

# Contribuição dos métodos potenciais para os estudos tectônicos regionais na Margem Continental Ibérica Ocidental

*Contribution from potential field methods to regional tectonic studies of the Western Iberian Continental Margin*

Luizemara Soares Alves

## resumo

Este artigo visa ilustrar como a gravimetria e a magnetometria podem ser úteis na compreensão do arcabouço tectônico regional da Margem Continental Ibérica Ocidental. Estes métodos permitem sugerir algumas interpretações sobre domínios tectônicos *offshore*.

A interpretação dos domínios tectônicos foi baseada em dados gravimétricos de satélite e dados magnéticos do Projeto EMAG2. Existem três assinaturas de domínios diferentes nesta área: continental, transicional e crosta oceânica. Observações sobre dados

de gravimetria apontam um provável limite da crosta continental. Além disso, estes dados revelam limites tectônicos adicionais, pelo aprimoramento dos mapas de anomalia Bouguer através do uso de algumas derivadas espaciais. Essas possíveis interfaces coincidem com os limites das principais unidades tectônicas que compõem o embasamento da Margem Continental Ibérica Ocidental, mapeadas a *onshore*. As anomalias magnéticas de altas frequências e amplitudes sugerem uma mudança brusca no embasamento na zona de transição continente-oceano, a oeste da Anomalia J.

**Palavras-chave:** Margem Ibérica | Galícia | crosta continental | métodos potenciais

## abstract

*This paper aims to illustrate how potential field methods, such as gravimetry and magnetometry, could be helpful to understand the regional tectonic framework of the Western Iberia Continental Margin. The proposed data handling results in a revised interpretation of the main tectonic domains. The data base included public satellite gravity data and the EMAG2 Project magnetic data. Based on different geophysical signatures, three crustal domains were identified in this area: continental, transicional and oceanic crust.*

*Observations from gravity data are able to point out the probable continental crust boundary. Furthermore, gravity data reveal additional tectonic edges unveiled by the enhancement of the Bouguer anomaly grids through the use of some spatial derivatives. These possible interfaces fit well the onshore mapped limits of the main tectonic units that compound the Western Iberian Continental Margin basement. Also, significant basement changes were suggested through the transitional zone by high-frequency and high-amplitude magnetic anomalies westward from J Anomaly.*

*(Expanded abstract available at the end of the paper).*

**Keywords:** Iberian Margin | Galicia | continental crust | potential methods

## introdução

Os métodos gravimétrico e magnetométrico têm sido amplamente utilizados para auxiliar na determinação de limites crustais em estudos regionais em bacias de margem passiva. Tradicionalmente, este tipo de interpretação geofísica utiliza os modelos geológicos clássicos de rifteamento de margens continentais (McKenzie, 1978; Wernicke, 1985). No entanto, a exemplo dos estudos geofísicos e de poços realizados mais recentemente na Ibéria Ocidental (Figura 1), percebe-se que nem sempre estes modelos são adequados para representar o cenário geológico observado. Com base em novos conceitos geológicos sobre a geração e configuração das margens continentais passivas, modelos mais complexos foram formulados, apoiados por estudos realizados a partir de amostras do fundo oceânico, na região do Banco da Galícia (e.g., Boillot *et al.*, 1980, Boillot *et al.*, 1985, Brun e Beslier, 1996, Beslier *et al.*, 1996, Zhao, 1996, Whitmarsh e Wallace, 2001).

## a “nova” margem passiva

Os modelos pioneiros de geração de margens continentais passivas contemplam um evento monofásico. No modelo de rifteamento *pure shear*, de McKenzie (1978), a margem é deformada uniformemente pela atuação de falhas normais, com bacias limitadas por falhas normais simétricas cobrindo a crosta continental estirada. Já no modelo *simple shear*, de Wernicke (1985), o sistema de rifteamento atuante é assimétrico, controlado por uma extensa falha de descolamento que corta toda a litosfera. Nestes dois modelos, a ruptura continental e o aparecimento da crosta oceânica compõem um evento isolado, quase instantâneo no tempo geológico, criando uma justaposição das crostas oceânica e continental. Desta forma, o contato entre estas seria bem definido e configurado por uma anomalia magnética característica do início do espalhamento oceânico (Péron-Pinvidic *et al.*, 2007).

Com a evolução dos estudos desenvolvidos em margens passivas, a ruptura continental passou a ser vista como um processo de alta complexidade estrutural que contempla várias etapas de rifteamento. Percebeu-se que a influência direta de alguns fatores como espessura continental, velocidade de abertura

e composição do manto litosférico, podem resultar em uma abertura com extremo afinamento crustal e exposição superficial de rochas peridotíticas mantélicas (Péron-Pinvidic *et al.*, 2007; Boillot *et al.*, 1980, Boillot *et al.*, 1985).

Pode-se chamar de zona transicional, ou zona de transição continente-oceano, a região intermediária entre a crosta continental e o domínio de franca crosta oceânica (e.g., Sibuet *et al.*, 2007). Esta região de transição compreende áreas de possível ou comprovada exumação de rochas do manto litosférico subcontinental, blocos alóctones de crosta continental e áreas onde houve episódios de vulcanismo intenso.

## evolução geotectônica regional

O Maciço Ibérico, núcleo mais antigo da Península Ibérica, foi formado durante a Orogenia Variscana, ou também chamada Orogenia Hercínica, que resultou da colisão do Gondwana com as massas continentais a norte, Laurásia e Báltica, e de alguns micro-continentes, mais destacadamente Avalonia e Armorica (Matte, 2001), na formação do supercontinente Pangea. As colisões variscanas deram origem ao zoneamento de unidades tectono-estratigráficas que se observa no Maciço Ibérico (Martínez-Catalán *et al.*, 2007, Pinheiro *et al.*, 1996), que consiste nas seguintes unidades: Zona Cantábrica (ZC) e a Zona Sul Portuguesa (ZSP), Zona Galícia-Trás-os-Montes (ZGTM), Zona Oeste Asturica-Leonesa (ZOAL), Zona Centro Ibérica (ZCI) e a Zona Ossa Morena (ZOM) (Figura 1, Martínez-Catalán *et al.*, 2007; LNEG-LGM, 2010). As unidades que formam o Maciço Ibérico estão dispostas ao longo de um oroclinal de origem na Orogenia Variscana, o Arco Ibero-Armoricano (Martínez-Catalán *et al.*, 2007).

A margem continental passiva na Ibéria Ocidental começou a se desenvolver entre o Permiano e o Triássico, com a quebra do Pangea. O rifteamento principal se desenvolveu do Triássico Superior ao final do Cretáceo, com consequente abertura de bacia oceânica, sendo parte de um sistema de rifteamento registrado em toda a extensão da Orogenia Variscana na Europa Ocidental, do Caribe ao leste do Mediterrâneo (Manatschal, 2004, Manatschal e Bernoulli, 1999). Há evidências de magmatismo no período que abrange o Triássico Superior até 130 Ma, e também após este período, sendo que as últimas são ocorrências esporádicas e de pouco volume. Importantes bacias do tipo rifte foram

formadas neste período, mas o registro sedimentar é complexo e fragmentado a *offshore* (Pinheiro *et al.*, 1996, Almeida, 2010).

Após a criação da margem passiva ibérica, a região foi submetida a eventos compressionais no Eoceno e no Mioceno. Estes eventos estão registrados como dobramentos, não-deposição e erosão de sedimentos abissais. A deformação eocênica é bem representada na Galícia e a miocênica domina todo o restante da margem (Pinheiro *et al.*, 1996). No entanto, estas deformações não alteraram drasticamente a disposição dos terrenos do embasamento, que guardam como trama principal regional a estruturação variscana, dada pelo Arco Ibero-Armoricano.

## região *offshore* – Galícia NW

A Galícia NW compreende a região *offshore* da Ibéria Ocidental norte. O rifteamento da margem nesta região deu origem a uma crosta hiper-estendida, com numerosos altos estruturais oriundos da rotação dos blocos falhados do embasamento. Imagens sísmicas atestam a abundância de estruturas do tipo hemi-graben, com transporte para oeste (Pinheiro *et al.*, 1996). As estruturas apresentam influência de falhas na direção NE-SW, padrão este presente em toda a Ibéria Ocidental. Considera-se que este rifteamento teve início no Mesozóico, com reativação de estruturas pelos eventos compressivos do Cenozóico (Pinheiro *et al.*, 1996).

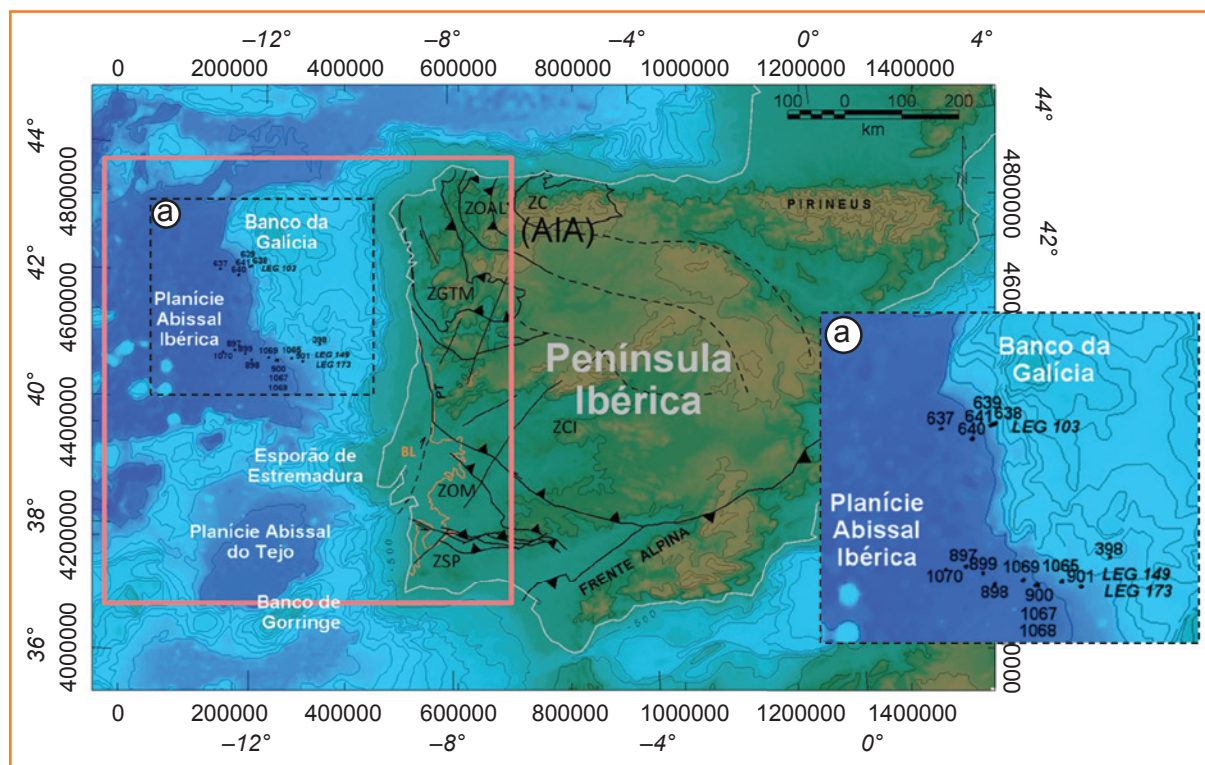
Na porção SW dos Bancos da Galícia, referida como Margem Profunda da Galícia, foram realizadas campanhas de amostragem do fundo oceânico pelos programas *Ocean Drilling Program* (ODP) e *Deep Sea Drilling Program* (DSDP) (Whitmarsh e Wallace, 2001, Boillot *et al.*, 1980), referidas como *legs* 103, 149 e 173 na Figura 1. Foram amostradas rochas máficas continentais de idade variscana, com características de rochas intrusivas de crosta continental inferior, e lherzolitos serpentinizados. A oeste, o início do domínio da crosta oceânica é marcado por um alto de rocha peridotítica e uma delgada crosta oceânica, caracterizada por anomalias magnéticas de espalhamento oceânico (Whitmarsh e Wallace, 2001, Zhao, 1996). Na zona de transição entre o continente e o oceano, o embasamento possui baixo relevo e há anomalias magnéticas lineares paralelas à direção do espalhamento oceânico. Supõe-se que por toda a área da Margem Profunda da Galícia existam fragmentos de crosta estirada, magmaticamente rompida e intrudida

Figura 1

Figura 1 – Área foco do estudo na Península Ibérica. Em destaque (A): poços perfurados na região do Banco da Galícia (Boillot et al., 1980, Zhao, 1996, Whitmarsh e Wallace, 2001). Principais zonas tectônicas (Martínez-Catalán et al., 2007, LNEG-LGM, 2010): ZOAL - Zona Oeste-Astúrico-Leonesa, ZGTM - Zona Galícia Trás-Os-Montes, ZCI - Zona Centro-Ibérica, ZOM - Zona de Ossa Morena, ZSP - Zona Sul-Portuguesa, BG - Banco Gorringe, BL - Bacia Lusitânica. (AIA): região central do Arco Ibero-Armoricano. Mapa de fundo: topografia e batimetria, com curvas a cada 1000m.

Figure 1

Focused area on Iberian Peninsula. (A): location of well sites on Galicia Bank (Boillot et al., 1980, Zhao, 1996, Whitmarsh e Wallace, 2001). Main tectonic zones (Martínez-Catalán et al., 2007, LNEG-LGM, 2010): ZOAL - West Asturian Leonese Zone, ZGTM - Galicia Trás-Os-Montes Zone, ZCI - Centro-Ibérica Zone, ZOM - Ossa Morena Zone, ZSP - Sul-Portuguesa Zone, BG - Gorringe Bank, BL - Lusitanian Basin. (AIA): core units of Ibero-Armorican Arc. Background: topography and bathymetry, curves every 1000m.



(Pinheiro et al., 1996), que estão sobre o limite crosta-manto exumado (Whitmarsh e Wallace, 2001).

Por estes estudos, a margem continental na região da Galícia NW é considerada a área-tipo para margens passivas classificadas como sendo do tipo não-vulcânica, ou *magma-poor* (e.g., Whitmarsh et al., 2001, Péron-Pinvidic et al., 2007), e pode ser subdividida em: margem proximal, região onde há rifteamento mas sem afinamento crustal; zona de *necking*, região de maior afinamento crustal; margem distal, que inclui a zona de exumação mantélica; e domínio oceânico, região de franca crosta oceânica.

## gravimetria e magnetometria

Em estudos de escala continental, a anomalia gravimétrica Bouguer não filtrada refletirá predominantemente a resposta da estruturação regional, devido ao maior contraste de densidade entre a base da crosta e o manto superior, e devido ao maior comprimento de onda destas estruturas. Ou seja, espera-se que o dado Bouguer evidencie as principais ondulações da superfície formada pela Discontinuidade de Mohorovičić (Gómez-Ortiz, et al. 2011). Por outro lado, o mapa

magnetométrico trará sempre uma resposta relativamente mais rasa, já que a preservação da magnetização é controlada por condições de pressão e temperatura (e.g., Telford et al., 1990).

Os dados regionais gravimétricos em margens do tipo *magma-poor* acentuam o limite da crosta continental, identificado pelo contraste lateral de densidade entre esta e o manto superior na região de afinamento crustal. Nos mapas magnetométricos, não se identifica claramente o limite continental, provavelmente pelo baixo contraste de susceptibilidade magnética entre o domínio continental e a zona de exumação mantélica em baixa profundidade.

As anomalias magnéticas, tanto *onshore* quanto a *offshore*, são clássicas fontes de informação para os estudos de reversões dos pólos magnéticos. Nos processos geológicos formadores de crosta oceânica, ocorre o registro da assinatura magnética das rochas geradas ao longo das cadeias meso-oceânicas durante sua cristalização. Esses registros formam as chamadas isócronas magnéticas. Na Ibéria Ocidental, algumas anomalias que foram consideradas como anomalias de espalhamento oceânico, na verdade, se encontram em zona de transição, e são geradas como resposta de peridotitos serpentinizados, ou intrusões magmáticas nesta zona (Boillot et al., 1980, Zhao, 1996; Malod e Mauffret, 1990). Como exemplo, a anomalia pré-aptiana M0, que se acredita ser gerada por



peridotitos magnetizados (Sibuet *et al.* 2007); e a Anomalia J, explicada pelo efeito de corpos máficos intrudidos na crosta transicional em Whitmarsh *et al.* (2001) e Bronner *et al.* (2011).

Há estudos que indicam a possibilidade da camada de rochas do manto exumado que se encontram altamente serpentinizadas ter uma espessura de 1 a 1,5km (Cooper e Kusnir, 2011). Ainda, registra-se que há um aumento, em frequência e volume, dos eventos vulcânicos na zona de transição em direção ao domínio oceânico (e.g. Whitmarsh *et al.*, 2001). Com a transição gradual de um tipo de crosta para outro, o início da crosta oceânica é de difícil determinação. Os dados magnetométricos permitem a sugestão de um domínio diferenciado, a oeste da Anomalia J, de anomalias de alta amplitude, de forma que a intensidade de magnetização desta área faz com que a amplitude da resposta magnética do campo total reduzido ao pólo (RTP) dos demais domínios propostos esteja relativamente muito reduzida.

A interpretação de assinaturas gravimétricas e magnéticas de zonas de sutura do embasamento, é uma técnica já utilizada na Ibéria para mapeamento de colagens variscanas na região central do Arco Ibero-Armoricano (e.g., Lefort e Haworth, 1979; Galdeano *et al.*, 1990). É possível observar as regiões onde estão as unidades ZOAL e ZC, no Maciço Ibérico norte (Figura 3), onde o contato aproximado é indicado por anomalias magnéticas e gravimétricas (figuras 2, 3 e 4), como demonstrado em interpretações de Lefort e Haworth (1979). Ainda, a sutura mapeada em terra entre ZCI e ZOM, na porção sul do maciço, é indicada pelos mapas gravimétricos filtrados (Figura 2). O eventual deslocamento das feições observadas no mapa geofísico, em comparação ao contato mapeado, pode ser resultado da influência de estruturas não aflorantes, e pelo efeito da profundidade (Lowrie, 2007). Isto é, o registro geofísico regional pode ser dado não pela sutura mapeada em superfície, mas pela geometria e disposição no espaço de corpos inseridos na sutura.

Uma provável causa da assinatura gravimétrica e magnética destacada das zonas de sutura são as rochas mais densas presentes nestas regiões, como rochas de alto grau metamórfico e ofiolitos, como é o caso do contato ZCI-ZOM em terra (e.g., Martínez-Catalán *et al.*, 2007, LNEG-LGM, 2010). Outra possibilidade é de haver um contraste de densidade ou susceptibilidade magnética entre os próprios terrenos em contato, mas isto dependerá também das características geofísicas das fácies sub-aflorantes das duas unidades.

## assinatura da Margem Passiva Ocidental

Para o estudo gravimétrico, foram utilizados dados de Anomalia de Ar-livre de Sandwell e Smith (2009) e Pavlis *et al.* (2008). Para melhor observação das feições, o mapa gravimétrico de Anomalia Bouguer foi gerado pela aplicação da correção Bouguer completa para a densidade de  $2.3\text{g/cm}^3$  em mar, e em terra,  $2.67\text{g/cm}^3$ . O uso de um baixo contraste de densidade a *offshore* implica que as áreas de maior densidade foram sub-estimadas, o que acaba por exacerbar a resposta gravimétrica destas regiões. Isto pode ajudar na localização e observação dos corpos de maior densidade, tendo-se em mente, durante a interpretação, que esta resposta está acentuada.

A variação dos valores gravimétricos de Anomalia Bouguer da margem continental ocidental (Figura 2a) permitem a identificação de variações mais significativas de espessura crustal continental. A *offshore* há uma tendência da assinatura gravimétrica mais baixa na região continental no mapa da Anomalia Bouguer, bem como valores intermediários para regiões onde houve o rifteamento com afinamento crustal – região NW da Galícia e borda da plataforma continental. Os altos valores que dominam a porção oeste do mapa Bouguer caracterizam as regiões onde houve ascensão mantélica. Na porção central e sul da margem continental ibérica, este padrão de altos valores é alterado por zonas de falha transversais regionais E-W e núcleos de vulcanismo intenso – como na região do Esporão de Estremadura e Banco de Goringe. A *onshore*, destaca-se a região interna, mais preservada e mais antiga, do Arco Ibero-Armoricano, com valores baixos de Anomalia Bouguer; e a sul, as unidades de Ossa Morena e Sul Portuguesa; pela assinatura de altos valores de Anomalia Bouguer.

Ao considerar que a superfície gerada pela Anomalia Bouguer pode ser interpretada como sendo representativa da morfologia regional da base da crosta, é possível observar que a diminuição da espessura continental para oeste ocorre em duas etapas na margem ocidental norte – Galícia NW, criando um patamar intermediário a leste da última subida do manto.

A região da Galícia NW forma um patamar de valores intermediários a norte. Esta feição é indicada em modelos gravimétricos como de Gómez-Ortiz *et al.* (2011). Essa é uma área altamente afinada, onde estão instaladas bacias do tipo rifte, sendo a mais desenvolvida a Bacia Interior da Galícia (Pinheiro *et al.*,

1996). A coexistência destes dois fatores, gravimétrico e geológico, corrobora a interpretação de área com maior afinamento crustal.

A aplicação dos filtros em dados gravimétricos e magnetométricos (Figura 2), tais como os de primeira derivada vertical (Evjen, 1936), gradiente horizontal total (Blakely e Simpson, 1986) e derivada TDR (Verduzco *et al.*, 2004) têm como objetivo principal auxiliar na compreensão do comportamento de possíveis interfaces de terrenos com diferentes densidades. As respostas positivas indicam aproximadamente os contatos de corpos com densidades diferentes, sendo que a fonte da resposta do gradiente horizontal é mais profunda.

Na margem ocidental norte, o provável limite crustal alcança cerca de 150 km para oeste da costa ibérica, como já apresentado na literatura (e.g., Sibuet *et al.*, 2007). A porção sul da margem ibérica apresenta um limite crustal continental mais próximo da linha de costa, de tendência geral N-S. Estas interpretações são corroboradas por resultados de modelagens gravimétricas regionais da crosta continental ibérica, como em Gómez-Ortiz *et al.* (2011) e Jiménez-Munt *et al.* (2001).

No mapa de primeira derivada vertical da Anomalia Bouguer (Figura 2b), o início da região onde ocorre a exumação do manto, na Margem Profunda da Galícia, é indicado pela textura com predomínio de assinaturas gravimétricas positivas, de maior frequência. Isto também nos mapas de derivada TDR (Figura 2c). Assim, nos mapas de derivadas TDR e primeira vertical, a região com valores mais altos indica a posição do contato lateral entre a crosta continental e a crosta transicional, na margem continental oeste. No mapa de gradiente horizontal total (Figura 2d), a textura de altos está apenas sobre contatos; a textura de alta frequência está predominantemente sobre o domínio continental e regiões não-continentais de vulcanismo intenso.

As mudanças texturais observadas nos mapas gravimétricos citados estão presentes na região onde há a comprovação deste contato por poços (Boillot *et al.*, 1980; Figura 1), o que permite estender esta interpretação para toda a margem, e estimar o traçado de um limite crustal continental nas demais regiões.

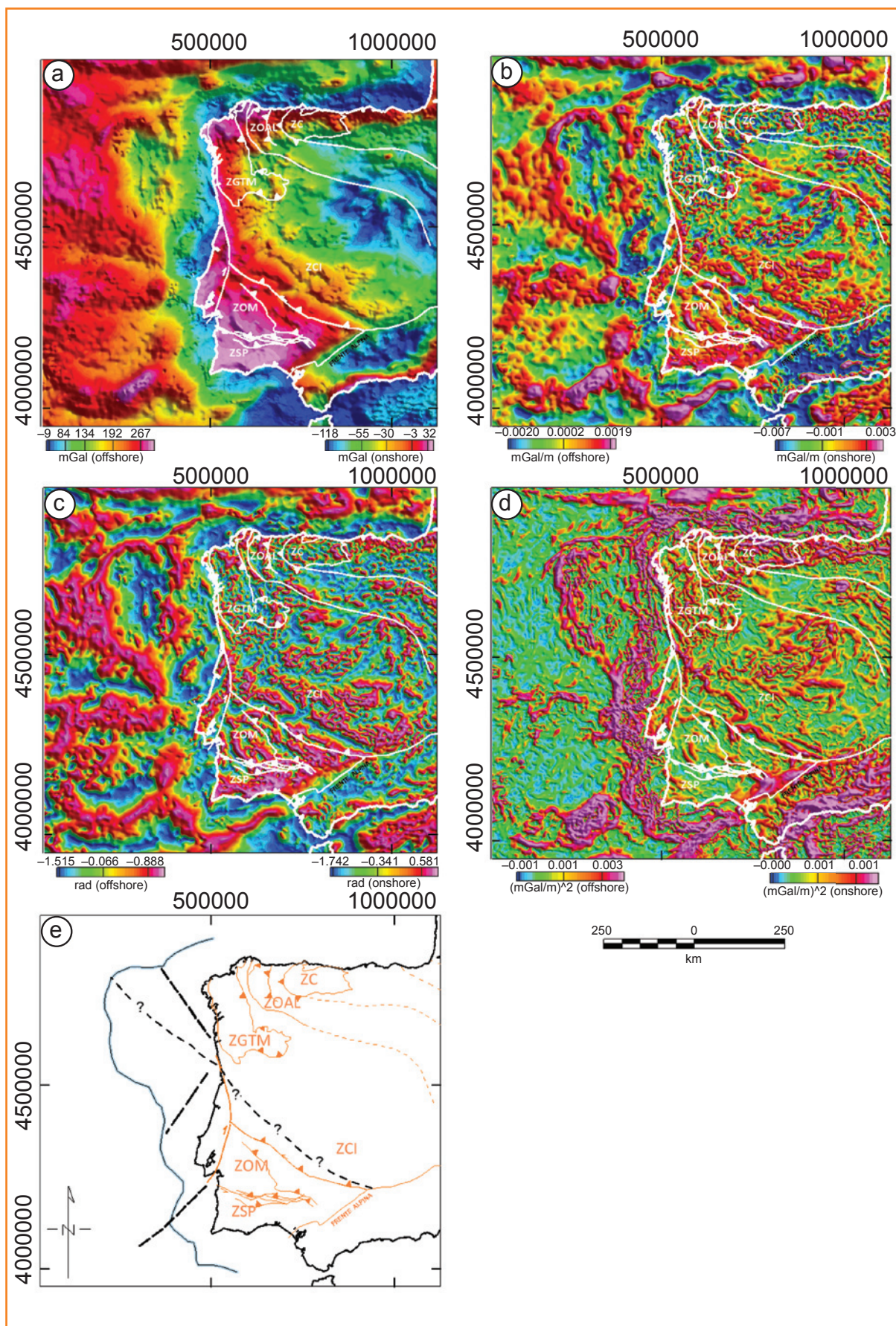
O dado magnetométrico de intensidade do campo total utilizado provém do Projeto EMAG2 (Maus *et al.*, 2009). Para a obtenção do mapa de redução ao pólo (RTP; Baranov e Naudy, 1964), foram utilizados valores médios de inclinação e declinação calculados para a região, sendo 54° e -5° respectivamente (Figura 3). O mapa de anomalia magnética do campo total reduzido ao polo é apresentado com

ganho de amplitude para os valores mais extremos, pela multiplicação de cada valor por seu valor absoluto. Deste modo, pode-se observar com mais clareza as regiões onde há maior ou menor intensidade de magnetização. Com o auxílio dos filtros de amplitude do sinal analítico (Roest *et al.*, 1992) e derivada TDR (Verduzco *et al.*, 2004), foram demonstradas outras feições magnéticas e possíveis domínios tectônicos.

Dois tipos de assinatura regional são identificados através da análise textural dos mapas magnéticos, sendo um de alta e outro de baixa amplitude. Nos mapas magnetométricos (Figura 3), a região que abrange a crosta transicional, justaposta com o limite continental, apresenta uma magnetização notadamente menos intensa quando comparada ao domínio à oeste da Anomalia J, exceto em regiões onde ocorreram episódios de vulcanismo intenso e onde o peridotito serpentizado do embasamento está fortemente magnetizado, a oeste, em direção ao início do espalhamento oceânico (Zhao, 1996, Whitmarsh *et al.*, 1996). Por outro lado, em escala regional, a zona transicional próxima ao continente possui intensidade de magnetização semelhante à do domínio continental, de tal forma que as assinaturas magnetométricas destes dois domínios crustais não são facilmente distinguíveis nestes mapas (Figura 3). Com o caráter de magnetização mais tênue nesta região, há o destaque das anomalias de corpos vulcânicos alojados, como, por exemplo, possíveis províncias vulcânicas do Banco da Galícia, a norte, onde estão os montes submarinos Vasco da Gama e Vigo; e os corpos intrusivos do Complexo Vulcânico de Lisboa, Sines e Monchique (LNEG-LGM, 2010).

Considerando-se os estudos realizados com dados de poços (Boillot *et al.*, 1980, Whitmarsh e Wallace, 2001) e a análise de assinaturas magnéticas (Whitmarsh e Wallace, 2001, Whitmarsh *et al.*, 2001, Zhao, 1996), foi proposto um domínio diferente à oeste da Anomalia J, que poderia corresponder ao domínio oceânico, como indicado em Sibuet *et al.* (2007). Através dos mapas da Figura 3, podemos observar a provável região de crosta oceânica como um domínio de anomalias de maior amplitude e alta frequência, lineares. Algumas feições contribuem para a dúvida sobre o traçado do limite leste da crosta oceânica na margem ibérica, como as inúmeras ocorrências vulcânicas na região, que poderiam indicar a formação de uma crosta proto-oceânica, e ainda, a contribuição dada pela fase petrológica mantélica astenosférica serpentizada, que está exposta e que possui alta capacidade de magnetização, como demonstrado pela análise dos testemunhos dos *sites* 897 e 899 (poços





**Figura 2**  
Mapas gravimétricos. Anomalia Bouguer a), e os filtros aplicados de primeira derivada vertical b), derivada TDR c) e gradiente horizontal total d). Mapa e): interpretação gravimétrica regional. Principais zonas tectônicas do maciço: legenda da Figura 1.

**Figure 2**  
Gravity maps. Bouguer Anomaly a) and applied filters: first vertical derivative b), total horizontal gradient c) and TDR derivative d). e) map: regional gravimetric interpretation. Iberian Massif zones on Figure 1.

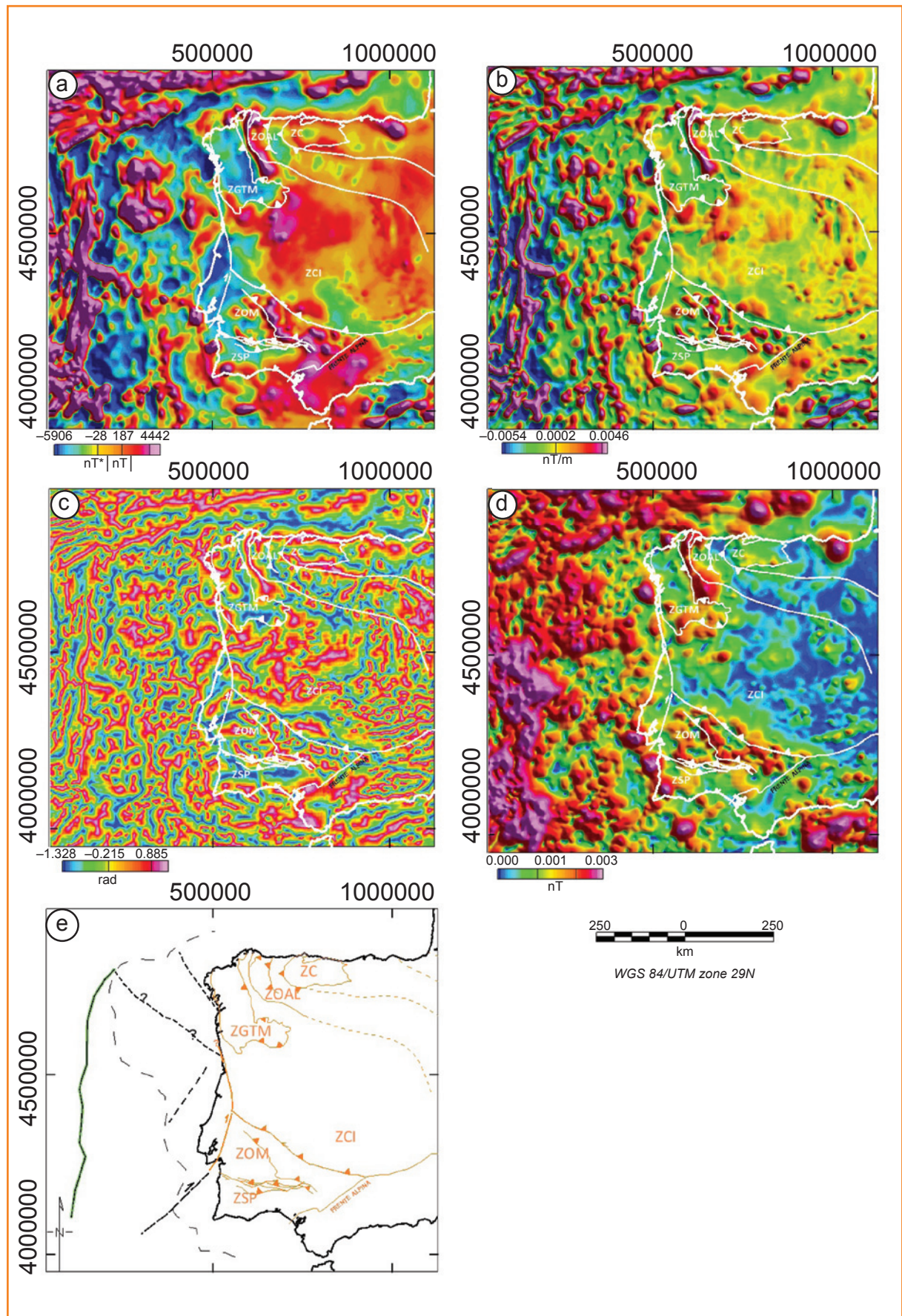


Figura 3

Mapas magnetométricos. Mapa RTP modificado (ver texto) a), primeira derivada vertical do RTP b), derivada TDR do campo magnético total c) e amplitude do sinal analítico d). Mapa E: interpretação magnetométrica regional. Principais zonas tectônicas do maciço: legenda da Figura 1.

Figure 3

Magnetometric maps. Modified RTP a); first vertical derivative b), TDR derivative c) and amplitude of analytic signal d). E map: regional magnetometric interpretation. Iberian Massif zones on Figure 1.





ODP, Figura 1), em Zhao (1996), e pelos levantamentos de magnetometria de fundo sobre os *sites* 897, 898, 900 e 901 (Whitmarsh *et al.*, 1996). Assim, é possível delimitar domínios regionais, mas ainda é difícil afirmar a natureza do embasamento destes domínios.

O mapa de derivada TDR apresenta uma feição contínua N-S, que passa pela região onde está localizada a Anomalia J. Esta feição alongada se estende subparalela e com extensão comparável à linha de costa portuguesa. Nesta região, foi demarcado um provável limite oeste para a zona de transição conhecida, considerando-se que a derivada TRD acentua e define prováveis contatos litológicos (Verduzco *et al.*, 2004). Apesar de haver peridotitos serpentinizados na região da Anomalia J (e.g., Whitmarsh *et al.*, 2001) uma mudança significativa acontece com o embasamento nesta região. Ao menos magneticamente, o domínio que segue a oeste é muito diferenciado.

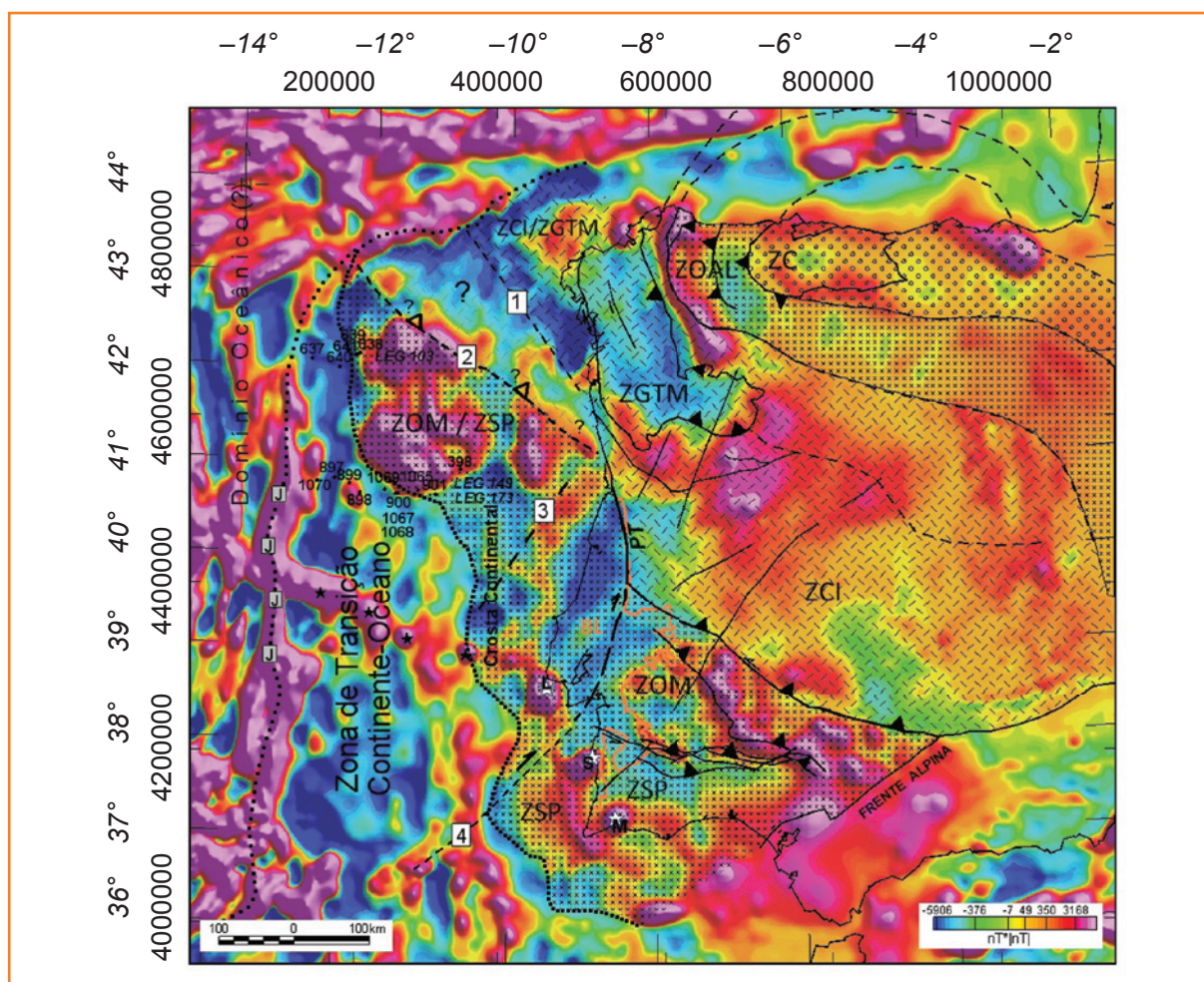
Os domínios sugeridos indicam que há uma extensa área de zona de transição continente-oceano na porção central e sul da margem continental Ibérica. Há interpretações que apresentam a possibilidade de

crosta oceânica estar presente na Planície Abissal do Tejo (e.g., Pinheiro *et al.*, 1996), porém, o padrão de limite crustal contínuo na direção N-S, na região da Anomalia J, já é indicado em trabalhos da literatura (e.g., Whitmarsh *et al.* 2001, Muntener e Manatschal, 2006, Sibuet *et al.* 2007).

## assinatura do embasamento na margem continental

O dado gravimétrico e magnetométrico regional também permite a observação de contatos de terrenos diferenciados do embasamento que estejam justapostos no domínio continental, e apresentem um contraste de densidade e/ou susceptibilidade magnética que promova este tipo de separação.

Alguns dos contatos observados nos mapas gravimétricos e magnetométricos, representados na Figura 4 sobre o mapa magnetométrico de RTP, quando comparados com as unidades geológicas



**Figura 4**  
Interpretação do zoneamento gravimétrico e magnético regional, descrevendo possíveis domínios crustais e unidades do embasamento. Para ilustrar algumas das feições interpretadas, no plano de fundo está o mapa de campo total magnético reduzido ao pólo (modificado). Lineamentos (1) a (4): lineamentos gravimétricos e magnéticos. Pontos numerados na Galícia NW: poços do ODP. Principais zonas tectônicas do maciço: legenda da Figura 1.

**Figure 4**  
Interpretation of gravimetric and magnetometric regional zones, that could correspond to crustal domains and basement zones. Background map: total magnetic field reduced to pole. Lines (1) to (4): gravimetric and magnetic lineaments. Dots on NW-Galícia: ODP well locations. Iberian Massif zones on Figure 1.

mapeadas em terra (LNEG-LGM, 2010; Martínez-Catalán, 2001), coincidem em posição e direção com suturas e falhas do Maciço Ibérico.

A posição (1) (Figura 4) pode representar um contato tectono-estratigráfico, e também uma zona de falha. Seguindo o traçado deste contato, observamos que este se encaixa com as unidades alóctones do extremo norte, onde está a Zona Galiza Trás-Os-Montes (ZGTM), e ainda, com a terminação de uma zona de falha cisalhante, a Zona de Porto-Tomar.

Quando prolongado para SE, o lineamento (2) coincide com o início da borda leste da Bacia Lusitânica, e com a terminação da Falha Porto-Coimbra-Tomar em terra (Pinheiro *et al.*, 1996), com a ressalva de que esta falha tem terminação de direção aproximada N-S (Martínez-Catalán *et al.*, 2007), e o lineamento interpretado tem direção NW-SE. No mapa tectono-estratigráfico apresentado em LNEG-LGM (2010), são apresentadas, no extremo norte da Bacia Lusitânica, porções de terreno possivelmente pertencentes à ZOM. Esta interpretação corrobora com a proposição do lineamento (2) corresponder à sutura entre ZCI e ZOM. Além disso, nos mapas de derivada vertical e TRD (Figura 2-B e 2-C), este lineamento se une a uma feição observada próxima e subparalela ao contato mapeado destas duas zonas do maciço. No mapa do campo total reduzido ao polo (figuras 3-A e 4), a textura observada na assinatura magnetométrica da região sul da Ibéria, onde estão as unidades ZOM e ZSP, é semelhante à assinatura do seu provável correspondente a NW, *offshore*.

O lineamento (3) aparentemente não possui uma ligação direta com as falhas mais pronunciadas já mapeadas, ou com zonas de sutura. No entanto, este lineamento está representado, pois marca uma região onde as anomalias se interrompem, tanto magnetométricas quanto gravimétricas, onde há uma mudança brusca no desenho do limite continental; e ainda, segue a orientação das grandes falhas do embasamento do maciço.

Na região do traçado do lineamento (4), observa-se que há uma brusca mudança na borda crustal continental, o que inscita a ideia de haver uma falha de movimentação transcorrente destal na região. A existência desta movimentação já é sugerida em literatura e também a sua provável ligação com a zona de falha de Porto-Tomar (e.g., Martínez-Catalán, 2011; PT, Figura 4). Este lineamento também passa pela região central do Banco de Gorringe, a sul, e poderia estar relacionado com o *trend* de estruturas da região.

## conclusões e observações

As interpretações gravimétricas e magnetométricas apresentadas neste trabalho possibilitaram a investigação de possíveis limites entre os domínios crustais presentes na área estudada. A observação dos comprimentos de onda regionais da anomalia Bouguer, a mudança textural do mapa de primeira derivada vertical e derivada TDR desta anomalia, e o aumento nos valores de gradiente horizontal apontam a localização das principais regiões onde houve o afinamento crustal e onde se localiza o domínio continental. Pela natureza do dado, a interpretação dos limites crustais e prováveis suturas pode não corresponder exatamente ao posicionamento aflorante – pela influência, por exemplo, do mergulho dos contatos; mas estima-se que o contato esteja próximo do mapeado em superfície.

Os dados magnéticos trazem uma informação complementar sobre o domínio não continental, com uma sugestão para o posicionamento do limite entre a zona de transição e o início da crosta oceânica, localização já indicada em literatura (e.g., Whitmarsh *et al.*, 2001; Sibuet *et al.*, 2007), mas ainda em discussão (e.g., Bronner *et al.*, 2011).

Apesar da incerteza quanto ao alcance do domínio oceânico na Ibéria Ocidental, pode-se concluir que há uma significativa alteração na superfície terrestre na região a oeste da Anomalia J, caracterizada pela mudança brusca no padrão magnético, de anomalias fracamente lineares e de baixa amplitude a leste para uma zona de anomalias de alta amplitude e frequência a oeste e a norte.

Nos mapas gravimétricos, não há uma feição que caracterize um segmento crustal continental hiperestirado na porção central e sul da margem ibérica. A resposta da crosta continental nesta latitude reflete uma provável interface mais verticalizada entre o manto superior e a crosta continental, indicando uma elevação contínua da superfície da Moho. Isto corrobora as interpretações em literatura de uma borda continental com uma curta região de afinamento crustal continental nesta região (Sibuet *et al.*, 2007).

Uma região que possui diferentes interpretações é o limite crustal continental localizado na latitude de Lisboa. Há autores que posicionam o limite crustal continental de forma a acompanhar as feições batimétricas, resultando em um traçado côncavo para este limite nesta região (e.g., Sibuet *et al.*, 2007). Entretanto, a interpretação em mapa

apresentada para este trecho do limite crustal continental é uma feição retilínea N-S, fundamentada pelos mapas gravimétricos (Figura 2), geometria indicada também em modelos crustais em literatura (e.g., Gómez-Ortiz *et al.*, 2011).

Na porção *offshore* do domínio continental, podemos observar possíveis prolongamentos de suturas paleozóicas do Maciço Ibérico mapeadas em terra, com destaque para uma possível continuação da sutura entre ZCI e ZOM a *offshore*. As assinaturas geofísicas apontam para esta possibilidade, mas não há estudos geológicos suficientes que sirvam de respaldo para esta interpretação.

Para a melhor caracterização das estruturas do embasamento ibérico ocidental, é necessário investigar qual a provável fonte das anomalias da Ibéria NW, a *offshore*, para melhor avaliar se há o terreno correspondente à ZOM nesta região. Além disso, é preciso intensificar os estudos sobre a região da Falha de Porto-Tomar, sobre sua continuidade a sul e o deslocamento resultante.

## agradecimentos

O tema deste artigo é parte da dissertação de mestrado da autora, desenvolvida no Programa de Pós-graduação em Análise de Bacias e Faixas Móveis da Universidade do Estado do Rio de Janeiro (UERJ). Agradecimentos ao apoio da Petróleo Brasileiro S. A. (Petrobras) e da Universidade do Estado do Rio de Janeiro (UERJ) no desenvolvimento deste trabalho e da referida dissertação, bem como de todos os colegas da equipe de Métodos Não-Sísmicos da Petrobras. Em especial, agradecimentos ao Geofísico Benedito Souza Gomes (DHN, Marinha do Brasil), co-orientador deste trabalho; ao Geofísico Marco Polo Pereira Buonora, gerente da equipe de métodos potenciais da Petrobras; e à Monica Heilbron, professora pela UERJ e orientadora, pelo apoio e auxílio técnico.

## referências bibliográficas

ALMEIDA, E. M. C. P. **Caracterização electromagnética da Zona Ossa Morena**. 2010. Tese (Doutorado) – Universidade de Lisboa, Portugal, 2010.

BARANOV, V.; NAUDY, H. Numerical Calculation of the formula of reduction to the magnetic pole. **Geophysics**, v. 29, n.1, p. 67-79, 1964.

BESLIER, M. O.; CORNEN, G.; GIRARDEAU, J. **Tectono-Metamorphic evolution of peridotites from the ocean/continent transition of the Iberia Abyssal Plain margin**. In: WHITMARSH, R. B.; SAWYER, D. S.; KLAUS, A.; MASSON, D. G. (Eds.) Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results, Ocean Drilling Program, College Station, v. 149, p. 397-412, 1996.

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

BLAKELY, R. J.; SIMPSON, R. W. Approximating edges of source bodies from magnetic or gravity anomalies. **Geophysics**, v. 51, n. 7, p. 1494-1498, 1986.

BOILLOT, G.; COMAS, M. C.; GIRARDEAU, J.; KORNPROBST, J.; LOREAU, J. P.; MERGOIL-DANIEL, J.; TORRENT, G. Ocean-continent boundary of the Iberian margin: a serpentinite diapir west of the Galicia Bank. **Earth and Planetary Science Letters**, v. 48, n. 1, p. 23-34, 1980.

BOILLOT, G.; WINTERER, E. L.; MEYER, A. W. **Ocean Drilling Program, Leg 103 Scientific Prospectus: Galicia Bank**. Texas: A&M University, 1985. Relatório Interno. College Station, Ocean Drilling Program.

BRONNER, A., SAUTER, D., MANATSCHAL, G., PÉRON-PINDIVIC, G., MUNSCHY. Magmatic breakup as an explanation for magnetic anomalies at magma-poor rifted margins. **Nature Geoscience**, v. 4, p. 549-553, 2011.

BRUN, J. P.; BESLIER, M. O. Mantle exhumation at passive margins. **Earth and Planetary Science Letters**, v. 142, n.1-2, p.161-173, July 1996.

COOPER, C.; KUSNIR, N. J. Density-depth relationship of serpentinised mantle on the Iberian, Newfoundland and Nova Scotia Margins from comparison of seismic and gravity inversion mocho depths. **Geophysical Research Abstracts**, v. 13, EGU2011-11606, 2011.

EVJEN, H. M. The place of the vertical gradient in gravitational interpretations. **Geophysics**, v. 1, n. 1, p. 127-136, 1936.



- GALDEANO, A.; MIRANDA, J. M.; MATTE, P.; MOUGE, P.; ROSSIGNOL, J. C. Aeromagnetic data: a tool for studying the Variscan arc of Western Europe and its correlations with transatlantic structures. In: MATTE, P. (Ed). Terranes in the Variscan Belt of Europe and Circum-Atlantic Paleozoic Orogens. **Tectonophysics**, v. 177, n. 1-3, p. 293-305, 1990.
- GÓMEZ-ORTIZ, D.; AGARWAL, B. N. P.; TEJERO, R.; RUIZ, J. Crustal structure from gravity signatures in the Iberian Peninsula. **Geological Society of America Bulletin**, v. 123, n. 7-8, p. 1247-1257, 2011.
- HÖLKER, A. B.; MANATSCHAL, G.; K. HOLLIGER, K.; BERNOULLI, D. Tectonic nature and seismic response of top-basement detachment faults in magma-poor rifted margins: **Tectonics**, v. 22, n. 4, p. 1035, 2003.
- JIMENEZ-MUNT, I.; FERNANDEZ, M.; TORNE, M.; BIRD, P. The transition from linear to diffuse plate boundary in the Azores-Gibraltar region: results from a thin-sheet model. **Earth and Planetary Science Letters**, v. 192, n. 2, 175-189, Oct. 2001.
- LEFORT, JEAN-PIERRE, HAWORTH, RICHARD 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.
- LISTER, G. S.; ETHERIDGE, M. A.; SYMONDS P. A. Detachment models for the formation of passive continental margins. **Tectonics**, v. 10, n. 5, p. 1038-1064, 1991.
- LABORATÓRIO NACIONAL DE ENERGIA E GEOLOGIA – LABORATÓRIO DE GEOLOGIA E MINAS. **Carta Geológica de Portugal**. Escala 1:1000000. Lisboa: Laboratório Nacional de Energia e Geologia, Laboratório de Geologia e Minas, 2010.
- LOWRIE, W. **Fundamentals of Geophysics**. Cambridge: Cambridge University Press. 2 ed. 2007. Cap. 2.6, p.84-91.
- MALOD, J. A.; MAUFFRET, A. Iberian plate motions during the Mesozoic. **Tectonophysics**, v. 184, n. 3-4, p. 261-278, 1990.
- MANATSCHAL, G.; BERNOULLI, D. Architecture and tectonic evolution of nonvolcanic margins: present day Galicia and ancient Adria. **Tectonics**, v. 18, n. 6, p. 1099-1119, 1999.
- 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 Science (Geol Rundsch)**, v. 93, p. 432-466, 2004.
- MARTÍNEZ CATALÁN, J. R.; ARENAS, R.; DÍAZ GARCÍA, F.; GONZÁLEZ CUADRA, P.; GÓMEZ-BARREIRO, J.; ABATI, J.; CASTIÑERAS, P.; FERNÁNDEZ-SUÁREZ, J.; SÁNCHEZ MARTÍNEZ, S.; ANDONAEGUI, P.; GONZÁLEZ CLAVIJO, E.; DÍEZ MONTES, A.; RUBIO PASCUAL, F. J.; VALLE AGUADO, B. Space and time in the tectonic evolution of the northwestern Iberian Massif: implications for the Variscan belt. In: HATCHER, R. D. JR.; CARLSON, M. P.; MCBRIDE, J. H.; MARTÍNEZ CATALÁN, J. R. (Eds.) **4-D Framework of Continental Crust**. [s.L.]: Geological Society of America, 2007. p. 403-423. (GSA Memoir, 200).
- MARTÍNEZ-CATALÁN, J. R. Are the oroclines of the Variscan belt related to late Variscan strike-slip tectonics? **Terra Nova**, v. 23, n. 4, p. 241-247, 2011.
- MAUS, S.; BARCKHAUSEN, U.; BERKENBOSCH, H.; BOURNAS, N.; BROZENA, J.; CHILDERS, V.; DOSTALER, F.; FAIRHEAD, J. D.; FINN, C.; VON FRESE, R. R. B.; GAINA, C.; GOLYNSKY, S.; KUCKS, R.; LÜHR, H.; MILLIGAN, P.; MOGREN, S.; MÜLLER, R. D.; OLESEN, O.; PILKINGTON, M.; SALTUS, R.; SCHRECKENBERGER, B.; THÉBAULT, E.; CARATORI TONTINI, F. EMAG2: A 2-arc-minute resolution Earth Magnetic anomaly Grid compiled from satellite, airborne and marine magnetic measurements. **Geochemistry Geophysics Geosystems**, v. 10, Q08005, 2009. 12p.
- 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.
- MCKENZIE, D. Some remarks on the development of sedimentary basins. **Earth and Planetary Science Letters**, v. 40, n.1, p. 25-32, 1978.
- MELANKHOLINA, E. N. Tectonotype of Nonvolcanic Passive Margins in the Iberia–Newfoundland Region. **Geotectonics**, v. 45, n. 1, p. 71-93, 2011.
- 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**, v. 252, n. 3-4, p. 437-452, 2006.

PERON-PINVIDIC, G.; MANATSCHAL, G.; MINSHULL, T. A.; SAWYER, D. S. Tectonosedimentary evolution of the deep Iberia-Newfoundland margins: evidence for a complex breakup history. **Tectonics**, v. 26, TC2011, 19 p., 2007.

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: WHITMARSH, R. B.; SAWYER, D. S.; KLAUS, A.; MASSON, D. G. (Eds.) Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results, v. 149, p. 3-23, 1996.

ROEST, W. R.; VERHOEF, J.; PILKINGTON, M. Magnetic interpretation using the 3-D analytic signal. **Geophysics**, v. 57, n. 1, p. 116-125, 1992.

SANDWELL, D. T.; SMITH, W. H. F. Global marine gravity from retracked Geosat and ERS-1 altimetry: Ridge segmentation versus spreading rate. **Journal of Geophysical Research**, v.114, B01411, 18 p., 2009.

SIBUET, J. C.; SRIVASTAVA, S.; MANATSCHAL, G. Exhumed mantle-forming transitional crust in the Newfoundland-Iberia rift and associated magnetic anomalies. **Journal of Geophysical Research**, v. 112, B06105, 23 p., 2007.

TELFORD, W. M.; GELDART, L. P.; SHERIFF, R. E. **Applied geophysics**. 2 ed. Cambridge: Cambridge University Press, 1990. 792 p.

VERDUZCO, B.; FAIRHEAD, J. D.; GREEN, C. M. New insights into magnetic derivatives for structural mapping. **The Leading Edge**, v. 23, n. 2, p. 116-119, Feb. 2004.

WERNICKE, B. Uniform-sense normal simple shear of the continental lithosphere. **Canadian Journal of Earth Sciences**, v. 22, n. 1, p. 108-125, 1985.

WHITMARSH, R. B.; MILES, P. R.; SIBUET, J. C.; LOUVEL, V. **Geological and geophysical implications of deep-tow magnetometer observations near sites 897, 898, 899, 900, and 901 on the West Iberia Continental Margin**. In: WHITMARSH, R. B.; SAWYER, D. S.; KLAUS, A.; MASSON, D. G. (Eds.). Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results, College Station, Texas, v. 149, p. 665-674, 1996.

WHITMARSH, R. B.; MANATSCHAL, G.; MINSHULL, T. A. Evolution of magma-poor continental margins from rifting to seafloor spreading. **Nature**, v. 413, p. 150-154, Sept. 2001.

WHITMARSH, R. B.; WALLACE, P. J. **The rift-to-drift development of the West Iberia nonvolcanic continental margin**: a summary and review of the contribution of ocean Drilling Program Leg 173. In: BESLIER, M. O.; WHITMARSH, R. B.; WALLACE, P. J.; GIRARDEAU, J. (Eds.) Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results, Texas, v. 173, p.1-36, 2001.

ZHAO, X. **Magnetic signatures of peridotite rocks from sites 897 and 899 and their implications**. In: Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results, v. 149, p. 431-446, 1996.

## expanded abstract

*This paper aims to illustrate how potential field methods, such as gravimetry and magnetometry, can be helpful to understand the regional tectonic framework of the Western Iberian Margin.*

*On this continental margin, horizontal crustal extension due to Pangea breakup occurred through various rifting phases, with associated crustal thinning. This process produced three main tectonic domains in this area: continental, transitional and oceanic.*

*The transitional crust is an area located between the continental and the oceanic crusts, as used in Sibuet et al. (2007). It is usually characterized by extreme crustal thinning due to the continental extension. This area includes several types of serpentinized peridotites, which are considered to be subcontinental mantle rocks exhumed along low-angle detachment faults (Boillot et al., 1980, Boillot et al., 1985, Brun e Beslier, 1996, Beslier et al., 1996, Zhao, 1996, Whitmarsh e Wallace, 2001). The Iberian Massif was formed via the amalgamation of distinct terrains: the Cantabrian Zone (ZC), the South Portuguese Zone (ZSP), the Galiza-Trás-os-Montes Zone (ZGTM), the Western Asturian Leonese Zone (ZOAL), the Central Iberian Zone (ZCI) and the Ossa Morena Zone (ZOM) (LNEG-LGM, 2010; Martínez-Catalán et al., 2009, Pinheiro et al., 1996). Furthermore, NW-Iberia is a crustal region classified as hyper-extended crust. This paper considers evidences obtained from both the Ocean Drilling Program (ODP) and the Deep Sea Drilling Program (DSDP) (Whitmarsh & Wallace, 2001; Boillot et al., 1980; Zhao, 1996) acquired on wells in the deep margin of Galicia, NW-Iberia.*

*In this work, it is used gravimetric satellite data (Sandwell and Smith, 2009), Bouguer gravimetric anomaly maps and related spatial derivative maps (e.g., Evjen, 1936, Blakely e Simpson, 1986, Blakely, 1996). Regional gravimetric data along magma-poor margins highlight the continental crustal boundary, which is identified by the lateral density contrast between the continental crust and the upper mantle, in the crustal thinning region. The continental boundary is not clearly identified in the magnetic data probably because the low contrast of magnetic susceptibility between this domain and the OCT zone.*

*The seaward zonation of litologic properties in the transitional zone is not abrupt. Thus, any interface available can furnish the lateral density contrast*

*necessary to delimit clearly the beginning of the oceanic crust using gravimetric data.*

*The surface generated by the Bouguer Anomaly grid can be considered as representative of the regional morphology of the crust base. In the Bouguer map, the continental crust corresponds to the area with the lowest gravimetric values. On the other hand, the hyper-extended crust exhibits intermediate values, which form a platform in this map on NW-Galicia.*

*High anomaly values dominating the eastern portion of the Bouguer map characterize regions of mantelic ascension. In the first vertical derivative and TDR of the Bouguer Anomaly map (Figure 2), this region is indicated by a texture displaying predominant positive anomalies westward. This signature extends along the entire continental margin. In the horizontal gradient map, the most important density variation in this map is represented by clusters of high-gradient anomalies that comprise two main changes of continental thickness: thick continental or proximal margin; and hyper-extended crustal distal margin. In the northern part, the edge of hyper-extended crust has a concave shape.*

*In the southern portion of this margin, it is assumed that is another type of crustal edge. The gravimetric signature suggests a crustal structure with no continental hyperextension. It is corroborated by interpretations in Sibuet et al. (2007).*

*The magnetic data come from the EMAG2 Project (Maus et al., 2009). Several filters, such as the analytical signal amplitude (Roest et al., 1992) and the Tilt derivative (TDR; Verduzco et al., 2004), can be useful to highlight the magnetic features of possible geological contacts.*

*Volcanic intrusions originating from the final phase of passive margin formation can make it difficult to locate crustal edges, as like as the high magnetization capacity displayed by exhumed mantle rocks observed on Western OCT domain (Zhao, 1996; Whitmarsh et al., 1996). Furthermore, magnetic anomalies with high-amplitude (RTP) cause the smoothing of the other magnetic responses landward. This fact can help to determine the location of possible different tectonic zones by using textural analysis. In this work, the known transitional zone near to the continent is limited by a very continuous N-S magnetic anomaly on TDR map, which include the J anomaly area. From the J anomaly to the west, the basement is unknown. But its geophysical response is different from the response of the transitional zone eastward.*



Using the horizontal gradient, some basement lineaments were indicated in offshore continental areas. Near the coastline, these features coincide in terms of their direction and position with Variscan suture zones and faults mapped on geological charts (Martínez-Catalán, 2011; LNEG-LGM, 2010). Therefore these contacts possibly represent the continuation of these Paleozoic features. In this way, the NW-Galícia could be mainly formed by Southern units of Iberia, ZOM and ZSP. As a result, the Porto-Tomar fault could be considered part of a swath of strike-slip deformation (between ZOM/ZSP onshore and its corresponding offshore), where the Lusitanian and Peniche basins are located.

## autora



**Luizemara Soares Alves**

Petrobras

Geofísica Aplicada à Exploração  
E&P-EXP/GEOF/MNS

[luizemara@petrobras.com.br](mailto:luizemara@petrobras.com.br)

**Luizemara Soares Alves** é graduada na Universidade de São Paulo desde 2006. Kursou especializações em Geologia do Petróleo pela Universidade do Estado do Rio de Janeiro em 2007 e em Geologia Estrutural na Universidade Federal de Ouro Preto em 2009. É mestra pela Universidade do Estado do Rio de Janeiro, com pesquisa em geofísica aplicada a estudos de geotectônica. Geóloga na Petrobras desde 2006 atua na análise e interpretação de dados gravimétricos e magnetométricos aplicados à exploração petrolífera no Rio de Janeiro.

