OCEANO E DAS ANOMALIAS-J NA PARTE DISTAL DO SISTEMA RIFTE IBÉRIA-NEWFOUNDLAND: PALEORRECONSTRUÇÃO E IMPLICAÇÕES PARA A EVOLUÇÃO TECTÔNICA**”.

Curitiba, 29 de abril de 2021.

Carlos Conforti Ferreira Guedes
Coordenador do Programa
Pós-Graduação em Geologia

À minha família e aos professores

AGRADECIMENTOS

O menino solta a pipa, e a deixa flutuar. Ele avalia. Dá linha, puxa linha, vai aqui e ali para mantê-la no ar. Às vezes dá uma guinada na pipa para ela não cair ou não ser derrubada. Assim eu vejo os bons professores, como o menino. Suas pipas? Nós, os seus alunos. Agradeço imensamente a Deus por ter colocado em meu caminho até aqui professores bons, que me permitiram voar. Em especial, agradeço aos meus orientadores Chico, Gianreto e Monica, pelo encorajamento para seguir, pelas produtivas discussões, e por me ajudarem a passar as ideias para o papel.

Agradeço à Universidade Federal do Paraná, a todo o Programa de Pós-Graduação e ao Departamento de Geologia, que me acolheram como aluna e me proporcionaram este tempo valioso de desenvolvimento pessoal. Agradeço também à Coordenação de Aperfeiçoamento Pessoal de Nível Superior (CAPES), pelo financiamento desta pesquisa. Agradeço ao apoio essencial do grupo do Laboratório de Pesquisas em Geofísica Aplicada (LPGA): Profa. Alessandra Bongioiolo, técnico Msc. Rodoilton Stevanato, e colegas de pesquisa. Agradeço também aos membros do Laboratório de Geologia da Pós (LABGEOL), por me cederem uma mesa de leitura, e um espaço em conversas inspiradoras.

Por fim, agradeço ao Erico, ao Kazuo, e à toda minha família, por me apoiarem para seguir no caminho da pesquisa.

“I don't want to believe. I want to know”

Carl Sagan

RESUMO

O estudo da região oceânica distal apresenta a dificuldade do acesso à dados de alta resolução espacial. Dados de poços e sísmicos estão disponíveis, mas são espacialmente limitados em comparação com a dimensão da área a ser estudada. Por isso, os dados magnéticos são muito utilizados na interpretação geológica, por exemplo no mapeamento estrutural, para estudos de eventos magmáticos e paleorreconstrução. Para a transição continente-oceano pobre em magma, a magnetometria aparentemente tem vantagem sobre a gravimetria no delineamento de estruturas e de crosta, pois é presumível que não haja contraste lateral de densidade suficiente nos litotipos (peridotito *versus* rochas magmáticas oceânicas). No sistema de rifteamento pobre em magma Ibéria-Newfoundland, as Anomalias-Js surgem como sinal inquestionável de processos magmáticos distais. No entanto, estas anomalias são pós-rifte, e não coincidem com o início da crosta oceânica. Com a limitada discussão na literatura sobre a natureza e origem da Anomalia-J, suas fontes permanecem enigmáticas. A hipótese deste trabalho é a de que a fábrica preexistente do manto condicionou grande parte da geometria e padrão de anomalias magnéticas distais da margem pobre em magma, incluindo as Anomalias-J. Com isso, o objetivo da investigação é interpretar possíveis heranças tectônicas do manto superior e da crosta distal, relacionando-as com o conhecimento existente. Para tal, a metodologia utilizada foi a filtragem de dados magnéticos (amplitude do sinal analítico e integral vertical), identificação do padrão de lineamentos e a paleorreconstrução com base em dados magnéticos. Como resultado, tais mapas revelaram estruturas retilíneas na porção distal a ultra-distal das margens, e possíveis limites bem marcados para as Anomalias-J. A reconstrução paleogeográfica demonstrou a afinidade dos lineamentos magnéticos com a rede de fraturamento do embasamento pré-rifte. O filtro VIAS exprime a presença de fontes profundas magnetizadas na porção oceânica ibérica, o que pode ser interpretado como intrusões gabróicas no peridotito. As principais conclusões oriundas destas observações são: 1) que o manto em exumação encerra uma trama pré-existente, possivelmente herdada de ciclos orogênicos anteriores; 2) que essa litosfera anisotrópica parece ter exercido um controle estrutural sobre o manto em exumação e influenciado a migração e trapeamento de magma; 3) que as fontes das Anomalias-J estão alojadas no manto; 4) que a orientação principal da Anomalia-J reconstruída segue a trama regional NE-SW do embasamento pré-rifte. Com isso, a interpretação dos dados magnéticos corrobora a hipótese de uma fábrica litosférica preexistente que exerceu controle estrutural no padrão de alojamento do magma.

Palavras-chave: Magnetometria. Herança do embasamento. Margem pobre em magma. Terra Sólida.

ABSTRACT

Distal oceanic regions have a lack of data with high spatial resolution. Drill and seismic data are available, but they are spatially limited given the broad studied area. Therefore, magnetic data are extensively used on geological interpretations, as for structural mapping, magmatic processes and plate restorations. For ocean-continent transition, magnetometry works better than gravity method for outlining structures and crustal features, since the presumable low or absent density contrast in the lithotypes (peridotite *versus* magmatic rocks). Regarding the Iberia-Newfoundland magma-poor system, J-anomalies appear as a result of unquestionable evidence of magma addition on both margins. However, J-anomalies come after their hosting basement, and also it did not match the landward limit of the oceanic crust. Nature and origin of J-Anomalies are little debated on literature, and then their sources remain enigmatic. The hypothesis is that magma-poor geological context and a preexistent mantle fabric ruled most of geometries and textural pattern on magnetic data, including J-anomaly. Therefore, this research aims to interpret possible tectonic inheritance within distal crust and upper mantle, in line with previous literature. For this purpose, methods include filtering of the magnetic data (analytic signal and vertical integration), mapping magnetic lineaments and paleo-reconstruction. As a result, filtered magnetic maps indicate linear structures along the distal margins, and possible limits for J-anomaly. Paleo-reconstructions revealed similarities between magnetic lineaments and the pre-rift tectonic framework. VIAS filter reveals the existence of deep mantle magnetic sources on the Iberian oceanic area, which can be interpreted as gabbroic intrusions on peridotite. The main conclusions are: 1) the exhuming mantle has a preexistent fabric, possibly inherited from previous orogenic cycles; 2) this anisotropic lithosphere may be ruled some structural features within the exhuming mantle, conditioning migration and entrapment of magma; 3) J-anomaly has mantle sources; 4) the main orientation of the reconstructed J-anomaly matches the NE-SW pre-rift basement fabric. Therefore, magnetic data interpretation corroborates the hypothesis of a preexistent lithospheric fabric controlling the hosted magmatic pattern.

Key-words: Magnetometry. Basement inheritance. Solid Earth. Magma-poor margin.

LISTA DE FIGURAS

FIGURA 1- ATLÂNTICO NORTE E MARGENS DE IBÉRIA OCIDENTAL E NEWFOUNDLAND.....	17
FIGURA 2 – PARÂMETROS DE DESCRIÇÃO DO CAMPO EM UM PONTO GEOGRÁFICO.....	21
FIGURA 3 – ANOMALIA MAGNÉTICA E VARIAÇÃO DE LATITUDE. I = INCLINAÇÃO DO CAMPO.....	22
FIGURA 4 - EFEITO DA EXPOSIÇÃO A CAMPO MAGNÉTICO EXTERNO EM SISTEMAS DE MAGNETIZAÇÃO DIFERENTES. H: CAMPO MAGNÉTICO.....	24
FIGURA 5 – ESPALHAMENTO OCEÂNICO, E ISÓCRONAS MESO-CENOZOICAS.	26
FIGURA 6 – MAPA MAGNÉTICO E ANOMALIAS 1) CHICXULUB, 2) BANGUI, 3) THROMSBERG, 4) RICHAT, 5) MESO-ATLÂNTICA, 6) BISCAIA, 7) SUMATRA-JAVA, 8) BACIA DE PARIS.....	28
FIGURA 7 - POTENCIAIS LOCAIS NO MANTO COM REMANÊNCIA (POLÍGONOS EM AZUL).....	28
FIGURA 8 – DIFERENTES MODELOS DE ACREÇÃO CRUSTAL OCEÂNICA.	30
FIGURA 9- DISTRIBUIÇÃO DOS TIPOS DE MARGENS CONTINENTAIS NÃO-CONVERGENTES, E POSIÇÃO DAS MARGENS REFERENTES AO ESTUDO	30
FIGURA 10- EVOLUÇÃO DE CONCEITOS DE MARGENS RIFTEADAS.....	32
FIGURA 11 – ESQUEMA DAS INTRUSÕES MAGMÁTICAS, EM CONTEXTO DE ESPALHAMENTO OCEÂNICO RÁPIDO (A) E LENTO (B).	33
FIGURA 12 – ARQUITETURA DE MARGENS POBRES EM MAGMA, COM BASE EM DIVERSAS MARGENS AO REDOR DO GLOBO. VERMELHO: ESTIMATIVA DE ESPESSURA DA CROSTA.....	33
FIGURA 13 – CROSTA OCEÂNICA EMBRIONÁRIA NA MARGEM ADRIÁTICA (ALPES).	34
FIGURA 14 – TIPOS DE MANTO 1, 2 E 3, E LOCALIDADES-TIPO (PICAZO <i>et al.</i> 2016). OFICALCITO: PERIDOTITO SERPENTINIZADO COM VEIOS DE CALCITA.	35
FIGURA 15 – FASES DA QUEBRA LITOSFÉRICA.....	36
FIGURA 16 – DIAGRAMAS YSE DA CROSTA E TOPO DO MANTO SUBCONTINENTAL, DA EXTENSÃO SIMÉTRICA E DESACOPLADA PARA ASSIMÉTRICA E ACOPLADA.	37

FIGURA 17 - CENÁRIO TECTÔNICO PÓS-COLISIONAL – UNIDADES TECTÔNICAS.....	39
FIGURA 18- SOBREPOSIÇÃO DE ORÓGENOS NO VARISCANO (330 Ma).....	40
FIGURA 19 – EVOLUÇÃO DA MOVIMENTAÇÃO CONTINENTAL ENTRE 460-330 Ma.	41
FIGURA 20 – TERRENOS EXÓTICOS ACRESCIDOS NA MARGEM LAURENTIANA	41
FIGURA 21 – ÁREA DE INTERESSE EM RELAÇÃO À LIP DO ATLÂNTICO CENTRAL A 200Ma.	42
FIGURA 22 – ESQUEMA DE QUEBRA LITOSFÉRICA ASSIMÉTRICA.	43
FIGURA 23 - ESQUEMA DA EVOLUÇÃO DO SISTEMA SIMÉTRICO PARA ASSIMÉTRICO.....	44
FIGURA 24 – ESQUEMA DA LITOSFERA PRÉ-RIFTE EM NEWFOUNDLAND E IBÉRIA.	45
FIGURA 25 - MODELAGEM NUMÉRICA DO RETRABALHAMENTO DA LITOSFERA.	45
FIGURA 26 - PERFIL NA TRANSIÇÃO CONTINENTE-OCEANO IBÉRICA (MARGEM PROFUNDA DA GALÍCIA). INTERPRETAÇÃO SÍSMICA INTEGRADA (SONNE 16 – RESOLUTION 3 – LUSIGAL 12) E TESTEMUNHOS (POÇOS NUMERADOS AO LONGO DO PERFIL).	47
FIGURA 27 – VISÃO GERAL DAS ANOMALIAS-J NO CAMPO MAGNÉTICO ANÔMALO.	49
FIGURA 28 – REPRESENTAÇÃO DAS MARGENS DE IBÉRIA E NEWFOUNDLAND, E POSIÇÃO RELATIVA DOS POÇOS DO ODP.....	49
FIGURA 29 – ANOMALIAS-J (PARTE TRATADA NESTE TRABALHO NO POLÍGONO AMARELO), E EVENTOS VULCÂNICOS. FC: FLEMISH CAP. GB: GRAND BANKS. NE: MONTES NEWFOUNDLAND. JR: CADEIA J-ANOMALY. NS: NEWFOUNDLAND SUL. GA: GALÍCIA. TO: TORES. JO: JOSEPHINE. GO: GORRINGE. GS: GRUPO SUL. ZONAS DE FALHA CHARLES-GIBBS (ZFCG) E NEWFOUNDLAND-AÇORES-GIBRALTAR (ZFNAG).	51
FIGURA 30 - OCORRÊNCIA ANÔMALA DE MAGMAS EM FORMATO CIRCULAR, ENTRE O ATLÂNTICO CENTRAL E O ATLÂNTICO NORTE.	53
FIGURA 31 – DADOS UTILIZADOS. JANELA REGIONAL E JANELAS LOCAIS NAS MARGENS.	55

FIGURA 32 - ESPECTRO DE POTÊNCIA RADIAL: CAMPO MAGNÉTICO ANÔMALO ORIGINAL (CMA, LARANJA) E SOMADO A LONGOS COMPRIMENTOS DE ONDA (CMA+LONG, AZUL).....	55
FIGURA 33 - ESTUDO DAS ANOMALIAS-J RECONSTRUÍDAS EM 120 Ma: DADO ASA E CONTEXTO GEOLÓGICO.	91
FIGURA 34 - MAPA VIAS REGIONAL.....	93
FIGURA 35 - MAPA DA TOMOGRAFIA SÍSMICA, ONDAS P E S.	95

LISTA DE ABREVIATURAS OU SIGLAS

ASA – Amplitude do Sinal Analítico

CMA – Campo magnético anômalo

DSDP – *Deep Sea Drilling Program*

ECC – Crosta continental distendida (*Extended Continental Crust*)

FC – Região plataformal submarina *Flemish Cap*

GA – Bancos submarinos da Galícia

GAMMA5 - *Gridded Aeromagnetic and Marine Magnetics of the North Atlantic and Arctic – 5 km*

GB – Região plataformal submarina *Grand Banks*

IGRF – *International Geomagnetic Reference Field*

IODP – *International Ocean Discovery Program*

JO – Montes submarinos *Josephine*

JR – Cadeia submarina *J-Anomaly Ridge*

LAB – Limite Litosfera-Astenosfera (*Lithosphere-Asthenosphere Boundary*)

LaLOC – Limite da crosta oceânica em direção ao continente (*Landward Limit of the Oceanic Crust*)

NOAA – *National Oceanic and Atmospheric Administration*

NE – Montes submarinos de Newfoundland

ODP – *Ocean Drilling Program*

RCC – Limite da crosta continental não-distendida (*Restored Continental Crust*)

SNC – Superisócrona Normal do Cretáceo.

TO – Montes submarinos Tore e associados

VIAS – Integral vertical do sinal analítico (*Vertical Integral of Analytic Signal*)

ZEM – Zona de Exumação Mantélica

ZFCG – Zona de Falha Charles-Gibbs

ZFNAG – Zona de Falha Newfoundland-Açores-Gibraltar

SUMÁRIO

1	INTRODUÇÃO	17
1.1	ÁREA DE ESTUDO	17
1.2	CARACTERIZAÇÃO DO PROBLEMA	18
1.2.1	Lacunas no conhecimento	18
1.2.2	Análogo geológico no Brasil.....	19
1.3	HIPÓTESE E OBJETIVOS	19
1.4	ESTRUTURA DA TESE	20
2	FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA	21
2.1	Conceitos da Magnetometria.....	21
2.1.1	Introdução as anomalias magnéticas	21
2.1.2	Anomalias magnéticas na crosta oceânica	24
2.1.3	Magnetização no manto e Temperatura de Curie na região oceânica.....	26
2.2	ARQUITETURA E FORMAÇÃO DAS MARGENS POBRES EM MAGMA.....	29
2.2.1	Margens continentais rifteadas	29
2.2.2	Arquitetura das margens continentais pobres em magma.....	33
2.2.3	Fases da quebra litosférica pobre em magma.....	35
3	CONTEXTO GEOLÓGICO	39
3.1	A formação da litosfera pré-rifte	39
3.2	A quebra litosférica e a herança tectônica.....	43
3.2.1	Crosta na transição continente-oceano	46
3.2.2	Magmatismo em direção ao oceano e a resposta em anomalias magnéticas	47
3.2.3	Características e origem das Anomalias-J e C34.....	48
4	MÉTODOS	54
4.1	MAGNETOMETRIA.....	54
4.1.1	Dados de entrada	54
4.1.2	Filtros aplicados	56
4.1.3	Possibilidades e limitações da interpretação qualitativa com a magnetometria no início da crosta oceânica embrionária	56
4.2	RECONSTRUÇÃO PALEOGEOGRÁFICA	58
5	ARTIGOS	60
5.1	Introdução à temática dos artigos.....	60
5.2	Artigo I - <i>Evidence of mantle inheritance on the ultra-distal Western Iberian margin from transformed total magnetic anomaly</i>	61
5.3	Artigo II - <i>Magnetic characterization of the zigzag shaped J-anomaly: implications for kinematics and breakup processes at the Iberia-Newfoundland</i>	

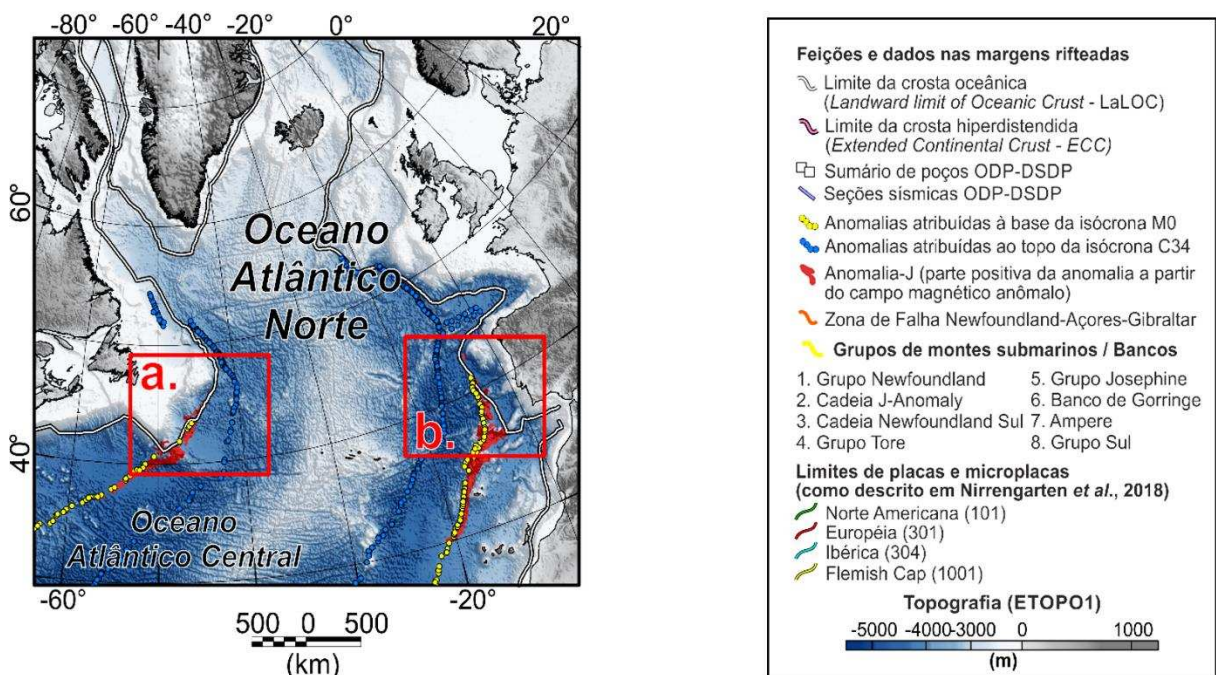
<i>margins</i>	71
6 CONSIDERAÇÕES FINAIS	88
7 TRABALHOS FUTUROS.....	92
REFERENCIAS.....	97

1 INTRODUÇÃO

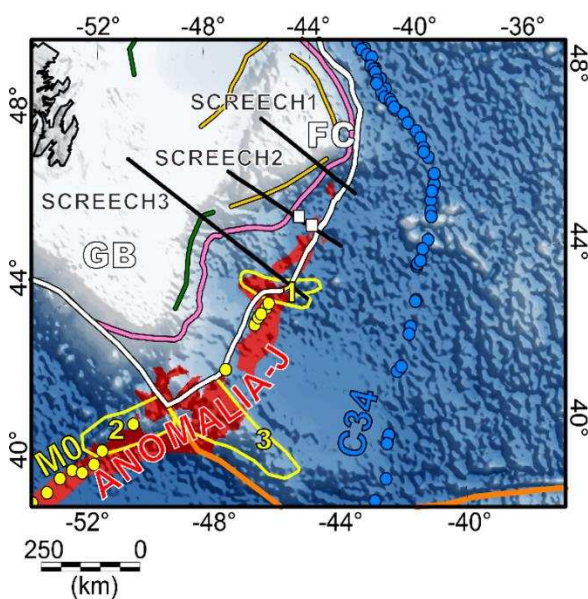
1.1 ÁREA DE ESTUDO

A área de estudo envolve as porções mais distais das margens continentais de Ibéria-W e Newfoundland, no início da crosta oceânica e região das Anomalias-J (e.g. Grandshtein *et al.*, 1977). O limite da crosta oceânica é baseado em dados sísmicos (*Landward Limit of Oceanic Crust, LaLOC*; Nirrengarten *et al.*, 2018), e é representado pela linha branca na FIGURA 1.

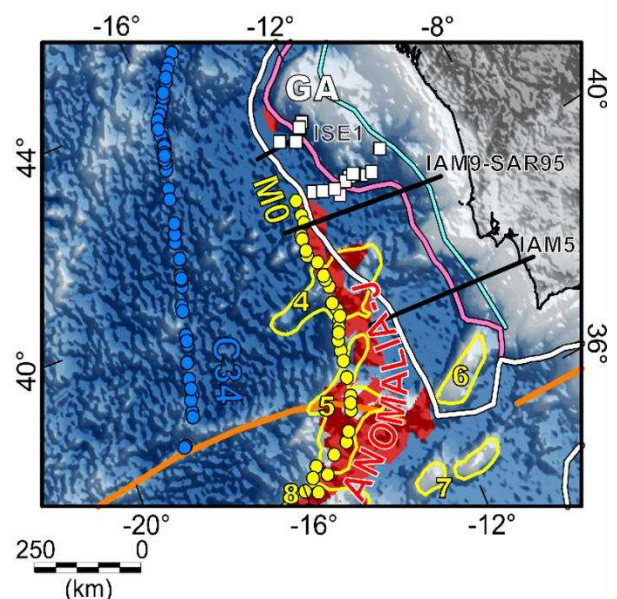
FIGURA 1- ATLÂNTICO NORTE E MARGENS DE IBÉRIA OCIDENTAL E NEWFOUNDLAND.



a. Newfoundland



b. Ibéria Ocidental



FONTE: A autora (2021).

As margens continentais estudadas envolvem uma grande quantidade de dados offshore, mas que estão concentrados nas regiões mais próximas ao continente, até o final da zona de exumação do manto subcontinental. Por este motivo, os dados geofísicos regionais surgem como uma boa alternativa para o estudo do contexto regional. Na FIGURA 1, há a representação de seções de dados geofísicos: SCREECH1 (Hooper *et al.*, 2004), SCREECH2 (Shillington *et al.*, 2004), SCREECH3 (Funck *et al.*, 2003), ISE1-WE1 (Davy *et al.*, 2016), IAM9 (Dean *et al.*, 2000), e IAM5 (Afilhado *et al.*, 2008). Também há o sumário dos poços perfurados nas margens de Ibéria-W e Newfoundland pelo *International Ocean Discovery Program* (IODP; disponível em <http://www.iodp.org/resources/maps-and-kml-tools>, acesso em 30/01/2018). Em direção ao oceano, estão mapeadas anomalias magnéticas C34n (marcação referente à base da extensa anomalia) e M0r, que compõem as isócronas C34 e M0 (Seton *et al.*, 2014). Estas anomalias indicam a direção de abertura do oceano no período em que foram formadas (83 e 120,6 Ma, respectivamente; Seton *et al.*, 2014).

1.2 CARACTERIZAÇÃO DO PROBLEMA

1.2.1 Lacunas no conhecimento

Apesar do grande número de trabalhos multidisciplinares nas margens do sistema de rifteamento Ibéria-Newfoundland (*e.g.* Whitmarsh *et al.*, 2001; Manatschal *et al.*, 2007; Bronner *et al.*, 2011; Alves, 2012; Cowie, 2014; Manatschal *et al.*, 2015; Mohn *et al.*, 2015; Gillard *et al.*, 2016; Hauptert *et al.*, 2016; Nirrengarten *et al.*, 2018), ainda há importantes lacunas na interpretação destas margens: 1) a configuração tectônica e litológica da porção distal de ambas as margens continentais, 2) a continuidade de tendências tectônicas orogênicas offshore (*e.g.* Dias *et al.*, 2016), 3) a natureza da litosfera sob a crosta oceânica embrionária ibérica (subcontinental ou oceânica; Alves, 2012; Alves e Heilbron, 2013); e 4) a origem das Anomalias-J, assunto pouco explorado nos trabalhos existentes.

Há interpretações magnetométricas relativamente recentes nestas margens (*e.g.* Alves, 2012; Alves e Heilbron, 2013; Stanton *et al.*, 2016). Estes trabalhos exploram o caráter descritivo dos dados, mas não o cerne da questão: o significado do padrão de anomalias magnéticas distais, que não seguem o padrão oceânico “normal”. Ainda, a razão da existência das gigantescas e enigmáticas Anomalias-J. Como podem as Anomalias-J cruzarem tipos de crosta e tipos de espalhamento

oceânico totalmente diferentes? Como é possível tais anomalias exibirem geometrias correspondentes, se os terrenos que as abrigam já estavam formados quando ocorreram os eventos vulcânicos?

Apesar de classificadas como pobres em magma, as margens e centros de espalhamento neste contexto tem grande conteúdo de rochas intrusivas em diferentes escalas (e.g. Kelemen *et al.*, 2007; Picazo *et al.*, 2016). A integração manto-crosta nos sistemas de circulação de fluidos mantélicos (Cashman e Edmonds, 2019) e o *timing* de alojamento destes fluidos ao longo do rifteamento (e.g. Jagoutz *et al.*, 2009; Pinto *et al.*, 2017), também são desafios a serem vencidos na calibração das interpretações acerca da evolução magmática.

1.2.2 Análogo geológico no Brasil

Com uma grande cobertura de dados, o sistema de rifteamento Ibéria-Newfoundland auxilia na compreensão de regiões análogas ao redor do mundo. Para o Brasil, o entendimento das margens passivas pobres em magma é de interesse acadêmico e econômico. Desde a década de 1980, o Brasil pesquisa sobre o melhor ajuste da Zona Econômica Exclusiva brasileira, para estudo de reservas de cobalto, manganês e hidrocarbonetos, por exemplo. Neste tema, a definição dos domínios de crosta continental em área oceânica é de extremo interesse. Atualmente, a maior concentração de reservas de hidrocarbonetos (o “*pré-sal*”) ocorre próximo da região de possível exumação mantélica (Zalán *et al.*, 2011). A crosta extremamente afinada e uma possível exumação mantélica no embasamento influenciarão, por exemplo, no regime termal e nos fluidos que podem estar presentes no sistema petrolífero.

1.3 HIPÓTESE E OBJETIVOS

A hipótese proposta nesta pesquisa é de que as anomalias magnéticas da porção distal das margens, e Anomalias-J, são o reflexo 1) da influência da litosfera subcontinental exumada, que guia a migração e o alojamento de magma, e 2) da trama estrutural desta litosfera, herdada de ciclos tectônicos anteriores.

Para testar esta hipótese há dois objetivos principais e seus correspondentes secundários, como segue:

- 1) Identificar feições geofísicas regionais nas margens estudadas que possam sugerir estruturas tectônicas mantélicas na transição manto exumado para a

crosta oceânica normal, a partir de:

- a. Tratamento de dados: análise dos dados brutos magnetométricos e filtragem;
 - b. Interpretação dos mapas magnetométricos: localização de regiões anômalas e lineamentos;
- 2) Buscar qual a possível natureza das assinaturas geofísicas observadas, evidenciando possíveis heranças de ciclos tectônicos anteriores, através de:
- a. Comparação com contextos tectônicos pré-rifte e informações petrológicas da literatura;
 - b. Verificar a correspondência de estruturas mapeadas pela geofísica nas margens de Ibéria e Newfoundland.

1.4 ESTRUTURA DA TESE

A tese é dividida em seis capítulos, sendo que os três primeiros são introdutórios, e os três seguintes contém materiais produzidos na pesquisa.

O Capítulo 1 é dedicado a apresentar a área, a caracterização do problema e a importância do estudo. Ainda, apresenta a hipótese e os objetivos da pesquisa. O Capítulo 2 traz uma breve revisão teórica das técnicas utilizadas na magnetometria, e do modelo de margem passiva do tipo pobre em magma. Já o Capítulo 3, apresenta o contexto geológico no sul do Atlântico Norte, tanto da formação do embasamento como da quebra litosférica.

O Capítulo 4 apresenta os métodos da pesquisa, o tratamento aplicado aos dados magnetométricos, e uma análise das limitações do método para a interpretação da transição continente-oceano pobre em magma. Em seguida, no Capítulo 5, os resultados das técnicas aplicadas são apresentados no formato de artigos científicos. O início da pesquisa, no Artigo I, trabalha a margem ibérica e o limite da Anomalia-J, e ressalta limitações do método magnetométrico para mapear a crosta oceânica. Posteriormente, no Artigo II, a pesquisa expande a análise da Anomalia-J para ambas as margens do sistema de rifteamento e o significado para a evolução tectônica. Os resultados são sumarizados no Capítulo 6, de Considerações finais. Ao final, no Capítulo 7, são apresentados os trabalhos que estão em desenvolvimento para a continuação desta pesquisa após o doutorado.

2 FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA

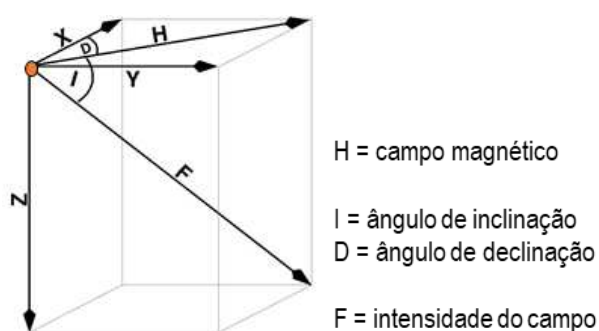
2.1 Conceitos da Magnetometria

2.1.1 Introdução as anomalias magnéticas

O planeta possui um campo magnético natural, que varia de acordo com a dinâmica do núcleo da Terra, com as massas de rocha que atravessam o manto e a litosfera, e com influências externas dadas pelas interações da ionosfera com fontes do espaço. O dado do qual parte este estudo é o campo magnético anômalo (CMA), do qual foram retiradas as influências do núcleo e ionosfera.

O campo magnético terrestre em um ponto pode ser descrito pelos parâmetros seguintes (Blakely, 1996): declinação (D), ângulo entre o norte magnético e o norte geográfico; inclinação (I), mergulho das linhas de campo em relação a horizontal; e magnitude (F), ou módulo do vetor campo magnético (FIGURA 2). Estes parâmetros dependem da localização geográfica e história térmica.

FIGURA 2 – PARÂMETROS DE DESCRIÇÃO DO CAMPO EM UM PONTO GEOGRÁFICO.



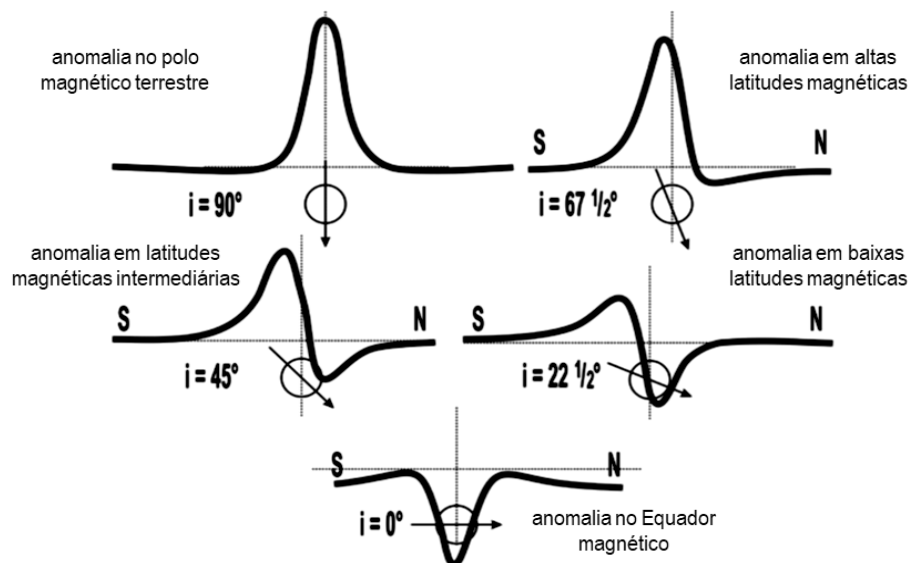
FONTE: Adaptado de Nettleton (1962) e Manda e Thébaut (2007).

Já as *anomalias magnéticas* são o resultado das variações do campo magnético terrestre, pela distribuição heterogênea de rochas magnetizadas, às quais nos referimos como *fontes magnéticas*. Em um primeiro momento, o caráter heterogêneo das magnetizações é dado ao menos por características do vetor de magnetização total da rocha e susceptibilidade magnética. Mas além destes, existem fatores conferidos pelo local onde está a fonte, como por exemplo, a latitude em que se encontra (FIGURA 3) e ainda a justaposição de fontes causando interferências entre as anomalias (Nettleton, 1962; Blakely, 1996).

O conteúdo de anomalias de um conjunto de dados magnetométricos pode ser representado através do seu espectro de potência. Assim, o dado é

representado no domínio do número de onda, técnica que auxilia, por exemplo, a separação de anomalias regionais e residuais. O espectro utilizado é um gráfico da potência radial em escala logarítmica, em razão do número de onda. Este espectro de potência é dito “radial”, pois a potência calculada para múltiplas direções, para todos os valores do conjunto de dados, para cada número de onda.

FIGURA 3 – ANOMALIA MAGNÉTICA E VARIAÇÃO DE LATITUDE. I = INCLINAÇÃO DO CAMPO.



FONTE: Adaptado de Nettleton (1962).

Os minerais ferrimagnéticos são os que mais contribuem para a magnetização das rochas em geral, sendo os mais abundantes a magnetita e a pirrotita (Telford *et al.*, 1990), principalmente a magnetita (Lindsley *et al.*, 1966). A magnetização total (vetor de magnetização total) de um material é definida pelos parâmetros de inclinação, declinação e intensidade somados de todos os vetores de magnetização dos domínios magnéticos (Grant e West, 1965) em escala atômica ($\sim 10^{10}$ a 10^{15} átomos, Vacquier, 1972). Para um volume de rocha magnetizada V , o vetor de magnetização total terá uma componente induzida pelo campo terrestre atual H , e outra remanente H_0 . Assim, temos a anomalia magnética ΔH relacionada ao campo externo na expressão da Equação 2.

$$H = H_0 + \Delta H$$

(Equação 2)

A remanência ou magnetização remanente H_0 equivale à porção do vetor de magnetização total que é adquirida naturalmente por rochas cristalizadas. Esta parte guarda a posição estimada dos polos magnéticos terrestres quando da época de resfriamento desta rocha (Ogg, 2012). A preservação deste registro do tempo de

formação da rocha (magnetização primária) ou da modificação por eventos posteriores (magnetização secundária) dependerá das propriedades de cada material magnetizado. Materiais muito resistentes à mudança da magnetização remanente (alta coercividade) viabilizam a preservação do registro magnético na escala do tempo geológico. Esta característica é típica de materiais ferromagnéticos, como ferro, cobalto e níquel, e as ligas formadas por estes elementos. Quando submetidos a um campo magnético, tais materiais tem grande parte dos momentos de rotação atômica (*spins*) paralelos e orientados com o campo. A magnetita é o principal mineral ferromagnético estudado nas rochas crustais (Lindsley *et al.* 1966).

Os minerais constituintes das rochas também possuem diferentes susceptibilidades magnéticas, com variações atribuídas a características cristalinas – *i.e.*, variações composicionais em soluções sólidas (como variações de Fe e Ti em hematita-ilmenita). Via de regra, rochas máficas tenderão a ter maior susceptibilidade magnética (Lindsley *et al.*, 1966).

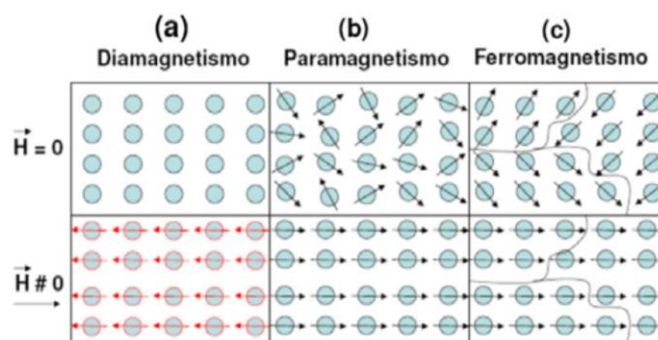
A interpretação dos dados magnéticos pode considerar a componente remanente H_0 como desprezível, mas é preciso atenção para o correto uso desta premissa. Se a magnetização remanente for significativa, isto afetará de forma expressiva o vetor de magnetização total e, por consequência, a forma da anomalia magnética (Grant e West, 1965). Neste caso, sem a medida exata da orientação e sentido da magnetização, temos que: 1) a comparação com modelos sintéticos é impossibilitada (Grant e West, 1965), 2) a centralização da anomalia sobre o corpo pela redução ao polo (Baranov e Naudy, 1964) é prejudicada ou mesmo inviável, e 3) a interpretação sobre o campo magnético total somente será confiável se $|\Delta H| \ll H_0$ e se ΔH e H_0 (Equação 2) estiverem com direções muito próximas (Grant e West, 1965).

Para cada material que apresenta ferromagnetismo, existe uma temperatura onde a energia termal desfaz o ordenamento magnético, e o material perde a remanência e a susceptibilidade magnética. A esta temperatura, denominamos temperatura de Curie ou de Néel, onde ponto de Curie é a profundidade onde a rocha atinge a temperatura de Curie, e a superfície de Curie é a extensão tridimensional deste limite térmico em profundidade (Lindsley *et al.*, 1966; Blakely, 1996).

Já no paramagnetismo, a magnetização resultante é induzida pelo campo

externo (FIGURA 4). Por isso, é possível que haja magnetização paramagnética no manto (Mandea e Thébaut, 2007). A maioria dos minerais possui magnetização do tipo paramagnética, ou mesmo diamagnética, que é em geral negativa (Lindsley *et al.* 1966; Grant e West 1965; Blakely 1996). Ambas são muito baixas quando comparadas aos ferromagnéticos – da ordem de 10^{-6} unidades cgs (Lindsley *et al.*, 1966), ou da ordem de 10^5 unidades SI.

FIGURA 4 - EFEITO DA EXPOSIÇÃO A CAMPO MAGNÉTICO EXTERNO EM SISTEMAS DE MAGNETIZAÇÃO DIFERENTES. H: CAMPO MAGNÉTICO.



FONTE: Ferri (2010).

Além do conteúdo de minerais magnéticos, a magnetização depende de diversos fatores inerentes à rocha e ao ambiente em que ela se encontra (Lindsley *et al.*, 1966): pressão, temperatura, fábrica das rochas, granulometria das fases minerais magnéticas e variação do conteúdo de fluidos. Ainda, materiais de dimensões diminutas poderão apresentar comportamento magnético diferenciado dos descritos para minerais macroscópicos. A magnetização superparamagnética é registrada em partículas magnetizadas de pequenas dimensões. Como exemplo, o níquel puro é antiferromagnético (não apresenta magnetização residual), mas em escala nanométrica (<10 nanômetros), possui comportamento superparamagnético (Duley, 1978). Outro exemplo são partículas de poeira interestelar, onde a mistura de partículas diatômicas de MgO, FeO e SiO é superparamagnética ou fracamente ferromagnética (Duley, 1978).

2.1.2 Anomalias magnéticas na crosta oceânica

2.1.2.1 Padrão zebrado e isócronas

A magnetometria é fundamental no estudo da crosta oceânica, já que os litotipos oceânicos são, em geral, ricos em minerais magnéticos – rochas basálticas, peridotíticas, serpentiniticas (Oufi *et al.*, 2000). Na geração do assoalho oceânico,

as rochas com conteúdo suficiente de material magnetizável formam anomalias lineares, positivas ou negativas, e paralelas ao eixo de espalhamento (FIGURA 5).

Por convenção, as anomalias magnéticas positivas são ditas “normais”, com o sentido do vetor de magnetização total em acordo com o fluxo magnético do campo magnético terrestre atual. Já as anomalias negativas, são chamadas “reversas”, e possuem magnetização orientada no sentido oposto. No processo de expansão do assoalho oceânico, o magma cristalizado é transportado para as laterais do eixo de espalhamento. A recorrência da reversão dos polos magnéticos terrestres faz com que exista uma alternância no registro geológico entre anomalias normais e reversas, gerando o padrão magnético linear reconhecido internacionalmente como típico oceânico (Vine e Matthews, 1963).

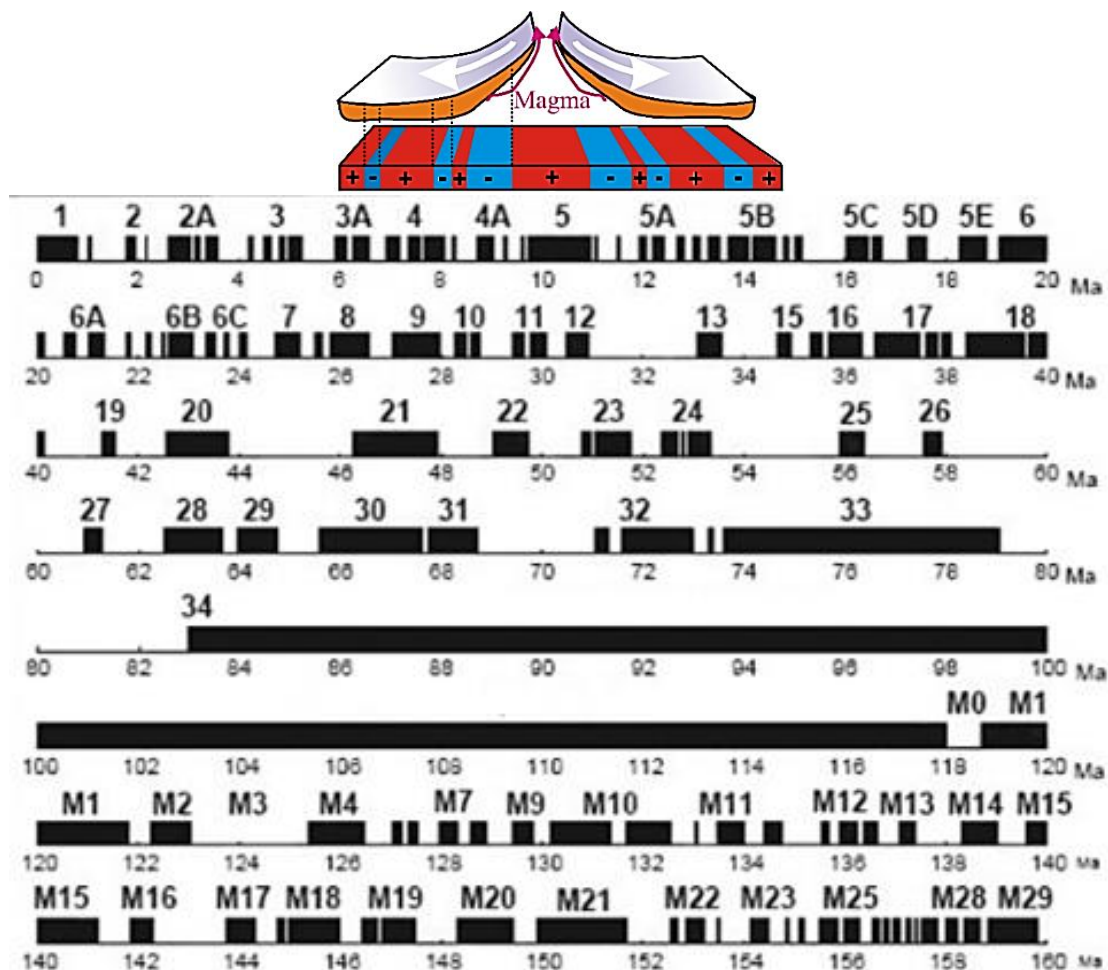
As anomalias magnéticas marinhas são utilizadas na magnetoestratigrafia, inseridas em intervalos de tempo denominados isócronas (Ogg, 2012). No contexto de uma isócrona, é comum que estejam representados um ou mais ciclos de variação normal e reversa dos polos da Terra (Ogg, 2012; Carpenter e Keane, 2016). Neste trabalho, as idades das isócronas estão de acordo com Carpenter e Keane (2016) (TABELA 2). Ainda, apesar de isócronas de M0 a M5 terem sido interpretadas nas margens de Ibéria e Newfoundland (*e.g.* Dean *et al.* 2000, Funck *et al.* 2003), no banco de dados de lineamentos magnéticos GSFML (*Global Seafloor Fabric and Magnetic Lineations*. Seton *et al.* 2014) estão apenas o topo da anomalia C34n (83 Ma) e a base da M0r (120,6 Ma).

2.1.2.2 A magnetização e o espalhamento oceânico

A extensão da magnetização remanente na crosta oceânica era considerada apenas em torno dos primeiros quilômetros da dorsal meso-oceânica, pelo alto gradiente geotérmico (até 100°C/km; MCELHINNY *et al.*, 2000). Entretanto, Li *et al.* (2017) apontam para a dependência dos valores de profundidades de Curie com a taxa de espalhamento oceânico. E, por sua vez, a taxa de espalhamento é correlacionada ao tipo de acreção crustal em curso. Os centros de espalhamento oceânico ultralentos (<4mm/ano), com crosta pobre em vulcanismo, possuem os pontos de Curie muito mais profundos (até ~30km). Isto poderia ser reflexo de câmaras magmáticas profundas, diminutas ou inexistentes, nestes centros (Li *et al.*, 2017). Centros de espalhamento de velocidade lenta (4-25 mm/yr) tem profundidades em média de 12-16 km, e de velocidade média (25-45 mm/yr), de ~16

a 18 km. Já os centros com espalhamento rápido têm profundidade de Curie quase constante em ~17,7 km. Os centros super-rápidos tem valores mais variáveis, com média em torno de 15,2 km.

FIGURA 5 – ESPALHAMENTO OCEÂNICO, E ISÓCRONAS MESO-CENOZOICAS.



FONTE: Adaptado de Mandeau e Thébaut (2007).

TABELA 2 – ISÓCRONAS DO PERÍODO DE FORMAÇÃO DAS MARGENS DISTAIS ESTUDADAS

<i>Isócrona</i>	<i>Intervalo total (Ma)</i>	<i>Anomalias formadoras</i>
C34	83,0-120,6	C34n
M0	120,6-121	M0r
M1	121,0-123,55	M1n e M1r
M2	123,55-124,05	M2n
M3	124,05-125,67	M3r
M4	125,67-126,57	M4n
M5	126,57-126,91	M5r

FONTE: Carpenter e Keane (2016).

2.1.3 Magnetização no manto e Temperatura de Curie na região oceânica

O modelo do manto “não-magnético” origina-se na década de 1970

(Wasilewski *et al.*, 1979), com a definição da Descontinuidade de Moho como limite para magnetização. Rochas crustais profundas (*e.g.* granulitos, e rochas básicas cristalizadas na base da crosta) seriam suficientes para criar anomalias de grande comprimento de onda em dados aéreos e orbitais (Wasilewski e Mayhew, 1992). No entanto, já que a Descontinuidade de Moho foi definida com base em propriedades físicas ligadas à sísmica, não é adequado atribuir uma barreira magnética diretamente à Moho. Isto é apontado mesmo no texto de Wasilewski e Mayhew (1992), apesar de reafirmarem o modelo do manto não-magnético. Contudo, estudos petrológicos (*e.g.* Ferré *et al.*, 2013), mineralógicos (Kupenko *et al.*, 2019) e geofísicos (*e.g.* Grayver *et al.*, 2016; Olsen *et al.*, 2017; Idoko *et al.*, 2019; Ravat, 2019) que nos levam a crer que existe magnetização no ambiente mantélico.

No mapa magnético global, algumas anomalias se destacam por suas grandes dimensões, em termos de comprimento de onda e amplitude (FIGURA 6), e são reconhecidas como originadas por fontes mantélicas (Mandea e Thébaut, 2007). Observa-se a tendência de localização destas anomalias em áreas de manto mais frio (Mandea e Thébaut, 2007) – *i.e.* litosfera continental e zonas de subdução.

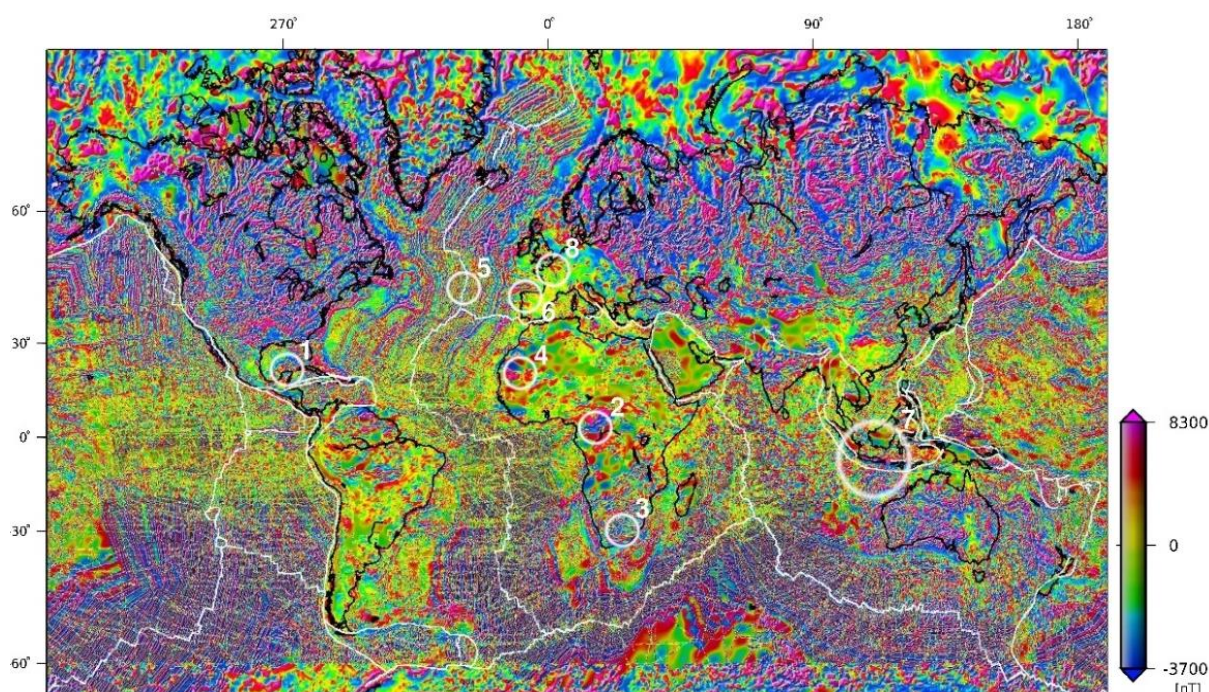
Sabe-se que abaixo da superfície de Curie, os minerais perdem sua magnetização (*e.g.* Isles e Rankin 2013). Mas, na verdade, há a perda da remanência e da susceptibilidade magnética (Vacquier, 1972), e não a perda do potencial de magnetização das rochas. Por isso, é possível que haja ao menos a magnetização do tipo paramagnética no manto (Mandea e Thébaut, 2007).

Algumas regiões da Terra possuem a temperatura de Curie abaixo da Moho, o que já torna a magnetização ferromagnética no manto possível, mesmo dentro do conceito de superfície de Curie (Ferré *et al.*, 2014; Idoko *et al.*, 2019). Mas além disso, dados de experimentos recentes (espectroscopia Mössbauer) indicam a capacidade de magnetização do ferro em condições de P-T mantélicas (*e.g.* Hamada *et al.*, 2016; Kupenko *et al.*, 2019;). Através de experimentos com FeO (wüstite), Hamada *et al.* (2016) obtiveram o registro do componente magnético em FeO (wüstite) de alta rotação até 91 GPa. Já Kupenko *et al.* (2019) registraram magnetismo em pequenos grãos de hematita sintética em alta pressão e temperatura, até cerca de 30 GPa e 1300K. Com isso, é possível haver resposta ferromagnética em condições de pressão e temperatura mantélicas, chegando à zona de transição em zonas de subdução (Kupenko *et al.*, 2019). A hematita pode ser a resposta para anomalias em escala planetária, pois é o principal óxido dos

materiais subduzido (Dunlop e Kletetschka, 2001).

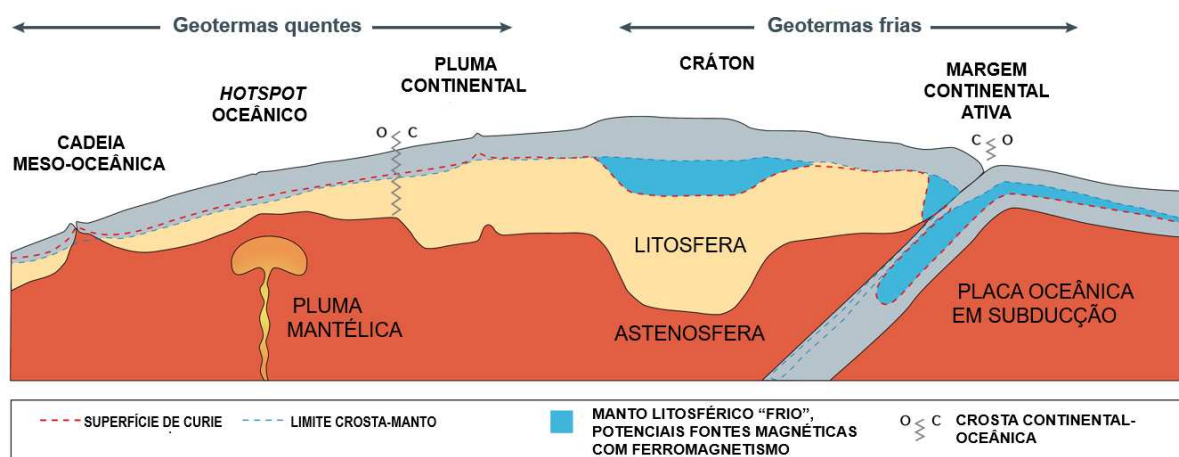
Em recente revisão, Ferré *et al.* (2020) apontam os locais mais prováveis de magnetismo remanente do ambiente mantélico (FIGURA 7). Em crosta continental, há estudos magnetométricos que indicam magnetização ferromagnética abaixo da Moho, por exemplo, até 90-95 km no Escudo Canadense, em Ravat (2019). A remanência encontrada nos xenólitos seria o registro da orientação magnética preservada do ambiente mantélico, possibilitada pela subida rápida dos xenólitos (Ferré *et al.*, 2013).

FIGURA 6 – MAPA MAGNÉTICO E ANOMALIAS 1) CHICXULUB, 2) BANGUI, 3) THROMSBERG, 4) RICCHAT, 5) MESO-ATLÂNTICA, 6) BISCAIA, 7) SUMATRA-JAVA, 8) BACIA DE PARIS.



FONTE: Adaptado de Mandeia e Thébaut (2007).

FIGURA 7 - POTENCIAIS LOCAIS NO MANTO COM REMANÊNCIA (POLÍGONOS EM AZUL).



FONTE: Adaptado de Ferré *et al.* (2020)

Os sensores magnetométricos orbitais contribuem com evidências do magnetismo mantélico. Desde a década de 1980 são notadas a falta de coincidência entre limites crustais e longos comprimentos de onda magnéticos (dados Magsat, Schnetzler, 1989). Para dados orbitais, a resposta magnética de estruturas mais significativas prevalece, pois a distância entre fonte e receptor é um “filtro natural” de altas frequências (Mandea e Thébaut, 2007). Dados mais recentes dos sensores orbitais CHAMP e da constelação de satélites SWARM, resultaram em informações sobre o magnetismo mantélico. Olsen *et al.* (2017) obtiveram um mapa magnético global da litosfera. Já Mandea e Thébaut (2007) e Grayver *et al.* (2016) exemplificam a influência cíclica semi-diurna no campo magnético terrestre, explorando o registro de dados ao longo do tempo. Segundo Grayver *et al.* (2016), a camada fonte da magnetização semi-diurna seriam os ~72 km mais externos do planeta.

2.2 ARQUITETURA E FORMAÇÃO DAS MARGENS POBRES EM MAGMA

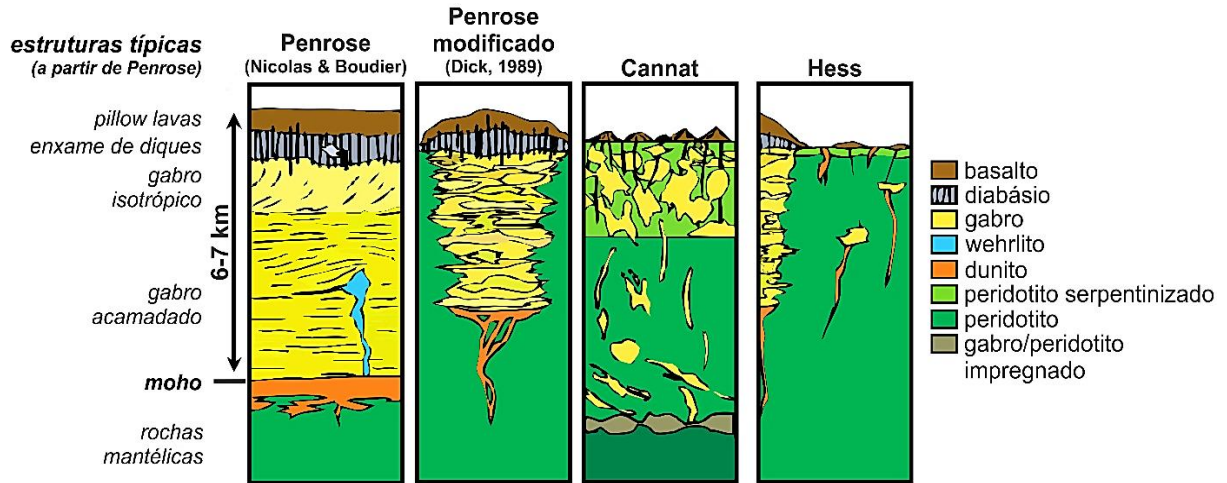
2.2.1 Margens continentais rifteadas

Dados adquiridos nas áreas oceânicas revolucionaram os modelos de margens continentais e crosta oceânica nas últimas décadas. Investigações promovidas pelo IODP (*International Ocean Discovery Program*), DSDP (*Deep Sea Drilling Program*) e ODP (*Ocean Drilling Program*), com dados de seções sísmicas, dados de poços (*e.g.*, Boillot *et al.*, 1980; Whitmarsh *et al.*, 2001; Sibuet *et al.*, 2007a) e magnéticos de fundo (Zhao, 1996; Whitmarsh *et al.*, 2001) fomentaram esta evolução. Isto porque os modelos de McKenzie (1978) e Wernicke (1985) não contemplam a complexidade observada nas margens continentais. Os novos modelos detalham os processos envolvidos no desenvolvimento (Gillard *et al.*, 2016), configuração (*e.g.*, Perón-Pindivic e Manatschal, 2008; Bronner *et al.*, 2011; Alves *et al.*, 2013; Sutra *et al.*, 2013), acreção crustal e intrusões magmáticas (Dick *et al.*, 2006; Cannat *et al.*, 2009; Gillard *et al.*, 2016; Picazo *et al.* 2016) destas margens. Já a crosta oceânica evoluiu para empilhamentos estratigráficos diferenciados (Dick *et al.*, 2006; FIGURA 8).

Hoje, as margens continentais não-convergentes podem ser representadas em três grupos, segundo a quantidade de magma sin-rifte e o padrão de distensão (Doré e Lundin, 2015; Hauptert *et al.*, 2016): margens pobres em magma, margens ricas em magma ou vulcânicas, e margens transformantes. Este estudo trata do tipo pobre em magma, associado a taxas de espalhamento oceânico lentas a ultra-

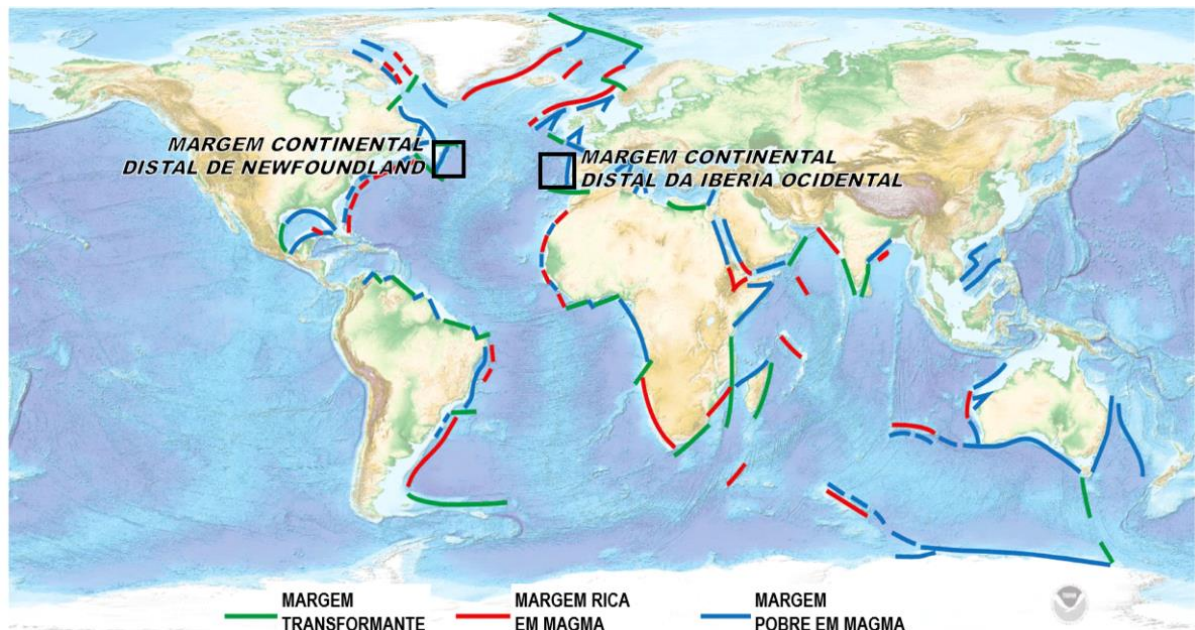
lentas. Hoje este tipo de margem é reconhecido em todo o mundo, incluindo parte das margens de Brasil e África (FIGURA 9).

FIGURA 8 – DIFERENTES MODELOS DE ACREÇÃO CRUSTAL OCEÂNICA.



Fonte: Adaptado de Dick *et al.* (2006), a partir de Anônimo (1972), Dick (1989), Cannat (1996), Cannat *et al.* (1997) e Dick *et al.* (2003).

FIGURA 9- DISTRIBUIÇÃO DOS TIPOS DE MARGENS CONTINENTAIS NÃO-CONVERGENTES, E POSIÇÃO DAS MARGENS REFERENTES AO ESTUDO



FONTE: Adaptado de Hauptert *et al.* (2016).

Na origem do modelo de margem continental, entre as décadas de 1970 e 1980 (FIGURA 10) havia dois domínios crustais bem definidos, continental e oceânico, dividido por um contato conhecido como COB (*Continent-Ocean Boundary*). Já nos modelos modernos, o limite entre crostas continental e oceânica é composto por uma zona de transição continente-oceano, formada em uma quebra

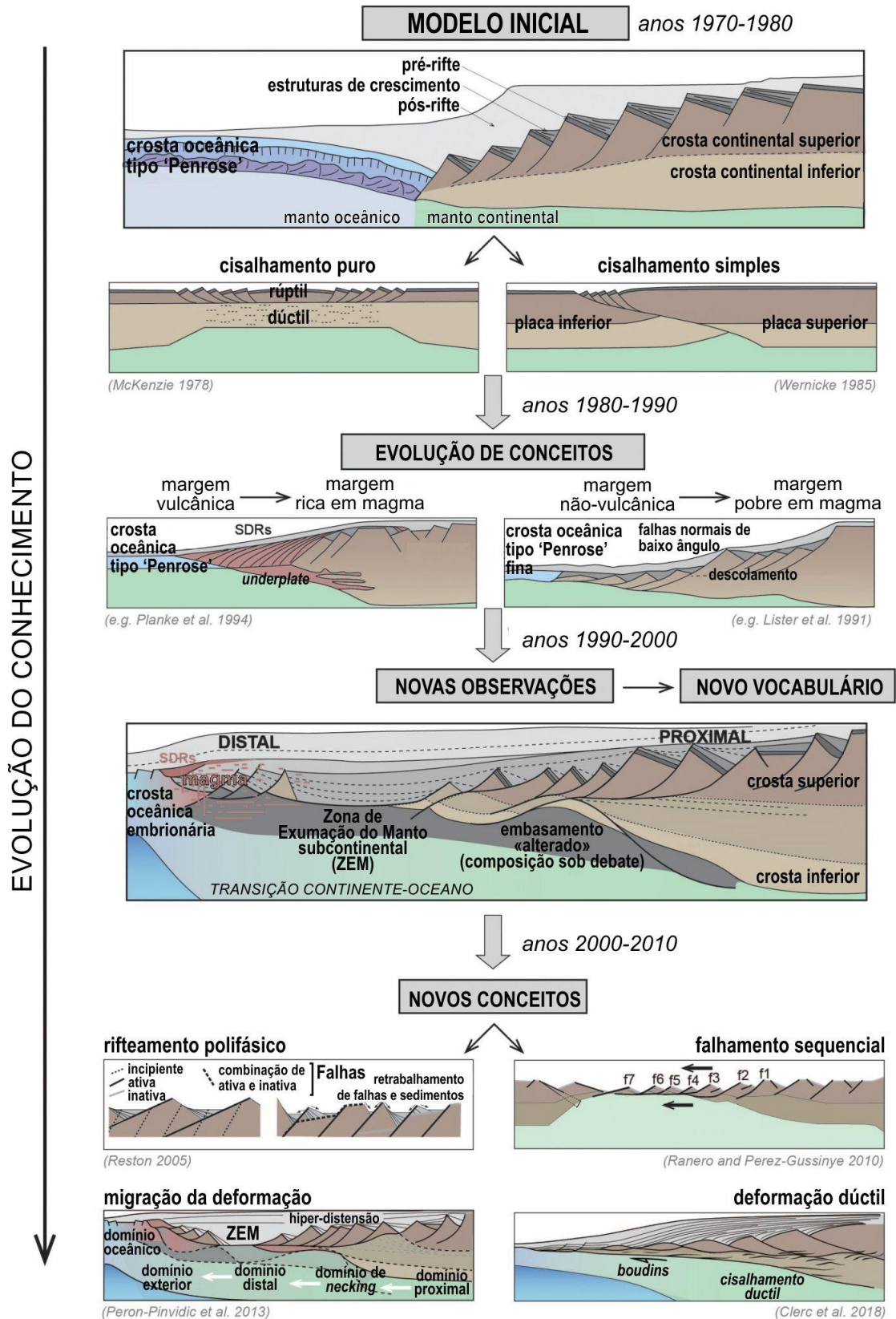
polifásica da litosfera, com domínios litológicos e de deformação estrutural distintos (Manatschal, 2004; Dick *et al.*, 2006; Sibuet *et al.*, 2007a; Péron-Pinvidic *et al.*, 2008; Cannat *et al.*, 2009; Gillard *et al.*, 2016).

Entre as décadas e 1980 e 1990, surge a separação em tipos de margens pobres ou ricas em magma. Enquanto as margens ricas em magma (ou vulcânicas) registram grandes volumes de magma intrudido e extrudido sin-rifte, feições típicas como os *Seaward Dipping Reflectors* (Geoffroy *et al.*, 2015) e rápida formação de crosta oceânica normal (tipo Penrose, FIGURA 8), as margens pobres em magma irão conter um montante radicalmente menor de magma sin-rifte extrudido.

A partir dos anos 1990 e 2000, é consenso a existência de trechos de margem continental onde o embasamento é manto exumado (ZEM, Zona de Exumação Mantélica, FIGURA 10), com a presença de outras feições peculiares, como descolamentos sub-horizontais regionais (*top-basement faults*; Hölker *et al.*, 2001; Manatschal, 2004) e blocos alóctones de crosta continental sobre estes descolamentos (Péron-Pinvidic *et al.* 2008). Nos centros de espalhamento pobres em magma, os peridotitos são elevados e rotacionados pela atividade de zonas de cisalhamento localizadas (*e.g.* Kelemen *et al.*, 2007; Gillard *et al.*, 2016). Na cadeia meso-atlântica pobre em magma, entre ~14° a 16° de latitude (Kelemen *et al.*, 2007), texturas microscópicas revelam predomínio de deformação dútil em temperaturas <1200°C.

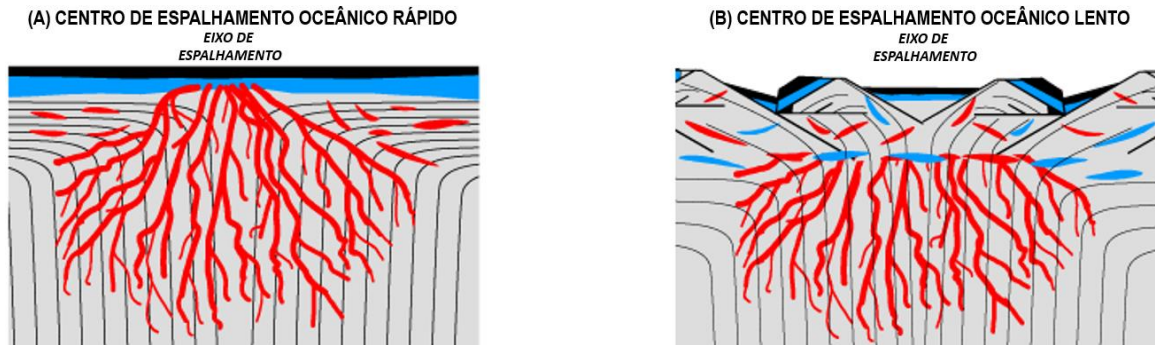
A respeito do magmatismo em margens continentais, o conteúdo de magma poderá aumentar em direção ao oceano (Bronner *et al.*, 2011; Gillard *et al.*, 2016; Picazo *et al.*, 2016) em taxas variáveis (Jagoutz *et al.*, 2007). É observado que margens e centros de espalhamento oceânico pobres em magma (*e.g.* meso-atlântica; Kelemen *et al.*, 2007; cadeia indiana SW, Bronner *et al.*, 2014) possuem um volume significativo de material magmático inserido em forma de intrusões e infiltrações (FIGURA 11). Parte do magma no eixo de espalhamento migra pelos interstícios cristalinos (Kelemen *et al.*, 2007). Kelemen *et al.* (2007) indicam que 20-40% do volume de rochas do manto sob o eixo de espalhamento são gabros intrudidos no peridotito, onde dados sísmicos indicam maior velocidade da onda P, e dados gravimétricos, indicam maior densidade que a esperada. O fracionamento cristalino das rochas intrusivas e extrusivas ocorre em alta pressão. Na região do Atlântico estudada por Kelemen *et al.* (2007), pode estar em 15-20 km abaixo do fundo do mar.

FIGURA 10- EVOLUÇÃO DE CONCEITOS DE MARGENS RIFTEADAS.



Fonte: Adaptado de Peron-Pinvidic et al. (2019).

FIGURA 11 – ESQUEMA DAS INTRUSÕES MAGMÁTICAS, EM CONTEXTO DE ESPALHAMENTO OCEÂNICO RÁPIDO (A) E LENTO (B).



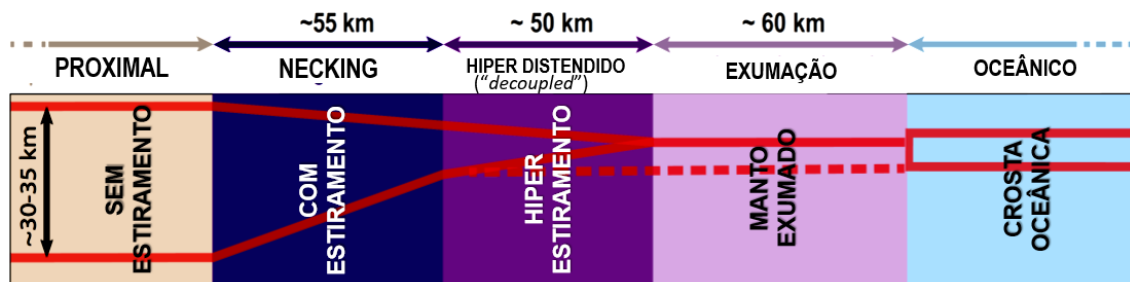
FONTE: Kelemen *et al.* (2007).

2.2.2 Arquitetura das margens continentais pobres em magma

Pode-se definir domínios para a margem continental pobre em magma, de acordo com elementos estruturais e litológicos (Chenin *et al.*, 2017; FIGURA 12):

- a) **Proximal**: deformação rúptil da crosta continental, sem afinamento litosférico.
- b) **Zona de necking**: distensão da crosta continental, com afinamento da litosfera.
- c) **Hiper-distendido**: região onde o afinamento da crosta continental é máximo, com possibilidade de janelas com exumação de crosta inferior e manto subcontinental
- d) **Zona de Exumação Mantélica (ZEM)**: Área onde ocorre manto subcontinental exumado. Os peridotitos tem contato com a água do mar, desde o estágio de hiper-distensão crustal, promovendo a serpentinização. Fluidos magmáticos sin-rifte podem se instalar no manto exumado, gerando corpos gabroicos alongados que podem ser fonte de anomalias magnéticas lineares (Whitmarsh *et al.*, 2001).
- e) Domínio oceânico: Crosta composta por intrusões e/ou extrusões no manto subcontinental. É considerada uma crosta oceânica “embrionária” se o centro de espalhamento não estiver bem desenvolvido (*i.e.*, centro inicial pobre em magma).

FIGURA 12 – ARQUITETURA DE MARGENS POBRES EM MAGMA, COM BASE EM DIVERSAS MARGENS AO REDOR DO GLOBO. VERMELHO: ESTIMATIVA DE ESPESSURA DA CROSTA.



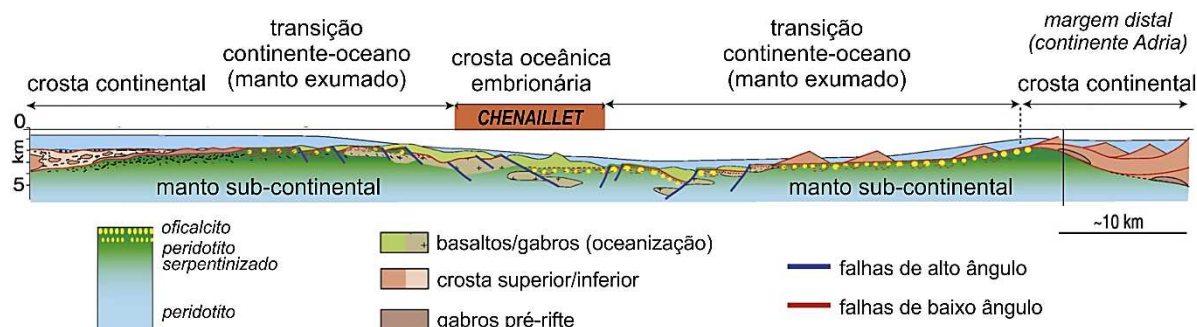
FONTE: Adaptado de Chenin *et al.* (2017).

O termo “transição continente-oceano” (*Ocean-Continent Transition*, OCT; Manatschal *et al.*, 2007) designa, de forma genérica, a passagem de crosta continental rifteada para a crosta oceânica. Dentro da OCT, os trechos de ZEM podem ter subdivisões petrológicas/geoquímicas (e.g. Sibuet *et al.*, 2007b). No entanto, este trabalho considera a ZEM como unidade única, pois há relativa baixa variabilidade no dado magnético em escala regional (Alves, 2012).

Já a “crosta embrionária” se refere à acreção crustal em ambiente de espalhamento oceânico lento a ultralento, onde o centro de espalhamento não está bem estabelecido (Bronner *et al.*, 2011; Stanton *et al.*, 2016). Neste contexto, o espalhamento oceânico é dado por um sistema de falhas de polaridade variável (Gillard *et al.*, 2016), onde há a instalação de magma no peridotito, ou há extrusões em porções variáveis (Kelemen *et al.*, 2007; Bronner *et al.*, 2014). O modelo geológico em terra de Chenaillet, parte distal da margem do antigo continente Adria (Alpes), permite ilustrar a configuração de uma crosta oceânica embrionária (FIGURA 13; Manatschal *et al.*, 2011).

No caso da transição continente-oceano de Ibéria e Newfoundland, há escassez de dados diretos e sísmicos a partir da Anomalia-J em direção ao oceano. Por isso, não há uma interpretação consistente da crosta e topo do manto (Bronner *et al.*, 2011). Neste trabalho é considerada a existência de crosta oceânica embrionária após as Anomalias-J em direção ao oceano, com base em 1) modelos da literatura (e.g. Whitmarsh *et al.*, 2001; Bronner *et al.*, 2011; Sutra *et al.*, 2013; Stanton *et al.*, 2016); e 2) pela crosta que hospeda a Anomalia-J (pelo menos <120,6 Ma) ter se formado antes do início do vulcanismo oceânico (< ~112 Ma; Tucholke *et al.*, 2007). A presença de litosfera subcontinental sob a crosta oceânica embrionária, é corroborada por evidências petrológicas (e.g. Chenin *et al.*, 2015; Picazo *et al.*, 2016) e geofísicas (e.g. Bronner *et al.*, 2011; Alves, 2012; Alves e Heilbron 2013).

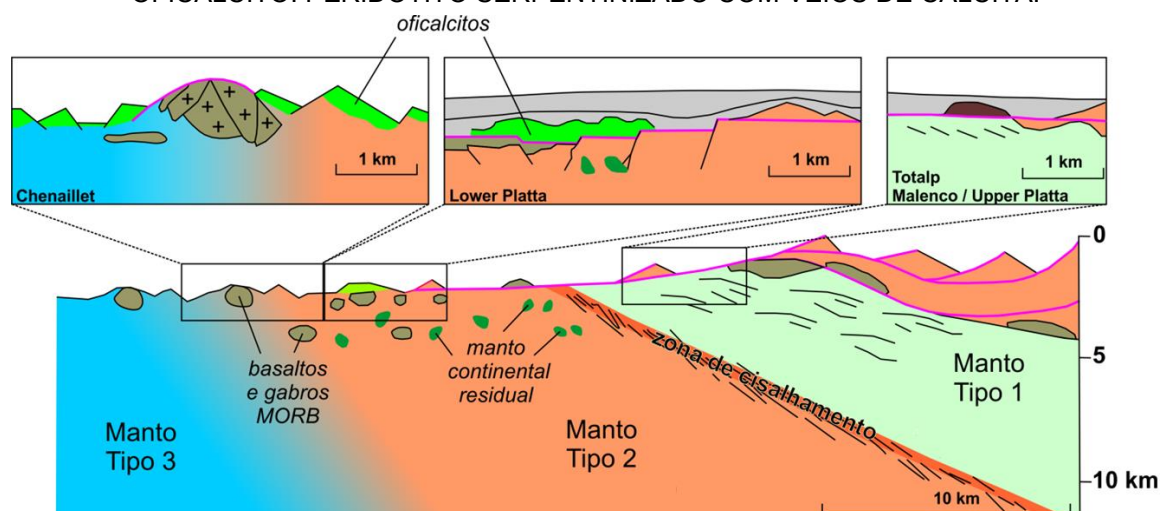
FIGURA 13 – CROSTA OCEÂNICA EMBRIONÁRIA NA MARGEM ADRIÁTICA (ALPES).



FONTE: Manatschal *et al.* (2011).

O estudo petrológico-geoquímico em Picazo *et al.* (2016) demonstra que na porção distal da ZEM há uma transição em direção ao oceano para um manto realimentado de magma basáltico, onde são definidos três tipos de manto (FIGURA 14): tipo 1 (infiltrado), tipo 2 (refertilizado) e tipo 3 (oceânico). O tipo de manto com a composição mais próxima do manto subcontinental é o manto tipo 1, e o mais próximo da composição de manto sub-oceânico seria o manto tipo 3. Na porção distal das margens de Ibéria e Newfoundland há o predomínio de mantos tipo 1 e 1+2, de acordo com as análises de amostras de poços (Picazo *et al.*, 2016).

FIGURA 14 – TIPOS DE MANTO 1, 2 E 3, E LOCALIDADES-TIPO (PICAZO *et al.* 2016). OFICALCITO: PERIDOTITO SERPENTINIZADO COM VEIOS DE CALCITA.



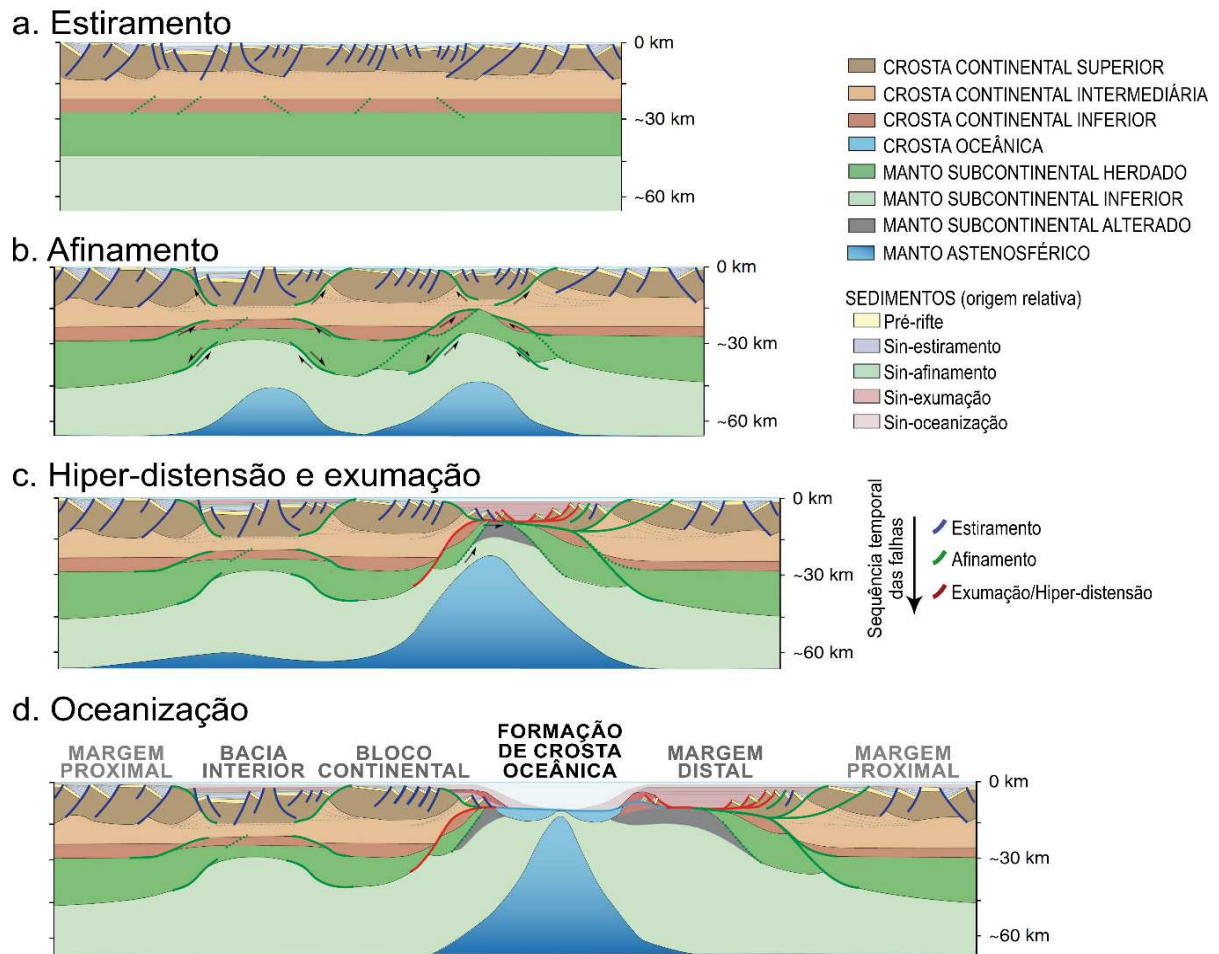
FONTE: Adaptado de Picazo *et al.* (2016).

2.2.3 Fases da quebra litosférica pobre em magma

A quebra litosférica pode ser sumarizada em quatro fases (FIGURA 15) com base em Naliboff *et al.* (2017):

- a) Estiramento** – deformação rúptil da crosta superior, acomodação da deformação envolvendo falhas de alto ângulo e redução da espessura da crosta superior;
- b) Afinamento** – fase onde há o afinamento efetivo da litosfera com zonas de cisalhamento de grande escala, formadas a partir da deformação concentrada em alguns pontos, e a subida do manto astenosférico.
- c) Hiperdistensão e exumação** – afinamento extremo da crosta, que passa a ter comportamento apenas rúptil; longas falhas de descolamento e início da serpentinação do manto em exumação por possível percolação de água (Pérez-Gussinyé e Reston, 2001) através destas falhas.
- d) Oceanização** – conclusão da quebra litosférica e formação da crosta oceânica.

FIGURA 15 – FASES DA QUEBRA LITOSFÉRICA

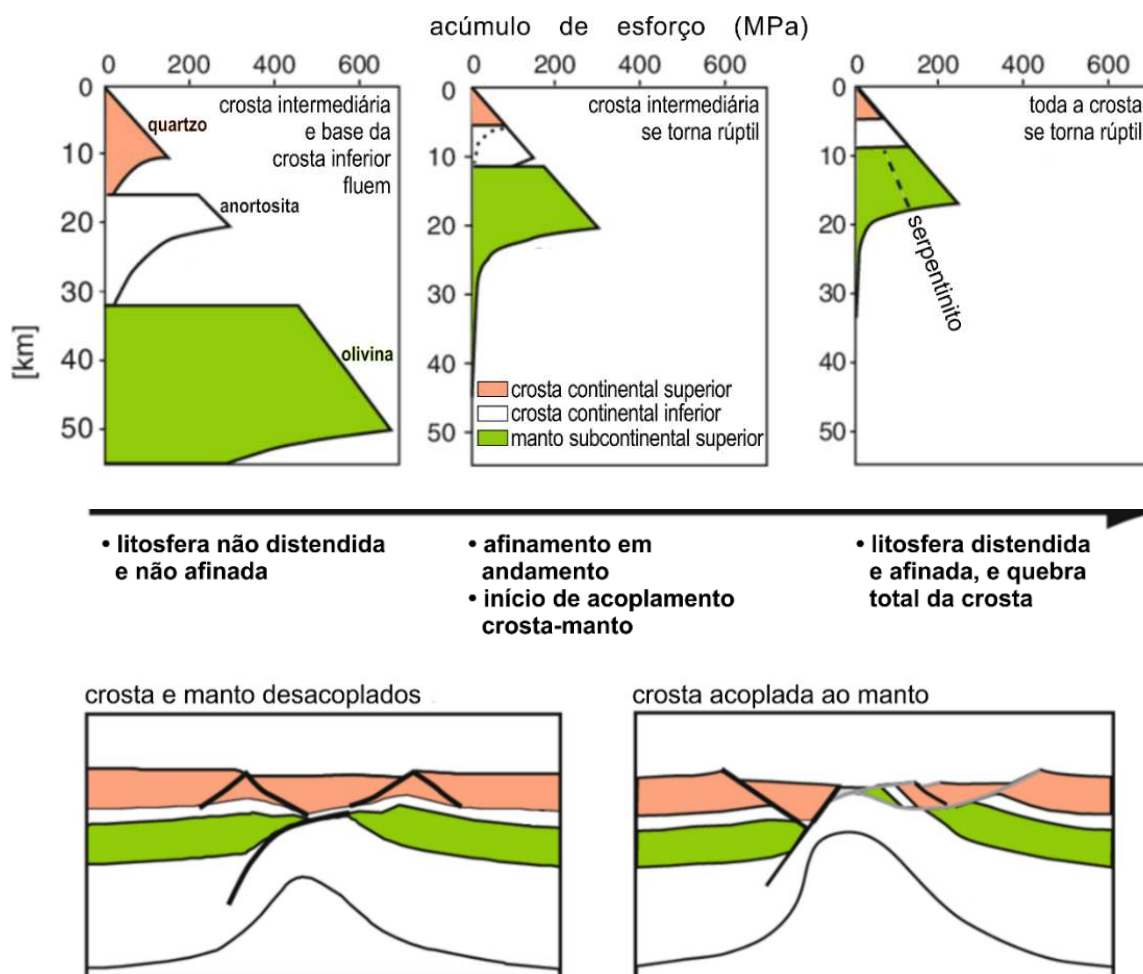


FONTE: Adaptado de Naliboff *et al.* (2017)

Pela FIGURA 15, observa-se que há deformação diferenciada entre as camadas da litosfera em cada fase da quebra de placas. Isto ocorre porque as camadas tem comportamentos mecânicos diferentes, que refletem a segregação composicional da litosfera continental. Este fluxo diferenciado entre camadas litosféricas pode ser observado nos diagramas YSE (Yield Stress Envelope), que representam o acúmulo de esforços nestas camadas (FIGURA 16).

Os diagramas são construídos com base na Lei de Byerlee (Byerlee, 1978). Esta é uma lei empírica, que apresenta a resistência à quebra (τ), como uma função linear de estresse normal (σ_n), dependente da pressão. Atualmente sabe-se que, além da pressão, outros fatores modificam os diagramas YSE, como o tempo e a taxa de afastamento das margens continentais (Reston e Manatschal, 2011; Pérez-Gussinyé e Reston, 2001); e a composição das rochas, em relação ao conteúdo de máficos e do contexto tectônico (e.g. Burov, 2011).

FIGURA 16 – DIAGRAMAS YSE DA CROSTA E TOPO DO MANTO SUBCONTINENTAL, DA EXTENSÃO SIMÉTRICA E DESACOPLADA PARA ASSIMÉTRICA E ACOPLADA.



FONTE: Simplificado de Reston e Manatschal (2011).

De acordo com os diagramas (FIGURA 16), a parte inferior de cada camada litosférica apresenta uma queda na resistência aos esforços em resposta ao esforço acumulado em um período de tempo, e conseqüente comportamento mais fluído (em inglês, *creep deformation* ou *cold flow*). Este tipo perfil deformacional é conhecido como “*jelly sandwich*” (Burov e Watts, 2006), e se refere a camadas de crosta e manto mais rígidas intercaladas por camadas mais fluídas (crosta intermediária e base da crosta inferior), o que possibilita que a camada superior seja deformada de forma diferente da inferior.

Quanto mais a quebra litosférica avança no tempo, mais os polígonos de campo de comportamento rúptil se aproximam (Reston e Manatschal, 2011). Gradualmente, as bases das camadas da litosfera passam a ter comportamento rúptil, e a junção dos campos rúpteis indica o “acoplamento” das camadas (Reston e Manatschal., 2011). O desaparecimento dos estágios deformacionais de maior

fluidez (*creep deformation*) transforma o perfil YSE, de tipo *jelly sandwich* para tipo *creme brulé* (Burov e Watts, 2006). O modelo *creme brulé* é válido a partir do acoplamento crosta-manto, onde as camadas litosféricas passam a ter uma resposta única aos esforços aplicados. Com o acoplamento, o manto em exumação e a crosta entram completamente em regime rúptil, e há percolação de água e serpentinização do topo do manto superior pouco antes de sua exumação (Pérez-Gussinyé e Reston, 2001).

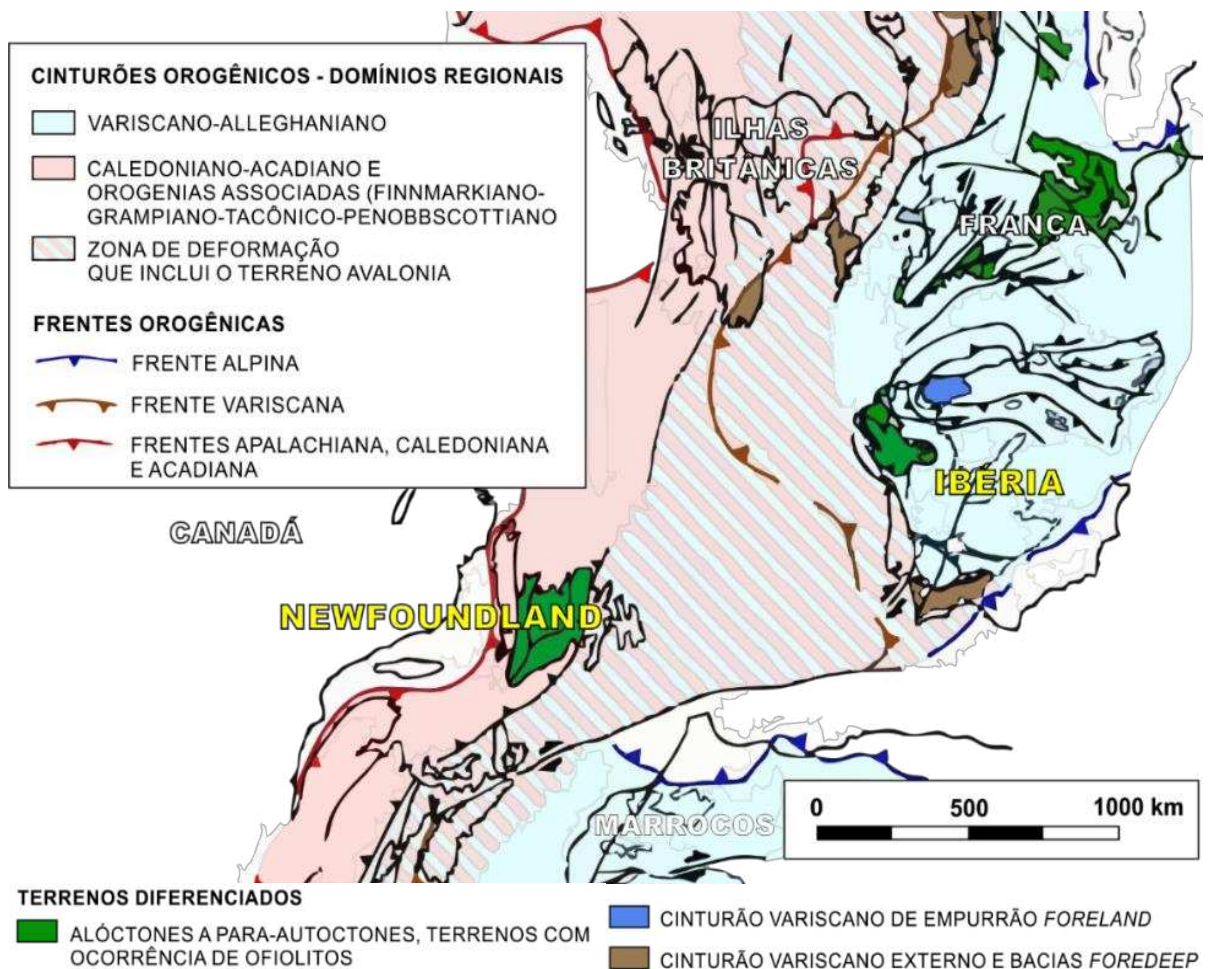
Nos modelos de margem, o comportamento da astenosfera é representado pela ascensão da astenosfera durante a quebra. Estudos de dados sísmicos globais indicam que limite litosfera-astenosfera nas regiões oceânicas está próximo da isoterma de 1200°-1300 ° (*e.g.* Cannat *et al.*, 2009) e na profundidade média de ~115km (Schaeffer *et al.*, 2016). No entanto, este limite deve variar com outros fatores, como coesão das rochas, fluidos e outros (Artemieva, 2019).

3 CONTEXTO GEOLÓGICO

3.1 A formação da litosfera pré-rifte

A Ilha de Newfoundland abriga uma extensa faixa com ocorrências de ofiolitos (FIGURA 17), relativos ao fechamento do Oceano Iapetus. Já o cinturão Variscano (ou Hercíniano, ou Variscides) na Ibéria contém a sutura do Oceano Rheic entre terrenos exóticos do sul (Zona Sul Portuguesa) e o Gondwana (Zona Ossa Morena e demais unidades do Maciço Ibérico). Desta sutura, há remanescentes autóctones (Matte, 2001) e alóctones a para-autóctones na Ibéria-N, em *nappes* como ofiolitos intercalados a sedimentos (Martínez-Catalán *et al.*, 2009). Já na Ibéria offshore, tanto a continuidade da sutura do Oceano Rheic como da frente orogênica variscana ainda são controversas (Rast, 1988; Dias *et al.*, 2016; Silva *et al.*, 2000). No entanto, há lineamentos geofísicos no offshore com tendência similar à do embasamento continental (Alves, 2012; Alves e Heilbron, 2013).

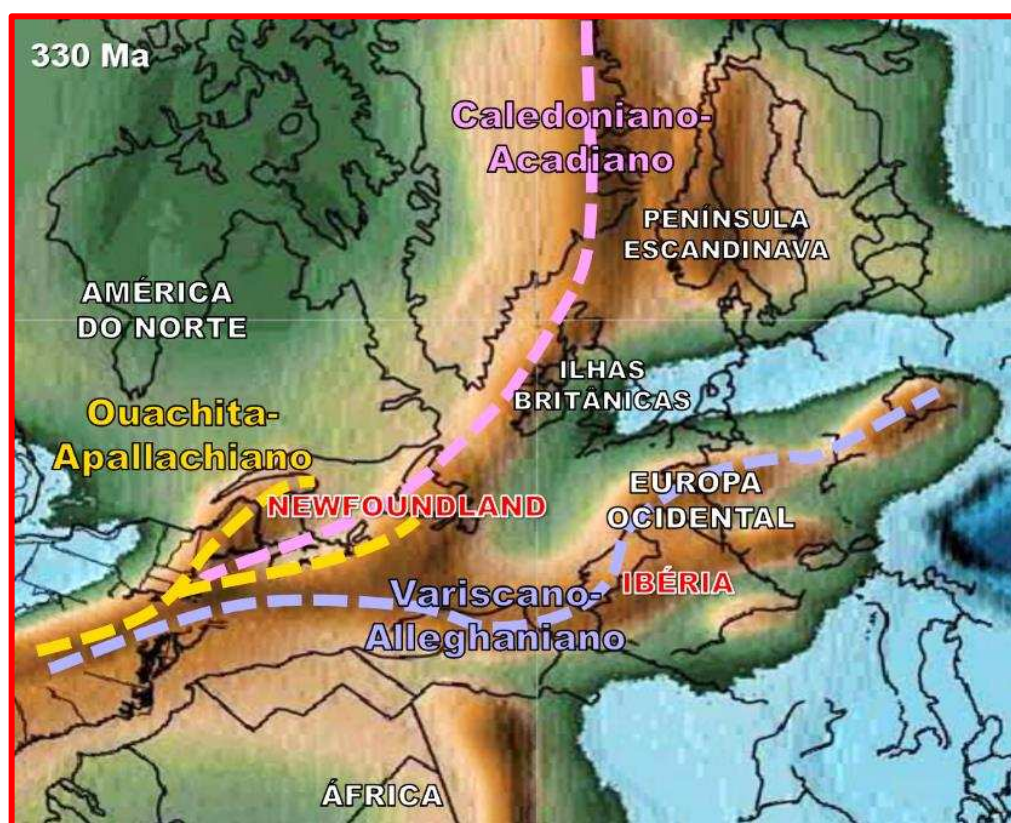
FIGURA 17 - CENÁRIO TECTÔNICO PÓS-COLISIONAL – UNIDADES TECTÔNICAS



Fonte: Adaptado de Martínez-Catalán *et al.* (2009).

O embasamento da região de estudo é composto por uma sobreposição de orógenos paleozoicos (FIGURA 18), o Cinturão Variscano, na Ibéria, e o Cinturão Caledoniano-Acadiano em Newfoundland (Matte, 2001, Martínéz-Catalán *et al.*, 2009; FIGURA 17). A partir de Newfoundland em direção ao continente, há o Cinturão Grenviliano (Mesoproterozoico a Neoproterozoico), seguido por núcleos arqueanos a paleoproterozoicos. A Orogenia Alpina deforma em parte o sul da Ibéria e NW da África (em azul, FIGURA 17), mas os terrenos das margens continentais do estudo estão relativamente bem preservados em relação a este evento.

FIGURA 18- SOBREPOSIÇÃO DE ORÓGENOS NO VARISCANO (330 Ma)

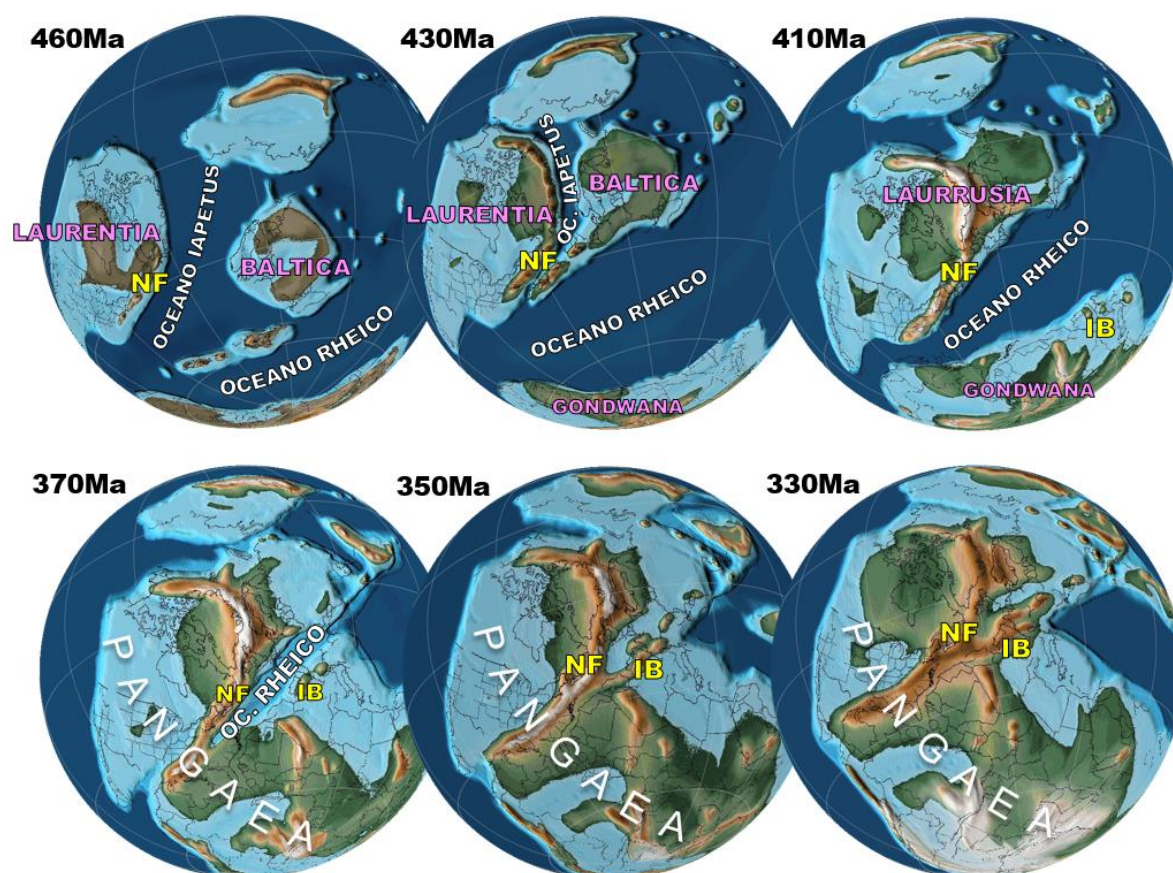


Fonte: A autora, a partir de Scotese e Wright (2018).

A evolução da movimentação dos continentes e fechamentos destes oceanos é sumarizada pela FIGURA 19, construída no programa Gplates 2.1 com dados de Scotese e Wright (2018). No Paleozoico Médio, a acreção de Avalônia e Meguma à margem de Laurentia gerou a orogenia Acadiana, na parte norte dos Apalaches, ao final da Orogenia Caledoniana. Estes terrenos aparentemente não possuem mesma origem, mas sua história anterior à colisão não é conhecida (Shellnutt *et al.*, 2019). O terreno Avalônia é conhecido pela presença de rochas magmáticas neoproterozoicas de margem continental e sedimentos cambrianos, e

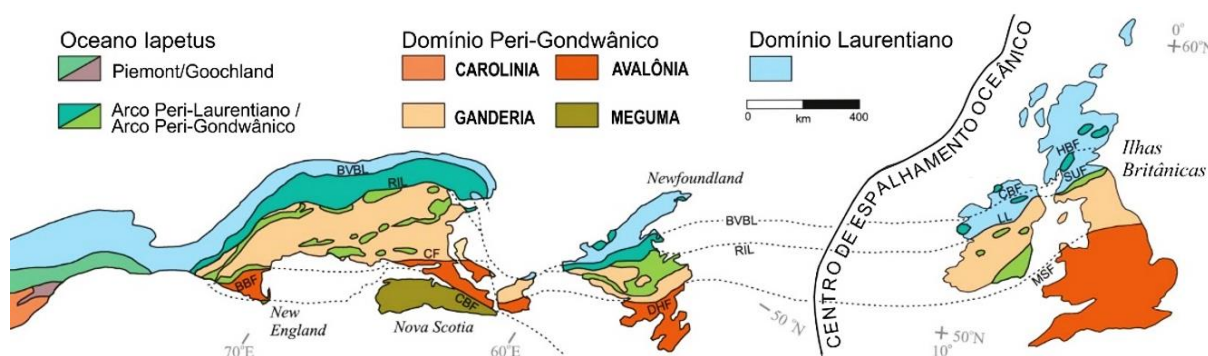
se estende até a Europa Oriental. Meguma está em contato com Avalônia em Nova Scotia (Nance *et al.*, 2010; Pereira e Gama, 2017), a sul da Cobequid-Chedabucto (CBF, FIGURA 20), zona de falha transcorrente ativa no Variscano e que limita a sul o Grand Banks em Newfoundland. Recentemente, o estudo de proveniência de zircões de Pereira e Gama (2017) demonstra que Meguma provavelmente também compõe o extremo SW da Ibéria. No Meguma, a Orogenia Acadiana afetou unidades litológicas cambrianas a devonianas (Culshaw e Lee, 2006; Shellnutt *et al.*, 2019).

FIGURA 19 – EVOLUÇÃO DA MOVIMENTAÇÃO CONTINENTAL ENTRE 460-330 Ma.



FONTE: A autora (2021), com dados de relevo de Scotese e Wright (2018).

FIGURA 20 – TERRENOS EXÓTICOS ACRESCIDOS NA MARGEM LAURENTIANA

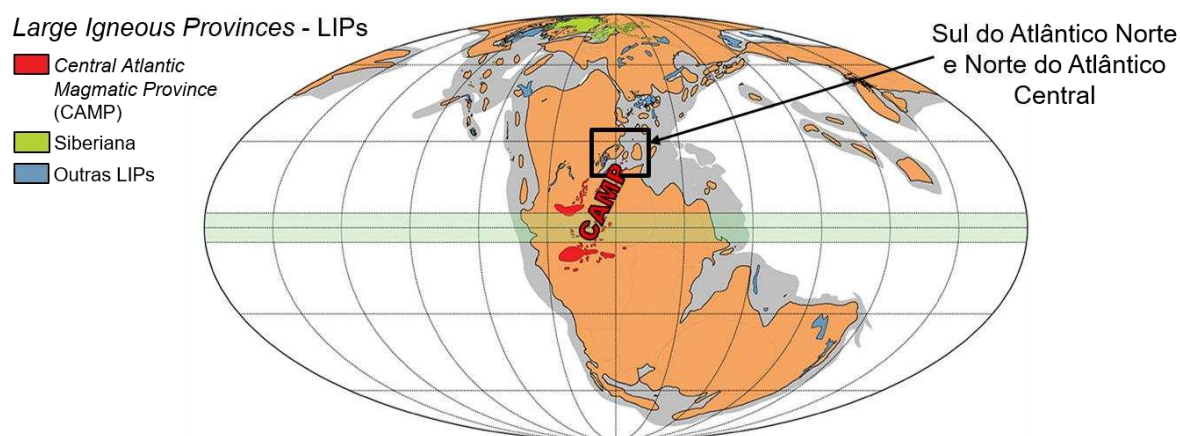


FONTE: Pollock *et al.* (2012).

Posteriormente à colisão de Avalonia-Meguma (FIGURA 19, 430 Ma) houve o fechamento do Oceano Rheic entre Laurussia (continente pós-colisão entre Laurásia e Báltica) e Gondwana. Terrenos exóticos nesta região (Avalônia, Meguma, Ganderia e Carolina, Pollock *et al.*, 2017; FIGURA 20) e sedimentos de margem continental do Gondwana (Matte, 2001; Nance *et al.*, 2010; Martínez-Catalán *et al.*, 2009) são conhecidos como domínio Perigondwânico (Nance *et al.*, 2010). Este domínio está presente na Ibéria-SW (FIGURA 17; Martínez-Catalán *et al.*, 2009; Pereira e Gama, 2017), em Newfoundland, no sul nas ilhas britânicas, e segue com ocorrências na Europa oriental.

Ao final da Orogenia Variscana (~300Ma), as unidades tectono-estratigráficas do Maciço Ibérico descrevem um arco, a partir da porção SW da Península Ibérica até o sul das Ilhas Britânicas (Arco Ibero-Armoricano; e.g. Matte, 2001; Martínez-Catalán *et al.*, 2009). A parte interna do arco é interpretada como *oroclinal* (ou seja, um orógeno dobrado; Weil *et al.*, 2010). Em Martínez-Catalán *et al.* (2009), a frente orogênica acompanha este arqueamento (linha marrom, Ibéria NE, FIGURA 17). Uma geometria similar é mapeada como faixas magnéticas sinuosas no embasamento de Newfoundland, atribuídas a terrenos pré-cambrianos a paleozoicos dobrados (Lefort e Haworth, 1979).

FIGURA 21 – ÁREA DE INTERESSE EM RELAÇÃO À LIP DO ATLÂNTICO CENTRAL A 200Ma.



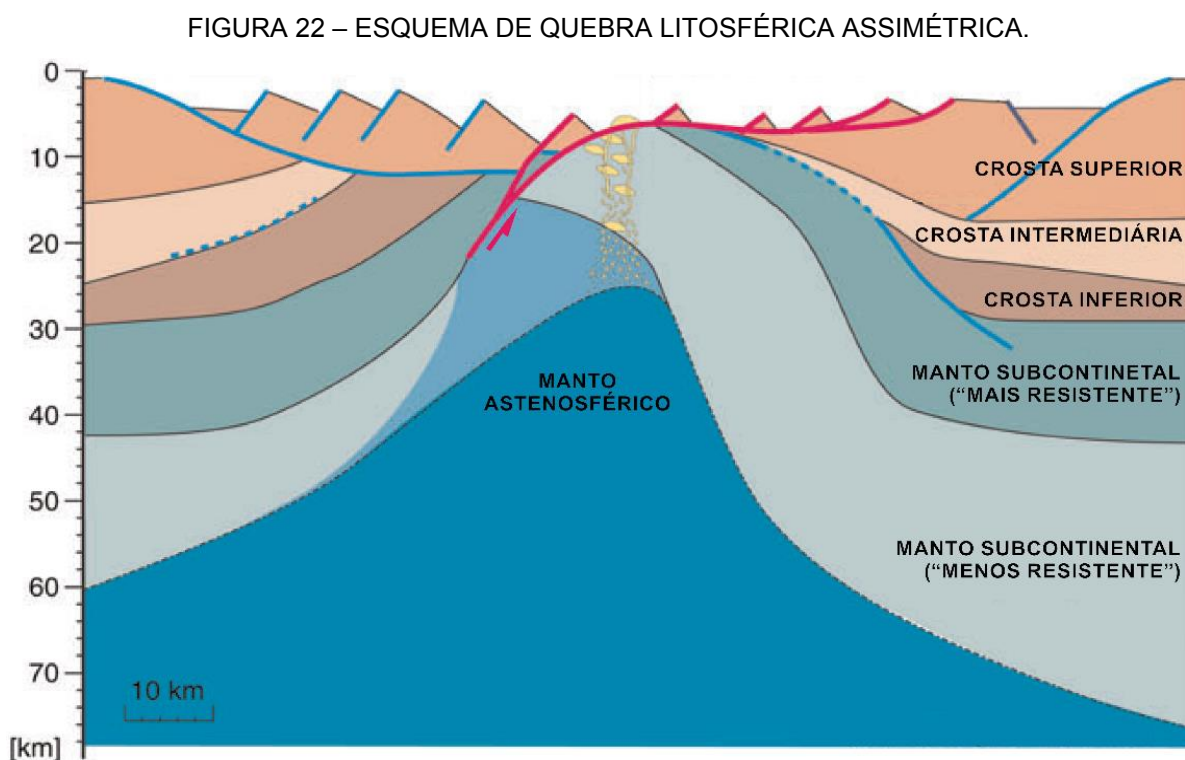
FONTE: Adaptado de Johansson *et al.* (2018).

Além da trama estrutural dos orógenos que configuram o embasamento pré-rifte, há ainda a contribuição de grandes eventos magmáticos. Nesta área, é possível que a Ibéria-W e África-NW entrem nos domínios da LIP (*Large Igneous Province*) do Atlântico Central (CAMP, 201-192 Ma; sumário em Najih *et al.*, 2019), enquanto Newfoundland-Nova Scotia entram nos domínios de LIPs mais antigas

(Johanson *et al.*, 2018; FIGURA 21). Mas há eventos magmáticos precursores da CAMP, fruto do aumento do gradiente geotérmico sob o continente no final do Permiano (Tafilalt basin, Marrocos, em Najih *et al.*, 2019). Na Ibéria, há eventos magmáticos do Permiano e também do início do Triássico, os quais ocorrem na região da Bacia Lusitânica, Peniche, Alentejo e Algarve (Pereira e Gama *et al.*, 2017).

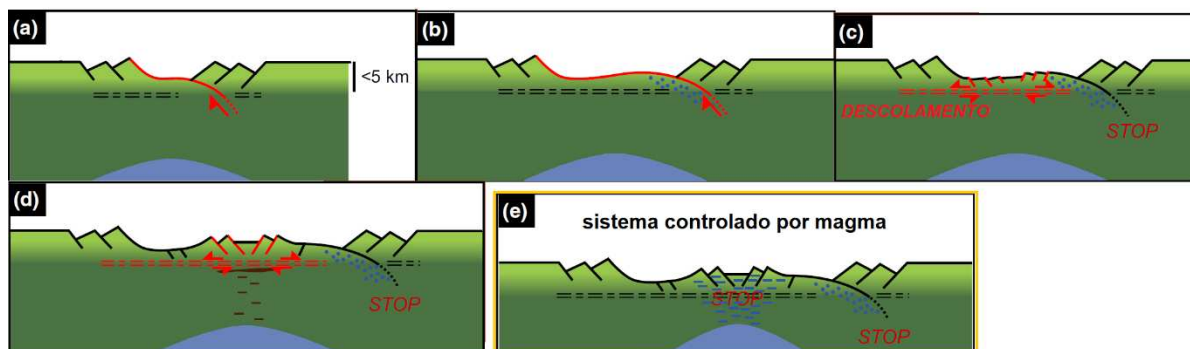
3.2 A quebra litosférica e a herança tectônica

A quebra litosférica entre Ibéria e Newfoundland foi assimétrica, com a Placa Norte-americana designada como placa superior e a Placa Ibérica como inferior (FIGURA 22; Manatschal *et al.*, 2007; Hauptert *et al.*, 2016;). Em profundidade, a zona de quebra exibe mergulho para oeste. Mais próximo da superfície, esta zona tem concavidade para baixo, com terminação sub-horizontal em superfície (linha rosada, FIGURA 22; Manatschal *et al.*, 2007). No topo do manto em exumação, há falhas lístricas regionais (*e.g.* Manatschal *et al.*, 2007). No entanto, podem ocorrer falhas normais de menor escala (*e.g.* Mohn *et al.*, 2010; Pinto *et al.*, 2017), o que também é observado em outras margens (*e.g.* Bacia de Santos, Zalán *et al.*, 2011).



FONTE: Adaptado de Manatschal *et al.* (2007).

FIGURA 23 - ESQUEMA DA EVOLUÇÃO DO SISTEMA SIMÉTRICO PARA ASSIMÉTRICO



FONTE: Adaptado de Gillard *et al.* (2016).

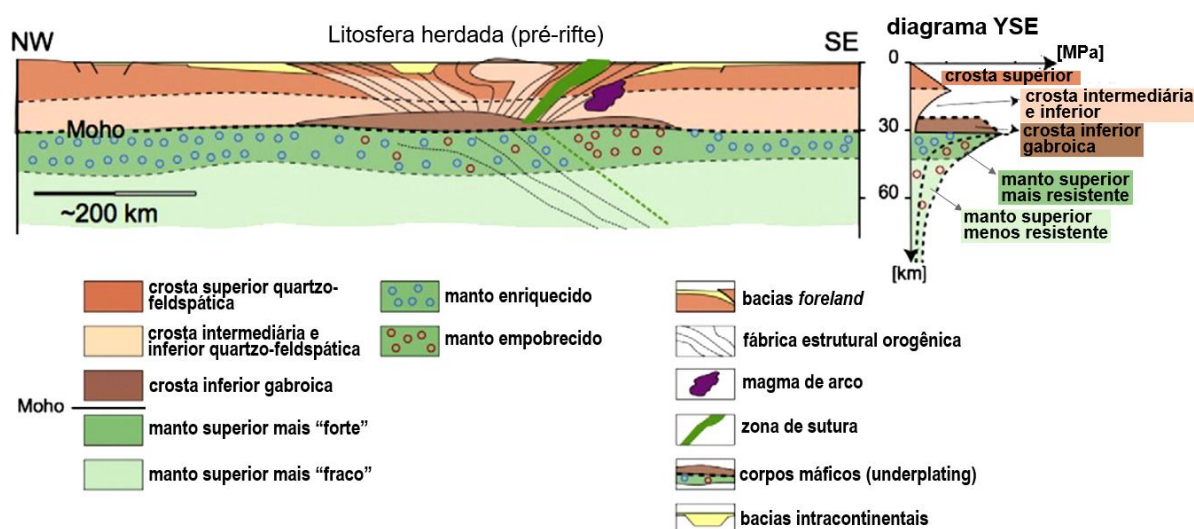
Os modelos atuais de quebra da placa tectônica abordam cada vez mais o caráter heterogêneo da litosfera (Peron-Pinvidic *et al.*, 2019), seja por estruturas ou por variabilidade litológica (Chenin *et al.*, 2015; Manatschal *et al.* 2015). Adotando as observações no Atlântico Norte em Chenin *et al.* (2015), temos que 1) a abertura do Atlântico segue a tendência do Orógeno Caledoniano-Acadiano; 2) as margens vulcânicas são restritas ao embasamento Caledoniano; e 3) as margens pobres em magma (região do estudo) se originaram na área de sobreposição destes orógenos.

Gillard *et al.* (2016) interpretam que, a partir da fase de hiperdistensão continental ou de exumação do manto, o padrão estrutural entre as margens em formação é assimétrico quando há maior controle por falhas, e se torna simétrico quando há maior aporte de magma. A simetria entre as margens se refere às estruturas geradas no sistema de rifteamento, e observa a ciclicidade no desenvolvimento de falhas de descolamento. A aparente simetria é gerada pela realocação e alternância de polaridade das falhas no manto em exumação (Gillard *et al.*, 2016). Além disso, há alocação de corpos magmáticos na profundidade do descolamento (deMartin *et al.*, 2007; Kelemen *et al.*, 2007; Gillard *et al.*, 2016)

Considerando a herança composicional, a Zona de Exumação Mantélica (ZEM) fornece informações importantes. Em Newfoundland, há milonitos hazburgíticos na ZEM (espinélio-hazburgitos com pouco clinopiroxênio, e espinélios ricos em Cr), o que parece ser uma assinatura petrológica de manto de fundo oceânico (Muntener e Manatschal, 2006). E, como a abertura atlântica não formou crosta oceânica neste local, é imperativo que estas rochas sejam de um processo tectônico anterior (Muntener e Manatschal, 2006; Manatschal *et al.*, 2015; FIGURA 24). Já na margem ibérica, o manto exumado é enriquecido (Manatschal *et al.*, 2015; Picazo *et al.*, 2016).

Adicionalmente, Schiffer *et al.* (2020) apresentam modelos de prováveis relictos rasos de antigas zonas de subdução no sistema Ibéria-Newfoundland e outras margens (FIGURA 25), apoiados por petrologia e sísmica (Schiffer *et al.*, 2020). Na Ibéria offshore, interpretação semelhante foi encontrada através de xenólitos do Monte Dragon (Cadeia Tore-Madeira), na região da Anomalia-J (Merle *et al.*, 2012). Este tipo de herança mantélica composicional foi interpretado também com tomografia sísmica, por exemplo, em uma antiga zona de subdução na Nova Guiné (van Hinsbergen *et al.*, 2020).

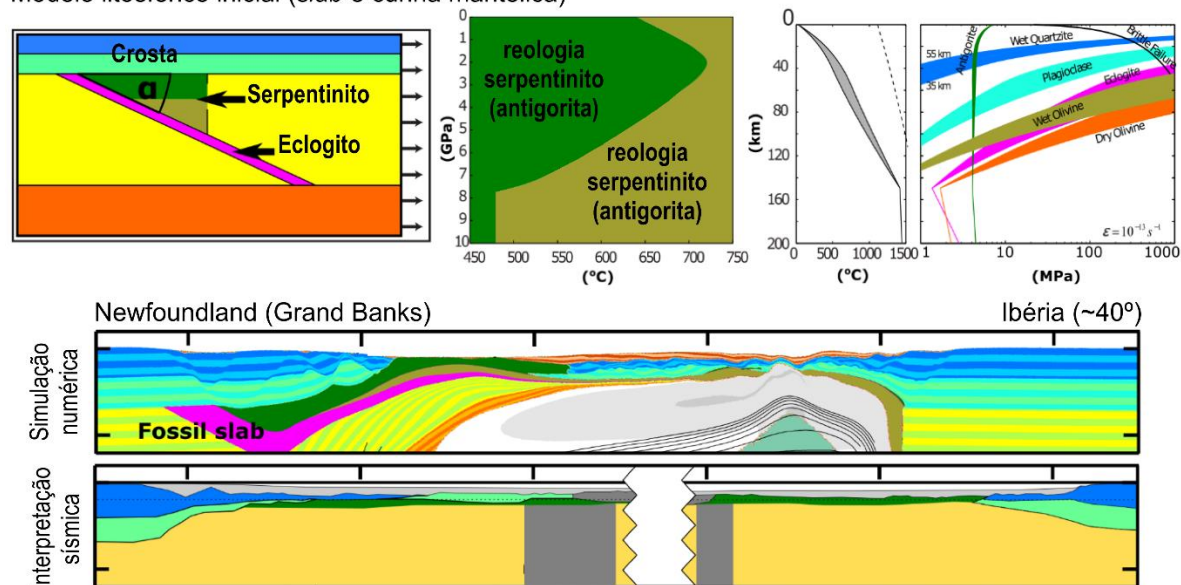
FIGURA 24 – ESQUEMA DA LITOSFERA PRÉ-RIFTE EM NEWFOUNDLAND E IBÉRIA.



FONTE: Adaptado de Manatschal *et al.* (2015).

FIGURA 25 - MODELAGEM NUMÉRICA DO RETRABALHAMENTO DA LITOSFERA.

Modelo litosférico inicial (*slab* e cunha mantélica)



FONTE: Adaptado de Schiffer *et al.* (2020).

3.2.1 Crosta na transição continente-oceano

Os estudos da quebra continental indicam que o espalhamento oceânico no Atlântico Central, a sul da ZFNAG, iniciou no Triássico (~195 Ma; Afilhado *et al.*, 2013; Sahabi *et al.*, 2004), de forma sincrônica com o rifteamento intra-continental entre Ibéria e Newfoundland (Pinheiro *et al.*, 1996; Pereira e Gama, 2017). Do final do Jurássico ao início do Cretáceo, temos a exumação do manto subcontinental de forma diacrônica, com uma propagação do rifteamento de sul para norte (Féraud *et al.*, 1986; Mohn *et al.*, 2015; Nirrengarten *et al.*, 2018). Eventos magmáticos Jurássicos na Ibéria-SW (Bacia do Algarve) são associados a fluidos mantélicos de origem subcontinental (Terrinha *et al.*, 2013).

Apesar da dinâmica de rifteamento e abertura oceânica ser comumente modelada em relação às placas tectônicas regionais, pequenas porções da litosfera podem se separar durante a abertura continental, formando microplacas. A formação de microplacas será em função da fábrica tectônica da área, que confere planos de maior fraqueza à litosfera, além das propriedades reológicas desta litosfera (e.g. Harry e Grandell, 2007). No norte do sistema Ibéria-Newfoundland, a feição crustal Flemish Cap se comportou como uma placa individual (microplaca) com movimento de rotação horário, a partir da região da Galícia na Ibéria-NW (Sibuet *et al.*, 2007b). (Nirrengarten *et al.*, 2018). Esta parte do sistema Ibéria e Newfoundland apresentou uma velocidade de afastamento das margens mais lenta (Nirrengarten *et al.*, 2018).

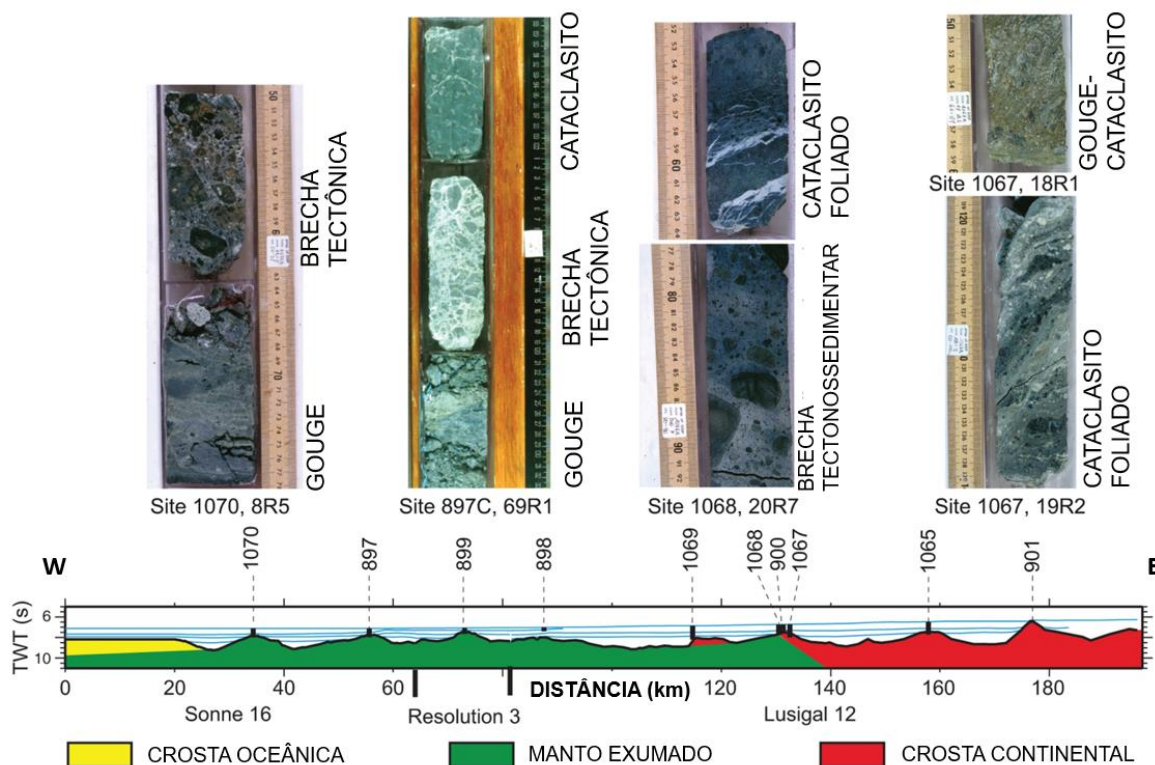
No sistema Ibéria-Newfoundland, após o final da crosta continental distendida em direção ao oceano, a faixa ZEM tem mais de 100km de largura na Margem Profunda da Galícia, e é provável que haja manto serpentizado sob o início da crosta oceânica (FIGURA 26; Whitmarsh *et al.*, 2001; Manatschal *et al.*, 2007). Os litotipos na ZEM são principalmente brechas, cataclasitos e *gouge* de peridotito serpentizado, registros dos sistemas de falha de descolamento e exumação. A geologia da margem ibérica e de Newfoundland pode ser melhor compreendida graças aos estudos de contexto análogo nos Alpes Suíços (Manatschal, 2004; Manatschal *et al.*, 2007), onde todo o registro do sistema está acessível em afloramentos.

A ZEM é pouco magnetizada próximo à crosta continental. Lineamentos discretos e paralelos ao espalhamento oceânico indicam corpos intrusivos no

serpentinito (Whitmarsh *et al.*, 2001; Minshull, 2009; Alves, 2012). Mas, em direção ao oceano, a ZEM pode ser tão magnetizada quanto a crosta oceânica (Zhao, 1996). Dados diretos de outras regiões oceânicas (Oufi *et al.*, 2002; Bronner *et al.*, 2014), evidenciam que serpentinitos podem produzir resposta magnética semelhante às isócronas.

Apesar do padrão magnético de forte magmatismo desde as Anomalias-J (que contém ao menos a anomalia M0r, 121-120 Ma), estima-se que o vulcanismo formador da crosta oceânica entre Ibéria e Newfoundland iniciou apenas em ~112Ma (Tucholke *et al.*, 2007). Por isso, é incerta a configuração da crosta oceânica desde o manto exumado em direção ao oceano (Bronner *et al.*, 2011), onde o início do padrão magnético oceânico linear (anomalia C33r) marca a crosta oceânica indiscutível (Nirrengarten *et al.*, 2017). Neste intervalo, pressupõe-se que tenha havido exumação mantélica (Nirrengarten *et al.*, 2018).

FIGURA 26 - PERFIL NA TRANSIÇÃO CONTINENTE-OCEANO IBÉRICA (MARGEM PROFUNDA DA GALÍCIA). INTERPRETAÇÃO SÍSMICA INTEGRADA (SONNE 16 – RESOLUTION 3 – LUSIGAL 12) E TESTEMUNHOS (POÇOS NUMERADOS AO LONGO DO PERFIL).



FONTE: Adaptado de Mantschal *et al.* (2007)

3.2.2 Magmatismo em direção ao oceano e a resposta em anomalias magnéticas

Com a progressão da distensão litosférica em direção à quebra, a aproximação do manto astenosférico resulta em aumento do magmatismo nas

partes distais das margens (e.g. Manatschal *et al.*, 2007; Whitmarsh e Manatschal, 2012; Picazo *et al.*, 2016; FIGURA 22). A infiltração de fluidos mantélicos gera a refertilização do manto subcontinental distal (Picazo *et al.*, 2016), e corpos básicos são alojados no manto litosférico, há alguns quilômetros da superfície (Kelemen *et al.*, 2007; deMartin *et al.*, 2007). Como os gabros permanecem concentrados no *footwall* das falhas da exumação, é possível que o contraste reológico entre gabro e peridotito conduza a nucleação das falhas em profundidade (Kelemen *et al.*, 2007).

Também há o magmatismo disseminado, com intrusões diminutas (sub-sísmicas). Um possível análogo deste tipo de magmatismo é a percolação disseminada no manto superior interpretada nas Ilhas Canárias (Long *et al.*, 2020), à leste do extremo sul da Anomalia-J Ibérica-Africana (FIGURA 27).

O padrão magnético é sensível às introduções de magma no embasamento a partir das margens continentais em direção ao oceano (Alves, 2012). Na região ibérica e de Newfoundland, lineamentos magnéticos são reconhecidos na margem distal, e alguns autores interpretam como correspondentes às isócronas da série-M (FIGURA 28). Estes lineamentos são de pequena amplitude e baixa continuidade lateral, e são atribuídos à corpos máficos intrusivos (Whitmarsh *et al.*, 2001). Poderiam também ser fases de serpentinito muito magnético (Oufi *et al.*, 2000). Em contrapartida, a porção mais distal apresenta uma destacada anomalia magnética, a Anomalia-J (FIGURA 27), e uma debatida (Nirrengarten *et al.*, 2018) anomalia magnética marinha denominada M0r.

A partir dos poços 1277 e 1070 (FIGURA 28), é interpretado o início do domínio oceânico, porém, o padrão magnético não é conclusivo. Com a ausência de dados diretos e seções sísmicas na região, não há evidências concretas de que esta seria uma crosta oceânica normal. Além disso, o magmatismo oceânico teria se iniciado em ~112 Ma (Tucholke *et al.*, 2007), o que implica em terrenos de manto exumado que foram posteriormente cobertos por magma. Por isso, o início da crosta oceânica pode ser interpretado como uma “crosta oceânica embrionária” (e.g. Bronner *et al.*, 2011), que está contida no intervalo de tempo da anomalia magnética marinha C34n, formadora da isócrona C34 (base em 83 Ma; Seton *et al.*, 2014).

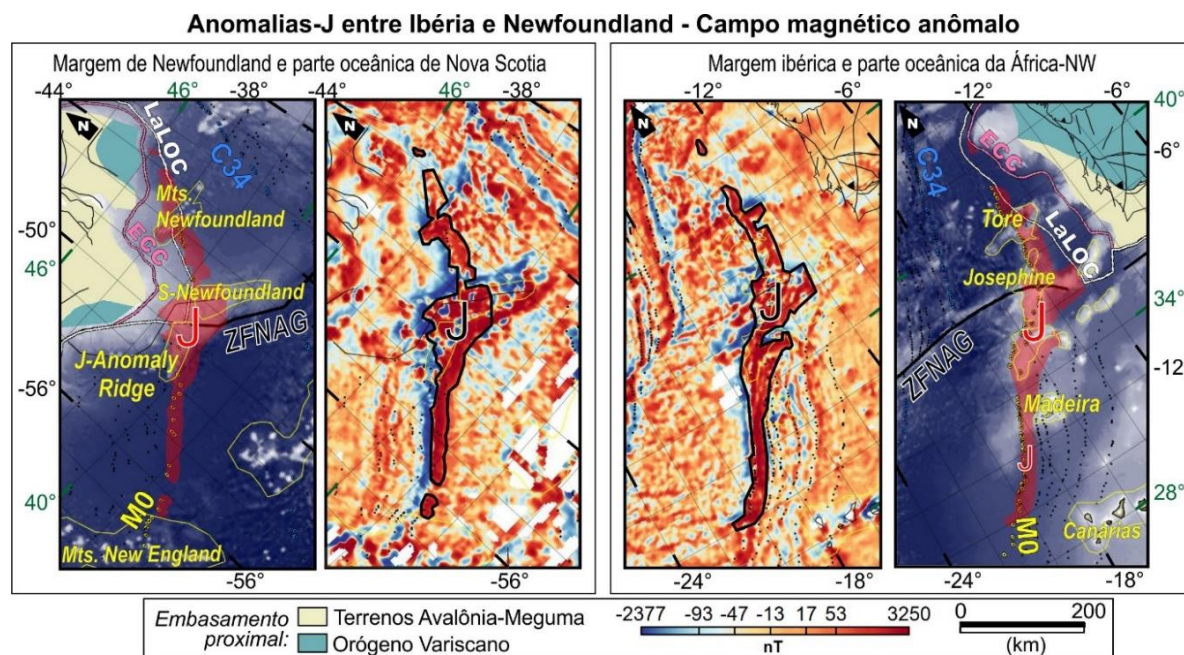
3.2.3 Características e origem das Anomalias-J e C34

3.2.3.1 O que são as “Anomalias-J”

As Anomalias-J são um par de feições magnéticas alongadas posicionadas

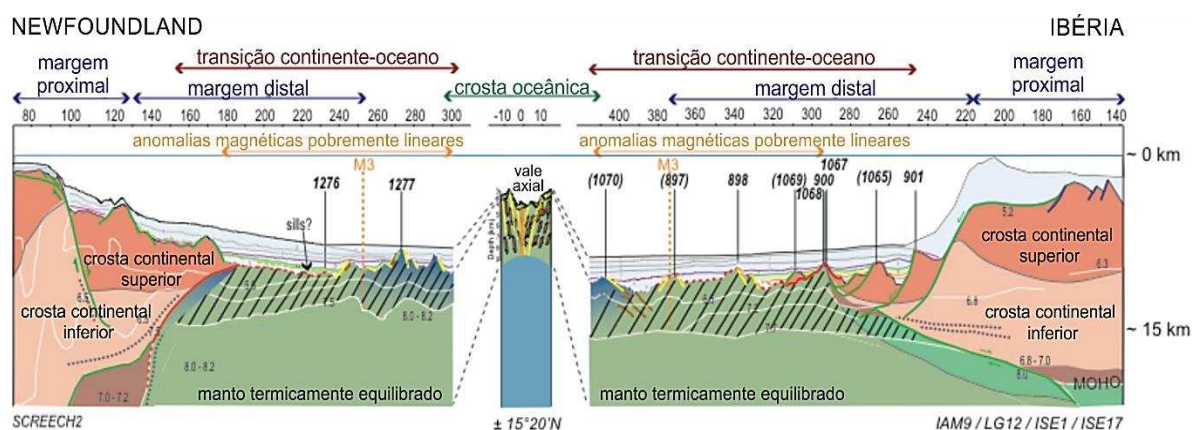
na parte oceânica entre Ibéria-Newfoundland (Atlântico Norte) e Marrocos-Nova Scotia (Atlântico Central; Gradstein *et al.*, 1977; Tucholke e Ludwig, 1982; Nirrengarten *et al.*, 2017; FIGURA 27). São subparalelas às anomalias magnéticas marinhas (Tucholke e Ludwig, 1982), mas não são anomalias originadas na acreção crustal oceânica (Nirrengarten *et al.*, 2017).

FIGURA 27 – VISÃO GERAL DAS ANOMALIAS-J NO CAMPO MAGNÉTICO ANÔMALO.



FONTE: A autora (2021).

FIGURA 28 – REPRESENTAÇÃO DAS MARGENS DE IBÉRIA E NEWFOUNDLAND, E POSIÇÃO RELATIVA DOS POÇOS DO ODP.



FONTE: Adaptado de Manatschal *et al.* (2015).

Apesar de contínuas no dado magnético, as Anomalias-J podem ser divididas em dois segmentos pela Zona de Falha Newfoundland-Açores-Gibraltar (ZFNAG; FIGURA 27), de acordo com os tipos de crosta em que estão inseridas: a norte da ZFNAG, entre Ibéria e Newfoundland (Atlântico Norte), estão em contexto

de margem pobre em magma (e.g. Tucholke *et al.*, 2007; Bronner *et al.*, 2011); a sul da ZFNAG (Atlântico Central), foram geradas dentro do contexto de espalhamento oceânico normal (Tucholke e Ludwig, 1982; Pe-Pipper *et al.*, 2007). No Atlântico Central, as Anomalias-J podem ser mais facilmente inseridas no contexto de formação de crosta oceânica. Mas no Atlântico Norte, região objeto deste estudo (destaque em amarelo na FIGURA 29), sua existência é enigmática (Nirrengarten *et al.*, 2017).

3.2.3.2 Origem poligênica das Anomalias-J

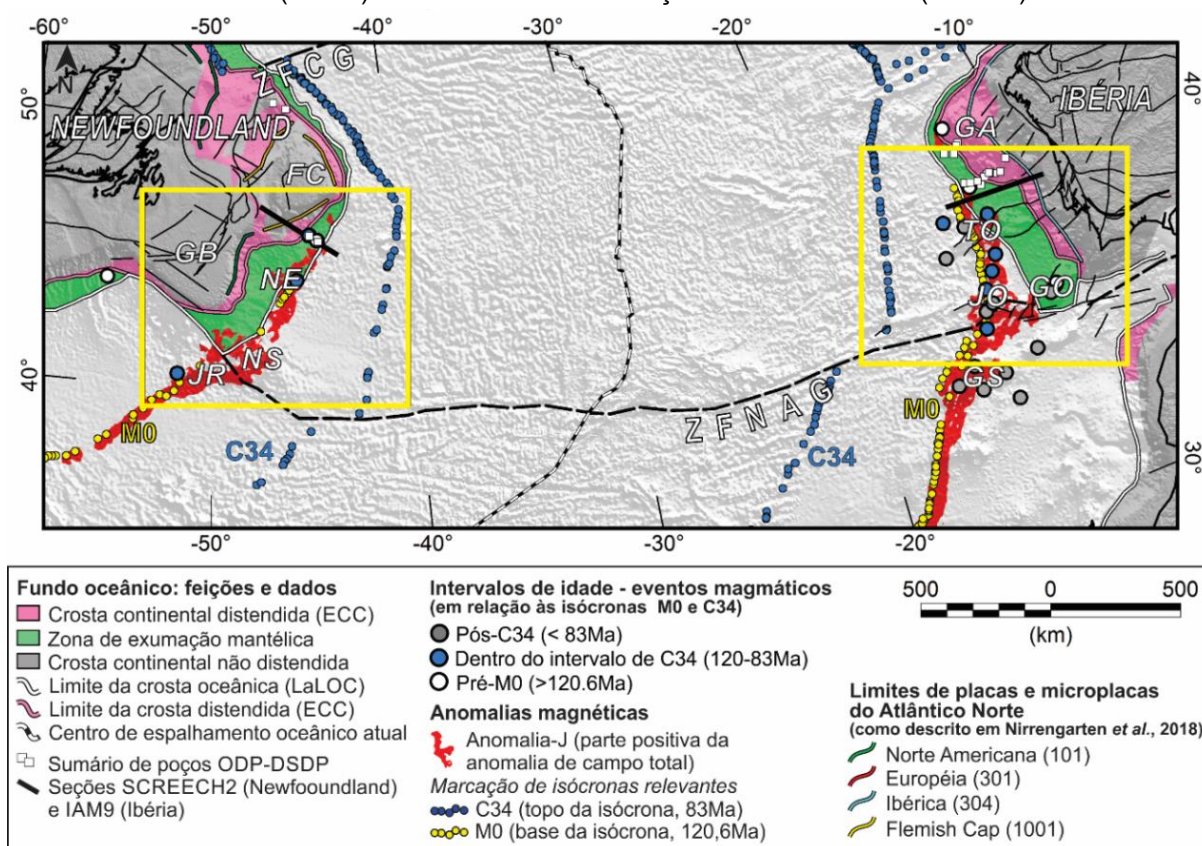
As Anomalias-J surgem na porção distal de um sistema de quebra continental sem vulcanismo, desde ~140 Ma até 112 Ma (Bronner *et al.*, 2011). As Anomalias-J compõem um possível indicativo (magnético) da entrada de um grande volume de rochas magmáticas neste sistema. Mas as Anomalias-J não coincidem, e nem mesmo são paralelas, à fronteira entre o fim do manto exumado e o início da crosta oceânica (limite mapeado por sísmica, LaLOC, em Nirrengarten *et al.*, 2017; FIGURA 29). Ainda, as J possuem trechos tanto dentro de crosta oceânica (Peirce e Barton, 1991) como na zona de exumação mantélica (Nirrengarten *et al.*, 2017). Portanto, não correspondem a um limite de crosta.

Ainda assim, as J parecem estar intimamente relacionadas com o processo de quebra litosférica (Terrinha *et al.*, 2013). Um importante argumento para estabelecer esta relação é a descontinuidade erosiva regional nas bacias do talude ibérico, com idade próxima do embasamento das Anomalias-J (Belasiano, Terrinha *et al.*, 2013). No entanto, há uma contradição: as Anomalias-J são anacrônicas em relação ao assoalho oceânico. O embasamento que abriga as Anomalias-J se formou durante a exumação do manto (fase pobre em magma) entre ~140-120 Ma (com base em idades do assoalho oceânico de Muller *et al.*, 2016, e Seton *et al.*, 2014; e modelo cinemático de Nirrengarten *et al.*, 2018), e as vulcânicas na região são pós-rifte (FIGURA 29). Também há rochas intrusivas na parte norte das Anomalias-J (poços ODP 1276 e 1277; Nirrengarten *et al.*, 2017; Merle *et al.*, 2019). Entre os montes vulcânicos, o mais antigo poderia chegar a ~109 Ma (Nirrengarten *et al.*, 2017), sendo então pelo menos ~10 Myr mais jovem que seu embasamento.

A alta variabilidade de eventos magmáticos caracteriza as Anomalias-J como feições de natureza poligênica (Nirrengarten *et al.*, 2017). Considerando as vulcânicas pós rifte ao longo das Anomalias-J, é possível supor que existam rochas

ígneas sin-rifte como intrusões no manto em exumação (Bronner *et al.*, 2011; Nirrengarten *et al.*, 2018). Como fontes magnéticas das Js, temos basaltos e gabros em meio a serpentinitos (Whitmarsh *et al.*, 2001; Bronner *et al.*, 2011), e talvez a contribuição de peridotitos serpentinizados rasos e altamente magnetizados (Zhao, 1996; Oufi *et al.*, 2000).

FIGURA 29 – ANOMALIAS-J (PARTE TRATADA NESTE TRABALHO NO POLÍGONO AMARELO), E EVENTOS VULCÂNICOS. FC: FLEMISH CAP. GB: GRAND BANKS. NE: MONTES NEWFOUNDLAND. JR: CADEIA J-ANOMALY. NS: NEWFOUNDLAND SUL. GA: GALÍCIA. TO: TORES. JO: JOSEPHINE. GO: GORRINGE. GS: GRUPO SUL. ZONAS DE FALHA CHARLES-GIBBS (ZFCG) E NEWFOUNDLAND-AÇORES-GIBRALTAR (ZFNAG).



FONTE: Adaptado de Szameitat *et al.* (2020).

Isócronas foram mapeadas nas Anomalias-J (M0 a M4; Whitmarsh e Miles 1995; Tucholke e Ludwig, 1982), e mesmo a própria Anomalia-J já foi utilizada como isócrona (e.g., Srivastava *et al.*, 2000; Sibuet *et al.*, 2004; Afilhado *et al.*, 2008). No entanto, na porção mais retilínea das Anomalias-J no Atlântico Central, elas não são exatamente paralelas às isócronas (Tucholke e Ludwig, 1982). De fato, o par de Anomalias-J não pode ser considerado uma isócrona (Nirrengarten *et al.*, 2017; Szameitat *et al.*, 2020), visto que não segue premissas básicas do modelo Vine-Matthews para designação de isócronas (Vine e Matthews, 1963): não é derivada de formação de crosta oceânica, e sim, é constituída tanto por áreas pobres em

magma, como por espessos edifícios vulcânicos (e.g. JO; Pierce e Barton, 1991); e o magmatismo contido nas Anomalias -J não corresponde a um intervalo de tempo definido (e.g. Nirrengarten *et al.*, 2017; Merle *et al.*, 2009; Merle *et al.*, 2019).

As Anomalias-J na América do Norte podem ser correlacionadas com o continente. O estudo dos poços (DSDP 384, JR; Puffin B-90, Tern A-68, Mallard M-45 e Heron H73, Grand Banks (GB); Gradstein *et al.*, 1977) indica que o terreno da J-Anomaly Ridge (JR) estaria na plataforma continental de GB. Isto porque 1) há carbonatos de recife do Cretáceo Inferior cobrindo o basalto do embasamento no poço 384, 2) a taxa de sedimentação no poço 384 tem o mesmo comportamento da curva calculada para a região de GB, e 3) os eventos vulcânicos registrados em GB podem ser contemporâneos aos eventos que preencheram a JR. Além deste estudo, Tucholke e Ludwig (1982) e Pe-Pipper *et al.* (2007) citam evidências da exposição subaérea da cadeia JR durante sua formação, no Cretáceo. Assumindo que a cadeia JR foi parte da plataforma continental (Gradstein, 1977), a subsidência total desta região pode chegar a 4100m. Já na margem ibérica, a Anomalia-J é correlacionada com uma importante descontinuidade sedimentar erosiva continental entorno de 111 a 112 Ma (Tucholke *et al.*, 2007; Kulberg *et al.*, 2013).

Nas Anomalias J, ocorrem magmas alcalinos (e.g. Jagoutz *et al.*, 2007), e até com assinatura OIB (Merle *et al.*, 2019). Merle *et al.* (2019) traz a proposta para uma fonte mantélica comum para parte dos eventos vulcânicos ao longo das J's (cadeias Tore-Madeira), New England (Nova Scotia), Ilhas Canárias (África-NW), e Açores (meso-oceânica). O conjunto de eventos estaria em uma área aproximadamente circular (1000-2500km de diâmetro, FIGURA 30; Merle *et al.*, 2019), que se movimentou em torno da latitude 40° para leste. Segundo Merle *et al.* (2019), eventos vulcânicos em Tore-Madeira e New England datados em ~80Ma estariam conectados geneticamente.

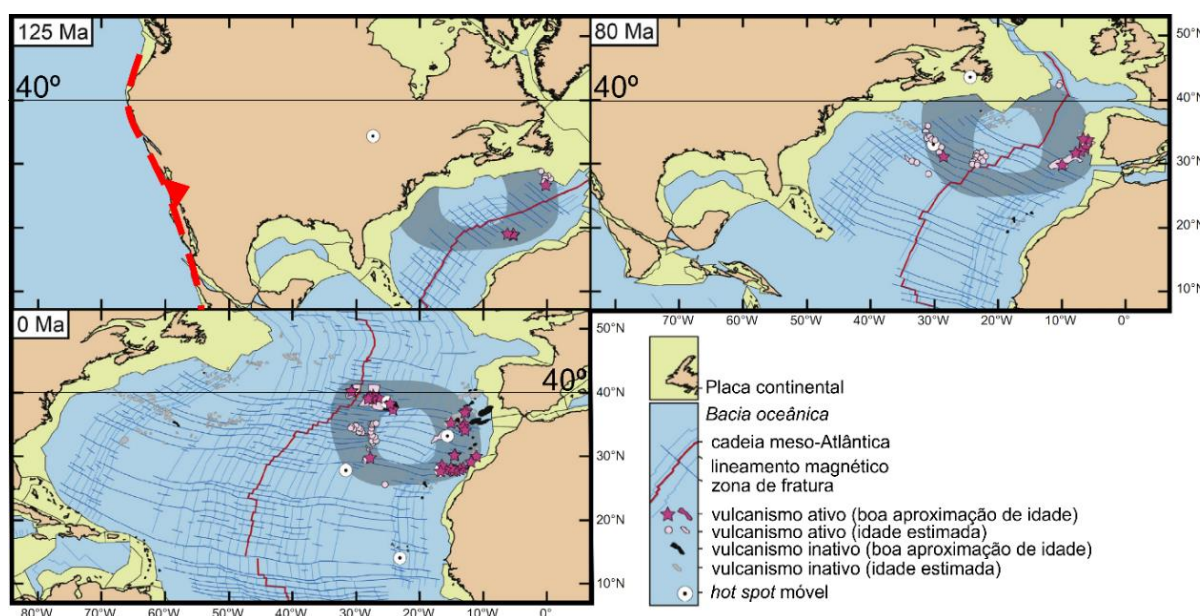
3.2.3.3 Anomalia C34n - Superisócrona Normal do Cretáceo (SNC)

A extensa zona de amplitudes magnéticas positivas que compõe a isócrona C34 (anomalia C34n), com dois possíveis curtos intervalos de reversão (Ogg e Hinnov, 2012), forma a conhecida Superisócrona Normal do Cretáceo (SNC). A SNC é interpretada como resultado de um longo período sem reversões dos polos magnéticos terrestres (quietude magnética), desde a anomalia M0r (isócrona M0, 120-120,6 Ma) até a próxima e evidente reversão dos polos em 83 Ma (C33r,

Carpenter e Keane, 2016). Este lapso de informações na SNC dificulta estudos tectônicos oceânicos neste intervalo de tempo, já que a magnetoestratigrafia oceânica é um dos pilares dos estudos de restauração paleogeográfica (Ogg, 2012).

A origem deste longo intervalo de quietude magnética não é conhecida. O estudo paleomagnético de Qin *et al.* (2011) indica que a intensidade do campo neste período poderia ser aproximadamente a metade da atual. No entanto, poderão ter ocorrido alterações importantes no campo durante a SNC. Por exemplo, Granot *et al.* (2012) apresentam perfis que demonstram a alta variabilidade do sinal magnético quando medidos com aquisição de fundo oceânico *deep-tow*. Além disso, eles apontam dois marcadores de idade dentro da SNC (em 92 e 108 Ma), por variações na intensidade do campo. Um grande conteúdo de alta frequência e uma baixa intensidade do campo foram registrados na Zona de Quietude do Jurássico (>157Ma; Tivey *et al.*, 2006; Ogg, 2012; Tominaga *et al.*, 2015), e é possível que tenham ocorrido rápidas variações no campo neste intervalo.

FIGURA 30 - OCORRÊNCIA ANÔMALA DE MAGMAS EM FORMATO CIRCULAR, ENTRE O ATLÂNTICO CENTRAL E O ATLÂNTICO NORTE.



FONTE: Adaptado de Merle *et al.* (2019).

4 MÉTODOS

4.1 MAGNETOMETRIA

4.1.1 Dados de entrada

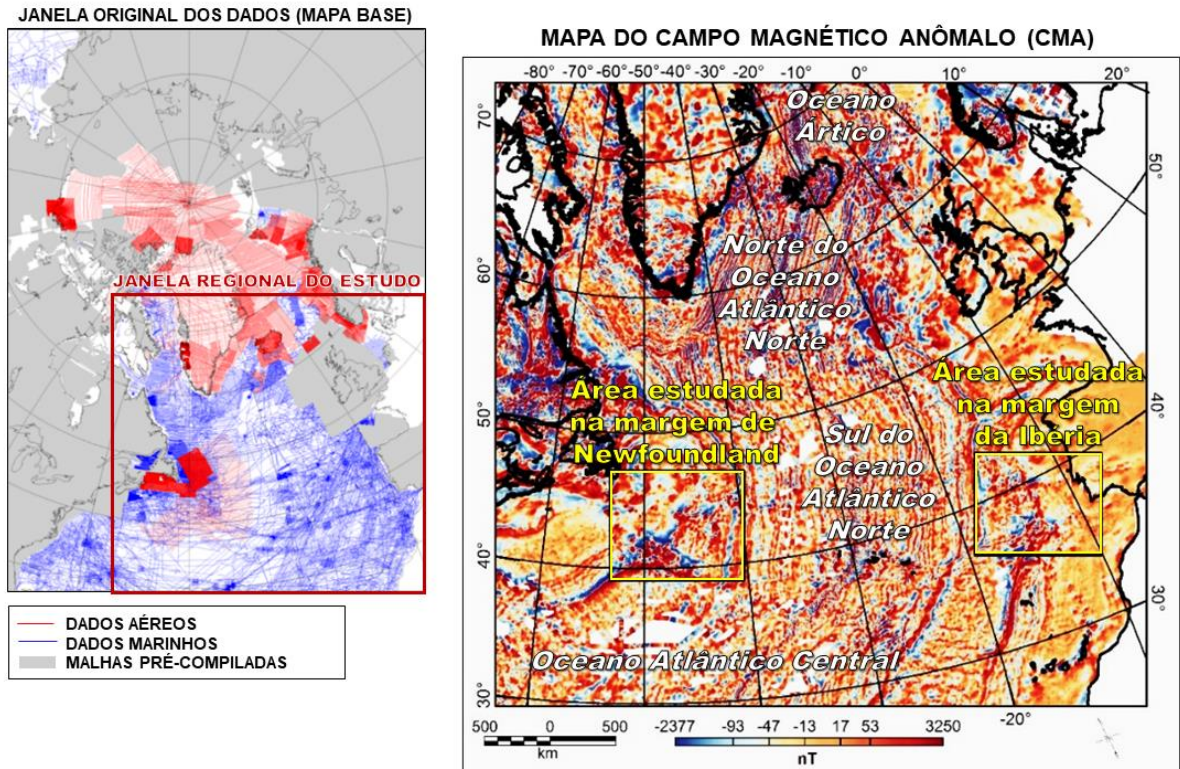
O estudo foi desenvolvido a partir dos dados do campo magnético anômalo (CMA) compilados em Verhoef *et al.* (1996a e 1996b). A compilação foi realizada pela *Geological Survey of Canada*, e disponibilizada como dados interpolados em malha de 5x5 km (formato digital em Verhoef *et al.*, 1996b). O projeto é também conhecido como GAMMA5 (*Gridded Aeromagnetic and Marine Magnetics of the North Atlantic and Arctic, 5km*). Foram compilados levantamentos aéreos, marinhos e mapas pré-compilados (FIGURA 31). Apesar de existirem dados mais recentes (e.g., Meyer *et al.*, 2017), a compilação de Verhoef *et al.* (1996a e 1996b) foi utilizada pois é avaliada como a compilação no Atlântico Norte com menor erro nos cruzamentos (Stanton *et al.*, 2016), e disponibiliza o relatório de processamento.

Com três tipos de dados disponíveis (aéreos, marinhos e terrestres), alguns procedimentos foram necessários para a formação do grid regional. Como os dados marinhos já estavam com datum no nível do mar, os autores preferiram manter esta altitude para não reduzir ainda mais o conteúdo de frequência, e retirar parte de alta frequência dos dados aéreos e pré-gridados. Também grandes comprimentos de onda foram suprimidos de todo o conjunto, para viabilizar a compilação (>400km). Segundo Verhoef *et al.* (1996a), os grandes comprimentos de onda nos dados marinhos são compatíveis com dados orbitais, mas nos dados aéreos este conteúdo foi atribuído a fontes desconhecidas. Mas é possível analisar o dado com a reintegração deste conteúdo de baixa frequência, disponibilizada no conjunto de dados (LONG em Verhoef *et al.*, 1996). Através da comparação dos espectros de potência radial 2D do CMA original e do CMA acrescido dos grandes comprimentos de onda, observa-se o ganho em amplitudes regionais (FIGURA 31). Junto ao cálculo deste espectro, o programa Oasis Montaj™ fornece a estimativa de profundidade de fontes. É feita a partir da média de cinco pontos do espectro, calculada pelo ângulo de caimento de uma reta aproximada por estes pontos, e consiste na razão do valor negativo deste ângulo por 4π . Segundo as estimativas de profundidade, há abundância de fontes regionais até 100 km (dentro da litosfera), com a possibilidade de fontes 400 km (topo da zona de transição).

Neste estudo, além dos dados magnetométricos, foram utilizados como

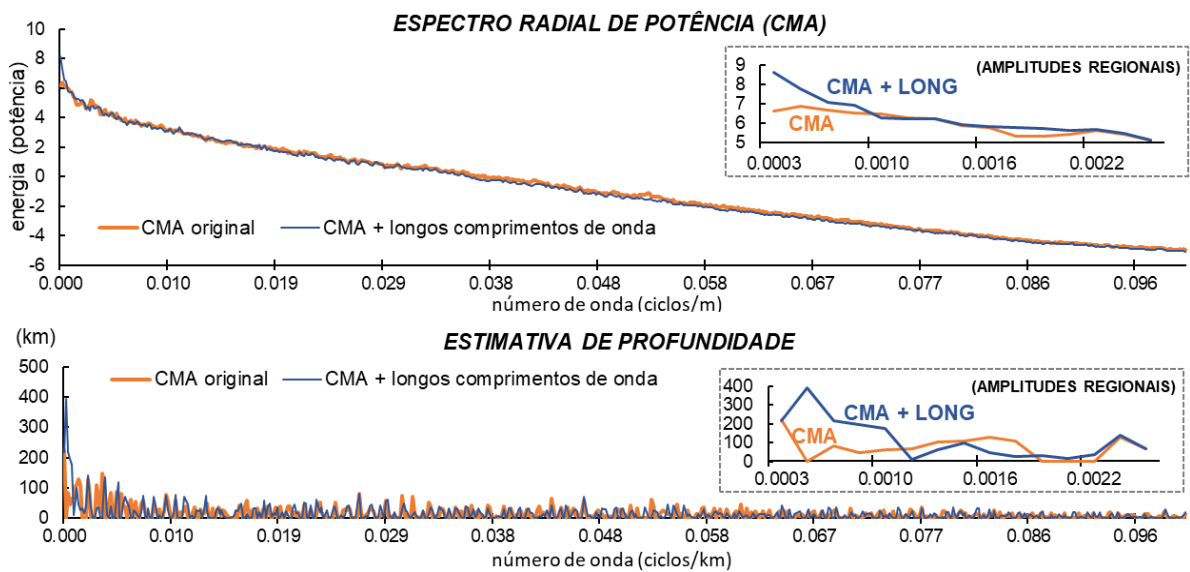
referência o modelo de base de crosta GEMMA, de Reguzzoni e Sampietro (2015), e o modelo topográfico ETOPO1 de Amante e Eakins (2009).

FIGURA 31 – DADOS DO CAMPO MAGNÉTICO ANÔMALO UTILIZADOS NA PESQUISA. JANELA REGIONAL E JANELAS LOCAIS NAS MARGENS.



FONTE: Mapa base original de Verhoef *et al.* (1996a); mapa de dados (à direita) da autora (2021).

FIGURA 32 - ESPECTRO DE POTÊNCIA RADIAL: CAMPO MAGNÉTICO ANÔMALO ORIGINAL (CMA, LARANJA) E SOMADO A LONGOS COMPRIMENTOS DE ONDA (CMA+LONG, AZUL).



FONTE: A autora (2019), com dados de Verhoef *et al.* (1996b).

4.1.2 Filtros aplicados

Como o contexto geológico estudado é formado por fontes diversas e com alta magnetização remanente, há o desconhecimento da geometria dos corpos de estudo (Paine *et al.*, 2001). Ainda, ao contrário das porções a sul das Anomalias-J (Atlântico Central), as partes entre Ibéria e Newfoundland não indicam um dipolo bem marcado, refletido sua natureza de múltiplas fontes agregadas (Nirrengarten *et al.*, 2017).

Para mitigar a dificuldade de demarcação da área anômala, foi aplicada a filtragem da amplitude do sinal analítico (ASA). Para auxiliar na estimativa semi-quantitativa de fontes anômalas, o ASA foi aplicado associado à integral vertical: a integral vertical sobre o dado ASA (VIAS), e o filtro ASA sobre a integral vertical do campo anômalo (ASVI; Paine *et al.*, 2001). Estas transformações resultam em dados em nT, que podem então ser aplicados para estimativas quantitativas ou semi-quantitativas. Apesar da transformação trazer certo ganho de amplitude indesejável (Paine *et al.*, 2001), diante do cenário de escassez de conhecimento da geometria e profundidade da fonte, este tipo de dado filtrado traz uma informação relevante, ainda que não seja tão precisa quanto um dado não-filtrado.

4.1.3 Possibilidades e limitações da interpretação qualitativa com a magnetometria no início da crosta oceânica embrionária

Algumas limitações intrínsecas à interpretação dos dados magnéticos nas margens continentais estão sumarizadas na TABELA 3. Das observações realizadas, a questão mais crítica destas margens em relação ao magnetismo crustal é o posicionamento do início da crosta oceânica. Ao observar em detalhe o dado magnético, as amplitudes das anomalias apontam uma mudança brusca a partir da Anomalia-J em direção ao oceano, sendo este um indicativo do início do domínio magmático distal nestas margens (Bronner *et al.* 2011; Alves, 2012; Alves e Heilbron 2013). No entanto, a primeira crosta basáltica (LaLOC) mapeada em maior detalhe por dados sísmicos (Dean *et al.*, 2000; Funck *et al.*, 2003; Lau *et al.*, 2006; Nirrengarten *et al.*, 2017) não segue o posicionamento e azimute da Anomalia-J, especialmente na porção central e sul da margem ibérica ocidental. Ao longo do início da crosta oceânica, registrada em dados sísmicos, as espessuras da primeira crosta oceânica são de ~5 km na porção norte da margem (Sutra *et al.*, 2013) e também na porção sul, e com possibilidade de ter até no mínimo de 3-4 km na

Planície de Tagus (a depender da interpretação sísmica das velocidades em Sallàres *et al.*, 2013). Assim, temos que a crosta oceânica embrionária está, ao menos em sua porção inicial, em torno ou abaixo da resolução espacial do dado (5x5 km).

TABELA 3 – ASPECTOS DO TRATAMENTO E INTERPRETAÇÃO DE DADOS MAGNÉTICOS EM RELAÇÃO A PONTOS CRÍTICOS DA INTERPRETAÇÃO DA CROSTA OCEÂNICA DISTAL.

<u>Aspecto da técnica</u>	<u>Pontos críticos para a interpretação</u>	<u>Técnica de interpretação</u>
Magnetização remanente: componente do vetor de magnetização total que altera a resposta dos corpos detectada pela aquisição.	(1) Caráter regional: inúmeras fontes de idades diferentes e altamente susceptíveis à magnetização; amostras em geral inacessíveis (área regional e localizada no fundo oceânico distal). Não há como conhecer os parâmetros de magnetização total dos corpos, ou estimar quantos corpos há em interferência. (2) Localmente, estudos de poços na Ibéria registram mudança de polaridade também na direção vertical (Zhao, 1996), o que dificulta ainda mais a estimativa de parâmetros médios de inclinação e declinação.	<ul style="list-style-type: none"> ✓ Ao invés de estudar fontes individualmente, a interpretação é regional e busca mudanças de textura. ✓ Buscar de lineamentos magnéticos, em especial quebras bruscas no padrão de anomalias. ✓ Evitar filtros que necessitem da inclinação e declinação dos corpos.
Geometria e contraste lateral: tanto a geometria do corpo estudado como o contraste de magnetização devem permitir o contraste lateral de magnetização. Caso contrário, a feição pode não ser observada.	(1) A área pode incluir crosta continental fina hiperestendida, que pode não ser detectada. (2) A resposta magnética do peridotito serpentinizado em geral é muito próxima à crosta (Minshul <i>et al.</i> , 2009; Alves, 2012; Alves e Heilbron, 2013). (3) A magnetização pode ter um aumento gradual lateralmente em direção ao oceano, indicado por estudos de poços na Ibéria (Zhao, 1996). (4) O contexto de pouco magma pode gerar uma crosta com geometria regional em cunha, mas com afinamento muito suave (em <i>fade-out</i>). Este tipo de geometria não cria contraste lateral. Localmente, a crosta pode se comportar como uma camada horizontal, e esta é uma feição invisível para o dado magnético (Blakely, 1996).	<ul style="list-style-type: none"> ✓ Buscar o significado das zonas anômalas considerando que a escala de interpretação das fontes magnéticas é litosférica.
Aliasing: ocorre quando o alvo teve uma taxa de amostragem insuficiente	(1) A primeira crosta oceânica é mapeada por dados sísmicos, mas não é observada nos dados magnéticos (Nirrengarten <i>et al.</i> 2017). (2) A crosta oceânica inicial apresenta 5 km ou menos de espessura na porção sul (Martínez-Loriente <i>et al.</i> , 2018) e 5-10 km na porção norte (<i>e.g.</i> Sutra <i>et al.</i> , 2013). No entanto, a taxa de amostragem do dado permite a detecção de fontes com dimensões acima de 5km, considerando o período de Nyquist ($T_N = 10\text{km}$).	

FONTE: A autora (2019).

Além da resolução espacial aparentemente insuficiente para detecção da crosta oceânica, existe também a possibilidade de uma geometria horizontalizada (ou em *fade-out?*) da camada de crosta embrionária, o que pode torná-la indetectável, visto que nestes casos não haveria contraste lateral (Blakely, 1996). Adicionalmente, além das questões inerentes ao dado magnético, os peridotitos poderiam assumir características magnéticas próximas às de crosta oceânica (Zhao 1996, Oufi *et al.*, 2000, Zhao *et al.*, 2001), o que inviabiliza o estabelecimento de um limite magnético para a crosta oceânica, devido à falta de contraste lateral.

Os argumentos apresentados podem ser a explicação do desencontro entre o limite da crosta oceânica em direção ao continente (LaLOC) e o início dos dados magnéticos de alta amplitude a partir da Anomalia-J em direção ao oceano. Assim, esta pesquisa assume uma alta “indetectabilidade” do início da crosta oceânica, e o consequente destaque de feições magnéticas sob a carapaça basáltica. Este tipo de alojamento de magma sob a crosta oceânica já foi observado em dados sísmicos na costa oeste da Somália (Sauter *et al.*, 2018).

4.2 RECONSTRUÇÃO PALEOGEOGRÁFICA

A reconstrução dos blocos continentais foi realizada no GPlates 2.1 (Müller *et al.*, 2018; Boyden *et al.*, 2011), e as imagens apresentadas neste trabalho foram montadas no programa Oasis Montaj™, a partir das feições georreferenciadas, exportadas do GPlates, nos formatos *shapefile* (*.shp) e *geotiff* (*.tiff). Optou-se pela representação gráfica utilizando a placa Norte-Americana como fixa. Dos cenários escolhidos, estes são referentes à formação das porções distais das margens, e consiste no intervalo entre 137 e 83 Ma. Estas idades correspondem, respectivamente, ao início da fase de hiperdistensão da crosta continental (início do período Valanginiano) e à formação da crosta oceânica inquestionável (período Campaniano; Bronner *et al.*, 2011; Sutra *et al.*, 2013; Nirrengarten *et al.*, 2018).

O modelo crustal inicial de Nirrengarten *et al.* (2018), é alterado de Seton *et al.* (2012). Este detalha a movimentação de microplacas na região, e obtém o melhor ajuste das margens continentais não estendidas (*reconstructed continental crust*, RCC). Como exemplo do detalhamento deste modelo, está a abertura da Orphan Basin no Canadá, através da rotação da região Flemish Cap (Sibuet *et al.*, 2007a), e a formação da Porcupine Basin, ao lado das ilhas britânicas. Além do modelo cinemático, são empregados ainda os limites de Nirrengarten *et al.* (2018): LaLOC,

crosta oceânica em direção ao continente; ECC, crosta distendida, RCC, crosta reconstruída. Estes foram complementados por limites crustais de Müller *et al.* (2016) e Martínez-Loriente *et al.* (2018). Parte dos polígonos editados seguiram as idades de Seton *et al.* (2014) e Muller *et al.* (2016) para o assoalho oceânico.

A reconstrução de dados pode ser feita utilizando imagens georreferenciadas, ou os valores dos dados propriamente ditos. Poderia ser considerado como ideal a reconstrução dos dados em si, e posterior interpolação já dos pontos reconstruídos. No entanto, esta operação demanda uma capacidade computacional grande. Por outro lado, a reconstrução das imagens dos grids facilitou o armazenamento e manipulação da informação com os recursos disponíveis. Para algumas operações, foram necessárias reconstruções de dados em si, preservando para cada ponto todos seus atributos geofísicos.

No programa GPlates, as imagens georreferenciadas (tipo *raster*) são atribuídas a determinado conjunto de polígonos crustais, e também são conectadas a um grid de idade do assoalho oceânico (Muller *et al.*, 2016). Assim, os trechos dos grids são exibidos de acordo com a formatação e idade dos polígonos, e obedecendo ao grid de idade. Ainda, se os polígonos forem alterados, a alteração do trecho do grid a ser exibido é automática. Já para a reconstrução de dados vetorizados importados para o GPlates, é preciso o preparo anterior do banco de dados, com a inclusão de dado de PLATEID, e da idade de surgimento dos dados. Os vetores tipo linha e polígono, utilizados no embasamento continental e para a interpretação, foram construídos diretamente no programa GPlates, com o auxílio de imagens georreferenciadas dos dados geofísicos e mapas de literatura

Também foi utilizado o recurso do programa GPlates de campo de velocidades, no intuito de indicar a direção e a velocidade relativa das principais placas. A projeção dos vetores do campo de velocidades no mapa facilita a análise da direção na qual a placa está acelerando, e sua orientação em relação às anomalias magnéticas. A ferramenta aplicada é o módulo *CitcomS* (mais detalhes em Boyden *et al.*, 2010, Zahirovic *et al.*, 2010), que utiliza uma malha de pontos para calcular os vetores do campo de velocidades (no caso da versão utilizada, GPlates 2.2.0, há um aviso de que só é possível calcular para uma malha global). A malha foi criada com 20 nós, para obter uma malha de maior detalhe. A velocidade foi calculada considerando o tempo T (tempo de exibição) e o tempo futuro ($T+dt$) para cada ponto da malha.

5 ARTIGOS

5.1 Introdução à temática dos artigos

O Artigo I, intitulado “*Evidence of mantle inheritance on the ultra-distal western iberian margin from transformed total magnetic anomaly*” aborda o tema inicial da pesquisa, com foco no estudo da Margem Ibérica e Anomalia-J ibérica (Szameitat *et al.*, 2018a). Este artigo foi baseado no resumo expandido apresentado no VIII Simpósio Nacional de Geofísica (Salinópolis, PA), em setembro de 2018 (Szameitat *et al.*, 2018b), onde o trabalho foi selecionado pela Revista Brasileira de Geofísica (RBGF) para publicação. A Anomalia-J da Ibéria é intrigante pois seu limite em direção ao continente não está paralelo nem com o limite crustal oceânico, nem com as anomalias magnéticas de espalhamento oceânico vizinhas. Ainda, Szameitat *et al.* (2018) trazem uma questão metodológica: os dados utilizados (Verhoef *et al.*, 1996b), apesar de já empregados em diversos estudos, não encerram resolução espacial adequada para análise da crosta oceânica. Isto, somado à orientação de edifícios vulcânicos divergentes da orientação do limite crustal oceânico, faz supor que a estrutura que abriga a Anomalia-J é mantélica.

O Artigo II intitulado “*Magnetic characterization of the zigzag shaped J-anomaly: Implications for kinematics and breakup processes at the Iberia–Newfoundland margins*” (Szameitat *et al.*, 2020), traz a análise dos dados ASA reconstruídos no tempo. Deste modo, foi possível verificar uma correspondência entre as Anomalias-J, e extrair conclusões acerca da evolução tectônica das margens. Neste segundo artigo, contamos com a co-autoria do de PhD Michael Nirrengarten (Université Cergy-Paris, França). Durante a preparação do artigo, o tema foi apresentado no XVII Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos (Szameitat *et al.*, 2019).

A análise da margem ibérica no Artigo I revela que os segmentos menores do limite da Anomalia-J são subparalelos às linhas de fluxo do Cretáceo (Nirrengarten *et al.*, 2018), o que sugere uma relação entre a geometria observada e a deriva da placa. Já o Artigo II mostra que esta relação pode ser aplicada após ~120 Ma. Antes disso, é provável que a deriva da Placa Ibérica tenha sido mais próxima de ortogonal ao centro de espalhamento oceânico. Ainda, foi ressaltado que a anomalia M0r a norte da Zona de Falha Newfoundland-Açores-Gibraltar não deve ser tratada como uma isócrona, pois não obedece às definições do padrão oceânico magnético de Vine e Matthews (1963; *i.e.*, o padrão magnético zebrado).

5.2 Artigo I - *Evidence of mantle inheritance on the ultra-distal Western Iberian margin from transformed total magnetic anomaly*



Revista Brasileira de Geofísica (2018) 36(3):307-316
 © 2018 Sociedade Brasileira de Geofísica
 ISSN 0102-261X
 www.scielo.br/rbgf

EVIDENCE OF MANTLE INHERITANCE ON THE ULTRA-DISTAL WESTERN IBERIAN MARGIN FROM TRANSFORMED TOTAL MAGNETIC ANOMALY

Luizemara Soares Alves Szameitat^{1,2}, Francisco José Fonseca Ferreira¹, Gianreto Manatschal³ and Monica da Costa Pereira Lavalle Heilbron²

ABSTRACT. Inheritance on continental lithosphere is considered as an important aspect on passive margins, since they may control magmatic budget and strain evolution during rifting and lithospheric breakup. On the distal Western Iberian margin, the transition to a steady state oceanic crust was little sampled and less investigated, in comparison to the more proximal parts near to the continental edge. In this work, we use marine magnetic data to analyze some aspects of the transition between the zone of exhumed continental mantle (ZECM) and the unequivocal oceanic crust, using transformed magnetic data. We observe that the end of the ZECM presents some straight magnetic features, especially at the eastern limit of the J anomaly. These magnetic lineaments are consistent with Early Cretaceous flow lines of the Iberian Plate. Straight structures are not expected in a newly formed oceanic lithosphere. Instead, it seems to be controlled by mantle inheritance. These straight magnetic features may indicate basement inheritance controlling magmatic insertions at the beginning of the oceanic crust formation.

Keywords: Iberia, magnetometry, Ocean-Continent Transition, inherited structures, magma-poor margin.

RESUMO. Estruturas herdadas na litosfera continental são um aspecto importante em margens passivas, pois poderão condicionar a entrada de magma e a evolução da deformação durante o rifteamento e quebra litosférica. Na porção distal da Margem Ibérica Ocidental, a transição da crosta continental até a crosta oceânica bem estabelecida possui menos dados e é menos investigada em comparação com a porção junto do limite de crosta continental. Neste trabalho, usamos dados magnéticos marinhos para analisar alguns aspectos entre a zona de exumação mantélica e a crosta oceânica inequívoca, através de dados magnéticos transformados. Observa-se que o final da zona de exumação mantélica apresenta algumas feições retilíneas, especialmente no limite leste da anomalia J. Estes lineamentos magnéticos estão em conformidade com linhas de fluxo mesozoicas da Placa Ibérica. Feições retilíneas não são esperadas em uma litosfera oceânica neoformada. Ao contrário, estas aparentam ser um controle dado por estruturas pretéritas do manto. Portanto, estas feições magnéticas retilíneas sugerem uma herança do embasamento continental controlando as intrusões magnéticas no início da formação da crosta oceânica.

Palavras-chave: Ibéria, magnetometria, transição continente-oceano, estruturas herdadas, margem pobre em magma.

¹Universidade Federal do Paraná, Programa de Pós-Graduação em Geologia (PPGEOL) and Laboratório de Pesquisa em Geofísica Aplicada (LPGA), R. Francisco Heráclito dos Santos, 100, Building VI, 81531-980, P.O. Box 19045, Curitiba, PR, Brazil - E-mails: luizemara@ufpr.br, francisco.ferreira@ufpr.br

²Universidade do Estado do Rio de Janeiro, Faculdade de Geologia, Programa TEKTOS, R. São Francisco Xavier, 524, Building A 4020, 20550-030, Rio de Janeiro, RJ, Brazil - E-mail: heilbron@uerj.br

³Université de Strasbourg, Institut de Physique du Globe de Strasbourg, CNRS-UMR 7516, EOST, 1 rue Blessig, F-67084 Strasbourg Cedex, France - E-mail: manat@unistra.fr

INTRODUCTION

Magnetic data are widely used on regional studies for passive margin characterization. On Western Iberia, several studies from magnetic data contributed to understand the tectonic framework from either Paleozoic (Lefort & Haworth, 1979; Galdeano et al., 1990) and Mesozoic structures (Srivastava et al., 2000; Sibuet et al., 2007; Bronner et al., 2011; Whitmarsh & Manatschal, 2012; Stanton et al., 2016). The Iberian and conjugate Newfoundland margins are among the best studied magma-poor rifted margins where mantle exhumation has been proven in the Zone of Exhumed Continental Mantle, ZECM Whitmarsh et al. (2001), by drilling and geophysical data (Srivastava et al., 2000; Whitmarsh et al., 2001; Whitmarsh & Manatschal, 2012). However, most of the petrological and geophysical datasets of Western Iberia are close to the edge of the continental crust (Fig. 1), leaving a wide and yet little sampled area in the distal part of the ZECM and its transition to the well-developed marine magnetic anomaly 34. Magnetic data can, in such a case, contribute to the geological interpretation of these little explored domains. The regional cover and several published maps (Miles et al., 1996; Verhoef et al., 1996) provide therefore a unique data set to explore nature of crust and processes leading to lithospheric breakup along the Iberia-Newfoundland conjugate rifted margins.

On present-day interpretations of rifted margins, the existence of a heterogeneous, inherited lithosphere is considered as important, since it may control the magmatic budget and strain evolution during final rifting (Chenin et al., 2015; Manatschal et al., 2015; Chenin et al., 2018). Observations on rifted margins show that the whole oceanic lithosphere may accommodate significant strain (Ribeiro, 2002). Our study supports the occurrence of a heterogeneous, inherited subcontinental lithosphere controlling the magmatic evolution during final rifting and early seafloor spreading along the ultra-distal Iberian passive margin. We use magnetic features to understand and characterize the nature of the crust between the ZECM and first unequivocal oceanic crust.

GEOLOGICAL CONTEXT

Western Iberia magma-poor rifting had propagated from south to north, with the first rifting phase about 200 Ma and the last one starting 135 Ma. The oldest marine magnetic anomaly is 142 Ma, referred as M16 in the southern margin (Kullberg et al., 2013). The progressive rifting evolution was recorded on sedimentary basins along the slope of the Iberian margin (Alves et al., 2003; Kullberg et al., 2013).

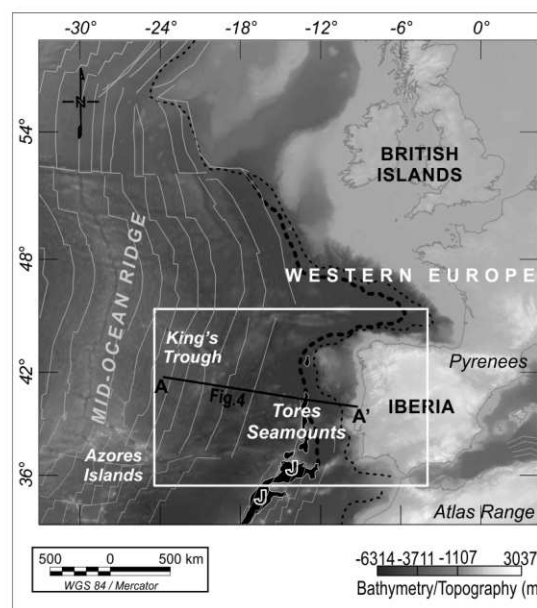


Figure 1 – Western Iberian Margin and location of the study area in Western Europe. Thin black dashed line: continental crustal domain based on Whitmarsh et al. (2001), Bronner et al. (2011), Alves (2012), Alves & Heilbron (2013) and Nirrengarten et al. (2018). Thick dashed line: Zone of exhumed continental mantle (ZECM) adapted from Nirrengarten et al. (2018). Thin grey lines: magnetic isochrons, based on Müller et al. (1997). Black polygons (J): main positive part of J anomaly. Profile A-A' on Figure 4.

During the Mesozoic extension, approximately E-W transform faults accommodated this deformation (Kullberg et al., 2013; Nirrengarten et al., 2018), and it is possible that Paleozoic structures were reactivated (Stapel et al., 1996; Alves et al., 2003). However, the role of Variscan inherited structures during rifting remain uncertain (Kullberg et al., 2013; Dias et al., 2016).

Similar to present-day ridges, the opening axis of the ultra-distal Iberia-Newfoundland rifted margins may have been segmented during onset of seafloor spreading (Tucholke & Ludwig, 1982; Srivastava et al., 2000; Nirrengarten et al., 2018), due to differentiated and structured Variscan lithospheric blocks (Stapel et al., 1996). In such a setting, transform boundaries are nearly perpendicular to the oceanic opening axis and subparallel to the drifting orientation.

Distinct margin-parallel rift domains are described oceanward, that are generated by successive stages of the margin evolution (Péron-Pinvidic et al., 2008; Whitmarsh & Manatschal, 2012; Gillard et al., 2016; Naliboff et al., 2017). From continent to ocean, we have the end of the continental domain and the beginning of the ZECM (Fig. 1). Within this zone, the continental crust thinned to less than 10 km mainly by a complex interaction between low-angle detachment faults and ductile deformation

leading to the complete embrittlement of the continental crust (Whitmarsh & Manatschal, 2012; Gillard et al., 2016; Naliboff et al., 2017).

On magma-poor rifted margins, the division into margin domains have been severely related with the amount of sin-rift magmatic incursion. Syn-rift intrusive and extrusive mafic rocks are registered at the distal termination of the ZECM (Srivastava et al., 2000; Whitmarsh et al., 2001; Sibuet et al., 2007; Bronner et al., 2011; Minshull et al., 2014). In Western Iberia, the beginning of syn-rift magmatic additions roughly coincides with the J anomaly (Whitmarsh et al., 2001; Sibuet et al., 2007), a large positive magnetic feature (Fig. 1). Despite the orientation of the J anomaly, it does not match with the ZECM limit orientation to the south (Nirrengarten et al., 2017), the abrupt change of the magnetic signal is an evidence of significant changes on lithotypes from the J anomaly to the west.

The J anomaly has been interpreted as a polygenic magmatic feature (Nirrengarten et al., 2017) that initiates around M0 time (Tucholke & Ludwig, 1982; Srivastava et al., 2000), and could embraces M3 and M4 (Whitmarsh & Miles, 1995). Unlike the 34 isochron, the M-series chrons are ill defined and

not clearly identified on Western Iberia. They are well recognized southward of the Azores-Gibraltar Fault (Tucholke & Ludwig, 1982). Ribeiro (2002) showed a regional basement structure that hosts the J anomaly (Tores-Madeira Seamounts) that indicates a regional lithospheric inheritance.

The magmatic incursion that overlaps with the location of the J anomaly has been interpreted as the continent ward termination of oceanic crust (Tucholke & Ludwig, 1982; Chenin et al., 2015) or start of an embryonic oceanic crust (Fig. 1) that construct onto previously exhumed subcontinental mantle (Bronner et al., 2011; Stanton et al., 2016). From the J anomaly to the west, the basement might be formed by mafic additions (Whitmarsh & Manatschal, 2012). At a lithospheric scale (Fig. 2), MORB-type melts percolated through the inherited subcontinental mantle and modified it into a refertilized mantle (Picazo et al., 2016).

As a result, we expect to have an embryonic type of oceanic crust between the poorly-magmatic exhumed mantle (e.g. ZECM) and the normal-magnetized oceanic crust from 34 isochron westwards. It may be composed by mantle rocks full of basic intrusions and covered by thin basaltic crust, as proposed on

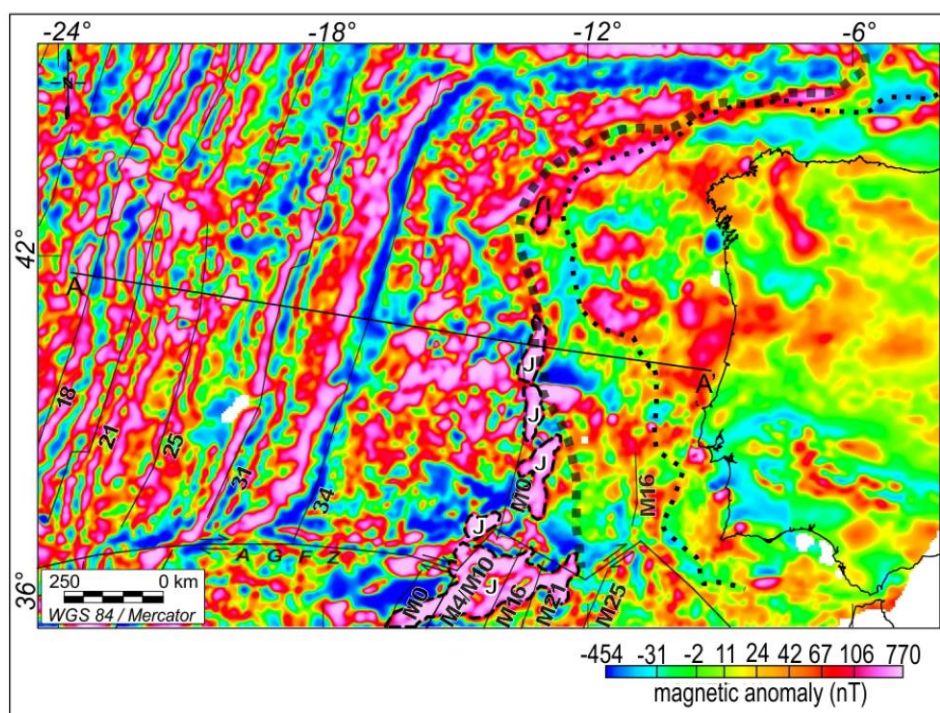


Figure 2 – Total Magnetic Anomaly (TMA) from Verhoef et al. (1996). J: positive part of J anomaly. Black thin dotted line: regional continental boundary. Black thick dotted line: the limit of the Zone of Exhumed Continental Mantle (ZECM). Magnetic isochrons are based on Müller et al. (1997). Profile A-A' on Figure 4.

models for slow-spreading oceanic centers, e.g. crustal models in (Cannat et al., 2009; Bronner et al., 2014; Picazo et al., 2016).

METHODOLOGY

We use the Total Magnetic Anomaly (TMA) from Verhoef et al. (1996). This is a compilation of marine data acquisition and onshore grids, which has been used by several researches (Srivastava et al., 2000; Rovere et al., 2004; Sibuet et al., 2007). For the study area, this dataset is more accurate in comparison with more recent datasets, e.g. EMAG2 from Meyer et al. (2017). The final magnetic grid has 5 km of spatial resolution.

The Analytical Signal Amplitude (ASA) was applied as a method to localize magnetic source bodies (Nabighian, 1972). This filter is commonly used to examine source boundaries (Blakely, 1996), and works well on areas with high remnant magnetization and relatively shallow magnetic sources (Li, 2006). In general, the ASA filter produces high values above the source boundaries. However, it may shift the maximum values with increasing depth (Li, 2006). In addition, the result also depends on the source extension, dip and direction of magnetization in relation to the Earth magnetic field (Li, 2006). Despite of that, the result from ASA filter contributes to understand the magnetic anomalies without the additional ambiguity of inferred declination and inclination, as these parameters are rarely well-known in a regional area (Paine et al., 2001).

For this study, the vertical integral of ASA (VIAS) was applied in order to observe regional magnetic anomalies. Vertical integration can be used for magnetic interpretation without parameters of magnetization direction, and it reduces the response from shallow magnetic sources (Silva, 1996). VIAS anomalies are similar to the supposed original non-remnant anomalies and are located above their sources. However, their amplitudes are bit higher and the magnitudes tend to be lower than original non-remnant anomalies (Paine et al., 2001). Additionally, this filter gives values in nT instead nT/m, which is more suitable for interpreters (Paine et al., 2001).

RESULTS

The TMA map shows high variability of anomaly patterns along the Iberian margin. It shows a high-magnetized area westward of the ZECM bounded by the J anomaly area (Fig. 2). ASA (Fig. 3-A) and VIAS (Fig. 3-B) maps highlight the most magnetized areas. In a textural analysis, the ASA map shows many straight lineaments from abrupt interruptions of magnetic anomalies

within the ultra-distal high-magnetized area (thin dashed lines between ZECM and 34 isochron on Fig. 3-C).

We consider that the most emphasized feature across the offshore passive margin on the ASA map is the eastern limit of the J anomaly area. It is a sharp feature that shows short and long fragments with WNW-ESE and NNE-SSW orientation (thick black and white line, Fig. 3-C).

The VIAS map points out the highest concentration of magnetic sources along the ultra-distal passive margin in a large anomalous area (Figs. 3-D and 4). This central anomalous area exhibits a more abrupt limit around the oceanward termination of the ZECM, and a relatively smoothed limit to the west. Along the Western Iberia margin, the strike of the eastern gradient of the high-magnetized area on VIAS approximately follow the ZECM limit as defined by Nirrengarten et al. (2018).

Straight features on ASA maps are smoothed and can be less clearly seen on the VIAS map. The main high amplitude area on VIAS becomes softer oceanwards (Fig. 3-D and profile A-A', Fig. 4), mostly after the beginning of recognized magnetic chrons. However, smoothed segmented features can be sighted into the further domain from 34 isochron to the west.

A regional profile is presented on Fig. 4 in order to illustrate the correlation between magnetic data and a possible geological model for this area. For this conceptual profile, the regional upper lithospheric setting and magmatic intrusions were based on Cannat et al. (2009), Bronner et al. (2011), Whitmarsh & Manatschal (2012) and Picazo et al. (2016). We use a Moho Discontinuity from GEMMA dataset, computed from worldwide global gravity field (Reguzzoni & Sampietro, 2015). The bathymetry is from ETOPO1 (Amante & Eakins, 2009).

DISCUSSION

Magnetic maps show that highest magnetization coincides with the oceanward limit of the ZECM. This supports the interpretation that the basement of the ZECM is regionally much lower magnetized, because of the lack of major large magmatic additions (Whitmarsh et al., 2001).

Westward from ZECM, it is noticed that the high-amplitude anomalous area on ASA and VIAS were developed during the Cretaceous Normal Superchron (CNS) on 34n chron. CNS corresponds to a 35 Myr long interval of normal magnetic polarity from Early Aptian to the Santonian/Campanian boundary (Gradstein et al., 2012). In fact, the anomalous ultra-distal area seems to follow the CNS, especially on the VIAS map. However, magnetic data observations advise that the VIAS large anomalous

area shows more than just an isochron signature. It is important to note that the positioning of highest magnetic anomaly values is variable and does not depend on CNS positioning, which is located between M0 and 34. In other words, the basement is not homogeneously magnetized along the oceanic spreading axis, as we expect in a newly formed oceanic crust. Instead, the main magnetized area on ASA has a sinuous geometry and VIAS exhibits a significant change in values from north to south. Moreover, the western side of the VIAS anomaly crosses western isochrons. Therefore, we consider that the high amplitude anomalous area observed along the ultra-distal margin is not just a result of a homogeneous magnetic stripe. As an alternative, it may be interpreted as a signature of a polygenic basement full of embedded magmatic sources.

Flow lines of the Iberian Plate are referred on Figures 3-D and 5, adapted from a review on Nirrengarten et al. (2018). It can be seen that the WNW-ESE trending features are parallel to the flow lines referred to the continental breakup. Regarding segmented models for lithospheric breakup development (Srivastava et al., 2000; Nirrengarten et al., 2018), the WNW-ESE lineaments seem to correspond to a main stretching direction during the opening of the southern North Atlantic. Therefore, the sub-perpendicular NNE-SSW segments might be dominated by extension. As a result, the observation that the magnetic pattern appears segmented along flow lines suggest that there is a direct link between magma emplacement, kinematics and the location of the magnetic sources along the J anomaly. Straight structures as we observe at the J anomaly are not expected in a newly formed oceanic lithosphere. In fact, Ribeiro (2002) classified the lithosphere as "mature oceanic lithosphere" at the J anomaly area (at Tores Seamounts), contrasting with a "young oceanic lithosphere" at Azores, since its relative undisturbed oceanlike magnetic pattern.

The shape of this segmented structural pattern at the J anomaly area (black and white thick line on Fig. 3-C) is similar to some pre-Mesozoic faulting orientations structuring the Western Iberian margin (Kullberg et al., 2013) as well as the location of clusters of onshore and offshore earthquake epicenters that likely follow Variscan inherited trends (Custódio et al., 2015; Veludo et al., 2017). Despite of the precise structural meaning of these straight magnetic features, these observations suggest that an inherited subcontinental lithosphere may have played a role on the distribution/production of magmatic additions. This interpretation corroborates with a "non-oceanic" origin of the magnetic sources that are at the origin of the J anomaly and

support the idea that this anomaly is not a classical oceanic magnetic anomaly, as proposed by Nirrengarten et al. (2017).

The J anomaly highlights the beginning of magmatic processes increasing oceanwards at the Western Iberian margin. However, a more precise limit of first oceanic crust (EOC, Fig. 4) was determined in the literature by the oceanward ZECM limit, which does not coincide with the location of the J anomaly along the whole Iberian margin (Nirrengarten et al., 2018). This observation suggests that the sharp magnetic sources could be overlain by thin extrusive magmatic additions, which signature is not comprised in the ASA map. Magma emplacement within upper mantle and beneath oceanic crust is feasible and was described, for instance, on seismic profiles of the Western Somali Basin (Sauter et al., 2016).

The lack of magnetic signature from the beginning of the oceanic crust is feasible taking to account that the expectable geometry for the oceanic crust is an extended flat layer. In this case, it is possible that its geometry has no influence on magnetic features, since a uniformly magnetized flat layer cannot be detected on magnetic data alone (Blakely, 1996). Even if this basaltic layer geometry is similar to a wedge that progressively increases oceanwards, the smooth geometry of this layer might not give enough lateral property contrast, and this feature will be hardly detected. Furthermore, thrust exhumed mantle on southern ZECM is covered by a 3km thick basaltic layer (Gorringe Bank, Sallarès et al. (2013)). Therefore, the beginning of the basaltic crust in southern Iberia could be thinner than the magnetic dataset resolution, which also biases the interpretation of the oceanic crustal boundary. In any case, it is reasonable that the first basaltic layer can be magnetically undistinguishable, leading covered magnetic sources to be highlighted.

In a regional view, the major anomalous area on ASA and VIAS describe a regional sinuous trend (Fig. 3). This shape matches the Variscan orogenic trend in Western Europe, that can be represented by the Ibero-Armorican Arc (IAA) trend and the Late Variscan Porto-Tomar Fault Zone (PTFZ; e.g. Martínez-Catalán et al. (2007); IAA and PTFZ on Figs. 3 and 5). Also, it regards the horseshoe-shaped magnetic pattern on the conjugated Canadian margin detailed on Lefort & Haworth (1979). High values on ASA and VIAS in the northern part describe a Variscan-like landward concavity that has been previously interpreted as continental inheritance (Alves, 2012; Alves & Heilbron, 2013).

Segmented boundaries can be observed on VIAS central anomalous area, even toward to the UOC. From 34 to the west,

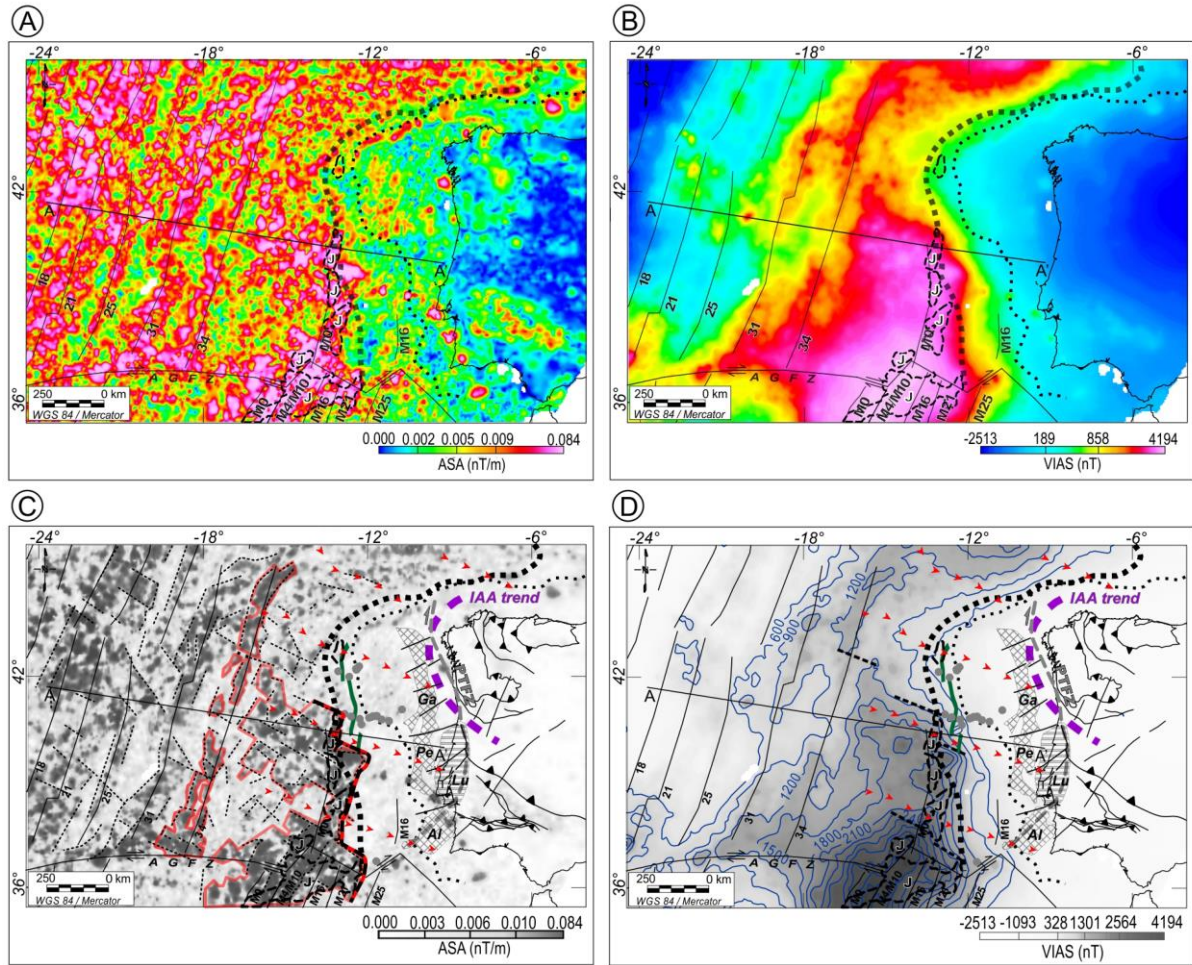


Figure 3 – Transformed magnetic data and interpretations. A: Analytical Signal Amplitude of TMA (ASA). B: Vertical Integral of ASA (VIAS). C: Summary of interpretations of ASA. The segmented limit of the J anomaly area is presented as a thick black-and-red dashed line. Ultra-distal anomalous area with a translucent red polyline. D: Interpretation of VIAS, with the detached main high-amplitude anomalous area. Red arrows: flow lines for Iberian Plate motion during Mesozoic adapted from Nirrengarten et al. (2018). Interpretations (lines): straight magnetic lineaments as black dashed lines based on 1) abrupt interruptions of magnetic anomalies; and 2) high gradient of anomalies. Thick black dashed outline: main positive part of J anomaly after Nirrengarten et al. (2018). Grey dots are Ocean Drilling Program (ODP) sites summaries. Dark green lines are alignments of peridotite ridges adapted from Whitmarsh et al. (2001). Black thin dotted line: regional continental boundary adapted from Whitmarsh et al. (2001), Alves (2012), Alves & Heilbron (2013), and Nirrengarten et al. (2018). Black thick dotted line: the limit of the zone of exhumed mantle (ZECM) adapted from Nirrengarten et al. (2018). Magnetic isochrons are based on Müller et al. (1997). Sedimentary basins adapted from Kullberg et al. (2013): Ga, Galicia Basin; Lu, Lusitanian Basin; Pe, Peniche Basin; Al, Alentejo Basin. Ibero-Armorican Arc trend of the basement (thick dashed purple line), onshore main structures and Porto-Tomar Fault Zone during Late Variscan, based on Martínez-Catalán et al. (2007) and Dias et al. (2016). Profile A-A' on Figure 4.

it is certainly on a steady oceanic crust, since it has stable linear magnetic chrons. In this case, the significance of this segmented oceanward pattern on VIAS need further investigation. Nonetheless, it suggests that this inherent lithospheric structural network affects somehow a large crustal area, even on unequivocal oceanic crust domain. Therefore, this possible remaining network supports the westernmost extension of the

subcontinental lithosphere under the beginning of the UOC (Fig. 4).

Regarding the rifted margin, a significant tectonic event was recorded at the transition between Late Aptian and Early Albian on distal margin (Péron-Pinvidic et al., 2007). Along Iberian margin, there is a regional discontinuity, with an abrupt input of siliciclastic material, Belasiano unit Kullberg et al. (2013), due

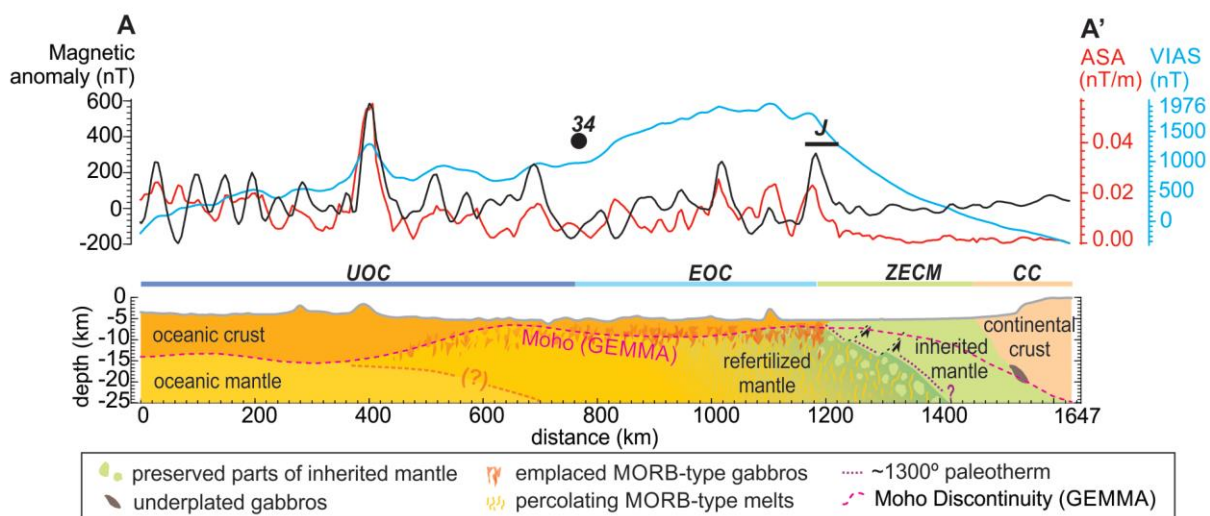


Figure 4 – Magnetic profile A-A' (location on Figs. 1, 2 and 3) and corresponding conceptual model. Schematic geological profile (see details on text). UOC: unquestionable oceanic crust. EOC: embryonic oceanic crust. ZECM: Zone of exhumed continental mantle. CC: continental crust. 34 and J: magnetic anomaly.

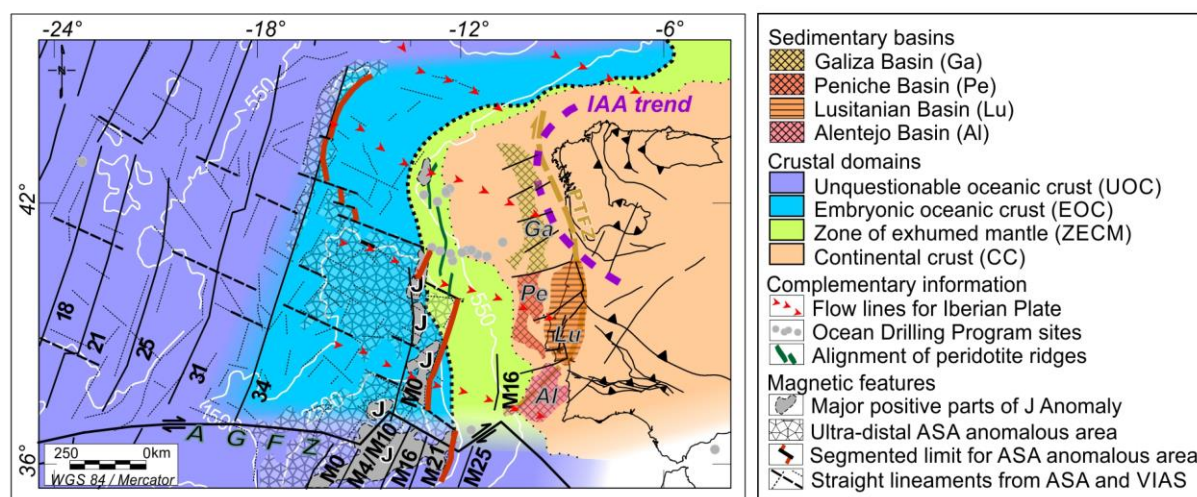


Figure 5 – Summary of interpretations. Examples of major and minor lineaments of ASA and VIAS maps, and interpretation for the segmented limit of the ASA anomalous area due to Mesozoic extension of an inherited lithosphere. Flow lines of Iberian Plate (red arrows) adapted from Nirrengarten et al. (2018). White contour lines: VIAS grid values. Sedimentary basins along W-Iberian margin: Ga, Galiza Basin; Lu, Lusitanian Basin; Pe, Peniche Basin; Al, Alentejo Basin. Detailed legend on Figure 3.

to the last rifting phase. This event is contemporaneous with a magmatic incursion along the J anomaly, which has been linked with M0 isochron formation and lithospheric breakup, (Kullberg et al., 2013) and references therein.

Using VIAS map (Figs. 3-B and 3-C), we can compare regional magnetic features and the setting of slope basins along the Iberian margin. Along the ultra-distal anomalous area, the magnetic intensity increases to the south, and it is clearly

anomalous southward from the Tores Seamounts area. This effect is illustrated by contour curves of VIAS values for this grid (Figs. 3 and 5). We can observe that the distribution of VIAS and ASA values roughly follow the partitioned pattern of Iberian slope basins (Kullberg et al., 2013), increasing by steps toward the south. In addition, it is estimated that the continental crust from Peniche Basin to the south has lower thickness than the northern margin, and this difference is likely to remain since

Variscan Orogeny (Stapel et al., 1996). The role of Variscan inheritance through the sedimentary evolution of Iberian slope basins is observed (Alves et al., 2003), but a regional linkage between ultra-distal mantle interpretation and Iberian slope must be investigated further.

CONCLUSIONS

Transformed magnetic data provides information about the rifting evolution and magmatic incursion in Western Iberian margin. Ultra-distal magnetic features in Western Iberia led us to interpret a magmatic addition guided by a brittle structural network, which indicates an inherited and not yet completely oceanic lithosphere.

Both segmented eastern limit of ultra-distal magnetic domain and the south ward increasing of magnetic sources agree with the rifting process toward the north and the partition by E-W trending transform faults. For analytic signal amplitude and its vertical integration, the large interval of magma addition produced before 34 in the southwestern Iberian margin matches the highest magnetized area. Likewise, the lowest magnetic content is located next to the last rifted margin, in the northern part of margin.

ACKNOWLEDGMENTS

This research was supported by CAPES, Programa de Pós-Graduação em Geologia of Universidade Federal do Paraná (UFPR), Laboratory for Research in Applied Geophysics (LPGA-UFPR) and GeoAtlantico Institute – TEKTOS of Universidade do Estado do Rio de Janeiro (UERJ). The authors would like to thank M. Nirrengarten that improved the discussion of the magnetic maps. F.J.F. Ferreira was supported in this research by Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq), under contract 306978/2015-6. The authors would also like to thank PETROBRAS, Faperj, and CNPq for their continued support.

REFERENCES

- ALVES L. 2012. Estudo da margem continental ibérica ocidental com base em dados gravimétricos e magnetométricos regionais. Ph.D. thesis. Centro de Tecnologia e Ciências, Faculdade de Geologia, Universidade do Estado do Rio de Janeiro, Brazil. 133 pp.
- ALVES LS & HEILBRON MDCL. 2013. New concepts of continental passive margins: gravity and magnetic interpretation in West Iberia. In: 13th International Congress of the Brazilian Geophysical Society & EXPOGEF, Rio de Janeiro, Brazil, 26–29 August 2013. Society of Exploration Geophysicists and Brazilian Geophysical Society. p. 344–349.
- ALVES T, MOITA C, PINHEIRO L & MONTEIRO J. 2003. Evolution of deep-margin extensional basins: the continental slope basins offshore West Iberia. In: AAPG International Conference, Barcelona, Spain, September 2003.
- AMANTE C & EAKINS BW. 2009. ETOPO1 1 arc-minute global relief model: procedures, data sources and analysis. URL <https://www.ngdc.noaa.gov/mgg/global/global.html>.
- BLAKELY RJ. 1996. Potential theory in gravity and magnetic applications. Cambridge University Press, Cambridge, 441 pp.
- BRONNER A, SAUTER D, MANATSCHAL G, PÉRON-PINVIDIC G & MUNSCHY M. 2011. Magmatic breakup as an explanation for magnetic anomalies at magma-poor rifted margins. *Nature Geoscience*, 4(8): 549.
- BRONNER A, SAUTER D, MUNSCHY M, CARLUT J, SEARLE R, CANNAT M & MANATSCHAL G. 2014. Magnetic signature of large exhumed mantle domains of the Southwest Indian Ridge—results from a deep-tow geophysical survey over 0 to 11 Ma old seafloor. *Solid Earth*, 5(1): 339–354.
- CANNAT M, MANATSCHAL G, SAUTER D & PERON-PINVIDIC G. 2009. Assessing the conditions of continental breakup at magma-poor rifted margins: What can we learn from slow spreading mid-ocean ridges? *Comptes Rendus Geoscience*, 341(5): 406–427.
- CHENIN P, MANATSCHAL G, LAVIER LL & ERRATT D. 2015. Assessing the impact of orogenic inheritance on the architecture, timing and magmatic budget of the North Atlantic rift system: a mapping approach. *Journal of the Geological Society*, 172: 711–720.
- CHENIN P, PICAZO S, JAMMES S, MANATSCHAL G, MÜNTENER O & KARNER G. 2018. Potential role of lithospheric mantle composition in the Wilson cycle: a North Atlantic perspective. *Geological Society, London, Special Publications*, 470: SP470.10.
- CUSTÓDIO S, DIAS NA, CARRILHO F, GÓNGORA E, RIO I, MARREIROS C, MORAIS I, ALVES P & MATIAS L. 2015. Earthquakes in Western Iberia: improving the understanding of lithospheric deformation in a slowly deforming region. *Geophysical Journal International*, 203(1): 127–145.
- DIAS R, RIBEIRO A, ROMÃO J, COKE C & MOREIRA N. 2016. A review of the arcuate structures in the Iberian Variscides; constraints and genetic models. *Tectonophysics*, 681: 170–194.
- GALDEANO A, MIRANDA JM, MATTE P, MOUGE P & ROSSIGNOL JC. 1990. Aeromagnetic data: a tool for studying the Variscan arc of Western Europe and its correlations with transatlantic structures. *Tectonophysics*, 177(1-3): 293–305.
- GILLARD M, MANATSCHAL G & AUTIN J. 2016. How can asymmetric detachment faults generate symmetric Ocean Continent Transitions? *Terra Nova*, 28(1): 27–34.

- GRADSTEIN F, OGG JG, SCHMITZ M & OGG G. 2012. *The Geologic Time Scale 2012* Elsevier.
- KULLBERG JC, ROCHA RB, SOARES AF, REY J, TERRINHA P, AZERÊDO AC, CALLAPEZ P, DUARTE LV, KULLBERG MC, MARTINS L, MIRANDA R, ALVES C, MATA J, MADEIRA J, MATEUS O, MOREIRA M & NOGUEIRA CR. 2013. A Bacia Lusitânica: estratigrafia, paleogeografia e tectónica. In: DIAS R, ARAÚJO A, TERRINHA P & KULLBERG JC (Eds.). *Geologia de Portugal*, Vol. II, Lisboa: Escolar Editora. p. 195–347.
- LEFORT JP & HAWORTH RT. 1979. The age and origin of the deepest correlative structures recognized off Canada and Europe. In: *Developments in Geotectonics*, Volume 15, Elsevier, p. 139–150.
- LI X. 2006. Understanding 3D analytic signal amplitude. *Geophysics*, 71(2): L13–L16.
- MANATSCHAL G, LAVIER L & CHENIN P. 2015. The role of inheritance in structuring hyperextended rift systems: Some considerations based on observations and numerical modeling. *Gondwana Research*, 27(1): 140–164.
- MARTÍNEZ-CATALÁN JR, ARENAS R, GARCÍA F, CUADRA P, GÓMEZ-BARREIRO J, ABATI J, CASTIÑEIRAS P, FERNÁNDEZ-SUÁREZ J, MARTÍNEZ S & ANDONAEGUI P. 2007. Space and time in the tectonic evolution of the northwestern Iberian Massif: Implications for the Variscan belt. *Geological Society of America Memoir*, 200(21): 403–423.
- MEYER B, SALTUS R & CHULLIAT A. 2017. EMAG2: Earth magnetic anomaly grid (2-arc-minute resolution) version 3. National Centers for Environmental Information, NOAA. Model, doi: 10:V5H70CVX.
- MILES PR, VERHOEF J & MACNAB R. 1996. Compilation of magnetic anomaly chart West Iberia. *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*, 149: 659–663. doi: 10.2973/odp.proc.sr.149.242.1996.
- MINSHULL TA, DEAN SM & WHITMARSH RB. 2014. The peridotite ridge province in the southern Iberia Abyssal Plain: Seismic constraints revisited. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 119(3): 1580–1598.
- MÜLLER RD, ROEST WR, ROYER JY, GAHAGAN LM & SCLATER JG. 1997. Digital isochrons of the world's ocean floor. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 102(B2): 3211–3214.
- NABIGHIAN MN. 1972. The analytic signal of two-dimensional magnetic bodies with polygonal cross-section: its properties and use for automated anomaly interpretation. *Geophysics*, 37(3): 507–517.
- NALIBOFF JB, BUITER SJ, PÉRON-PINVIDIC G, OSMUNDSEN PT & TETREAU J. 2017. Complex fault interaction controls continental rifting. *Nature Communications*, 8(1): 1179.
- NIRRENGARTEN M, MANATSCHAL G, TUGEND J, KUSZNIR N & SAUTER D. 2018. Kinematic evolution of the southern North Atlantic: Implications for the formation of hyperextended rift systems. *Tectonics*, 37(1): 89–118.
- NIRRENGARTEN M, MANATSCHAL G, TUGEND J, KUSZNIR NJ & SAUTER D. 2017. Nature and origin of the J-magnetic anomaly offshore Iberia–Newfoundland: implications for plate reconstructions. *Terra Nova*, 29(1): 20–28.
- PAINE J, HAEDERLE M & FLIS M. 2001. Using transformed TMI data to invert for remanently magnetised bodies. *Exploration Geophysics*, 32(3/4): 238–242.
- PÉRON-PINVIDIC G, MANATSCHAL G, DEAN S & MINSHULL T. 2008. Compressional structures on the West Iberia rifted margin: Controls on their distribution. *Geological Society, London, Special Publications*, 306(1): 169–183.
- PÉRON-PINVIDIC G, MANATSCHAL G, MINSHULL TA & SAWYER DS. 2007. Tectonosedimentary evolution of the deep Iberia–Newfoundland margins: Evidence for a complex breakup history. *Tectonics*, 26(TC2011): 1–19.
- PICAZO S, MÜNTENER O, MANATSCHAL G, BAUVILLE A, KARNER G & JOHNSON C. 2016. Mapping the nature of mantle domains in Western and Central Europe based on clinopyroxene and spinel chemistry: Evidence for mantle modification during an extensional cycle. *Lithos*, 266: 233–263.
- REGUZZONI M & SAMPIETRO D. 2015. GEMMA: An Earth crustal model based on GOCE satellite data. *International Journal of Applied Earth Observation and Geoinformation*, 35: 31–43.
- RIBEIRO A. 2002. *Soft Plate and Impact Tectonics*. Springer & Business Media, 330 pp.
- ROVERE M, RANERO C, SARTORI R, TORELLI L & ZITELLINI N. 2004. Seismic images and magnetic signature of the Late Jurassic to Early Cretaceous Africa–Eurasia plate boundary off SW Iberia. *Geophysical Journal International*, 158(2): 554–568.
- SALLARÈS V, MARTÍNEZ-LORIENTE S, PRADA M, GRÀCIA E, RANERO C, GUTSCHER MA, BARTOLOME R, GAILLER A, DAÑOBEITIA JJ & ZITELLINI N. 2013. Seismic evidence of exhumed mantle rock basement at the Gorringe Bank and the adjacent Horseshoe and Tagus abyssal plains (SW Iberia). *Earth and Planetary Science Letters*, 365: 120–131.
- SAUTER D, UNTERNEHR P, MANATSCHAL G, TUGEND J, CANNAT M, LE QUELLEC P & HORN BW. 2016. Evidence for magma entrapment below oceanic crust from deep seismic reflections in the Western Somali Basin. *Geology*, 44(6): 407–410. doi: 10.1130/g37747.1.

- SIBUET JC, SRIVASTAVA S & MANATSCHAL G. 2007. Exhumed mantle-forming transitional crust in the Newfoundland-Iberia rift and associated magnetic anomalies. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 112: B06105.
- SILVA JB. 1996. 2-D magnetic interpretation using the vertical integral. *Geophysics*, 61(2): 387–393.
- SRIVASTAVA S, SIBUET JC, CANDE S, ROEST W & REID ID. 2000. Magnetic evidence for slow seafloor spreading during the formation of the Newfoundland and Iberian margins. *Earth and Planetary Science Letters*, 182(1): 61–76.
- STANTON N, MANATSCHAL G, AUTIN J, SAUTER D, MAIA M & VIANA A. 2016. Geophysical fingerprints of hyper-extended, exhumed and embryonic oceanic domains: the example from the Iberia–Newfoundland rifted margins. *Marine Geophysical Research*, 37(3): 185–205.
- STAPEL G, CLOETINGH SE & PRONK B. 1996. Quantitative subsidence analysis of the Mesozoic evolution of the Lusitanian basin (West Iberia margin). *Tectonophysics*, 266: 493–507.
- TUCHOLKE BE & LUDWIG WJ. 1982. Structure and origin of the J anomaly Ridge, western North Atlantic Ocean. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 87(B11): 9389–9407.
- VELUDO I, DIAS NA, FONSECA PE, MATIAS L, CARRILHO F, HABERLAND C & VILLASEÑOR A. 2017. Crustal seismic structure beneath Portugal and southern Galicia (Western Iberia) and the role of Variscan inheritance. *Tectonophysics*, 717: 645–664.
- VERHOEF J, ROEST WR, MACNAB R, ARKANI-HAMED J & Members of the Project Team. 1996. Magnetic anomalies of the Arctic and North Atlantic oceans and adjacent land areas. Geological Survey of Canada. Dartmouth, Nova Scotia. Open File 3125.
- WHITMARSH RB & MANATSCHAL G. 2012. Evolution of magma poor continental margins: from rifting to the onset of seafloor spreading. In: *Regional Geology and Tectonics: Phanerozoic Passive Margins, Cratonic Basins and Global Tectonic Maps*, Elsevier, p. 326–341.
- WHITMARSH RB, MANATSCHAL G & MINSHULL TA. 2001. Evolution of magma-poor continental margins from rifting to seafloor spreading. *Nature*, 413(6852): 150.
- WHITMARSH RB & MILES PR. 1995. Models of the development of the West Iberia rifted continental margin at 40° 30' N deduced from surface and deep-tow magnetic anomalies. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 100(B3): 3789–3806.

Recebido em 18 outubro, 2018 / Aceito em 1 novembro, 2018

Received on October 18, 2018 / accepted on November 1, 2018

5.3 Artigo II - Magnetic characterization of the zigzag shaped J-anomaly: implications for kinematics and breakup processes at the Iberia-Newfoundland margins

Received: 26 November 2019 | Revised: 18 April 2020 | Accepted: 21 April 2020

DOI: 10.1111/ter.12466

RESEARCH ARTICLE

Terra Nova WILEY

Magnetic characterization of the zigzag shaped J-anomaly: Implications for kinematics and breakup processes at the Iberia–Newfoundland margins

Luizemara S. A. Szameitat^{1,2}  | Gianreto Manatschal³ | Michael Nirrengarten⁴ | Francisco J. F. Ferreira¹ | Monica Heilbron^{2,5}

¹Laboratory for Research in Applied Geophysics and Geology Graduate Program, Department of Geology, Federal University of Paraná, Curitiba, PR, Brazil

²Faculdade de Geologia, TEKTOS-GeoAtlantico Institute, Rio de Janeiro State University, Rio de Janeiro, RJ, Brazil

³Institut de Physique du Globe de Strasbourg, CNRS-UMR 7516, Université de Strasbourg/EOST, Strasbourg Cedex, France

⁴Laboratoire GEC, CY Cergy Paris Université, Neuville-sur-Oise, France

⁵Department of Geography and Geology, University of Salzburg, Salzburg, Austria

Correspondence

Luizemara S. A. Szameitat, Laboratory for Research in Applied Geophysics (LPGA), Department of Geology, Federal University of Paraná, Rua Francisco Heráclito dos Santos 100, Building VI, 81531-980, Curitiba, PR, Brazil.
Email: luizemara@ufpr.br

Funding information

Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior; UFPR; Universidade do Estado do Rio de Janeiro; Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico, Grant/Award Number: 303826/2018-5

Abstract

Lithospheric breakup is generally defined as the process that results in a new plate boundary and oceanic crust. However, how this process occurs in magma-poor systems remains debated. As recently suggested, the J-magnetic anomaly at the Iberia–Newfoundland margins has polygenic sources and therefore cannot be interpreted as an isochron. However, the presence of the J-anomaly on both margins suggests a common origin. By using analytic signal map of magnetic data, we highlight landward zigzagged limits for the J-anomalies at the Iberian–Newfoundland margins. The zigzag segments neither match the axis nor the transform systems of previously proposed plate reconstructions, but are aligned with NE–SW Palaeozoic trends. However, they can be fitted using recently published plate restorations, as expected if they have a single origin. Therefore, a link between the location of syn- to post-breakup magnetic additions along the J-anomaly and an inherited lithospheric trend is proposed.

1 | INTRODUCTION

The J-anomaly is well defined south of Newfoundland–Azores–Gibraltar Fault Zone (NAGFZ) in the Central Atlantic within an oceanic spreading system, and therefore it is associated with truthful Mesozoic isochrons (Tucholke & Ludwig, 1982; Figure 1). In contrast, north of the NAGFZ, the J-anomaly has been recently associated with the lithospheric breakup of the Iberia–Newfoundland rift system (Bronner, Sauter, Manatschal, Péron-Pinvidic, & Munsch, 2011). Several studies show that the orientation of the

positive part of the J-anomaly in Iberian–Newfoundland margins does not match the Landward Limit of Oceanic Crust (LaLOC; Figure 1), which is interpreted from the compilation of seismic profiles and potential field studies (e.g. Funck et al., 2003; Martínez-Lorient et al., 2018; Nirrengarten, Manatschal, Tugend, Kusznir, & Sauter, 2018; Srivastava, Sibuet, Cande, Roest, & Reid, 2000; Sutra, Manatschal, Mohn, & Unternehr, 2013; Tucholke, Sawyer, & Sibuet, 2007; Whitmarsh et al., 2001). Indeed, a recent bathymetric study (Sanchez, Merle, Hinschberger, Thinond, & Girardeau, 2019) showed that volcanic edifices along the Tore–Madeira Ridge are on both

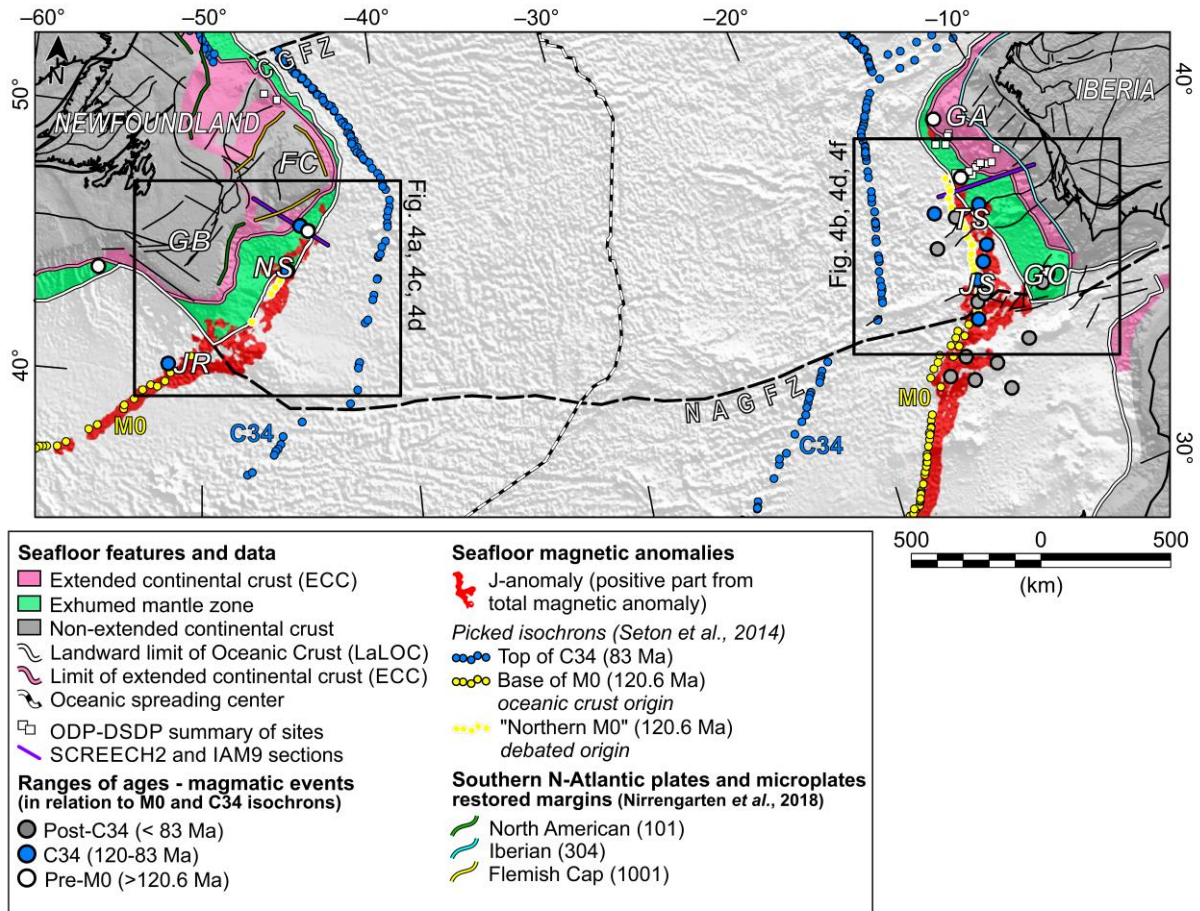


FIGURE 1 Southern North Atlantic—J-anomaly and the relation with age of magnetic anomalies and magmatic events. M0 and C34 picking of isochrons from Seton et al. (2014; <http://www.soest.hawaii.edu/PT/GSFML/>). Examples of bathymetric seamounts or ridges, associated with J-anomaly: NS, Newfoundland Seamounts, JR, J-Anomaly Ridge, TS, Tore Seamounts, JS, Josephine Seamounts. Basement compilation from Martínez Catalán et al. (2009), Nance et al. (2010), Welford, Shannon, O'Reilly, and Hall (2012), Edel, Schulmann, Lexac, and Lardeaux (2018), Martínez-Lorientte et al. (2018), Sanchez et al. (2019). Topography from ETOPO1 (Amante & Eakins, 2009). LaLOC is based on compilations of Nirrengarten et al. (2018), Martínez-Lorientte et al. (2018) and Müller et al. (2016). CGFZ, Charlie-Gibbs Fault Zone; FC, Flemish Cap; GA, Galicia Banks; GB, Grand Banks; GO, Gorringe Bank; NAGFZ, Newfoundland-Azores-Gibraltar Fault Zone

oceanic and exhumed mantle, and their orientations are not aligned with the previously interpreted oceanic magnetic anomaly M0 north of NAGFZ (yellow dots with white contours, Figure 1). These observations question the oceanic origin of the J-anomaly north of the NAGFZ, despite its presence on both Iberian and Newfoundland margins.

Oceanward from J-anomaly, magnetic isochrons are lacking due to the Cretaceous Quiet Period (C34 superchron, 120.6-83Ma; Carpenter & Keane, 2016). The irregular magnetic pattern that precedes the unequivocal oceanic crust (continent ward of C34, blue dots in Figure 1; e.g. Whitmarsh and Miles, 1995) can be a result of either variable distribution or variable amount of magma input (Jagoutz et al., 2007; Zhao, Galbrun, Delius, & Liu, 2007; Gillard, Manatschal, & Autin, 2016; Figure 2) during slow-rate seafloor spreading (Sutra

et al., 2013). The irregular emplacement of magmatic bodies results in heterogeneous distribution of magnetic sources. Thus, the origin, timing, symmetry and location of the J-anomaly at the distal Iberia-Newfoundland margins remain enigmatic. The use of filtered magnetic data overlaid on the reconstructed basement, enables to discuss the origin and nature of the J-anomaly north of the NAGFZ and its implication for the understanding of breakup processes and its relation to compositional inheritance.

2 | GEOLOGICAL CONTEXT

The Iberian-Newfoundland margins result from the rifting and separation of the Eurasia and America plates that originated from

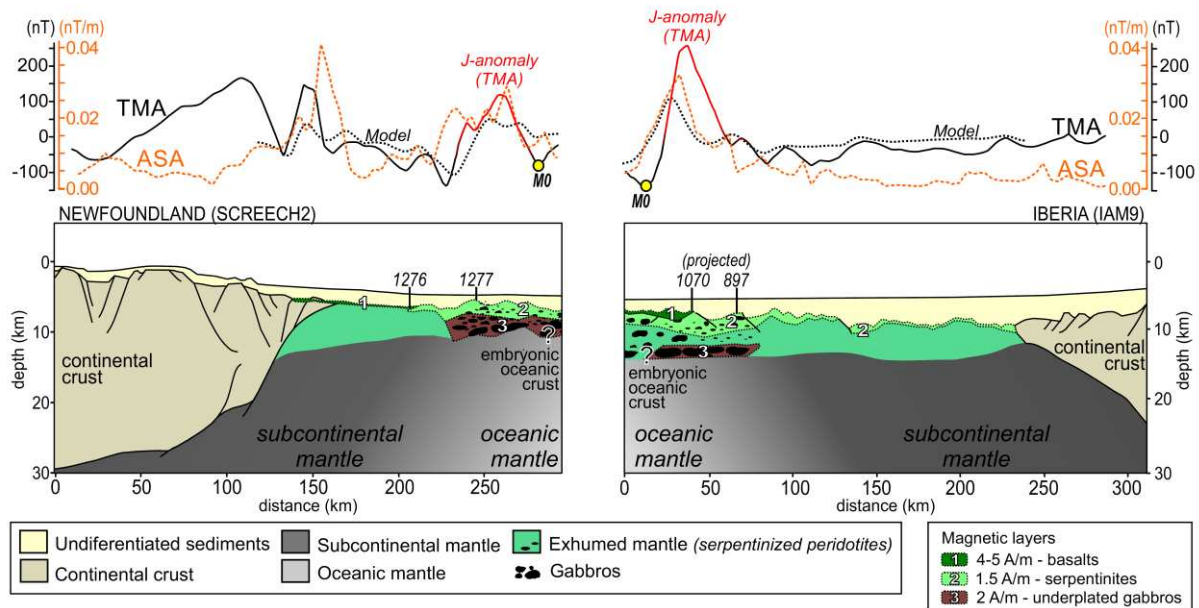


FIGURE 2 Geological interpretation of seismic sections (location on Figure 1). SCREECH2 according to van Avendonk et al. (2006), Bronner et al. (2011) and Sutra et al. (2013). IAM9 based on Dean, Minshull, Whitmarsh, and Loudon (2000), Bronner et al. (2011), Pinto, Manatschal, Karpoff, Ulrich, and Viana (2017) and Picazo et al. (2016). Magnetic profiles were extracted from total magnetic anomaly grid (Verhoef et al., 1996) and analytical signal amplitude grid from this study. Two-dimensional (2D) forward modelling is described in the Supporting Information. MO isochron picks from Srivastava et al. (2000) and Seton et al. (2014)

the amalgamation of different crustal units during Caledonian and Variscan orogenies (Matte, 2001; Nance et al., 2010; Figure 3). Palaeozoic orogenic inheritance shows NE-SW trends, which are prominent on Newfoundland. Offshore Newfoundland, arcuate magnetic patterns (Lefort & Haworth, 1979) and NE-SW trending structures (Edel et al., 2018) have been identified on magnetic anomaly map. In Iberia, this orientation is represented by some NNE-SSW fault zones inherited from Variscan Orogeny (i.e. Vilarica, Regua and Lower Tagus faults in Marques, Mateus, & Tassinari, 2002; Pereira, Ribeiro, & Meireles, 1993; Sanz de Galdeano et al., 2020; linear earthquake clustering of the SW-Iberia in Veludo et al., 2017; see Supporting Information), while the main basement trend is arcuate (Martínez Catalán, 2012; Matte, 2001; Weil, Gutiérrez-Alonso, & Conan, 2010). During rifting of the southern North Atlantic in Jurassic time, many of these structures have been reactivated as shown in SW-Iberia (Afilhado et al., 2013; Alves et al., 2013). Terrinha et al. (2013) also proposed that these structures formed preferential pathways for subcontinental lithospheric melts.

Intracontinental rifting between Iberia and Newfoundland started during the Triassic (Pereira & Gama, 2017; Pinheiro, Wilson, Pena dos Reis, Whitmarsh, & Ribeiro, 1996) simultaneously to the rifting and the onset of seafloor spreading in Central Atlantic (about 195Ma; Afilhado et al., 2013; Sahabi, Aslanian, & Olivet, 2004). During Late Jurassic–Early Cretaceous, lithospheric extension in the southern North Atlantic was characterized by diachronous mantle

exhumation and onset of seafloor spreading propagating from south to north (Féraud et al., 1986; Mohn, Karner, Manatschal, & Johnson, 2015; Nirrengarten et al., 2018).

3 | DATABASE AND METHODS

Magnetic data were extracted from Verhoef, Roest, Macnab, and Arkani-Hamed, Roest, Macnab, and Arkani-Hamed (1996), which combines several acquisition datasets in a 5x5km cell size compilation over N-Atlantic and Arctic oceans. Analytic signal amplitude (ASA) filtering (Nabighian, 1972) is applied on total magnetic anomaly (TMA), in order to detach relatively high-magnetized sources and its geometries by centring magnetic dipoles without application of remnant magnetic field parameters. This is an alternative to the reduce-to-pole filtering (RTP), which is usually applied for one pair of inclination and declination regarding the present-day Earth's magnetic field, assuming a negligible remnant component (Baranov & Naudy, 1964). In this study, RTP result is biased by the occurrence of numerous magnetic sources that have different ages and consequently varied remnant responses and unknown parameters of total magnetization vector.

This study analyses the most distal domains between the Iberia and Newfoundland margins where lithospheric breakup occurred, separating exhumed subcontinental mantle and the first unquestionable steady-state oceanic crust that formed at about 83 Ma

(isochron C34). Using GPlates 2.1 software (www.gplates.org; Müller et al., 2018) and age grid from Müller et al. (2016), positions and orientations of crustal blocks and their magnetic signatures are restored back in time. We used finite rotation poles and crustal polygons from Nirrengarten et al. (2018; modified from 130 to 123 Ma, see in supplementary material) to restore the TMA data from Verhoef et al. (1996) and its ASA map.

4 | ASPECTS OF J-ANOMALY FORMATION

4.1 | Origin of the J-anomaly

The appearance of the J-anomaly seems to be associated to continental lithosphere breakup upon sedimentary record (Bronner et al., 2011; Kullberg et al., 2013; Tucholke et al., 2007). In the past, the J-anomaly has been considered as an oceanic anomaly corresponding to the M0 isochron (e.g. Sibuet, Srivastava, & Spakman, 2004; Klitgord & Schouten, 1986). More recent studies, however, question its oceanic origin (Bronner et al., 2011; Nirrengarten, Manatschal, Tugend, Kuszniir, & Sauter, 2017; Stanton et al., 2016; Szameitat, Ferreira, Manatschal, & Heilbron, 2018). Due to the long-term magmatic activity along the J-anomaly (from ~103 Ma to recent; Merle et al., 2009), it cannot be considered as an isochron (Nirrengarten et al., 2017), which is conflicting with the fact that it has been largely used for plate kinematic restorations (e.g. Sibuet et al., 2004). As resulting from polygenic volcanic feature (Nirrengarten et al., 2017), the J-anomaly contains a sum of magnetic anomalies, which makes the interpretation of the oceanic magnetic anomaly M0r unreliable. In this work, M0r anomaly picking north of NAGFZ is only use as a marker for description of structures. However, this part of M0r shall not be regarded as isochron since it was emplaced within exhuming mantle (Bronner et al., 2011; Nirrengarten et al., 2018). In addition, a bathymetric study of Tore-Madeira Ridge in Sanchez et al. (2019) shows that the elongation of volcanic seamounts over Iberian J-anomaly could be associated to mantle melting migration in the direction of pre-existent sub-vertical lithospheric faults. Thus, the nature and origin of J-anomaly remain controversial, but need to be pushed in light of new models that explain the tectono-magmatic evolution of proto-oceanic domains (Gillard et al., 2016).

The classical magnetic pattern for oceanic spreading is marked by successive linear magnetic anomalies, which occur symmetrically on both sides of the spreading axis (Vine & Matthews, 1963). Although this pattern is only registered oceanward of the C34 isochron, the LaLOC is mapped, thanks to deep seismic sections along all segments of the conjugate margin (Figure 1). At the northern segment (Deep Galicia Margin) the LaLOC is oceanward of the J-anomaly (Sutra et al., 2013; Nirrengarten et al., 2017). At the central segment, the J-anomaly matches approximately the LaLOC (Bronner et al., 2011; Nirrengarten et al., 2018; Figure 1). At the southern segment, the LaLOC is continentward of the J-anomaly

(i.e. Tore-Madeira Ridge close to the Josephine Seamounts; Peirce & Barton, 1991). In fact, the LaLOC cannot be identified on magnetic data, probably because of a combination of distinct factors. It is presumably a lack of lateral contrast of magnetization caused by for example, magnetic sources with flat or smoothly fade-out geometry (Blakely, 1996), or the occurrence of highly magnetized serpentinized peridotites adjacent to the oceanic crust (Zhao, 1996; Oufi, Cannat, & Horen, 2002; Pinto et al., 2017). In addition, the spatial resolution misrepresents the boundary to the first oceanic crust. The detectable minimum wavelength for an equi-spaced data is limited by two times the distance between data points (Nyquist Theorem; e.g. Blakely, 1996; LaFehr & Nabighian, 2012). For this data (5 × 5 km cell size; Verhoef et al., 1996), it is 10 km long. On the other hand, the oceanic crustal thickness near the LaLOC is about 5 km thick (e.g. Dean et al., 2000). Therefore, the first oceanic crust thickness is near to the detection limit for the spatial resolution provided by this cell arrangement. Conversely, the group of magnetic sources linked to the J-anomaly is thicker than the surrounding oceanic crust (i.e. models in Bronner et al., 2011, and Peirce & Barton, 1991), causing large wavelength components (>100km in SCREECH2 and IAM9, Figure 2). The J-anomaly sources may include shallow basalts and intrusive magnetic sources (e.g. Bronner et al., 2011; Figure 2), or even high magnetized serpentinized peridotites (Oufi et al., 2002; Zhao, 1996; Zhao, Turrin, Jackson, & Solheid, 2001). Strong magnetic contribution of thin highly serpentinized peridotites (as magnetic as basalts; Oufi et al., 2002) is described on distal margins, compounding marine magnetic anomalies. Furthermore, the J-anomaly magnetic expression is observed even on satellite-derived lithospheric magnetic data (data from Olsen, Ravat, Finlay, & Kother, 2017; Supporting Information), which is atypical regarding most of marine magnetic anomalies.

4.2 | Segmented J-anomaly

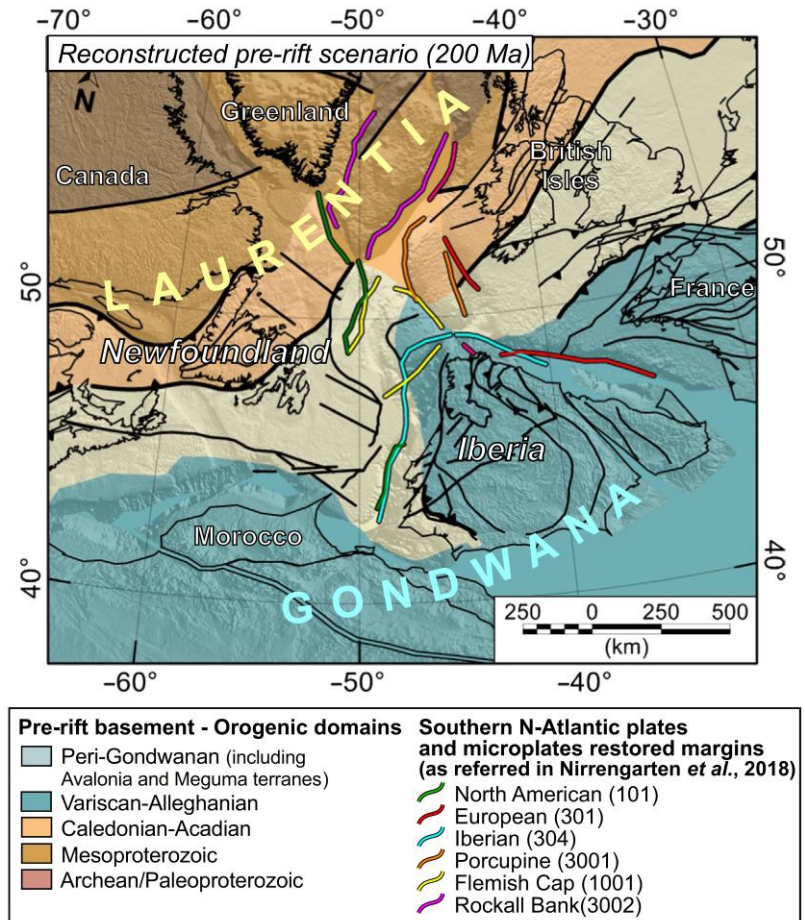
From filtered data, several lineaments are recognized on high gradients of ASA values throughout both margins (Figure 4). The ASA presents a different pattern over the J-anomaly characterized by a zigzagged shape on its landward side (Figure 4c,d).

Segmented limits for the Iberian J-anomaly were suggested in Szameitat et al. (2018). A major new observation proposed in this paper is that magnetic sources of the J-anomaly compose of a conjugate zigzag pattern (Figures 4 and 5). Around ~120 Ma, the zigzagged magnetic limits on filtered magnetic data present two main orientations, NE-SW and NW-SE (Figure 5).

5 | KINEMATIC RECONSTRUCTION OF THE J-ANOMALY

A set of restorations of key events are shown on Figure 5. At 137 Ma, a domain of weakly magnetized exhumed mantle was

FIGURE 3 Restored pre-rifting setting of Palaeozoic basement on Southern North Atlantic (200 Ma), compiled from Martínez Catalán et al. (2009), Nance et al. (2010), Welford et al. (2012) and Edel et al. (2018)



formed north of the NAGFZ (e.g. Whitmarsh et al., 2001) during the opening of the Southern Newfoundland–Tagus Plain (SNB and TAP, Figure 3), and a rectangular-shaped high anomalous area is noticed.

Despite having different ages and being related to post-M0 volcanic events (Figure 1), the Newfoundland seamounts (NS) and Tore seamounts (TS) have their basement formed before M0 (120 Ma) which is marked in the magnetic anomaly map by elongated magnetic dipoles (NS and TS anomalies on Figure 4a,b). Due to a little mismatch on these dipoles prior to 120 Ma, the kinematic model (Nirrengarten et al., 2018) has been slightly adapted in this work (for more details see Supporting Information).

Iberian and Newfoundland J-anomalies are similar, but they have non-symmetrical landward limits as shown on the ASA map. Moreover, the restored ASA grid presents a higher value area throughout the restored J-anomaly, compounding a zigzag-shaped area (Figure 5, 120 Ma). The zigzagged area appears from ~128 Ma onwards and it intersects older oceanic crust towards the south in the Central Atlantic. In addition, landward zigzagged limits for J-anomalies are coincident but not symmetrical. The magnetic pattern seems to be more symmetrical after 120 Ma until the end of C34 (83 Ma, Figure 5).

6 | DISCUSSION

6.1 | Could the zigzagged landward J-anomaly be a result of transform faults?

The existence of transform faults has been suggested for the Iberia–Newfoundland proto-oceanic spreading (e.g. Nirrengarten et al., 2018; Srivastava et al., 2000; Tucholke & Ludwig, 1982). The general direction of the Iberian Plate flow proposed by Nirrengarten et al. (2018) is parallel to the NW–SE zigzag segments in Iberia within the high ASA zone of the J-anomaly (Figure 4; Szameitat et al., 2018), which suggests that this direction may represent transfer structures accommodating the early opening Atlantic Ocean. However, regarding the origin of ASA landward limits of J-anomaly (Figure 5), the early generation of such zigzagged geometry by transform faulting is not supported by kinematic models (e.g. Nirrengarten et al., 2018; Seton et al., 2012). Consequently, there is no evidence for oceanic transform faults displacing the exhuming mantle to form the zigzagged limits of J. From kinematic restoration prior to 120 Ma, the zigzagged limits were moved apart along E–W direction, whereas their segments were NE–SW and NW–SE oriented. On the other hand, the Iberia–Newfoundland moving direction prior to 120 Ma is

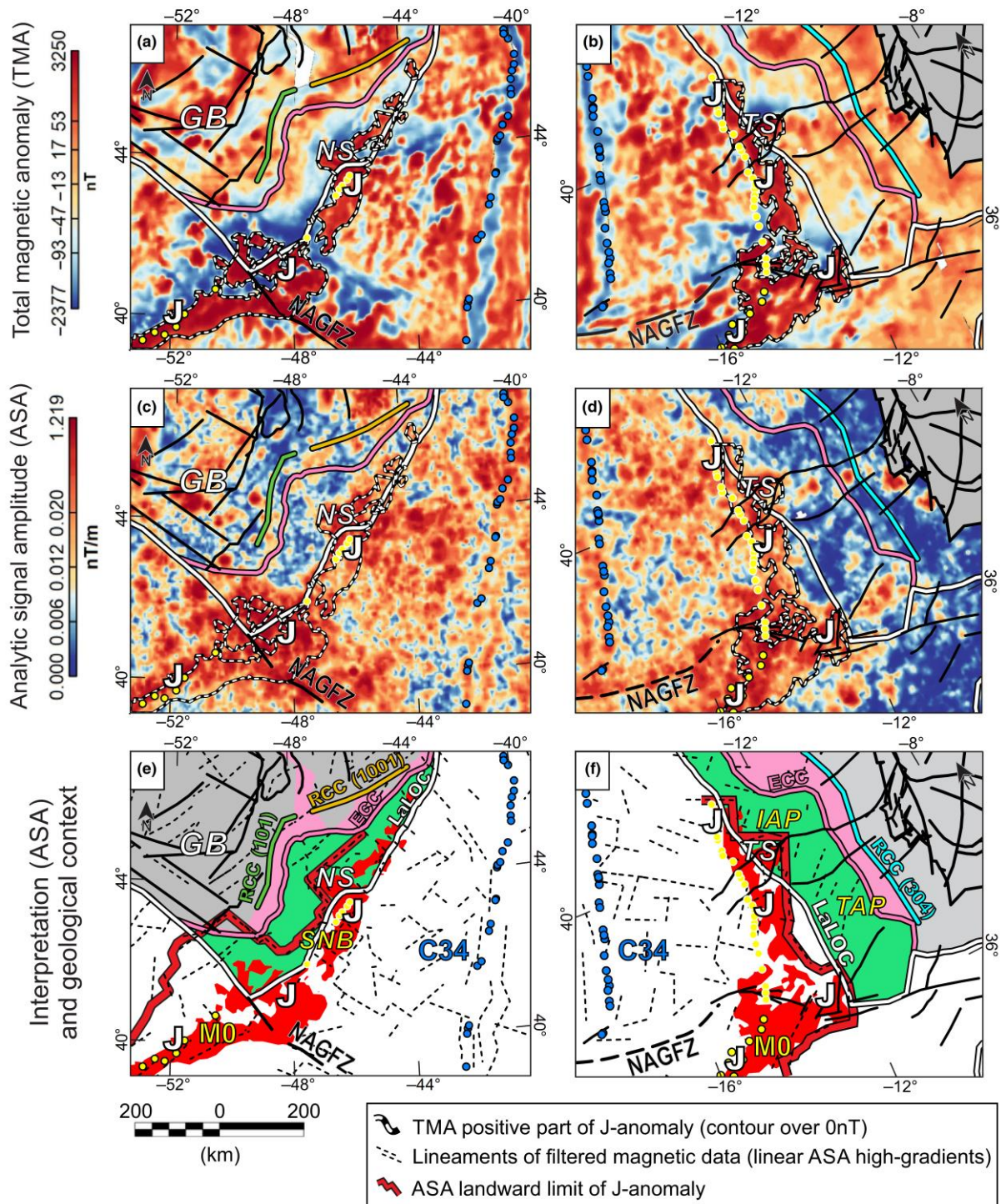


FIGURE 4 Magnetic maps on present-day Newfoundland and Iberian distal margins. Total magnetic anomaly (TMA; a, b): Total Magnetic Anomaly, with J-anomaly (positive part). Analytic signal amplitude (ASA; c, d): Analytic Signal Amplitude of total magnetic anomaly. ASA interpretation (e, f), with lineaments based on high gradients of ASA values. Total magnetic anomaly from Verhoef et al. (1996). ASA and TMA scale as measured on the regional map (Supporting Information). TMA in reference to residual total magnetic intensity, which had the Earth's regional magnetic field removed (Verhoef et al., 1996). Red lines: zigzagged landward limit of J-Anomaly. Continental margin features on Figures 1 and 6. Coloured lines, polygons and symbols as described on Figures 1 and 6. IAP, Iberian Abyssal Plain; SNB, Southern Newfoundland Basin; TAP, Tagus Abyssal Plain

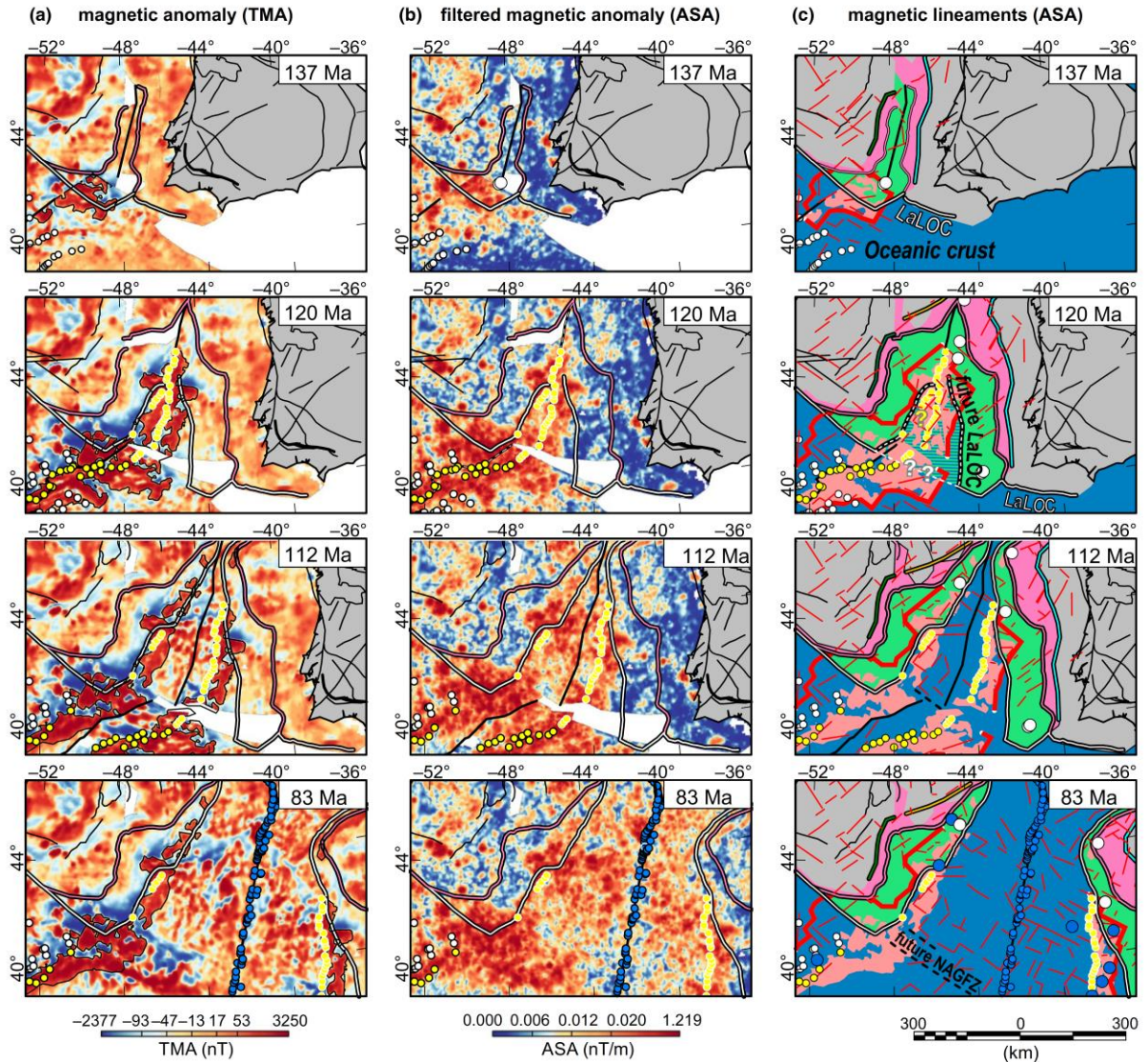


FIGURE 5 Iberia–Newfoundland reconstructed scenarios overlaid with magnetic grids total magnetic anomaly (a) and analytic signal amplitude (ASA) (b), and geological context of the continental margins with ASA interpretation (above linear high gradients) as red lines (c). Note the coincident landward limits of J-anomaly (thick red lines). Green–blue hatched area (c, 120 Ma): previously exhumed mantle covered by magma after ~112 Ma (beginning of the oceanic crust; Bronner et al., 2011; Tucholke et al., 2007). Coordinates are related to North-America fixed plate. Coloured lines, polygons and symbols as described on Figures 1 and 6

almost parallel to the Newfoundland (NS) and Tore (TS) TMA dipole elongations (Figures 4 and 5).

Although NS and TS are younger than the restored area, their TMA dipoles (Figure 4c,d) are as elongated as the general present-day orientation of these volcanic edifices. Therefore, the early appearance of NS–TS axis (128–123 Ma) on reconstructed magnetic data suggests that pre-existent fracturing (sub-parallel to Cretaceous extension) may have controlled the distribution of post-breakup magmatic systems of NS and TS. Similar hypothesis is presented for TS Ridge in Sanchez et al. (2019).

6.2 | The role of inheritance in setting the zigzagged landward limit of the J-anomaly

Recent studies discussed the nature of inherited, heterogeneous subcontinental mantle domains within the Iberia–Newfoundland rift system (e.g. Chenin, Manatschal, Lavier, & Erratt, 2015; Chenin et al., 2017; Chenin et al., 2018; Manatschal, Lavier, & Chenin, 2015; Naliboff, Buitter, Péron-Pinvidic, Osmundsen, & Tetreault, 2017; Stanton et al., 2016; Szameitat et al., 2018), and discussed their influence in controlling lithospheric breakup (Chenin et al., 2015;

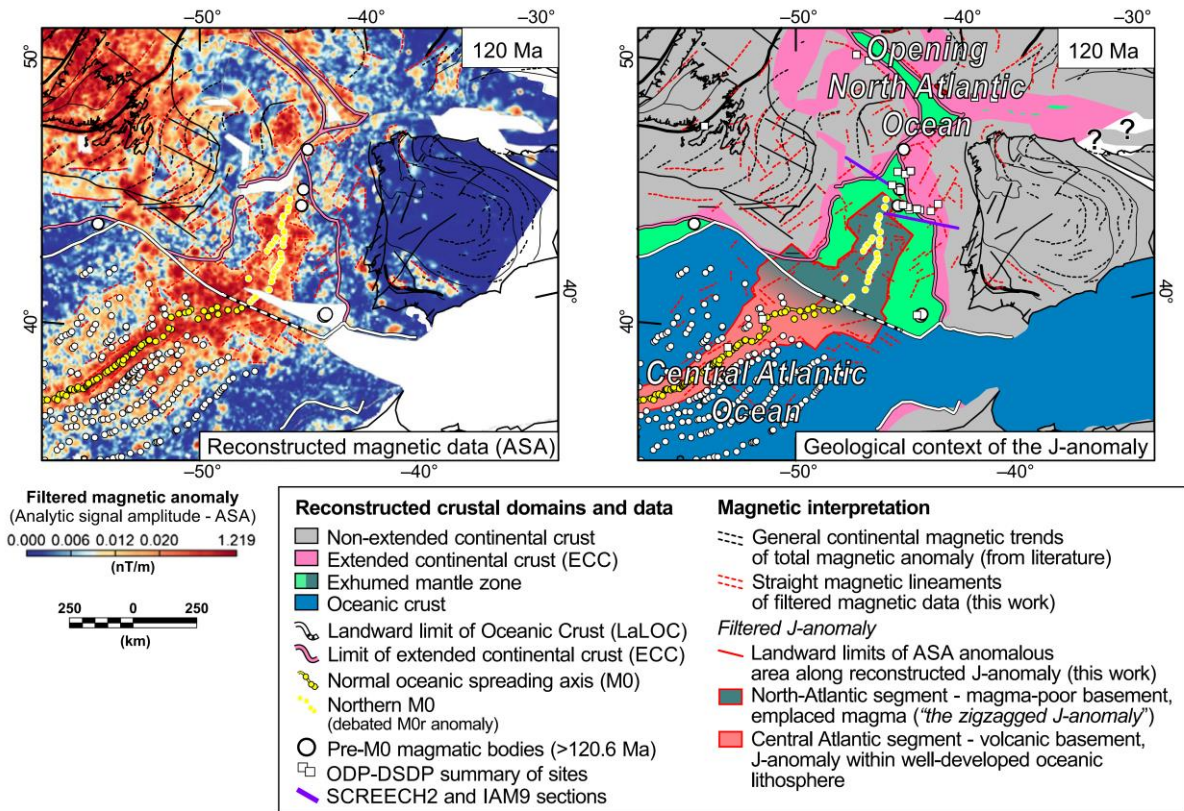


FIGURE 6 Analytic signal amplitude (ASA) magnetic data and geological context of reconstructed J-anomaly at 120 Ma. The zigzagged J-anomaly from ASA magnetic data between Iberia and Newfoundland corresponds to the northern part of the classical J-anomaly (derived from total magnetic anomaly [TMA] data). Geological context: Iberia–Newfoundland mantle exhumation prior to the formation of oceanic crust. Remarked dated magmatic bodies (white large circles) are intrusive and pre-120 Ma (Nirrengarten et al., 2017). Regional magnetic trends (positive TMA) from Lefort and Haworth (1979) and Martínez Catalán (2011)

Petersen & Schiffer, 2016). Vauchez, Barruol, and Tommasi (1997) showed that the occurrence of an anisotropy fabric, resulting from inherited orogenic structures within a subcontinental mantle may further condition lithospheric breakup.

Unlike the J-anomaly south of the NAGFZ, the Iberian–Newfoundland J-anomaly is not within a well-developed oceanic crust (e.g. Pe-Piper, Piper, Jansa, & Jonge, 2007; Tucholke & Ludwig, 1982; Figures 5 and 6). Since volcanic events that compound J-anomalies are post-rift, the main question that remains is what controlled the matching zigzagged geometry of the internal J-anomaly?

As magmatic additions along J-anomalies were post-rift and emplaced within and on top of a previously exhumed subcontinental mantle, it is feasible that the magma location was controlled by the exhuming mantle fabric. Indeed, the orientation of the reconstructed J-anomaly limits north of the NAGFZ does not match the kinematic framework expected for the onset of seafloor spreading, being angled with the LaLOC and with the marker M0 (120 Ma in Figure 5). On the other hand, the general orientation of reconstructed zigzagged J-anomaly (125–120 Ma) regards the regional NE–SW Palaeozoic basement trend.

Expecting a strong anisotropic fabric of the exhuming mantle along the NE–SW direction is reasonable. Vauchez et al. (1997), for instance, point out the crystallographic anisotropy of the integer lithosphere along Grenvillian–Appalachian trend on Eastern US. Therefore, a lithospheric anisotropic fabric conditioning the magma emplacement is considered, which may define the straight geometry of J-anomaly. The migration and entrapment of mantle melting along mantle faults was described in seismic section in Western Somali (Sauter et al., 2018).

In addition, the landward zigzagged limits of the J-anomaly are non-symmetrical, but the regional magnetic texture on the oceanward side till anomaly C34 shows magnetic anomalies in a general symmetrical distribution. This changing magnetic pattern could be related to relatively strong inherited basement structures that control the landward J-anomaly, followed by the proto-oceanic system with minor influence of mantle inheritance until the undeniable steady-state oceanic spreading occurred post-C34. Furthermore, the change from asymmetric extension to symmetric accretion that occurred across the J-anomaly area may be linked to an increase

in the importance of magmatic processes as described by Gillard et al. (2016).

7 | CONCLUSIONS

The J-anomalies at Iberian–Newfoundland conjugate margins show straight zigzagged landward limits on ASA of TMA, as well as several straight lineaments oceanward. Based upon reconstructed magnetic maps, we concluded that:

- Since the geometry is not associated to topographic features or crustal type change, emplaced magnetic sources underneath serpentinized mantle and oceanic crust can be assumed.
- The linear aspect of these limits led us to consider pre-existent structures controlling magma emplacement at J-anomalies.
- In spite of volcanic events along J-anomalies are post-rift, they still are geometrically related to each other, suggesting that they have the same origin.
- The reconstructed J-anomaly at 120 Ma has NE-SW orientation, which is subparallel to the main NE-SW Palaeozoic trend. All observations suggest the existence of an inherited anisotropic exhuming lithosphere influencing mantle melting migration and entrapment during lithospheric breakup.

ACKNOWLEDGEMENTS

This study was financed by the Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior – Brasil (CAPES) – finance code 001, with technical support from Geology Graduate Program/UFPR, Laboratory for Research in Applied Geophysics (LPGA-UFPR) and GeoAtlântico Institute/TEKTOS of Universidade do Estado do Rio de Janeiro (UERJ). F.J.F. Ferreira was supported in this research by Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq), under contract 303826/2018-5. The authors would like to thank the Scientific Editor Professor Jason Phipps Morgan, the Associate Editor, the reviewers M. Francisco Pereira, Pedro Víctor Zalán and the anonymous reviewer for their constructive suggestions that considerably improved this article.

STATEMENT OF SIGNIFICANCE

This work explores the geometry and evolution of the Iberian–Newfoundland J-anomaly in southern North Atlantic. We use magnetic data, the analytic signal of magnetic data and plate reconstructions to interpret the landward limit of the J-anomalies and to contribute with the understanding of the lithospheric breakup process.

DATA AVAILABILITY STATEMENT

The data that support the findings of this study are provided in the Supporting Information.

ORCID

Luizemara S. A. Szameitat  <https://orcid.org/0000-0002-1148-5635>

REFERENCES

- Afilhado, A., Moulin, M., Cunha, T. A., Lourenço, N., Neves, M. C., Pinheiro, L., ... Pinto de Abreu, M. (2013). Margem Oeste Portuguesa. In R. Dias, A. Araújo, P. Terrinha, & J. C. Kullberg (Eds.), *Geologia de Portugal* (Vol. II, pp. 405–460). Lisbon, Portugal: Escolar Editora.
- Alves, T. M., Cunha, T. A., Moita, C., Terrinha, P., Monteiro, J. H., & Manupella, G. (2013). A evolução de bacias sedimentares tipo-rift em margens continentais passivas: O exemplo da Margem Ocidental Ibérica. In R. Dias, A. Araújo, P. Terrinha, & J. C. Kullberg (Eds.), *Geologia de Portugal* (Vol. II, pp. 349–404). Lisbon, Portugal: Escolar Editora.
- Amante, C., & Eakins, B. W. (2009). *ETOPO1 1 arc-minute global relief model: Procedures, data sources and analysis*. NOAA Technical Memorandum NESDIS NGDC-24, National Geophysical Data Center, NOAA. <https://doi.org/10.7289/V5C8276M>
- Baranov, V., & Naudy, H. (1964). Numerical calculation of the formula of reduction to the magnetic pole. *Geophysics*, 29(1), 67–79. <https://doi.org/10.1190/1.1439334>
- Blakely, R. J. (1996). *Potential theory in gravity and magnetic applications*. Cambridge, UK: Cambridge University Press; 441 p.
- Bronner, A., Sauter, D., Manatschal, G., Péron-Pinvidic, G., & Munsch, M. (2011). Magmatic breakup as an explanation for magnetic anomalies at magma-poor rifted margins. *Nature Geoscience*, 4, 549–553. <https://doi.org/10.1038/ngeo1201>
- Carpenter, M. B., & Keane, C. M. (Compilers). (2016). *The geoscience handbook: AGI data sheets* (5th ed.). Alexandria, VA: American Geosciences Institute.
- Chenin, P., Manatschal, G., Lavier, L. L., & Erratt, D. (2015). Assessing the impact of orogenic inheritance on the architecture, timing and magmatic budget of the North Atlantic rift system: A mapping approach. *Journal of the Geological Society*, 172, 711–720. <https://doi.org/10.1144/jgs2014-139>
- Chenin, P., Manatschal, G., Picazo, S., Müntener, O., Karner, G., Johnson, C., & Ulrich, M. (2017). Influence of the architecture of magma-poor hyperextended rifted margins on orogens produced by the closure of narrow versus wide oceans. *Geosphere*, 13(2), 559–576. <https://doi.org/10.1130/GES01363.1>
- Chenin, P., Picazo, S., Jammes, S., Manatschal, G., Müntener, O., & Karner, G. (2018). Potential role of lithospheric mantle composition in the Wilson cycle: A North Atlantic perspective. In R. W. Wilson, G. A. Houseman, K. J. W. Mccaffrey, A. G. Doré, & S. J. H. Buitter (Eds.), *Fifty years of the Wilson Cycle concept in plate tectonics*. London, UK: Geological Society. Special publication, 470, SP470. <https://doi.org/10.1144/SP470.10>
- Dean, S. M., Minshull, T. A., Whitmarsh, R. B., & Loudon, K. E. (2000). Deep structure of the ocean-continent transition in the southern Iberia Abyssal Plain from seismic refraction profiles: The IAM-9 transect at 40°20'N. *Journal of Geophysical Research*, 105(B3), 5859. <https://doi.org/10.1029/1999JB900301>
- Edel, J. B., Schulmann, K., Lexac, O., & Lardeux, J. M. (2018). Late Palaeozoic palaeomagnetic and tectonic constraints for amalgamation of Pangea supercontinent in the European Variscan belt. *Earth-Science Reviews*, 177, 589–612. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2017.12.007>
- Féraud, G., York, D., Mével, C., Cornen, G., Hall, C. M., & Auzende, J.-M. (1986). Additional ⁴⁰Ar–³⁹Ar dating of the basement and the alkaline volcanism of Gorrige Bank (Atlantic Ocean). *Earth and Planetary Science Letters*, 79(3–4), 255–269. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(86\)90184-6](https://doi.org/10.1016/0012-821X(86)90184-6)
- Funck, T., Hopper, J. R., Larsen, H. C., Loudon, K. E., Tucholke, B. E., & Holbrook, W. S. (2003). Crustal structure of the ocean-continent transition at Flemish Cap: Seismic refraction results. *Journal of Geophysical Research*, 108(B11). <https://doi.org/10.1029/2003JB002434>

- Gillard, M., Manatschal, G., & Autin, J. (2016). How can asymmetric detachment faults generate symmetric Ocean Continent Transitions? *Terra Nova*, 28(1), 27–34. <https://doi.org/10.1111/ter.12183>
- Jagoutz, O., Müntener, O., Manatschal, G., Rubatto, D., Péron-Pinvidic, G., Turrin, B. D., & Villa, I. M. (2007). The rift-to-drift transition in the North Atlantic: A stuttering start of the MORB machine? *Geology*, 35(12), 1087–1090. <https://doi.org/10.1130/G23613A.1>
- Klitgord, K. D., & Schouten, H. (1986). Plate kinematics of the central Atlantic. *Geology of North America*, 1000, 351–378. <https://doi.org/10.1130/dnag-gna-m.351>
- Kullberg, J. C., Rocha, R. B., Soares, A. F., Rey, J., Terrinha, P., Azerêdo, A. C., ... Nogueira, C. R. (2013). A Bacia Lusitaniana: Estratigrafia, Paleogeografia e Tectónica. In R. Dias, A. Araújo, P. Terrinha, & J. C. Kullberg (Eds.), *Geologia de Portugal* (Vol. II, pp. 195–350). Lisbon, Portugal: Escolar Editora.
- Lafehr, T. R., & Nabighian, M. N. (2012). *Fundamentals of gravity exploration*. Tulsa, OK: Society of Exploration Geophysicists, 218 p.
- Lefort, J. P., & Haworth, R. T. (1979). The age and origin of the deepest correlative structures recognized off Canada and Europe. *Tectonophysics*, 59(1–4), 139–150. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(79\)90042-8](https://doi.org/10.1016/0040-1951(79)90042-8)
- Manatschal, G., Lavier, L., & Chenin, P. (2015). The role of inheritance in structuring hyperextended rift systems: Some considerations based on observations and numerical modelling. *Gondwana Research*, 27, 140–164. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2014.08.006>
- Marques, F. O., Mateus, A., & Tassinari, C. (2002). The Late-Variscan fault network in central-northern Portugal (NW Iberia): A re-evaluation. *Tectonophysics*, 359, 255–270. [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(02\)00514-0](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(02)00514-0)
- Martínez Catalán, J. R. (2012). The Central Iberian arc, an orocline centered in the Iberian Massif and some implications for the Variscan belt. *International Journal of Earth Sciences*, 101(5), 1299–1314. <https://doi.org/10.1007/s00531-011-0715-6>
- Martínez Catalán, J. R., Arenas, R., Abati, J., Sánchez Martínez, S., Díaz García, F., Fernández Suárez, J., ... Carmona, A. L. (2009). A rootless suture and the loss of the roots of a mountain chain: The Variscan belt of NW Iberia. *Comptes Rendus Geoscience*, 341(2–3), 114–126. <https://doi.org/10.1016/j.crte.2008.11.004>
- Martínez Catalán, J. R. (2011). Are the oroclines of the Variscan belt related to late Variscan strike-slip tectonics? *Terra Nova*, 23, 241–247. <https://doi.org/10.1111/j.1365-3121.2011.01005.x>
- Martínez-Loriente, S., Gràcia, E., Bartolome, R., Perea, H., Klaeschen, D., Dañoibeitia, J. J., ... Masson, D. G. (2018). Morphostructure, tectono-sedimentary evolution and seismic potential of the Horseshoe Fault, SW Iberian Margin. *Basin Research*, 30, 382–400. <https://doi.org/10.1111/bre.12225>
- Matte, P. (2001). The Variscan collage and orogeny (480–290 Ma) and the tectonic definition of the Armorica microplate: A review. *Terra Nova*, 13(2), 122–128. <https://doi.org/10.1046/j.1365-3121.2001.00327.x>
- Merle, R., Jourdan, F., Marzoli, A., Renne, P. R., Grange, M., & Girardeau, J. (2009). Evidence of multiphase Cretaceous to Quaternary alkaline magmatism on Tore-Madeira Rise and neighbouring seamounts from ⁴⁰Ar/³⁹Ar ages. *Journal of the Geological Society*, 166, 879–894. <https://doi.org/10.1144/0016-76492008-060>
- Mohn, G., Karner, G. D., Manatschal, G., & Johnson, C. A. (2015). Structural and stratigraphic evolution of the Iberia-Newfoundland hyperextended rifted margin: A quantitative modeling approach. *Geological Society of London, Special Publication*, 15, 13810. <https://doi.org/10.1144/SP413.9>
- Müller, R. D., Cannon, J., Qin, X., Watson, R. J., Gurnis, M., Williams, S., ... Zahirovic, S. (2018). GPlates: Building a virtual Earth through deep time. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 19, 2243–2261. <https://doi.org/10.1029/2018GC007584>
- Müller, R. D., Seton, M., Zahirovic, S., Williams, S. E., Matthews, K. J., Wright, N. M., ... Cannon, J. (2016). Ocean basin evolution and global-scale plate reorganization events since Pangea breakup. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 44, 107–138. <https://doi.org/10.1146/annurev-earth-060115-012211>
- Nabighian, M. N. (1972). The analytic signal of two-dimensional magnetic bodies with polygonal cross-section its properties and use for automated anomaly interpretation. *Geophysics*, 37, 507–517. <https://doi.org/10.1190/1.1440276>
- Naliboff, J. B., Buitter, S. J. H., Péron-Pinvidic, G., Osmundsen, P. T., & Tetreault, J. (2017). Complex fault interaction controls continental rifting. *Nature Communications*, 8, 1179. <https://doi.org/10.1038/s41467-017-00904-x>
- Nance, R. D., Gutiérrez-Alonso, G., Keppie, J. D., Linnemann, U., Murphy, J. B., Quesada, C., ... Woodcock, N. H. (2010). Evolution of the Rheic Ocean. *Gondwana Research*, 17(2–3), 194–222. <https://doi.org/10.1016/j.jgr.2009.08.001>
- Nirrengarten, M., Manatschal, G., Tugend, J., Kuszniir, N. J., & Sauter, D. (2017). Nature and origin of the J-magnetic anomaly offshore Iberia-Newfoundland: Implications for plate reconstructions. *Terra Nova*, 29, 1–9. <https://doi.org/10.1111/ter.12240>
- Nirrengarten, M., Manatschal, G., Tugend, J., Kuszniir, N., & Sauter, D. (2018). Kinematic evolution of the southern North Atlantic: Implications for the formation of hyperextended rift systems. *Tectonics*, 37(1), 89–118. <https://doi.org/10.1002/2017TC004495>
- Olsen, N., Ravat, D., Finlay, C. C., & Kother, L. K. (2017). LCS-1: A high-resolution global model of the lithospheric magnetic field derived from CHAMP and Swarm satellite observations. *Geophysical Journal International*, 211(3), 1461–1477. <https://doi.org/10.1093/gji/ggx381>
- Oufi, O., Cannat, M., & Horen, H. (2002). Magnetic properties of variably serpentinized abyssal peridotite. *Journal of Geophysical Research*, 107(B5). <https://doi.org/10.1029/2001jb000549>
- Peirce, C., & Barton, P. J. (1991). Crustal structure of the Madeira-Tore Rise, Eastern North-Atlantic – Results of a Dobs Wide-Angle and normal incidence seismic experiment in the Josephine Seamount Region. *Geophysical Journal International*, 106(2), 357–378. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.1991.tb03898.x>
- Pe-Piper, G., Piper, D. J., Jansa, L. F., & Jonge, A. D. (2007). Early Cretaceous opening of the North Atlantic Ocean: Implications of the petrology and tectonic setting of the Fogo Seamounts off the SW Grand Banks, Newfoundland. *Geological Society of America Bulletin*, 119(5–6), 712–724. <https://doi.org/10.1130/B26008.1>
- Pereira, E., Ribeiro, A., & Meireles, C. (1993). Cisalhamentos hercínicos e controlo das mineralizações de Sn-W, Au e U na Zona Centro-Ibérica, em Portugal. *Cadernos Laboratório Xeológico de Laxe, Coruña*, 18, 89–119.
- Pereira, M. F., & Gama, C. (2017). Detrital provenance of the Upper Triassic siliciclastic rocks from southwest Iberia: A review. *Journal of Iberian Geology*, 43(3), 379–393. <https://doi.org/10.1007/s41513-017-0010-x>
- Petersen, K. D., & Schiffer, C. (2016). Wilson cycle passive margins: Control of orogenic inheritance on continental breakup. *Gondwana Research*, 39, 131–144. <https://doi.org/10.1016/j.jgr.2016.06.012>
- Picazo, S., Müntener, O., Manatschal, G., Bauville, A., Karner, G., & Johnson, C. (2016). Mapping the nature of mantle domains in Western and Central Europe based on clinopyroxene and spinel chemistry: Evidence for mantle modification during an extensional cycle. *Lithos*, 266–267, 233–263. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2016.08.029>
- Pinheiro, L. M., Wilson, R. C. L., Pena dos Reis, R., Whitmarsh, R. B., & Ribeiro, A. (1996). The western Iberia margin: A geophysical and geological overview. In R. B. Whitmarsh, D. S. Sawyer, A. Klaus, & D. G. Masson (Eds.), *Proceedings of the Ocean Drilling Program, scientific results* (Vol. 149, pp. 3–23).

- Pinto, V. H. G., Manatschal, G., Karpoff, A. M., Ulrich, M., & Viana, A. R. (2017). Seawater storage and element transfer associated with mantle serpentinization in magma-poor rifted margins: A quantitative approach. *Earth and Planetary Science Letters*, 459, 227–237. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2016.11.023>
- Sahabi, M., Aslanian, D., & Olivet, J.-L. (2004). Un nouveau point de départ pour l'histoire de l'Atlantique central. *Compte Rendus Geosciences*, 33, 1041–1052. <https://doi.org/10.1016/j.crte.2004.03.017>
- Sanchez, G., Merle, R., Hinschberger, F., Thinond, I., & Girardeau, J. (2019). Post-spreading deformation and associated magmatism along the Iberia-Morocco Atlantic margins: Insight from submarine volcanoes of the Tore-Madeira Rise. *Marine Geology*, 407, 76–93. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2018.10.011>
- Sanz de Galdeano, C., Azañón, J. M., Cabral, J., Ruano, P., Alfaro, P., Canora, C., ... Simón, J. L. (2020). Active faults in Iberia. In: C. Quesada & J. Oliveira (Eds.), *The geology of Iberia: A geodynamic approach. Regional geology reviews* (Vol. 5, pp. 33–75). Cham, Switzerland: Springer. https://doi.org/10.1007/978-3-030-10931-8_4
- Sauter, D., Ringenbach, J. C., Cannat, M., Maurin, T., Manatschal, G., & McDermott, K. G. (2018). Intraplate deformation of oceanic crust in the West Somali Basin: Insights from long-offset reflection seismic data. *Tectonics*, 37, 588–603. <https://doi.org/10.1002/2017TC004700>
- Seton, M., Müller, R. D., Zahirovic, S., Gaina, C., Torsvik, T., Shephard, G., ... Chandler, M. (2012). Global continental and ocean basin reconstructions since 200 Ma. *Earth-Science Reviews*, 113(3–4), 212–270. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2012.03.002>
- Seton, M., Whittaker, J. M., Wessel, P., Müller, R. D., DeMets, C., Merkouriev, S., ... Williams, S. E. (2014). Community infrastructure and repository for marine magnetic identifications. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 15(4), 1629–1641. <https://doi.org/10.1002/2013GC005176>
- Sibuet, J.-C., Srivastava, S. P., & Spakman, W. (2004). Pyrenean orogeny and plate kinematics. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 109(B8). <https://doi.org/10.1029/2003JB002514>
- Srivastava, S. P., Sibuet, J. C., Cande, S., Roest, W. R., & Reid, I. D. (2000). Magnetic evidence for slow seafloor spreading during the formation of the Newfoundland and Iberian margins. *Earth and Planetary Science Letters*, 182(1), 61–76. [https://doi.org/10.1016/S0012-821X\(00\)00231-4](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(00)00231-4)
- Stanton, N., Manatschal, G., Autin, J., Sauter, D., Maia, M., & Viana, A. (2016). Geophysical fingerprints of hyper-extended, exhumed and embryonic oceanic domains: The example from the Iberia-Newfoundland rifted margins. *Marine Geophysical Research*, 37(3), 185–205. <https://doi.org/10.1007/s11001-016-9277-0>
- Sutra, E., Manatschal, G., Mohn, G., & Unternehr, P. (2013). Quantification and restoration of extensional deformation along the Western Iberia and Newfoundland rifted margins. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 14, 2575–2597. <https://doi.org/10.1002/ggge.20135>
- Szameitat, L. S. A., Ferreira, F. J. F., Manatschal, G., & Heilbron, M. C. P. L. (2018). Evidence of mantle inheritance on the ultra-distal Western Iberian margin from transformed total magnetic anomaly. *Revista Brasileira de Geofísica*, 36(3), 307–316. <https://doi.org/10.22564/rbfg.v36i3.1957>
- Terrinha, P., Rocha, R. B., Rey, J., Cachão, M., Moura, D., Roque, C., ... Bensalah, M. K. (2013). A Bacia do Algarve: Estratigrafia, Paleogeografia e Tectónica. In R. Dias, A. Araújo, P. Terrinha, & J. C. Kullberg (Eds.), *Geologia de Portugal* (Vol. II, pp. 30–166). Lisbon, Portugal: Escolar Editora.
- Tucholke, B. E., & Ludwig, W. J. (1982). Structure and origin of J Anomaly Ridge, western North Atlantic Ocean. *Journal of Geophysical Research*, 87, 9389–9407. <https://doi.org/10.1029/jb087ib11p09389>
- Tucholke, B. E., Sawyer, D. S., & Sibuet, J.-C. (2007). Breakup of the Newfoundland-Iberia Rift. In G. D. Karner, G. Manatschal, & L. M. Pinheiro (Eds.), *Imaging, mapping, and modelling continental lithosphere extension and breakup* (Vol. 282, pp. 9–46). London, UK: Geological Society. Special Publication.
- Van Avendonk, H. J. A., Holbrook, W. S., Nunes, G. T., Shillington, D. J., Tucholke, B. E., Loudon, K. E., ... Hopper, R. (2006). Seismic velocity structure of the rifted margin of the eastern Grand Banks of Newfoundland, Canada. *Journal of Geophysical Research*, 111, B11404. <https://doi.org/10.1029/2005JB004156>
- Vaucher, A., Barruol, G., & Tommasi, A. (1997). Why do continents break-up parallel to ancient orogenic belts? *Terra Nova*, 9, 62–66. <https://doi.org/10.1111/j.1365-3121.1997.tb00003.x>
- Veludo, I., Dias, N. A., Fonseca, P. E., Matias, L., Carrilho, F., Haberland, C., & Villaseñor, A. (2017). Crustal seismic structure beneath Portugal and southern Galicia (Western Iberia) and the role of Variscan inheritance. *Tectonophysics*, 717, 645–664. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2017.08.018>
- Verhoef, J., Roest, W. R., Macnab, R., Arkani-Hamed, J., & Project Team. (1996). Magnetic anomalies of the Arctic and north Atlantic oceans and adjacent land areas. *Geological Survey of Canada, open file 3125a*. CD-ROM. <https://doi.org/10.4095/208180>
- Vine, F., & Matthews, D. (1963). Magnetic anomalies over oceanic ridges. *Nature*, 199, 947–949. <https://doi.org/10.1038/199947a0>
- Weil, A., Gutiérrez-Alonso, G., & Conan, J. (2010). New time constraints on lithospheric-scale oroclinal bending of the Ibero-Armorican Arc: A palaeomagnetic study of earliest Permian rocks from Iberia. *Journal of the Geological Society*, 167(1), 127–143. <https://doi.org/10.1144/0016-76492009-002>
- Welford, J. K., Shannon, P. M., O'Reilly, B. M., & Hall, J. (2012). Comparison of lithosphere structure across the Orphan Basin-Flemish Cap and Irish Atlantic conjugate continental margins from constrained 3D gravity inversions. *Journal of the Geological Society*, 169, 405–420. <https://doi.org/10.1144/0016-76492011-114>
- Whitmarsh, R. B., & Miles, P. R. (1995). Models of the development of West Iberia rifted continental margin at 40 degrees 30' N deduced from surface and deep-tow magnetic anomalies. *Journal Geophysical Research*, 100, 3789–3806.
- Whitmarsh, R. B., Minshull, T. A., Russell, S. M., Dean, S. M., Loudon, K. E., & Chian, D. (2001). The role of syn-rift magmatism in the rift-to-drift evolution of the West Iberia continental margin: Geophysical observations. In R. C. L. Wilson, R. B. Whitmarsh, B. Taylor, & N. Froitzheim (Eds.), *Non-volcanic rifting of continental margins: A comparison of evidence from land and sea* (Vol. 187, pp. 107–124). London, UK: Geological Society. Special Publication. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.2001.187.01.06>
- Zhao, X. (1996). Magnetic signatures of peridotite rocks from Sites 897 and 899 and their implications. In R. B. D. S. Whitmarsh Sawyer & A. D. G. Klaus Masson (Eds.), *Proceeding of the Ocean Drilling Program, scientific results* (Vol. 149, pp. 431–446). College Station, TX: Ocean Drilling Program. <https://doi.org/10.2973/odp.proc.sr.149.214.1996>
- Zhao, X., Galbrun, B., Delius, H., & Liu, Q. (2007). Paleolatitude inferred from Cretaceous sedimentary and igneous cores recovered from Leg 210, Newfoundland margin. In B. E. Tucholke, J.-C. Sibuet, & A. Klaus (Eds.), *Proceeding of the Ocean Drilling Program, scientific results* (Vol. 210, pp. 1–37). College Station, TX: Ocean Drilling Program. <https://doi.org/10.2973/odp.proc.sr.210.114.2007>
- Zhao, X., Turrin, B. D., Jackson, M., & Solheid, P. (2001). Paleomagnetic and rock magnetic characterization of rocks recovered from Leg 173 sites. In M.-O. Beslier, R. B. Whitmarsh, P. J. Wallace, & J. Girardeau (Eds.), *Proceeding of the Ocean Drilling Program*,

scientific results (Vol. 173, pp. 1–34). Retrieved from http://www-odp.tamu.edu/publications/173_SR/VOLUME/CHAPTERS/SR173_08.PDF

SUPPORTING INFORMATION

Additional supporting information may be found online in the Supporting Information section.
Supplementary Material

How to cite this article: Szameitat LSA, Manatschal G, Nirrengarten M, Ferreira FJF, Heilbron M. Magnetic characterization of the zigzag shaped J-anomaly: Implications for kinematics and breakup processes at the Iberia–Newfoundland margins. *Terra Nova*. 2020;32:369–380. <https://doi.org/10.1111/ter.12466>

SUPPLEMENTARY MATERIAL

Text content:

- Kinematic model information
- The input background for reconstruction on GPlates software: regional magnetic data
- Iberia-Newfoundland satellite-derived data map
- 2D forward modelling
- Examples of the NE-SW trending inheritance in W-Iberia

Kinematic model information

Since the normal magnetic dipoles next to Tores (TS) and Newfoundland (NS) were aligned on 120Ma but mismatched when they start to appear (128Ma), we adjusted the Iberian Plate position on 130Ma (~49km southward). Afterwards, we sustained the drift direction of the Iberian Plate until 123Ma, using three rotational poles (S1).

The modified kinematic model (adapted from Nirrengarten *et al.*, 2018) was changed only from 130Ma to 123Ma. Therefore, these changes updated the model, but they did not influence the final result we got on figures presented in this paper. That is because for 137Ma, 120Ma, 112ma and 83Ma, Iberian Plate is in the same position as published on Nirrengarten *et al.* (2018).

- GPlates original model (Nirrengarten *et al.*, 2018) is available in:

<https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/action/downloadSupplement?doi=10.1002%2F2017TC004495&file=tect20694-sup-0007-2017TC004495-ds01.zip>

- Rotation poles applied for Iberian Plate, modified from Nirrengarten *et al.* (2018):

Time (Ma)	Finite rotation			Reference
	Latitude	Longitude	Angle	
67.16	-35.27	165.43	6.06	Vissers and Meijer, 2012
79.08	-37.67	166.88	7.60	Vissers and Meijer, 2012
83	-39.36	170.34	9.80	Vissers and Meijer, 2012
86	-40.18	170.57	10.07	Nirrengarten <i>et al.</i> , 2018
105	-44.99	176.89	19.01	Nirrengarten <i>et al.</i> , 2018
112	-46.62	178.47	22.92	Nirrengarten <i>et al.</i> , 2018
120	-50.06	-177.68	22.83	Nirrengarten <i>et al.</i> , 2018
123	-50.53	-177.08	24.14	This work
126	-51.24	-177.37	25.42	This work
130	-52.05	-177.56	27.14	This work
140	51.64	2.59	-35.62	Nirrengarten <i>et al.</i> , 2018
161	50.95	1.91	-37.60	Nirrengarten <i>et al.</i> , 2018
200	50.43	1.53	-37.52	Nirrengarten <i>et al.</i> , 2018

The input background for reconstruction on GPlates software: regional magnetic data

A regional magnetic data window was used in order to fill the restored scenarios. The full data used on restoration and its basic statistics are displayed on Figure S1 (total magnetic anomaly) and Figure S2 (filtered magnetic anomaly).

Iberia-Newfoundland satellite-derived data map

On Figure S3 (data LCS-1 from Olsen *et al.*, 2017), the influence of J-anomaly is noticed. Since the long distance of the magnetic receptors, the magnetic signature of marine anomalies on satellite-derived data is uncommon unless their magnetic sources are large and/or deep enough to be representative on this type of data.

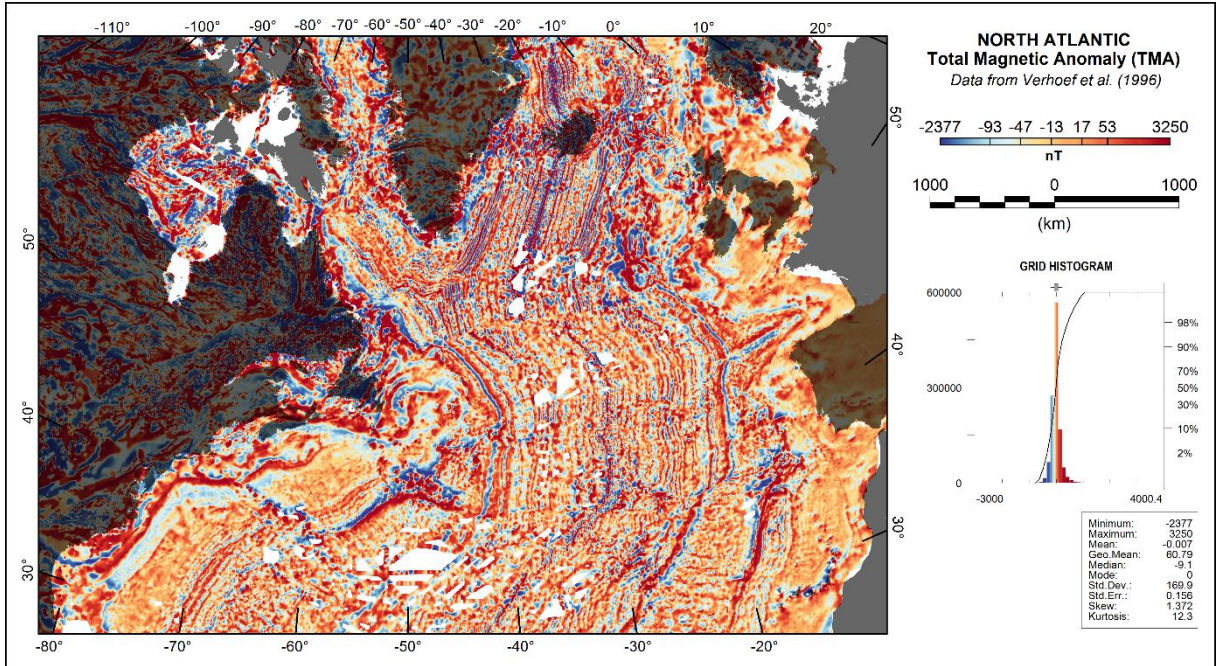


Figure S1. Regional map of total magnetic anomaly (TMA), as applied to GPlates paleoreconstruction.

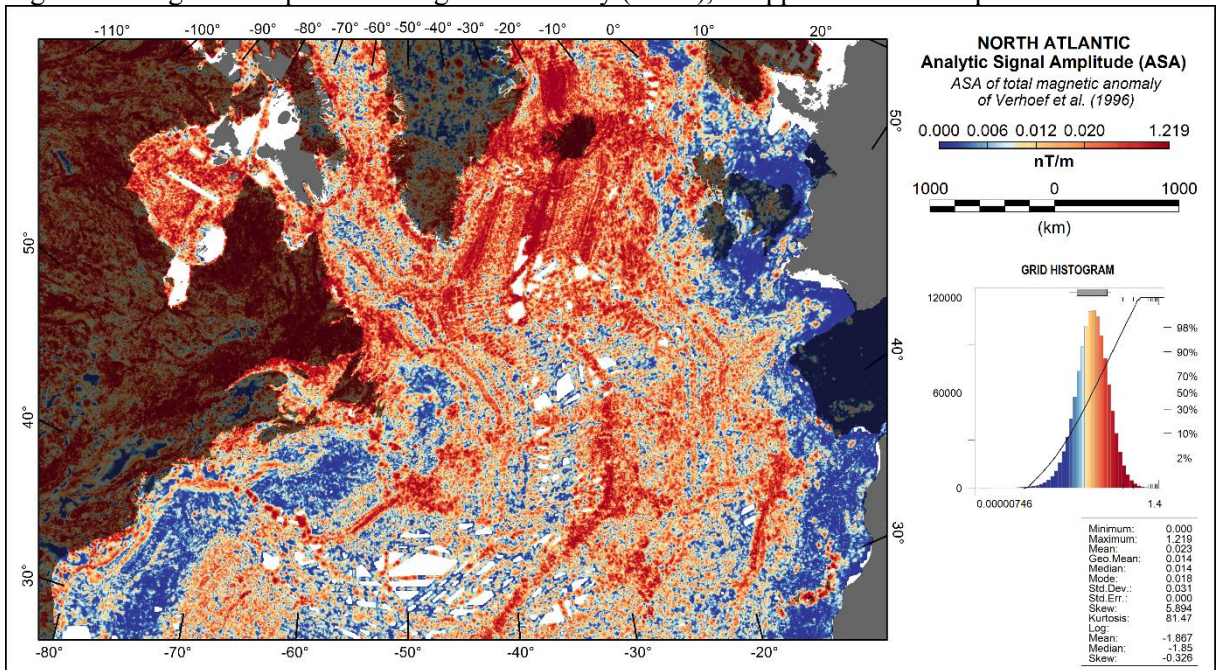


Figure S2. Regional map of analytic signal amplitude of TMA, as applied to GPlates paleoreconstruction.

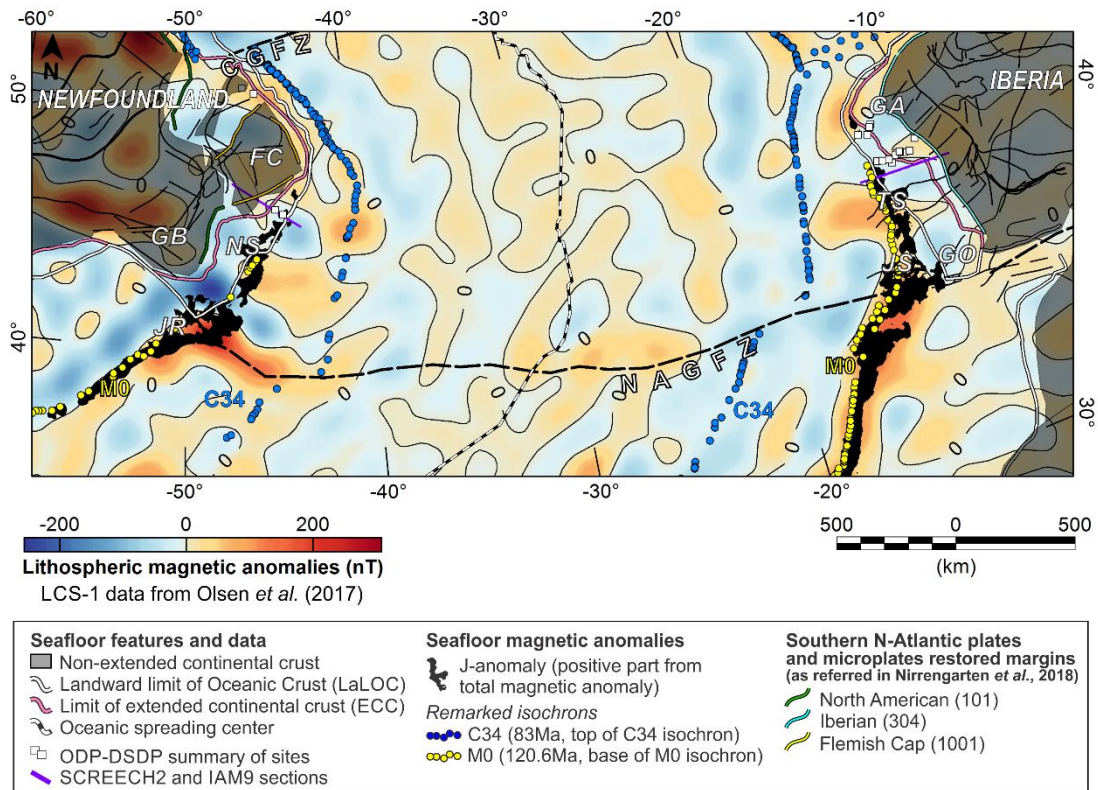


Figure S3. Map of lithospheric magnetic anomalies showing the J-anomaly trend along positive part of J-anomaly from TMA (black polygons). Background: Satellite-derived lithospheric magnetic anomalies from Olsen *et al.* (2017). Continental margins and other seafloor features on legend of figures 1 and 6.

2D forward modelling

2D models were done for SCREECH2 and IAM9 profiles (Figure S4), using the Oasis Montaj™ (version 9.7.1) for data management, local parameters of the IGRF (International Geomagnetic Reference Field) and 2D forward modelling (GMSYS 2D).

Since magnetic parameters are punctually measured and the variability of magnetization is unknown, some assumptions were made in order to get a most straightforward solution for 2D forward modelling. These assumptions were to consider a model with single-layered lithologic units, with simplified geometries and without lateral variation of magnetization.

The geometry of magnetized layers was large according to Bronner *et al.* (2011), which are based in ODP drilled samples information (Dick *et al.*, 2000; Zhao *et al.*, 2001, Zhao *et al.*, 2007. For more details see Bronner *et al.*, 2011). For magnetization, we follow the application of single inclination ($i=46$) and declination ($d=0$) for lithotypes within the syn-rift basement. These parameters are considered more effective in reducing magnetic dipoles in northern J-anomaly area (magnetic studies in Deep Galicia Margin; Miles *et al.*, 1996). For both profiles, Earth magnetic field was estimated according to the IGRF of 1990, since the applied compilation of magnetic data was recalculated to the year of 1991 (Verhoef *et al.*, 1996).

Interpretation of magnetic layers of the SCREECH2 line was adapted from van Avendonk *et al.* (2006) Bronner *et al.* (2011) and Sutra *et al.* (2013). For IAM9, the geometries were based, as much as possible, in the seismic velocities and interpreted lithologies in Dean *et al.* (2000), Bronner *et al.* (2011) and Pinto *et al.* (2017).

The top of basement is mostly composed by serpentized mantle. For both profiles, magnetic serpentized layers have maximum thickness of about 4 km for high-serpentized mantle layer (Bronner *et al.*, 2011 and references therein). Measurements in seafloor serpentinites (Oufi *et al.*, 2000) show that magnetite content may be higher in high-serpentized mantle (>75% of serpentization). Therefore, the serpentinite layer in the models was based in moderate to high-serpentized mantle zones (Pinto *et al.*, 2017).

Intruded and underplated gabbro within serpentinites are interpreted for both indicated drill sites, 1070

(Iberia; Whitmarsh and Wallace, 2001) and 1277 (Newfoundland; Jagoutz *et al.*, 2007). Shallow basaltic layers are supported by sampled sills and clasts at drilled sites (see discussions in Bronner *et al.*, 2011). The 2D model tests show that it is just possible to have a moderate adjustment of magnetic data at J-anomaly by applying different magnetic intensities (A/m), in agreement with discussions in Bronner *et al.* (2011). However, from both magnetic models, it was noticed that these units not fully explain J-anomaly. Indeed, magnetic parameters are simplified and did not take to account *i.e.* regions of anomalous high-magnetized peridotites (Zhao *et al.*, 2001), possible mafic intrusions (sub-seismic?) within the serpentinized mantle. As a sum of magnetic anomalies, J-anomaly may also include mantle sources (*e.g.* as shown by the persistence of this anomalous area in the lithospheric magnetic map, Figure S3).

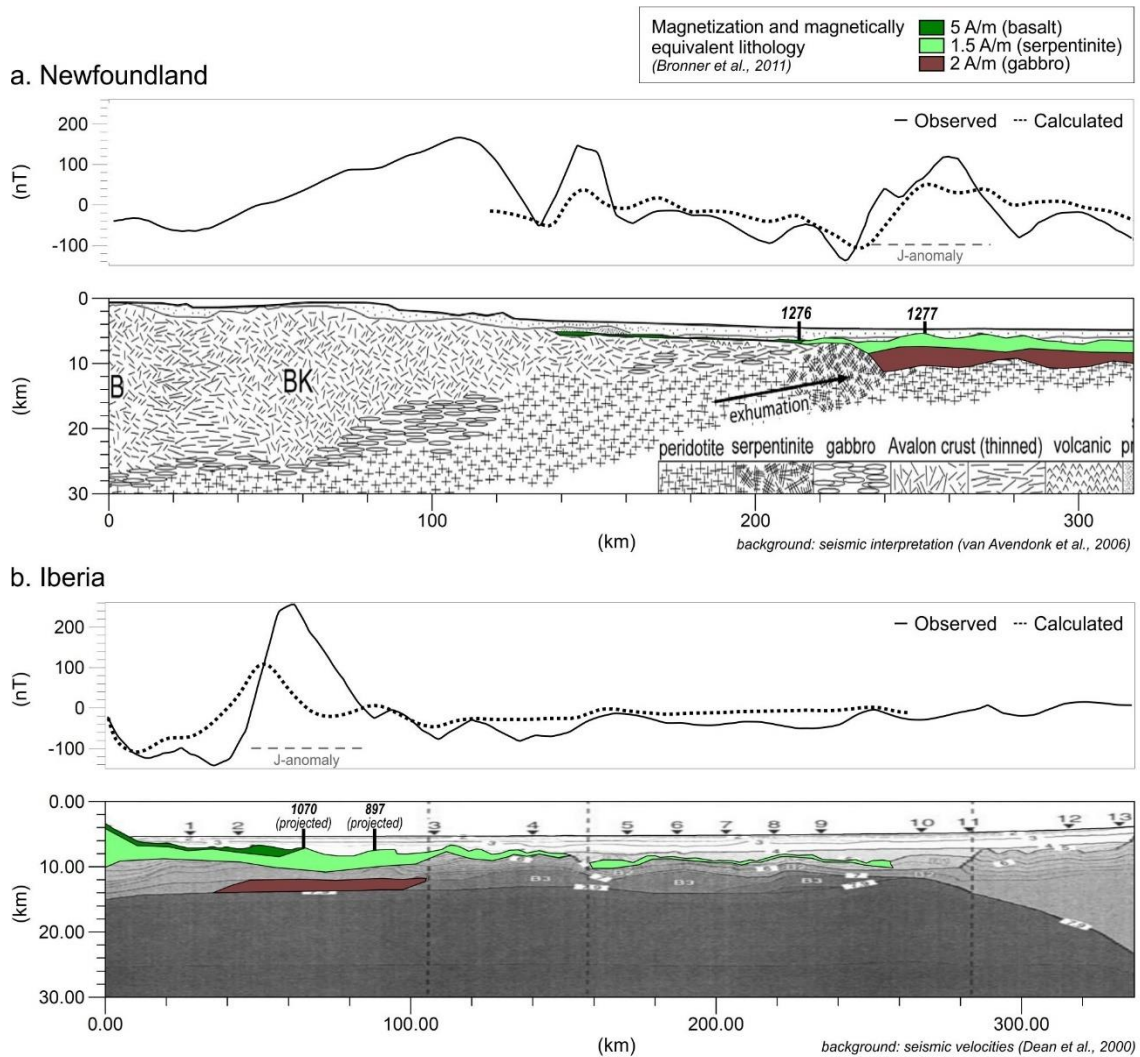


Figure S4. 2D forward models for J-anomaly area along published seismic lines in the Newfoundland margin (SCREECH2) and in the Iberian margin (IAM9). Modelled layers are assumed as magnetically equivalent to basalt, serpentine and gabbro. Background figures: Newfoundland, grey-scale form of the original figure from van Avendonk *et al.* (2006); Iberia, original figure adapted from Dean *et al.* (2000).

Examples of the NE-SW trending inheritance in W-Iberia

Newfoundland margin basement has a clear NE-SW oriented fabric. On the other hand, the onshore basement trend in the Iberian conjugated margin is arcuated, with many orientations but including NE-SW active faults from Variscan inheritance (Veludo *et al.*, 2017; Sanz de Galdeano *et al.*, 2020). Therefore, the Figure S5 shows examples of these structures, and the similarity between their orientations and the zigzagged landward limit of J-anomaly (this work).

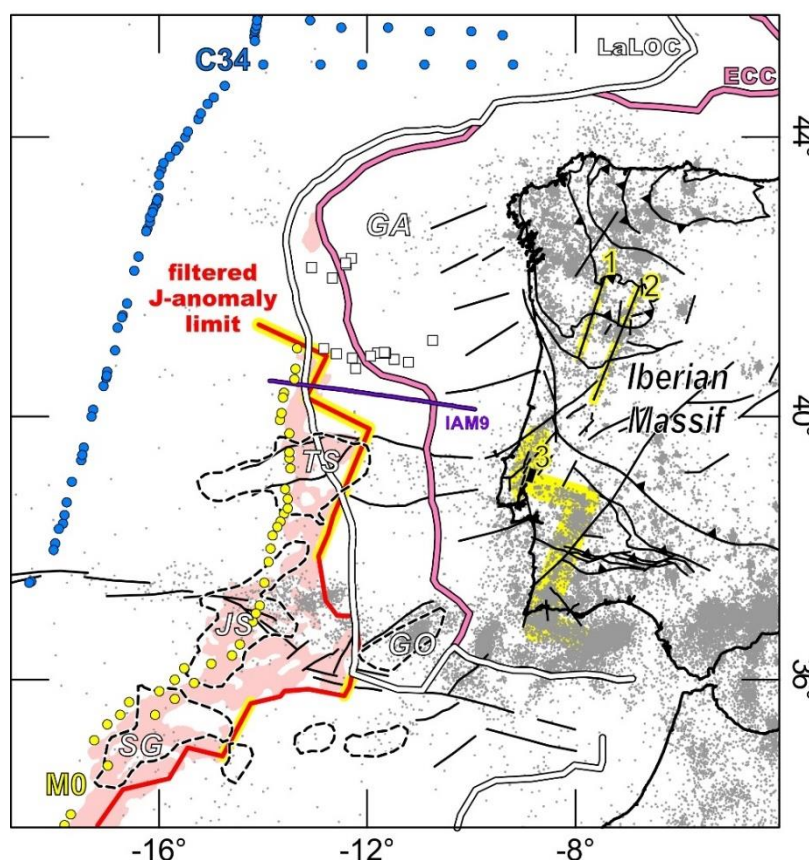


Figure S5. Examples of similarities between the landward limit of filtered J-anomaly and continental faults in W-Iberia. Major NE-SW and minor NW-SE oriented structures are highlighted in yellow. Examples of NE-SW continental fault zones: 1) Penacova-Regua-Verin, 2) Manteigas-Vilariça-Bragança and 3) Lower Tagus Valley (*i.e.* Vilafranca de Xira e Azambuja). Grey dots are seismic events, data from IRIS Data Management Center Earthquakes (DMC). Yellow polygons in SW-Iberia: NE-SW and NW-SE orientations of earthquakes clustering, related to crustal Variscan inheritance (Veludo *et al.*, 2017). Light red polygons are positive part of total magnetic anomaly of the J-anomaly. GA: Galicia Banks, GO: Gorringe Bank, TS: Tore Seamounts Group, JS: Josephine Group, SG: Southern Group. Basement units and faults from Martínez-Catalán *et al.* (2009), Kullberg *et al.* (2013), Sanchez *et al.* (2019) and Sanz de Galdeano *et al.* (2020). Seamounts groups from Sanchez *et al.* (2019).

(ARQUIVOS ADICIONAIS PARA DOWNLOAD NESTE ARTIGO)

Arquivos tipo Geotiff (dado do campo anômalo original e filtrado):

<https://onlinelibrary.wiley.com/action/downloadSupplement?doi=10.1111%2Fter.12466&file=ter12466-sup-0003-SupInfo.zip>

Vídeo explicativo:

<https://onlinelibrary.wiley.com/action/downloadSupplement?doi=10.1111%2Fter.12466&file=ter12466-sup-0002-Movie.mp4>

6 CONSIDERAÇÕES FINAIS

Com a filtragem dos dados magnetométricos, foi possível definir um limite claro para as Anomalias-J em direção ao continente. A restauração no tempo reforçou a interpretação de limites retilíneos e segmentados para as duas J, demonstrando que são feições conjugadas. Já para o oceano, o limite das Anomalias-J no mapa ASA tem padrão anômalo difuso, o que dificulta o traçado de um limite. Por isso, o uso da M0r como limite para as Anomalias-J no lado oceânico aparece como opção menos ambígua e mais próxima da assinatura definida em literatura das Anomalias-J (e.g., Nirrengarten *et al.*, 2017)

A anomalia M0r é questionada como componente de isócrona na porção norte da Anomalia-J, inicialmente em Nirrengarten *et al.* (2018) e complementarmente nesta pesquisa (Szameitat *et al.* 2020). As restrições básicas para o uso da M0r como isócrona são: esta anomalia não tem um par simétrico e não foi gerada em crosta oceânica (Bronner *et al.*, 2011; Nirrengarten *et al.*, 2018; FIGURA 33). Apesar disso, a M0r na margem ibérica tem grande importância como um registro da direção do eixo de espalhamento pobre em magma.

Mapas prévios Anomalia-J reconstruída com base na anomalia M0r apresentam um desencontro dos montes submarinos de Tore (TO) e Newfoundland (NE) (Srivastava *et al.*, 2000; Afilhado *et al.*, 2008). Já no modelo cinemático de Nirrengarten *et al.* (2018), há o encontro destes dois montes no tempo da anomalia M0r. Esta pesquisa enfatizou esta junção, mostrando que tanto a anomalia no campo magnético anômalo como a anomalia do sinal analítico em NE e TO são espacialmente coincidentes em 120Ma.

As observações citadas sugerem que o vulcanismo em NE e TO ocupa uma estrutura linear em comum, por onde houve migração e trapeamento de material magmático pós-rifte. Observações similares de migração e trapeamento por estruturas litosféricas rasas são interpretadas em literatura (Sauter *et al.*, 2018; Sanchez *et al.*, 2019). Para esta interpretação, considerou-se os seguintes fatos:

- 1) Os montes submarinos Newfoundland e Tore se apresentam como anomalias alinhadas no cenário reconstruído (alinhamento magnético NE-TO), e seu embasamento é formado no período de exumação mantélica;

- 2) As rochas datadas em NE-TO são mais jovens que o embasamento, seja por interpretação do contexto tectônico como um todo (~112Ma; Bronner *et al.*,

2011) ou por datação com idades iniciando em ~ 103 Ma (Nirrengarten *et al.*, 2017);

Além disso, a partir da premissa de que os montes submarinos NE e TO estão alinhados quando reconstruídos, foi realizada uma correção na posição e caminho da Placa Ibérica (Szameitat *et al.*, 2020, material suplementar), a fim de possibilitar os melhores ajustes das anomalias magnéticas dipolares em NE e TO. No período de formação do embasamento pré-M0 das Anomalias-J (140-120 Ma), não há dados paleomagnéticos confiáveis para descrever a posição da Placa Ibérica, segundo descrito a avaliação de Nirrengarten *et al.* (2018). Com esta alteração, a movimentação da Placa Ibérica entre 130-123 Ma é paralela ao alinhamento NE-TO reconstruído. Observa-se que o modelo está coerente com a movimentação da Placa Ibérica antes de 120 Ma.

Segmentos do limite da Anomalia-J na Ibéria são paralelos às linhas de fluxo de placa de Nirrengarten *et al.* (2018). Por este resumo de movimentação, a geometria em zigue-zague dos limites das Anomalias-J poderia ser o reflexo da movimentação transcorrente de blocos litosféricos (Nirrengarten *et al.*, 2018). No entanto, com a reconstrução em Szameitat *et al.* (2020), observou-se que é improvável que tenha havido um deslocamento desta dimensão antes de 120Ma. As observações sugerem ser mais provável que a geometria em zigue-zague seja o reflexo de estruturas pré-existentes na litosfera. Pontos levantados para esta conclusão:

1) O padrão desenhado pelas Anomalias-J filtradas é fortemente similar ao padrão da trama estrutural do embasamento da margem de Newfoundland;

2) Não há evidência de um deslocamento da dimensão necessária para formar o contorno da área em zigue-zague durante a formação deste embasamento, nem em crosta continental e sua zona de exumação mantélica, ou mesmo na anomalia M0r ibérica, que possui apenas deslocamentos discretos.

3) Padrões tectônicos NNE-SSW do embasamento ibérico e zonas de falha com alta atividade sísmológica, aflorantes e não aflorantes (Szameitat *et al.*, 2020, figura S5 do material suplementar), desenham o mesmo padrão geométrico da Anomalia-J ibérica e da Anomalia-J reconstruída (formato em zigue-zague). Em literatura, estas estruturas são atribuídas ao paleozoico (ciclo variscano; Custódio *et al.*, 2015; Veludo *et al.*, 2017; Sans de Galdeano *et al.*, 2020). Esta tendência é também paralela à cadeia Tore-Madeira, e é um dos argumentos para interpretações prévias que consideraram uma origem continental para esta estrutura

da Anomalia-J (e.g., van der Linden, 1979).

Por fim, é considerado que parte das fontes magnéticas das Anomalias-J devem ser constituídas por rochas intrusivas no manto litosférico. Isto porque, ao que as observações a seguir indicam, as Anomalias-J não podem ser explicadas apenas por fontes extrusivas e crustais:

a) Limitações do dado: A resolução espacial do dado magnético é de 5km, e a crosta oceânica inicial tem cerca de 5 km de espessura, ou menos que isso (Szameitat *et al.*, 2018; Szameitat *et al.*, 2020). Além disso, corpos tabulares regionais podem ser difíceis de serem reconhecidos no dado magnético (Blakely, 1996). Ainda, é possível que o contraste de susceptibilidade magnética crustal (manto exumado *versus* início da crosta oceânica) seja insuficiente para gerar anomalias de grande amplitude como nas Anomalias-J (Bronner *et al.*, 2011, Szameitat *et al.*, 2020);

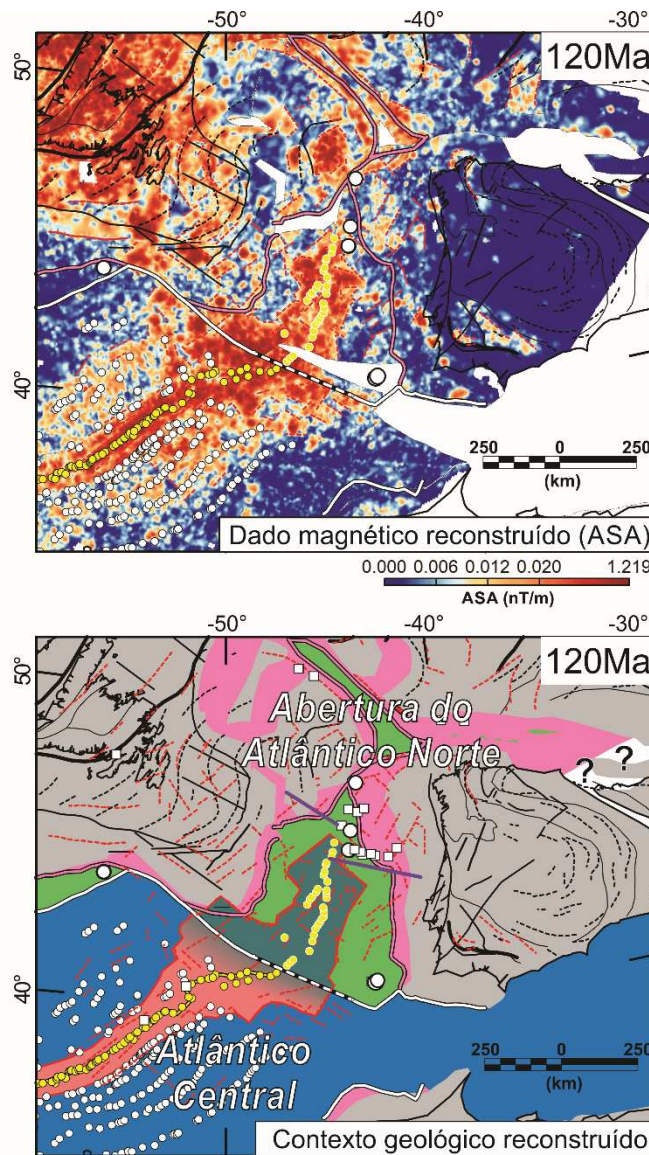
b) Geometria diversa do limite crustal: A geometria zigue-zague das Anomalias-J não se enquadra com o limite de crosta, nem com nenhum tipo de fonte magnética já descrita na área (Szameitat *et al.*, 2018; Szameitat *et al.*, 2020);

c) Anacronismo com rochas vulcânicas: No período de formação do embasamento das Anomalias-J, não ocorrem rochas extrusivas na área (Nirrengarten *et al.*, 2017). No entanto, foram amostrados gabros de 128 ± 3 Ma intrudidos em um embasamento já formado (poço ODP 1277, Anomalia-J em Newfoundland, Jagoutz *et al.*, 2007).

d) Dado orbital: As Anomalias-J estão presentes no mapa magnético da litosfera de Olsen *et al.* (2017), o que não é coerente para fontes oceânicas crustais devido ao distanciamento entre fonte e receptor (Szameitat *et al.*, 2020, figura S3 do material suplementar).

Diante das observações apresentadas, considera-se que é verdadeira a hipótese de que a geração das fontes magnéticas (*i.e.*, o magma intrusivo) foi regida por estruturas pré-existentes litosféricas, e, portanto, a litosfera do início da crosta oceânica não é neo-formada, e sim, herdada do manto subcontinental.

FIGURA 33 - ESTUDO DAS ANOMALIAS-J RECONSTRUÍDAS EM 120 Ma: DADO ASA E CONTEXTO GEOLÓGICO.



Domínios crustais e dados	Interpretação dos dados magnéticos
<ul style="list-style-type: none"> ■ Crosta continental não-distendida ■ Crosta continental distendida ■ Manto exumado ■ Crosta oceânica ~ Landward limit of Oceanic Crust (LaLOC) ~ Limit of extended continental crust (ECC) ○ Espalhamento oceânico normal (M0) ○ Parte norte da M0 (debate em Szameitat et al., 2020) ○ Corpos magmáticos pré-M0 (>120.6 Ma) □ Sumário dos poços ODP-DSDP ~ Seções SCREECH2 e IAM9 	<ul style="list-style-type: none"> --- Tendências magnéticas continentais do campo magnético anômalo (literatura) --- Lineamentos retilíneos do dado magnético filtrado (ASA, este trabalho) — Anomalia-J reconstruída — Limites em direção ao continente ao longo das Anomalias-J reconstruídas (this work) ■ Segmento Atlântico Norte - embasamento pobre em vulcanismo, magma intrudido ("área em zigue-zague") ■ Segmento Atlântico Central - embasamento vulcânico, Anomalia-J em espalhamento oceânico normal

FONTE: Adaptado de Szameitat et al. (2020).

7 TRABALHOS FUTUROS

Os trabalhos futuros desta pesquisa deverão desenvolver o tema de fontes de sinal geofísico anômalo no manto. Os estudos de fontes mantélicas magnéticas ainda são escassos, e não há certeza do tipo de fonte causadora das anomalias (Idoko *et al.*, 2019). No entanto, o uso de mapas filtrados como na FIGURA 34, e a comparação com outros tipos de dados viabilizam algumas sugestões de fontes.

O estudo de fontes magnéticas litosféricas para as Anomalias-J é fomentado por vários indícios, como segue:

a) a estruturação oceânica incomum da Cadeia Tore-Madeira, parte da Anomalia-J, é interpretada como heterogeneidade litosférica (*e.g.* Terrinha, 1996; Sanchez *et al.*, 2019);

b) a falta de congruidade com os tipos crustais e seus limites (Nirrengarten *et al.*, 2018; Szameitat *et al.*, 2018a)

c) a continuidade linear das Anomalias-J entre o Atlântico Central e o sul do Atlântico Norte, apesar de atravessarem dois sistemas de acreção crustal diferentes e separados por uma falha transformante (oceânico normal a sul, e pobre em magma a norte; Szameitat *et al.*, 2020);

d) a intensa similaridade geométrica entre as Anomalias-J, não obstante serem pós-rifte (Nirrengarten *et al.*, 2017, 2018; Szameitat *et al.*, 2020);

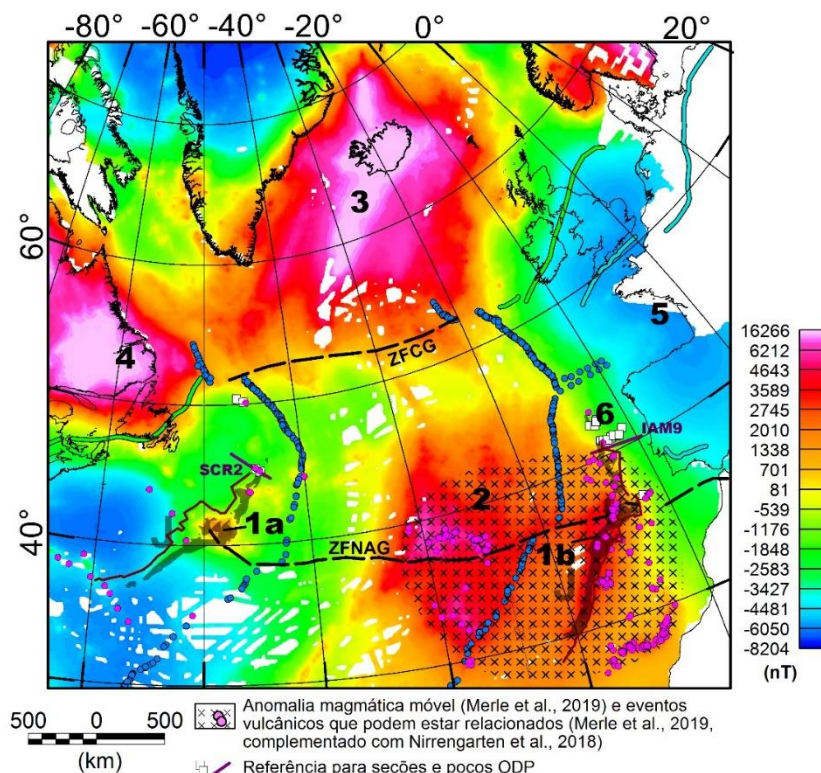
e) a grande amplitude relativa das Anomalias-J no campo magnético anômalo (*e.g.* Bronner *et al.*, 2011; Szameitat *et al.*, 2020);

f) e a presença de anomalia em dado orbital (Szameitat *et al.*, 2020).

As Anomalias-J são indicadas por anomalias VIAS a norte da Zona de Falha Newfoundland-Açores-Gibraltar (ZFNAG) na margem americana (1a, FIGURA 34), e a sul desta zona no lado ibero-africano (1b, FIGURA 34). Esta alternância sugere que ambas tenham sido formadas em um período determinado (125-120Ma?), e então segmentadas pela ação da ZFNAG.

Nos valores VIAS é observado que apenas o lado ibérico do Atlântico entre Ibéria e Newfoundland é anômalo (2 da FIGURA 34). Isto sugere um enriquecimento em material magnetizável na região. A área 2 também está coincidente com a anomalia “móvel” de magmatismo interpretada em Merle *et al.* (2019), que esteve sob a América.

FIGURA 34 - MAPA VIAS REGIONAL



FONTE: A autora (2021)

As áreas mais anômalas no VIAS são a Cadeia Reykjanes-Islândia (3 da FIGURA 34) e a parte continental canadense pré-caledoniana (4 da FIGURA 34). Isto sugere que a existência de áreas com altos valores VIAS não dependem de as fontes estarem em ambiente continental ou oceânico. Isto também exclui a relação direta com temperatura, já que ambas as áreas citadas são extremas neste aspecto (cráton como manto mais frio, e a cadeia oceânica vulcânica como mais quente).

No mapa VIAS regional, a zona transformante Charles-Gibbs (ZFCG) parece constituir como um importante divisor em escala mantélica, separando dois domínios magnéticos oceânicos: o norte do Atlântico Norte como mais anômalo em termos do magnetismo (3); e a porção sul do Atlântico Norte, entre Ibéria e Newfoundland, como menos magnética. De fato, a litosfera a norte e a sul da ZFCG possui história tectônica pré, sin e pós-rifte diversa (Chenin *et al.*, 2015), e a separação pela ZFCG é interpretada como herança de uma frente orogênica (Chenin *et al.*, 2015).

Unindo a ZFCG no oceano e a sutura do Oceano Iapetus no continente (linha verde onshore, FIGURA 34), temos que as regiões 3 e 4 estão no domínio das orogenias mais antigas, e o manto poderia conter herança composicional do

lado do arco magmático do Iapetus (Orógeno Caledoniano). Já as áreas 1a, 5 e 6, estão nos domínios Perigondwânico e Variscano, com um manto mais jovem, e menos magnético. Lembrando que o material sob arcos magmáticos pode conter grande quantidade de óxido de ferro, e esta poderia ser uma fonte de magnetismo observado nestas regiões (Dunlop e Kletetschka, 2001, Blakely, Brocher, Wells, 2005).

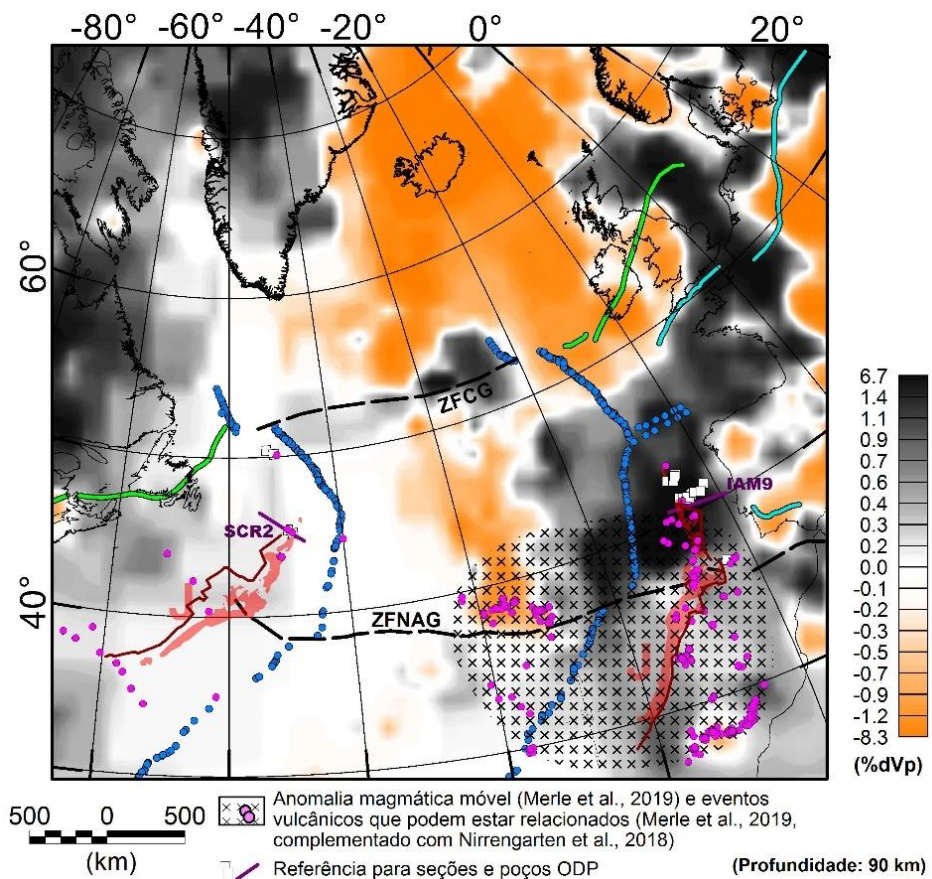
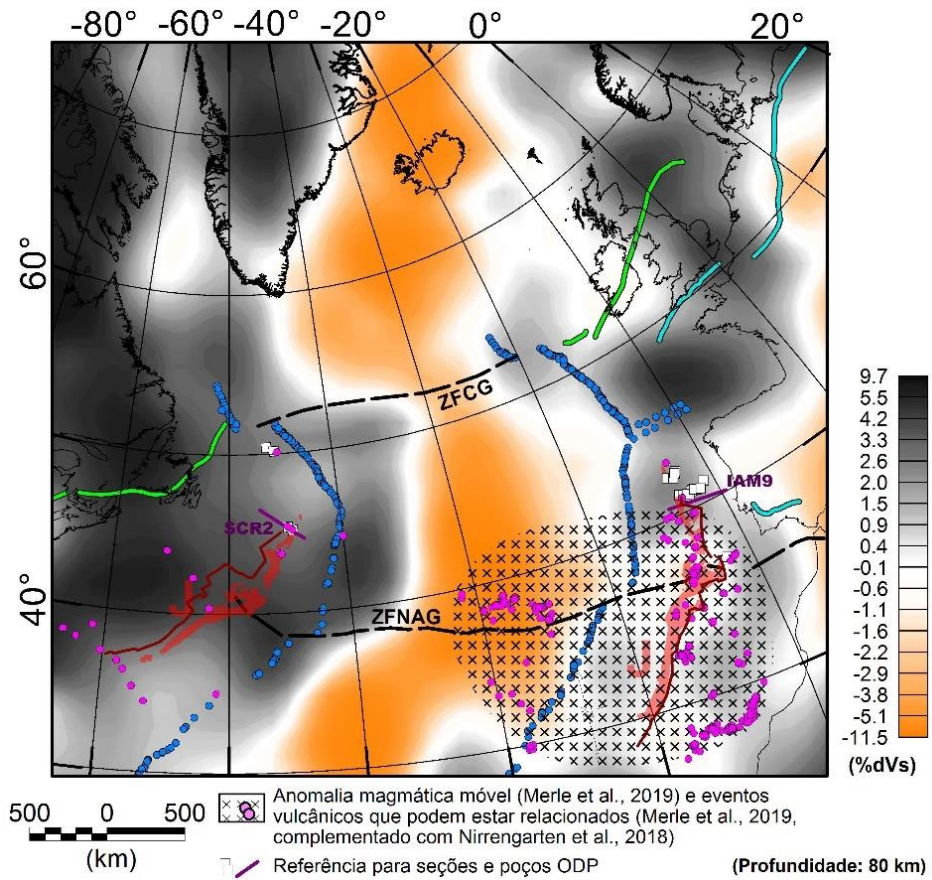
Nota-se ainda uma correlação entre a anomalia VIAS em área oceânica e o magmatismo: regiões anômalas oceânicas (números 3 e 2) estão centradas na região mais ativa em termos de vulcanismo. Isto pode indicar que o magma ascendente contenha parte da fonte magnética.

Já nas áreas continentais é diferente: o embasamento pré-Caledoniano (4) e o domínio Variscano (5 e 6) são opostos em termos de magnetização no mapa VIAS. Mas ambos possuem uma litosfera de natureza diferente, com idades que a colocam a litosfera canadense pré-caledoniana (4) como subcontinental do tipo mais depletado de manto (*Archon-Proton* na classificação de Griffin *et al.*, 2009). Ao mesmo tempo, a longa história de colisões e subdução na margem americana deverá ter deixado grande quantidade de material magnético (*e.g.*, magnetismo no manto *forearc*, Blakely *et al.*, 2005). Além disso, a litosfera no interior da Ibéria foi “renovada”, pois o núcleo Variscano passou por erosão, pelo processo de delaminação litosférica (Gutierrez-Allonzo *et al.*, 2004; Pastor-Galán *et al.*, 2011).

A diferença composicional entre os lados do Atlântico pode ser investigada também com o uso de dados de tomografia sísmica da onda P (Amaru, 2007, Hall e Sparkman, 2015) e onda S (Schaeffer e Lebedev, 2013; Schaeffer *et al.*, 2016). Para uma análise ainda preliminar, foram utilizados dados nas profundidades de 90 km para a onda P, e 80km para a onda S.

A onda S aparece com resposta mais contínua positiva na margem de Newfoundland, o que corrobora a relativa baixa temperatura desta margem (*e.g.*, mapas em Ho *et al.*, 2017). Já a margem ibérica tem gradiente geotérmico mais alto, e sinal relativamente atenuado da onda S em relação à outra margem. O mesmo já não ocorre com as anomalias da onda P, pois apresenta importante aceleração no lado ibérico (pelo menos >4%), contrastante com a falta de anomalias no lado oceânico canadense. A falta de correspondência entre o comportamento das ondas-P e ondas-S no manto atlântico aponta para um componente composicional na origem das anomalias tomográficas (Grand *et al.*, 1997).

FIGURA 35 - MAPA DA TOMOGRAFIA SÍSMICA, ONDAS P E S.



FONTE: A autora (2021).

A similaridade entre anomalias VIAS e tomográficas da profundidade escolhida (80-90 km) não é total. Mas o dado sísmico está em uma determinada profundidade escolhida, enquanto o VIAS é a integral de um dado em superfície. Portanto, o VIAS deve conter informações de todas as profundidades até o limite do comprimento de onda, com o realce de fontes profundas (Silva, 1996). Ainda assim, há coerência na interpretação dos dois tipos de dados:

- Ambos os dados apontam para uma litosfera anômala no lado leste do Atlântico. Na área oceânica, altos valores de VIAS coincidem com parte da anomalia positiva de velocidade da onda-P na porção ibérica, e anomalia positiva atenuada da onda S.
- A litosfera arqueana-proterozoica é muito magnetizada (Canadá e Groenlândia). É observado que tanto o continente pré-caledoniano como o lado atlântico ibérico possuem significativas anomalias positivas de velocidade da onda P ($>6\% dV_p$).

Diante das informações extraídas do VIAS e tomografia sísmica, e observações de literatura, a sugestão é de que estas anomalias VIAS regionais tenham origem composicional, relacionada diretamente com litosfera subcontinental mais antiga, autóctone no embasamento americano e herdada sob o lado leste (ibérico) do Atlântico.

REFERENCIAS

- AFILHADO, A.; MATIAS, L.; SHIOBARA, H.; HIRN, A.; MENDES-VICTOR, L.; SHIMAMURA, H. From unthinned continent to ocean: The deep structure of the West Iberia passive continental margin at 38°N. **Tectonophysics**, v. 458, p. 9–50, 2008.
- AFILHADO, A.; MOULIN, M.; CUNHA, T.A.; LOURENÇO, N.; NEVES, M.C.; PINHEIRO, L.; TERRINHA, P.; ROSAS, F.; MATIAS, L.; PINTO DE ABREU, M. Margem Oeste Portuguesa. In: DIAS, R.; ARAÚJO, A.; TERRINHA, P.; KULLBERG, J. C. (Eds.), **Geologia de Portugal. Volume II**. Lisboa: Escolar Editora, 2013. p. 405-460.
- ALVES, L. S. **Estudo da margem continental ibérica ocidental com base em dados gravimétricos e magnetométricos regionais**. 2012. 133f. Dissertação (Mestrado) – Universidade do Estado do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 2012.
- ALVES, L. S.; HEILBRON, M. New concepts of continental passive margins: gravity and magnetic interpretation in Western Iberia. In: INTERNATIONAL CONGRESS OF THE BRAZILIAN GEOPHYSICAL SOCIETY & EXPOGEF, 13., 2013, Rio de Janeiro. **Anais...** Rio de Janeiro: Sociedade Brasileira de Geofísica, 2013. p.344–349.
- ALVES, T.M.; CUNHA, T.A.; MOITA, C.; TERRINHA, P.; MONTEIRO, J. H.; MANUPELLA, G. A evolução de bacias sedimentares tipo-rift em margens continentais passivas: o exemplo da Margem Ocidental Ibérica. In: DIAS, R.; ARAÚJO, A.; TERRINHA, P.; KULLBERG, J. C. (Eds.), **Geologia de Portugal. Volume II**. Lisboa: Escolar Editora, 2013. p. 349-404.
- AMANTE, C.; B.W. EAKINS. ETOPO1 1 Arc-Minute Global Relief Model: Procedures, Data Sources and Analysis. **NOAA Technical Memorandum NESDIS NGDC-24**. National Geophysical Data Center, NOAA, 2009. doi:10.7289/V5C8276M
- AMARU, M.L., 2007, Global travel time tomography with 3-D reference models: **Geologica Ultraiectina**, v. 274, p.174.
- ANÔNIMO, 1972, **Penrose Field Conference Ophiolites**: *Geotimes*, v. 17/2, p. 24–25, 1972.
- ARTEMIEVA, I.M. Lithosphere thermal thickness and geothermal heat flux in Greenland from a new thermal isostasy method. **Earth-Science Reviews**, v. 188, p. 469-481, 2019. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2018.10.015>
- BARANOV, V; NAUDY, H. Numerical Calculation of the formula of reduction to the magnetic pole. **Geophysics**, Montrouge, v. 29, n. 1, p. 67-79, 1964.
- BLAKELY, R. J. **Potential Theory in Gravity and Magnetism Applications**. Cambridge: University Press, 1996.
- BLAKELY, R. J.; SIMPSON, R. W. Approximating edges of source bodies from magnetic or gravity anomalies. **Geophysics**, [S.l.], v. 51, n. 7, p. 1494-1498, 1986.
- BLAKELY, R. J.; BROCHER, T. M.; WELLS, R. E. Subduction-zone magnetic anomalies and implications for hydrated forearc mantle. **Geology**, v. 33, p. 445–448, 2005.
- BOYDEN, J.; CANNON, J.; CLARK, J.; MCKEON, R.; TURNER, M.; WATSON. The GPlates User Manual. **Manual do usuário**. 2010. Disponível em: <<https://www.gplates.org/user-manual/>>. Acesso em 28/11/2020.
- BOYDEN, J.; MÜLLER, R. D.; GURNIS, M.; TORSVIK, T.; CLARK, J.; TURNER, M.; IVEY-LAW, H.; FARROW, J.; WATSON, R. Next-generation plate-tectonic reconstructions using GPlates. In: Keller, G.R., Baru, C. (Eds.), **Geoinformatics: Cyberinfrastructure for the Solid Earth Sciences**, Cambridge University Press, 2011.

- BOILLOT, G.; GRIMAUD, S.; MAUFFRET, A.; MOUGENOT, D.; KORNPORST, J.; MERGOIL-DANIEL, J.; TORRENT, G. Ocean-continent boundary off the Iberian margin: A serpentinite diapir west of the Galicia Bank. **Earth and Planetary Science Letters**, v. 48, n. 1, p. 23–34, 1980.
- BRONNER, A.; SAUTER, D.; MANATSCHAL, G.; PÉRON-PINVIDIC, G.; MUNSCHY, M. Magmatic breakup as an explanation for magnetic anomalies at magma-poor rifted margins. **Nature Geoscience**, v. 4, n. 8, p. 549–553, 2011.
- BRONNER, A.; SAUTER, D.; MUNSCHY, M.; CARLUT, J.; SEARLE, R.; CANNAT, M.; MANATSCHAL G. Magnetic signature of large exhumed mantle domains of the Southwest Indian Ridge endash; Results from a deep-tow geophysical survey over 0 to 11 Ma old seafloor. **Solid Earth**, v. 5, n. 1, p. 339–354, 2014.
- BUROV, E.B.; WATTS, A.B. The long-term strength of continental lithosphere: “jelly sandwich” or “crème brûlée”? **GSA Today**, v. 16, n. 1, p. 4, 2006.
- BUROV, E. B. Rheology and strength of the lithosphere. **Marine and Petroleum Geology**, v. 28, n. 8, p. 1402-1443, 2011.
- BYERLEE, J. Friction of rocks. **PAGEOPH**, v.116, p. 615–626, 1978. <https://doi.org/10.1007/BF00876528>
- CAMPBELL, W. H. **Earth Magnetism, A Guided Tour through Magnetic Fields** —. Londres: Harcourt Academic Press, 2001. ISBN: 9780080504902.
- CANNAT, M. How thick is the magmatic crust at slow spreading oceanic ridges. **Journal of Geophysical Research**, v. 101, p. 2847–2857, 1996.
- CANNAT, M.; LAGABRIELLE, Y.; BOUGAULT, H.; CASEY, J.; DE COUTURES, N.; DMITRIEV, L.; FOUQUET, Y. Ultramafic and gabbroic exposures at the Mid-Atlantic Ridge: Geologic mapping in the 15°N region. **Tectonophysics**, v. 279, p.193–213, 1997.
- CANNAT, M.; MANATSCHAL, G.; SAUTER, D.; PÉRON-PINVIDIC, G.; PERON-PINVIDIC, G. Assessing the conditions of continental breakup at magma-poor rifted margins: What can we learn from slow spreading mid-ocean ridges? **Comptes Rendus - Geoscience**, v. 341, n. 5, p. 406–427, 2009.
- CARPENTER, M.B.; KEANE, C.M. (Ed.). **Geoscience Handbook 2016, AGI data sheets, Fifth Edition**. Alexandria: American Geoscience Institute, 2016.
- CASHMAN, K.V.; EDMONDS M. Mafic glass compositions: a record of magma storage conditions, mixing and ascent. **Philosophical Transactions Royal Society A**, v.377, 20180004, 2019. <http://dx.doi.org/10.1098/rsta.2018.0004>
- CHENIN, P.; MANATSCHAL, G.; LAVIER, L.L.; ERRATT, D. Assessing the impact of orogenic inheritance on the architecture, timing and magmatic budget of the North Atlantic rift system: a mapping approach. **Journal of the Geological Society**, v.172, p.711-720, 2015.
- CHENIN, P.; MANATSCHAL, G.; PICAZO, S.; MÜNTENER, O.; KARNER, G.; JOHNSON, C.; ULRICH, M. Influence of the architecture of magma-poor hyperextended rifted margins on orogens produced by the closure of narrow versus wide oceans: **Geosphere**, v. 13, n. 2, p. 1–18, 2017. doi:10.1130/GES01363.1.
- CHENIN P.; PICAZO, S.; JAMMES, S.; MANATSCHAL, G.; MÜNTENER, O.; KARNER, G. Potential role of lithospheric mantle composition in the Wilson cycle: a North Atlantic perspective. In: R. W. WILSON, G. A; HOUSEMAN, K. J. W. MCCAFFREY, A. G. DORÉ; S. J. H. BUITER (Eds). Fifty Years Of The Wilson Cycle Concept in Plate Tectonics. **Geological Society of London, Special Publication**, v. 470, p. SP470, 2018. <https://doi.org/10.1144/SP470.10>
- COWIE, L. **Determination of Ocean Continent Transition Structure, Continent Ocean Boundary Location and Magmatic Type at Rifted Continental Margins.**

2014. 104f. Tese de Doutorado. University of Liverpool, Liverpool, 2014.
- CULSHAW, N.; LEE, S. K. L. The Acadian fold belt in the Meguma Terrane, Nova Scotia: Cross sections, fold mechanisms, and tectonic implications. **Tectonics**, v.25, TC3007, 2006. doi:10.1029/2004TC001752
- CUSTÓDIO, S.; DIAS, N.A.; CARRILHO, F.; GÓNGORA, E.; RIO, I.; MARREIROS, C.; MORAIS, I.; ALVES, P.; MATIAS, L. Earthquakes in western Iberia: improving the understanding of lithospheric deformation in a slowly deforming region. *Geophysical Journal International*, 203, 127–145, 2015.
- DAVY, R.G.; MINSHULL, T.A.; BAYRAKCI, G.; BULL, J.M.; KLAESCHEN, D.; PAPENBERG, C.; RESTON, T. J.; SAWYER, D. S.; ZELT, C. A. Continental hyperextension, mantle exhumation, and thin oceanic crust at the continent-ocean transition, West Iberia: New insights from wide-angle seismic, **Journal of Geophysical Research Solid Earth**, 121, 3177–3199, 2016. doi:10.1002/2016JB012825.
- DEAN, S. M.; MINSHULL, T. A.; WHITMARSH, R. B.; LOUDEN, K. E. Deep structure of the ocean-continent transition in the southern Iberia Abyssal Plain from seismic refraction profiles: The IAM-9 transect at 40°20N. **Journal of Geophysical Research**, v. 105, p.5859, 2000.
- DEMARTIN, B. J.; SOHN, R. A.; CANALES, J. P.; HUMPHRIS, S. E. Kinematics and geometry of active detachment faulting beneath the Trans-Atlantic Geotraverse (TAG) hydrothermal field on the Mid-Atlantic Ridge. **Geology**, v. 35, n. 8, p. 711-714, 2007.
- DIAS, R.; RIBEIRO, A.; ROMÃO, J.; COKE, C.; MOREIRA, N. A review of the arcuate structures in the Iberian Variscides; constraints and genetic models. **Tectonophysics**, v. 681, n. August, p. 170–194, 2016.
- DICK, H. J. B. Abyssal peridotites, very slow spreading ridges and ocean ridge magmatism. In: *Magmatism in the Ocean Basins*, A.D. Saunders and M.J. Norry, eds. **Geological Society Special Publication**, v. 42, p. 71–105, 1989.
- DICK, H.J.B.; LIN, J.; SCHOUTEN, H. An ultraslow-spreading class of ocean ridge. **Nature**, v. 426, p.405–412, 2003.
- DICK, H. J. B.; NATLAND, J. H.; ILDEFONSE, B. Past and future impact of deep drilling in the oceanic crust and mantle. **Oceanography**, v. 19, n. 4, p. 72–80, 2006.
- DORÉ, T.; LUNDIN, E. Hyperextended continental margins — Knowns and unknowns. **Geology**, v. 43, n. 1, p. 95–96, 2015.
- DULEY, W.W. Magnetic alignment of interstellar grains. **The Astrophysical Journal**, v. 219, p. L129-L132, 1978.
- DUNLOP, D. J.; KLETETSCHKA, G. Multidomain hematite: a source of planetary magnetic anomalies? **Geophysical Research Letters**, v. 28, p. 3345–3348, 2001.
- EDEL, J. B.; SCHULMANN, K.; LEXAC, O.; LARDEAUXD, J. M. Late Palaeozoic palaeomagnetic and tectonic constraints for amalgamation of Pangea supercontinent in the European Variscan belt. **Earth-Science Reviews**, v.177, p.589–612, 2018.
- FÉRAUD, G.; YORK, D.; MÉVEL, C.; CORNEN, G.; HALL, C. M.; AUZENDE, J.-M. Additional ⁴⁰Ar-³⁹Ar dating of the basement and the alkaline volcanism of Goringe Bank (Atlantic Ocean). **Earth and Planetary Science Letters**, v.79, n.3–4, p. 255–269, 1986. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(86\)90184-6](https://doi.org/10.1016/0012-821X(86)90184-6).
- FERRÉ, E. C.; FRIEDMAN, S. A.; MARTÍN-HERNÁNDEZ, F.; FEINBERG, J. M.; CONDER, J. A.; IONOV, D. A. The magnetism of mantle xenoliths and potential implications for sub-Moho magnetic sources. *Geophysical Research Letters*, v. 40, p.105–110, 2013. doi:10.1029/2012GL054100.
- FERRÉ, E. C.; FRIEDMAN, S. A.; MARTÍN-HERNÁNDEZ, F.; FEINBERG, J. M.; TILL, J. L.; IONOV, D. A.; CONDER, J. A. Eight good reasons why the uppermost mantle

- could be magnetic. **Tectonophysics**, v. 624–625, p. 3–14, 2014.
- FERRÉ, E.C.; KUPENKO, I.; MARTÍN-HERNÁNDEZ, F.; RAVAT, D.; SANCHEZ-VALLE, C. Magnetic sources in the Earth's mantle. **Nature Review Earth and Environment**, 2020. <https://doi.org/10.1038/s43017-020-00107-x>
- FERRI, F.A. **Síntese e caracterização de filmes à base de Si e Ge dopados com espécies magnéticas**. 2010. 138p. Tese (doutorado) – Universidade de São Paulo, São Carlos, 2010.
- FERREIRA, F.J.F.; SZAMEITAT, L.S.A.; CASTRO, L.G.; SILVA, V.A.F.; WEIHERMANN, J.D. Magnetic data evidence of a likely new alkaline intrusion at Canoas beach, Ponta Grossa Arch Alkaline Province, southern Brazil. VIII Simpósio Brasileiro de Geofísica, Salinópolis, Brasil, 18-20 de setembro de 2018. **Anais...**, 2018. Rio de Janeiro: Sociedade Brasileira de Geofísica.
- FUNCK, T.; HOPPER, J. R.; LARSEN, H. C.; LOUDEN, K. E.; TUCHOLKE, B. E.; HOLBROOK, W. S. Crustal structure of the ocean-continent transition at Flemish Cap: seismic refraction results, **Journal of Geophysical Research**, v.108, B11, 2003.
- GEOFFROY, L.; BUROV, E. B.; WERNER, P. Volcanic passive margins: another way to break up continents. **Nature Publishing Group, Scientific Reports**, v. 5, n. 14828, p. 14828, 2015. Disponível em: <<http://www.nature.com/articles/srep14828>>.
- GILLARD, M.; MANATSCHAL, G.; AUTIN, J. How can asymmetric detachment faults generate symmetric Ocean Continent Transitions? **Terra Nova**, v. 28, n. 1, p. 27–34, 2016.
- GRADSTEIN, F. M.; GRANT, A. C.; JANSKA, L. F. Grand Banks and J-Anomaly Ridge: a geological comparison. **Science**, v. 197, n. 4308, p. 1074-1076, 1977. DOI: 10.1126/science.197.4308.1074
- GRANOT, R.; DYMENT, J.; GALLET, Y. Geomagnetic field variability during the Cretaceous Normal Superchron. **Nature Geoscience**, v.5, p.220–223, 2012. <https://doi.org/10.1038/ngeo1404>
- GRANT, F.S.; WEST, G.F. **Interpretation Theory in Applied Geophysics**. New York: McGraw-Hill Book Co., 1965, 583p.
- GRAYVER, A. V.; SCHNEPF, N. R.; KUVSHINOV, A. V.; SABAKA, T. J.; MANOJ, C.; OLSEN, N. Satellite tidal magnetic signals constrain oceanic lithosphere-asthenosphere boundary. **Science Advances**, v. 2, n. 9, e1600798, 2016.
- GRIFFIN, W. L.; O'REILLY, S. Y.; AFONSO, J. C.; BEGG, G. C. The Composition and Evolution of Lithospheric Mantle: a Re-evaluation and its Tectonic Implications. **Journal of Petrology**, v. 50, n. 7, p. 1185-1204, 2009. doi:10.1093/petrology/egn033
- GUTIÉRREZ-ALONSO, G.; FERNÁNDEZ-SUÁREZ, J.; WEIL, A. B. Orocline triggered lithospheric delamination. **Geological Society of America Special Paper**, v.383, p.121-131, 2004.
- HALL, R.; SPAKMAN, W. Mantle structure and tectonic history of SE Asia, **Tectonophysics**, v. 658, p. 14-45, 2015.
- HAMADA, M.; KAMADA, S.; OHTANI, E.; MITSUI, T.; MASUDA, R.; SAKAMAKI, T.; SUZUKI, N.; MAEDA, F.; AKASAKA, M. Magnetic and spin transitions in wüstite: A synchrotron Mössbauer spectroscopic study. *Phys. Rev. B* 93, 155165, 2016.
- HARRY, D.; GRANDALL, S. A dynamic model of rifting between Galicia Bank and Flemish Cap during the opening of the North Atlantic Ocean. **Geological Society, London, Special Publications**, v. 282, p.157-172. doi: 10.1144/SP282.8.
- HAUPERT, I.; MANATSCHAL, G.; DECARLIS, A.; UNTERNEHR, P. Upper-plate magma-poor rifted margins: stratigraphic architecture and structural evolution. **Marine and Petroleum Geology**, v. 69, p. 241–261, 2016.
- HO, T., PRIESTLEY, K., DEBAYLE, E. A global horizontal shear velocity model of the

- upper mantle from multimode Love wave measurements. **Geophysical Journal International**, v. 207, n. 1, p. 542–561, 2016. <https://doi.org/10.1093/gji/ggw292>
- HÖLKER, A. B.; MANATSCHAL, G.; HOLLIGER, K.; BERNOULLI, D. Tectonic nature and seismic response of top-basement detachment faults in magma-poor rifted margins. **Tectonics**, v. 22, n. 4, 2003.
- HOOPER, J.R.; FUNCK, T.; TUCHOLKE, B.E.; LARSEN, H.C.; HOLBROOK, W.S.; LOUDEN, K.E.; SHILLINGTON, D.; LAU, H. Continental breakup and the onset of ultraslow seafloor spreading off Flemish Cap on the Newfoundland rifted margin. **Geology**, v. 32, n. 1, p. 93–96, 2004.
- IDOKO, C. M.; CONDER, J. A.; FERRÉ, E. C.; FILIBERTO, J. The potential contribution to long wavelength magnetic anomalies from the lithospheric mantle. **Physics of the Earth and Planetary Interiors**, v. 292, p. 21-28, 2019.
- ISLES, D. J.; RANKIN, L. R. **Geological interpretation of aeromagnetic data**. Society of Exploration Geophysicists, 2013, 365p.
- JAGOUTZ, O.; MÜNTENER, O.; MANATSCHAL G.; RUBATTO, D.; PÉRON-PINVIDIC, G.; TURRIN, B. D.; VILLA, I. M. The rift-to-drift transition in the North Atlantic: A stuttering start of the MORB machine? **Geology**, v. 35, n. 12, p. 1087-1090, 2007.
- JOHANSSON, L.; ZAHIROVIC, S.; MÜLLER, R.D. The interplay between the eruption and weathering of Large Igneous Provinces and the deep-time carbon cycle. **Geophysical Research Letters**, v. 45, p. 5380–5389, 2018.
- KELEMEN, P.B.; KIKAWA, E.; MILLER, D.J.; SHIPBOARD SCIENTIFIC PARTY. Leg 209 summary: processes in a 20-km-thick conductive boundary layer beneath the Mid-Atlantic Ridge, 14°–16°N. In: KELEMEN, P.B.; KIKAWA, E.; MILLER, D.J. (Eds.), **Proc. ODP, Sci. Results**, v. 209, p. 1-33, 2007. doi:10.2973/odp.proc.sr.209.001.2007
- KULLBERG, J. C.; ROCHA, R. B.; SOARES, A. F.; REY, J.; TERRINHA, P.; AZERÊDO, A. C.; CALLAPEZ, P.; DUARTE, L. V.; KULLBERG, M. C.; MARTINS, L.; MIRANDA, R.; ALVES, C.; MATA, J.; MADEIRA, J.; MATEUS, O.; MOREIRA, M.; NOGUEIRA, C.R. A Bacia Lusitaniana: Estratigrafia, Paleogeografia e Tectónica. In: DIAS, R.; ARAÚJO, A.; TERRINHA, P.; KULLBERG, J. C. (Eds.), **Geologia de Portugal. Volume II** (pp.195-348) Lisboa: Escolar Editora, 2013.
- KUPENKO, I.; APRILIS, G.; VASIUKOV, D. M.; MCCAMMON, C.; CHARITON, S.; CERANTOLA, V.; KANTOR, I.; CHUMAKOV, A. I.; RÜFFER, R.; DUBROVINSKY, L.; SANCHEZ-VALLE, C. Magnetism in cold subducting slabs at mantle transition zone depths. **Nature**, v. 570, p. 102-106, 2019. <https://doi.org/10.1038/s41586-019-1254-8>
- LAU, K. W. H.; LOUDEN, K. E.; FUNCK, T.; TUCHOLKE, B. E.; HOLBROOK, W. S.; HOPPER, J. R.; LARSEN, H. C. Crustal structure across the Grand Banks–Newfoundland Basin Continental Margin – I. Results from a seismic refraction profile. **Geophysical Journal International**, v. 167, p. 127–156, 2006.
- LEFORT, J. P.; HAWORTH, R. T. The age and origin of the deepest correlative structures recognized off Canada and Europe. **Tectonophysics**, v. 59, n. 1–4, p. 139–150, 1979.
- LI, C.; LU, Y.; WANG, J. A global reference model of Curie-point depths based on EMAG2. **Scientific Reports**, v. 7, 45129, 2017. <https://doi.org/10.1038/srep45129>
- LINDSLEY, D. H.; ANDREASEN, G. E.; BALSLEY, J. R. Magnetic properties of rocks and minerals, In: CLARK, S. P. Jr. (Ed.) **Handbook of Physical Constants**, pp. 543-552. New York: The Geological Society of America, 1966.
- LONG, X.; GELDMACHER, J.; HOERNLE, K.; HAUFF, F.; WARTHON, J.; GARBE-SCHÖNBERG, D. Origin of isolated seamounts in the Canary Basin (East Atlantic): The role of plume material in the origin of seamounts not associated with hotspot

- tracks. **Terra Nova**, in press, 2020. doi:10.1111/ter.12468
- MANATSCHAL, G. New models for evolution of magma-poor rifted margins based on a review of data and concepts from West Iberia and the Alps. **International Journal of Earth Sciences**, v. 93, n. 3, p. 432–466, 2004.
- MANATSCHAL, G.; MÜNTENER, O.; LAVIER, L. L.; MINSHULL, T. A.; PÉRON-PINVIDIC, G. Observations from the Alpine Tethys and Iberia–Newfoundland margins pertinent to the interpretation of continental breakup. **Geological Society of London, Special Publications**, v. 282, p. 291–324, 2007. <https://doi.org/10.1144/SP282.14>
- MANATSCHAL, G.; SAUTER, D.; KARPOFF, A. M.; MASINI, E.; MOHN, G.; LAGABRIELLE, Y. The Chenaillet Ophiolite in the French/Italian Alps: An ancient analogue for an Oceanic Core Complex? **Lithos**, v. 124, n. 3–4, p. 169–184, 2011.
- MANATSCHAL, G.; LAVIER, L.L.; CHENIN, P. The role of inheritance in structuring hyperextended rift systems: Some considerations based on observations and numerical modeling. **Gondwana Research**, v. 27 (1), p.140–164, 2015.
- MANDEA, M.; THÉBAUT, E. **The Changing Faces of the Earth Magnetic Fields**. Paris: Commission of the Geological Map of the World, 2007, 49p.
- MARTÍNEZ CATALÁN, J. R.; ARENAS, R.; ABATI, J.; SÁNCHEZ MARTÍNEZ, S.; DÍAZ GARCÍA, F.; FERNÁNDEZ SUÁREZ, J.; GONZÁLEZ CUADRA, P.; CASTIÑEIRAS, P.; GÓMEZ BARREIRO, J.; MONTES, A. D.; CLAVIJO, E. G.; PASCUAL, F. J. R.; ANDONAEGUI, P.; JEFFRIES, T. E.; ALCOCK, J. E.; DÍEZ FERNÁNDEZ, R.; CARMONA, A. L. A rootless suture and the loss of the roots of a mountain chain: The Variscan belt of NW Iberia. **Comptes Rendus - Geoscience**, v. 341, n. 2–3, p. 114–126, 2009.
- MARTÍNEZ-LORIENTE, S.; GRÀCIA, E.; BARTOLOME, R.; PEREA, H.; KLAESCHEN, D.; DAÑOBEITIA, J. J.; ZITELLINI, N.; WYNN, R. B.; MASSON, D. G. Morphostructure, tectono-sedimentary evolution and seismic potential of the Horseshoe Fault, SW Iberian Margin. **Basin Research**, v. 30, p. 382–400, 2018.
- MATTE, P. The Variscan collage and orogeny (480–290 Ma) and the tectonic definition of the Armorica microplate: A review. **Terra Nova**, v. 13, n. 2, p. 122–128, 2001.
- MCELHINNY, M. W.; MCFADDEN, P. L. Oceanic Paleomagnetism. In: McElhinny, M. W., McFadden, P. L. (Eds), **Paleomagnetism - Continents and Oceans**, c. 5, v. 73, p. 183–206, 2000.
- MCKENZIE, D. Some remarks on the development of sedimentary basins. **Earth and Planetary Science Letters**, Amsterdam, v. 40, p. 25–32, 1978.
- MERLE, R.; JOURDAN, F.; MARZOLI, A.; RENNE, P.R.; GRANGE, M.; GIRARDEAU, J. Evidence of multiphase Cretaceous to Quaternary alkaline magmatism on Tore-Madeira Rise and neighbouring seamounts from $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ages. **Journal of the Geological Society**, v.166, p.879–894, 2009. doi: 10.1144/0016-76492008-060.
- MERLE, R.; KACZMAREK, M-A.; TRONCHE, E; GIRARDEAU, J. Occurrence of inherited supra-subduction zone mantle in the oceanic lithosphere as inferred from mantle xenoliths from Dragon Seamount (southern Tore–Madeira Rise). **Journal of the Geological Society**, v.169, n.3, 2012.
- MEYER, B.; SALTUS, R.; CHULLIAT, A. EMAG2: Earth Magnetic Anomaly Grid (2-arc-minute resolution) Version 3. National Centers for Environmental Information, NOAA. **Model**, 2017. doi:10.7289/V5H70CVX [Acesso em 18/07/2017]
- MINSHULL, T. A. Geophysical characterization of the ocean-continent transition at magma poor rifted margins. **Comptes Rendus Geoscience**, Southampton, n. 341, p.382–393, 2009.
- MOHN, G.; MANATSCHAL, G.; MUNTENER, O; BELTRANDO; M.; MASINI, E. Unravelling the interaction between tectonic and sedimentary processes during

- lithospheric thinning in the Alpine Tethys margins. **Int J Earth Sci (Geol Rundsch)**, v. 99, p. S75–S101, 2010. DOI: 10.1007/s00531-010-0566-6
- MOHN, G.; KARNER, G. D.; MANATSCHAL, G.; JOHNSON, C. A. Structural and stratigraphic evolution of the Iberia-Newfoundland hyperextended rifted margin: A quantitative modeling approach. **Geological Society of London, Special Publication**, v.15, p.13810, 2015. <https://doi.org/10.1144/SP413.9>
- MÜLLER, R.D.; SETON, M.; ZAHIROVIC, S.; WILLIAMS, S.E.; MATTHEWS, K.J.; WRIGHT, N.M.; SHEPHARD, G.E.; MALONEY, K.T.; BARNETT-MOORE, N.; HOSSEINPOUR, M.; BOWER, D.J.; CANNON, J. Ocean Basin Evolution and Global-Scale Plate Reorganization Events Since Pangea Breakup. **Annual Review of Earth and Planetary Sciences**, v.44, p.107-138, 2016.
- MUNTENER, O.; MANATSCHAL, G. High degrees of melt extraction recorded by spinel harzburgite of the *Newfoundland* margin: The role of inheritance and consequences for the evolution of the southern North Atlantic. **Earth and Planetary Science Letters**, Amsterdam, n. 252, p. 437-452, 2006.
- NABIGHIAN, M. N. The analytic signal of two-dimensional magnetic bodies with polygonal cross-section: Its properties and use for automated anomaly interpretation. **Geophysics**, v.37, n.3, p.507-517, 1972.
- NAJIH, A.; MONTERO, P.; VERATI, C.; CHABOU, M.C.; FEKKAK, A.; BAIDDER, L.; EZZOUHAIRI, H.; BEA, F.; MICHARD, A. Initial Pangean rifting north of the West African Craton: Insights from late Permian U-Pb and ⁴⁰Ar/³⁹Ar dating of alkaline magmatism from the Eastern Anti-Atlas (Morocco). **Journal of Geodynamics**, v. 132, p. 101670, 2019. <https://doi.org/10.1016/j.jog.2019.101670>.
- NANCE, R. D.; GUTIÉRREZ-ALONSO, G.; KEPPIE, J. D.; LINNEMANN, U.; MURPHY, J. B.; QUESADA, C.; STRACHAN, R. A.; WOODCOCK, N. H. Evolution of the Rheic Ocean. **Gondwana Research**, v. 17, n. 2–3, p. 194–222, 2010.
- NALIBOFF, J. B.; BUITER, S. J. H.; PÉRON-PINVIDIC, G.; OSMUNDSEN, P. T.; TETREULT, J. Complex fault interaction controls continental rifting. **Nat Commun**, v.8, 1179, 2017. <https://doi.org/10.1038/s41467-017-00904-x>
- NETTLETON L. L. Gravity and magnetics for geologists and seismologists. **AAPG Bulletin**, [S.I.], v.46, n.10, p.1815-1838, 1962.
- NIRRENGARTEN, M.; MANATSCHAL, G.; TUGEND, J.; KUSZNIR, N. J.; SAUTER, D. Nature and origin of the J-magnetic anomaly offshore Iberia-Newfoundland: implications for plate reconstructions. **Terra Nova**, v. 29, p.20-28, 2017.
- NIRRENGARTEN., M.; MANATSCHAL, G.; TUGEND, J.; KUSZNIR, N.J.; SAUTER, D. Kinematic evolution of the southern North Atlantic: Implications for the formation of hyperextended rift systems. **Tectonics**, v. 37, n. 1, p.89-118, 2018.
- OGG, J.G. Geomagnetic Polarity Time Scale. In: GRADSTEIN, F. M.; OGG, J. G.; Schmitz, M. D.; OGG, G. M. (Eds) **The Geologic Time Scale**, Elsevier, 2012. Cap. 5, p. 85-113. ISBN 9780444594259.
- OGG, J. G.; HINNOV, L.A. Cretaceous. In: GRADSTEIN, F. M.; OGG, J. G.; Schmitz, M. D.; OGG, G. M. (Eds). **The Geologic Time Scale**, Elsevier, 2012. Cap. 27, p. 793-853. ISBN 9780444594259.
- OLSEN, N; RAVAT, D; FINLAY, C. C.; KOTHER, L. K. LCS-1: a high-resolution global model of the lithospheric magnetic field derived from CHAMP and Swarm satellite observations. **Geophysical Journal International**, v. 211, n. 3, p. 1461–1477, 2017.
- OUFI, O.; CANNAT, M.; HOREN, H. Magnetic properties of variably serpentinized abyssal peridotite. **Journal of Geophysical Research**, v. 107, B5, 2002.
- PAINE, J.; HAEDERLE, M.; FLIS M. Using transformed TMI data to invert for remanently magnetised bodies. **Exploration Geophysics**, v. 32, p. 238-242, 2001.

PASTOR-GALÁN, D.; GUTIÉRREZ-ALONSO, G.; DIETL, C.; ZANELLA, F. Modelización análoga del desprendimiento de una raíz litosférica. ¿Puede un oroclinal producir el desprendimiento del manto litosférico?/Analogue modeling of detachment of a lithospheric root. Do oroclinal trigger lithospheric detachment?. **Geogaceta**, v. 52, p. 123-126, 2011.

PE-PIPER, G.; PIPER, D.J.; JANSÁ, L.F.; JONGE, A.D. Early Cretaceous opening of the North Atlantic Ocean: Implications of the petrology and tectonic setting of the Fogo Seamounts off the SW Grand Banks, Newfoundland. **GSA Bulletin**, v.119, n. 5-6, p. 712–724, 2007. doi: 10.1130/B26008.1

PEIRCE, C.; BARTON, P.J. Crustal structure of the Madeira-Tore Rise, eastern North Atlantic – results of a DOBS wide-angle and normal incidence seismic experiment in the Josephine Seamount region. **Geophysical Journal International**, v. 106, n. 2, p. 357-378, 1991.

PEREIRA, M. F.; GAMA, C. Detrital provenance of the Upper Triassic siliciclastic rocks from southwest Iberia: a review. **Journal of Iberian Geology**, v. 43(3), p. 379–393, 2017. doi:10.1007/s41513-017-0010-x.

PÉREZ-GUSSINYÉ, M.; RESTON, T. J. Rheological Evolution during extension at nonvolcanic rifted margins: Onset of serpentinization and development of detachments leading to continental breakup. **Journal of Geophysical Research**, v. 106, n.B3, p.3961-3975, 2001.

PÉRON-PINVIDIC, G.; MANATSCHAL, G.; DEAN, S. M.; MINSHULL, T. A. Compressional structures on the West Iberia rifted margin: controls on their distribution. **Geological Society, London, Special Publications**, v. 306, n. 1, p. 169–183, 2008.

PERON-PINVIDIC G.; MANATSCHAL G; THE “IMAGINING RIFTING” WORKSHOP PARTICIPANTS. Rifted Margins: State of the Art and Future Challenges. **Front. Earth Sci.** , v.7, n.218, 2019. doi: 10.3389/feart.2019.00218

PHILLIPS, J. D. **Potential-Field Geophysical Software for the PC version 2.2.** USGS open-File Report, 1997, p.97-725

PICAZO, S.; MÜNTENER, O.; MANATSCHAL, G.; BAUVILLE, A.; KARNER, G.; JOHNSON, C. Mapping the nature of mantle domains in Western and Central Europe based on clinopyroxene and spinel chemistry: Evidence for mantle modification during an extensional cycle. **Lithos**, v. 266–267, p. 233–263, 2016.

PINHEIRO, L. M.; WILSON, R. C. L.; PENA DOS REIS, R.; WHITMARSH, R. B.; RIBEIRO, A. The western Iberia margin: a geophysical and geological overview. In: R.B. Whitmarsh, D.S. Sawyer, A. Klaus and D. G. Masson (Eds.). **Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results**, v.149, p.3-23, 1996.

PINTO, V. H. G.; MANATSCHAL, G.; KARPOFF, A. M.; ULRICH, M.; VIANA, A. R. Seawater storage and element transfer associated with mantle serpentinization in magma-poor rifted margins: A quantitative approach. **Earth and Planetary Science Letters**, v. 459, p. 227–237, 2017. doi:10.1016/j.epsl.2016.11.023

POLLOCK, J. C.; HIBBARD, J. P.; VAN STAAL, C. R. A paleogeographical review of the peri-Gondwanan realm of the Appalachian orogen. **Canada Journal of Earth Science**, v.49, p. 259–288, 2012.

QIN, H.; HE, H.; LIU, Q.; CAI, S. Palaeointensity just at the onset of the Cretaceous normal superchron. **Physics of the Earth and Planetary Interiors**, v.187, p.199–211, 2011. doi:10.1016/j.pepi.2011.05.009

RAVAT, D. The Moho is Not the Magnetization Limit: Evidence from North American Magnetic Anomalies from the Spectral Multi-Defractal Method. AGU Fall Meeting, **Anais**, v. 2019, p. GP23A-05, 2019.

- RAST, N. Variscan-Alleghanian Orogen. **Triassic-Jurassic Rifting Continental Breakup and the Origin of the Atlantic Ocean and Passive Margins**. p.1–27, 1988.
- REGUZZONI, M.; SAMPIETRO, D. GEMMA: An Earth crustal model based on GOCE satellite data. **International Journal of Applied Earth Observation and Geoinformation**, v. 35, p31–43, 2015.
- RESTON T.; MANATSCHAL G. Rifted Margins: Building Blocks of Later Collision. In: BROWN, D., RYAN P. D. **Arc-Continent Collision**. Frontiers in Earth Sciences. Springer, Berlin, Heidelberg, p.3-21, 2011.
- SAHABI, M., ASLANIAN, D. E OLIVET, J.-L. Un nouveau point de départ pour l'histoire de l'Atlantique. Central. **Compte Rendus Geosciences**, v.33, p.1041-1052, 2004.
- SANCHEZ, G.; MERLE, R.; HINSCHBERGER, F.; THINOND, I.; GIRARDEAU, J. Post-spreading deformation and associated magmatism along the Iberia-Morocco Atlantic margins: Insight from submarine volcanoes of the Tore-Madeira Rise. **Marine Geology**, v.407, p.76-93, 2019.
- SANZ DE GALDEANO, C.; AZAÑÓN, J. M.; CABRAL, J.; RUANO, P.; ALFARO, P.; CANORA, C.; FERRATER, M.; TORTOSA, F. J. G.; GARCÍA-MAYORDOMO, J.; GRÀCIA, E.; INSUA-ARÉVALO, J. M.; BONILLA, A. J.; LACAN, P. G.; MARÍN-LECHADO, C.; MARTÍN-BANDA, R.; GONZÁLEZ, F. M.; MARTÍNEZ-DÍAZ, J. J.; MARTÍN-ROJAS, I.; MASANA, E.; ORTUÑO, M.; PEDRERA, A.; PEREA, HÉCTOR; SIMÓN, J. L. Active Faults in Iberia. In: Quesada C., Oliveira J. (eds) **The Geology of Iberia: A Geodynamic Approach**, Regional Geology Reviews, Springer, 2020. https://doi.org/10.1007/978-3-030-10931-8_4
- SAUTER, D.; RINGENBACH, J.C.; CANNAT, M.; MAURIN, T.; MANATSCHAL, G.; MCDERMOTT, K.G. Intraplate Deformation of Oceanic Crust in the West Somali Basin: Insights from long-offset reflection seismic data. **Tectonics**, v. 37, p. 588–603, 2018.
- SCOTESE, C.R.; WRIGHT, N. **PALEOMAP Paleodigital Elevation Models (PaleoDEMS) for the Phanerozoic PALEOMAP Project**. <<https://www.earthbyte.org/paleodem-resourcescotese-and-wright-2018/>> 20 Abril 2019.
- SCHAEFFER, A. J.; LEBEDEV, S. Global shear-speed structure of the upper mantle and transition zone. **Geophysical Journal International**, v. 194, n. 1, p. 417-449, 2013. doi:10.1093/gji/ggt095
- SCHAEFFER, A. J.; LEBEDEV, S.; BECKER, T. W. Azimuthal seismic anisotropy in the Earth's upper mantle and the thickness of tectonic plates. **Geophysical Journal International**, v. 207, p. 901-933, 2016. doi:10.1093/gji/ggw309
- SCHIFFER, C.; DORÉ, A. G.; FOULGER, G. R.; FRANKED, D.; GEOFFROY, L.; GERNIGON, L.; HOLDSWORTH, B.; KUSZNIR, N.; LUNDIN, E.; MCCAFFREY, K.; PEACE, A. L.; PETERSEN, K. D. PHILLIPS, T. B.; STEPHENSON, R.; STOKER, M. S.; WELFORD, J. K. Structural inheritance in the North Atlantic. **Earth-Science Reviews**, v. 206, p.102975, 2020. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2019.102975>
- SCHNETZLER, C.C. Satellite measurements of the Earth's crustal magnetic field. **Advances in Space Research**, v. 9, Issue 1, 1989, Pages 5-12
- SETON, M.; MÜLLER, R. D.; ZAHIROVIC, S.; GAINA, C.; TORSVIK, T.; SHEPHARD, G.; TALSMA, A.; GURNIS, M.; TURNER, M.; MAUS, S.; CHANDLER, M. Global continental and ocean basin reconstructions since 200 Ma. **Earth-Science Reviews**, v. 113, n. 3-4, p. 212–270, 2012. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2012.03.002>
- SETON, M.; WHITTAKER, J.; WESSEL, P.; MÜLLER, R. D.; DEMETS, C.; MERKOURIEV, S.; CANDE, S.; GAINA, C.; EAGLES, G.; GRANOT, R.; STOCK, J.; WRIGHT, N.; WILLIAMS, S. Community infrastructure and repository for marine

magnetic identifications. **Geochemistry, Geophysics, Geosystems**, v. 5, p.1629-1641, 2014.

SHELLNUTT, J.G.; OWEN, J.V.; YEH, MW.; DOSTAL, J.; NGUYEN, D.T. Long-lived association between Avalonia and the Meguma terrane deduced from zircon geochronology of metasedimentary granulites. *Scientific Reports*, v.9, 4065, 2019. <https://doi.org/10.1038/s41598-019-40673-9>

SHILLINGTON, D.J.; HOLBROOK, W.S.; TUCHOLKE, B.E.; HOPPER, J.R.; LOUDEN, K.E.; LARSEN, H.C.; VAN AVENDONK, H.J.A.; DEEMER, S.; HALL, J. Data report: Marine geophysical data on the Newfoundland nonvolcanic rifted margin around SCREECH transect 2. In: Tucholke, B.E., Sibuet, J.-C., Klaus, A., *et al.*, **Proceedings of the Ocean Drilling Program, Initial Reports**, v. 210, p. 1–36, 2004. Disponibilizado por *Ocean Drilling Program*, Texas A&M University, College Station TX 77845-9547, EUA.

SIBUET, J.-C.; SRIVASTAVA, S. P.; SPAKMAN, W. Pyrenean orogeny and plate kinematics. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, v. 109, p. B08104, 2004.

SIBUET, J.-C. C.; SRIVASTAVA, S.; MANATSCHAL, G. Exhumed mantle-forming transitional crust in the Newfoundland-Iberia rift and associated magnetic anomalies. **Journal of Geophysical Research: Solid Earth**, v. 112, n. 6, p. 1–23, 2007a.

SIBUET, J.-C.; SRIVASTAVA, S. P.; ENACHESCU, M.; KARNER, G.D. Early Cretaceous motion of Flemish Cap with respect to North America: implications on the formation of Orphan Basin and SE Flemish Cap–Galicia Bank conjugate margins. **Geological Society, London, Special Publications**, v. 282, n. 1, p. 63, 2007b.

SILVA, J.B.C. 2-D magnetic interpretation using the vertical integral. **Geophysics**, v. 61, p. 387-393, 1996.

SILVA, E. A.; MIRANDA, J. M.; LUIS, J. F.; GALDEANO, A. Correlation between the Palaeozoic structures from West Iberian and Grand Banks margins using inversion of magnetic anomalies. **Tectonophysics**, v. 321, n. 1, p. 57–71, 2000.

SRIVASTAVA, S. P.; SIBUET, J. C.; CANDE, S.; ROEST, W. R.; REID, I. D. Magnetic evidence for slow seafloor spreading during the formation of the Newfoundland and Iberian margins. **Earth and Planetary Science Letters**, v. 182, n. 1, p. 61–76, 2000.

STANTON, N.; MANATSCHAL, G.; AUTIN, J.; SAUTER, D.; MAIA, M.; VIANA, A. Geophysical fingerprints of hyper-extended, exhumed and embryonic oceanic domains: the example from the Iberia–Newfoundland rifted margins. **Marine Geophysical Research**, v. 37, n. 3, p. 185–205, 2016.

SUTRA, E.; MANATSCHAL, G.; MOHN, G.; UNTERNEHR, P. Quantification and restoration of extensional deformation along the Western Iberia and Newfoundland rifted margins. **Geochemistry, Geophysics, Geosystems**, v. 14, n. 8, p. 2575–2597, 2013.

SZAMEITAT, L. S. A.; FERREIRA, F. J. F.; MANATSCHAL, G.; HEILBRON, M. C. P. L. Evidence of mantle inheritance on the ultra-distal Western Iberian margin from transformed total magnetic anomaly. **Revista Brasileira de Geofísica**, v. 36, n. 3, p. 307-316, 2018a.

SZAMEITAT, L. S. A.; MANATSCHAL, G.; FERREIRA, F. J. F.; HEILBRON, M. C. P. L., NIRRENGARTEN, M., Location of breakup and implications for restoration of the Iberia-Newfoundland conjugate margins: magnetic constraints from magnetic analytic signal amplitude. XVII Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos, Bento Gonçalves, Brasil, 26 a 29 de maio de 2019. **Anais...** p.172. Sociedade Brasileira de Geologia.

SZAMEITAT, L. S. A.; FERREIRA, F. J. F.; MANATSCHAL, G.; HEILBRON, M. C. P. L. Evidence of basement inheritance on the ultra-distal Western Iberian margin from transformed total magnetic anomaly. In: SIMPÓSIO BRASILEIRO DE GEOFÍSICA, 8.,

- 2018, Salinópolis. **Anais...** Salinópolis: Sociedade Brasileira de Geofísica, 2018b.
- SZAMEITAT, L. S. A.; MANATSCHAL, G.; NIRRENGARTEN, M., FERREIRA, F. J. F.; HEILBRON, M. Magnetic characterization of the zigzag shaped J-anomaly: implications for kinematics and breakup processes at the Iberia-Newfoundland margins. **Terra Nova**, v. 32, n. 5, 2020. <https://doi.org/10.1111/ter.12466>
- TERRINHA, P.; ROCHA, R.B.; REY, J.; CACHÃO, M.; MOURA, D.; ROQUE, C.; MARTINS, L.; VALADARES, V.; CABRAL, J.; AZEVEDO, M. R.; BARBERO, L.; CLAVIJO, E.; DIAS, R.P.; MATIAS, H.; MADEIRA, J.; SILVA, C.M.; MUNHÁ, J.; REBELO, L.; RIBERIO, C.; VICENTE, J.; NOIVA, J.; YOUNG, N.; BENSALAH, M.K.. A Bacia do Algarve: Estratigrafia, Paleogeografia e Tectónica. In: DIAS, R.; ARAÚJO, A.; TERRINHA, P.; KULLBERG, J. C. (Eds.), **Geologia de Portugal**. Volume II. Lisboa: Escolar Editora, 2013. p. 30-166.
- TOMINAGA, M., TIVEY, M. A., SAGER, W. W. Nature of the Jurassic Magnetic Quiet Zone. **Geophysical Research Letters**, v. 42, p. 8367–8372, 2015.
- TUCHOLKE, B.E.; LUDWIG, W. J., Structure and Origin of the J Anomaly Ridge, Western North Atlantic Ocean. **Journal of Geophysical Research**, [S.I.], v.87, n. B11, p. 389-9407, 1982.
- TUCHOLKE, B. E.; SIBUET, J.; KLAUS. Leg 210 synthesis: tectonic, magmatic, and sedimentary evolution of the Newfoundland-Iberia rift. **Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results**, v. 210, n. July, p. 1–56, 2007.
- VACQUIER, V. **Geomagnetism in marine geology**. Amsterdam: Elsevier, 1972, 183p.
- VAN HINSBERGEN, D. J. J., SPAKMAN, W., DE BOORDER, H., VAN DONGEN, M., JOWITT, S. M., MASON, P. R. D. Arc-type magmatism due to continental-edge plowing through ancient subduction-enriched mantle. **Geophysical Research Letters**, 47, e2020GL087484, 2020. <https://doi.org/10.1029/2020GL087484>
- VELUDO, I., DIAS, N.A., FONSECA, P.E., MATIAS, L., CARRILHO, F., HABERLAND, C., VILLASEÑOR, A. Crustal seismic structure beneath Portugal and southern Galicia (Western Iberia) and the role of Variscan inheritance. **Tectonophysics**, v.717, p.645-664.
- VERHOEF, J; ROEST, W R; MACNAB, R; ARKANI-HAMED, J; PROJECT TEAM. **Magnetic anomalies of the Arctic and north Atlantic oceans and adjacent land areas**. Geological Survey of Canada, Open File 3125a, 1996a. doi: <https://doi.org/10.4095/208180>
- VERHOEF, J; ROEST, W R; MACNAB, R; ARKANI-HAMED, J; PROJECT TEAM. **Magnetic anomalies of the Arctic and North Atlantic oceans and adjacent land areas**, Geological Survey of Canada, Open File 3125b, 577 p.,1996b. doi: <https://doi.org/10.4095/207789>
- VINE, F., MATTHEWS, D. Magnetic anomalies over oceanic ridges. **Nature**, 199, 947–949, 1963. <https://doi.org/10.1038/199947a0>
- WASILEWSKI, P.J., THOMAS, H.H., MAYHEW, M.A. The Moho as a magnetic boundary. **Geophysical Research Letters**, v. 6, p. 541–544, 1979.
- WASILEWSKI, P.J., MAYHEW, M.A. The Moho as a magnetic boundary revisited. **Geophysical Research Letters**, v. 19, n. 22, p.2259–2262, 1992.
- WELFORD J. K.; SHANNON, P. M.; O'REILLY, B. M.; HALL, J. Comparison of lithosphere structure across the Orphan Basin–Flemish Cap and Irish Atlantic conjugate continental margins from constrained 3D gravity inversions. **Journal of the Geological Society**, v. 169, p. 405-420, 2012.
- WERNICKE, B. Uniform-sense normal simple shear of the continental lithosphere. **Canadian Journal of Earth Sciences**, [S.I.], v. 22, n. 1, p. 108-125, 1985.

- WHITMARSH, R. B.; MANATSCHAL, G. Evolution of magma poor continental margins: from rifting to the onset of seafloor spreading. In: ROBERTS D.G. E BALLY A.W. (eds.) **Regional Geology and Tectonics: Phanerozoic Passive Margins, Cratonic Basins and Global Tectonic Maps**, v. 1C, p.327-341, 2012.
- WHITMARSH, R. B.; MILES, P. R. Models of the development of West Iberia rifted continental margin at 40 degrees 30' N deduced from surface and deep-tow magnetic anomalies. **Journal Geophysical Research**, v. 100, p. 3789–3806, 1995.
- WHITMARSH, R. B.; MINSHULL, T. A.; RUSSELL, S. M.; DEAN, S. M.; LOUDEN, K. E.; CHIAN, D. The role of syn-rift magmatism in the rift-to-drift evolution of the West Iberia continental margin: geophysical observations. **Geological Society, London, Special Publications**, v. 187, n. 1, p. 107–124, 2001.
- ZALÁN, P. V.; SEVERINO, M. C. G.; RIGOTI, C. A.; MAGNAVITA, L. P; OLIVEIRA, J. A. B; VIANNA, A. R. An Entirely New 3D-View of the Crustal and Mantle Structure of a South Atlantic Passive Margin–Santos, Campos and Espírito Santo Basins, Brazil. **AAPG Search and Discovery Article**, v. 30177, p. 1-12, 2011.
- ZHAO, X. Magnetic signatures of peridotite rocks from sites 897 and 899 and their implications. In: WHITMARSH, R.B. *et al.* (Ed.). **Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results**, Texas: College Station, v. 149, p. 431-446, 1996.