MEMÓRIAS
DA
ACADEMIA DAS CIÊNCIAS
DE
LISBOA

CLASSE DE CIÊNCIAS

TOMO XLVI

O que sabemos e o que ignoramos sobre a evolução cinemática da placa ibérica

JORGE MIGUEL ALBERTO DE MIRANDA

ACADEMIA DAS CIÊNCIAS
DE LISBOA

LISBOA • 2019

O que sabemos e o que ignoramos sobre a evolução cinemática da placa ibérica

Jorge Miguel Alberto de Miranda[1]

INTRODUÇÃO

A reconstituição dos movimentos relativos dos continentes, segundo a hipótese de Wegener, repousou durante muito tempo em dados tectónicos, estratigráficos ou paleontológicos continentais e muito pouco sobre o conhecimento dos domínios oceânicos (Olivet e coautores, 1984). A primeira tentativa de aplicação da hipótese da deriva continental ao Atlântico Norte foi realizada por Choubert em 1935 (in LePichon e coautores, 1977), utilizando critérios essencialmente baseados na correlação morfológica. Até aos anos sessenta do século XX outras tentativas de melhorar o ajuste foram realizadas, mas, apesar da concordância na inexistência da bacia do atlântico antes do triásico, muitas questões ficaram em aberto relativamente à posição pré-rifte das diversas massas continentais (LePichon e coautores, 1977).

A existência de anomalias magnéticas aproximadamente paralelas às dorsais oceânicas no Atlântico Norte, no Antártico e no Índico foi descoberta por Vine e Matthews em 1963. A mais intensa sobre o vale axial (no Atlântico) e anomalias subparalelas de um lado e outro da dorsal. A sua interpretação foi a de que traduziriam a existência de domínios da crusta oceânica com magnetizações contrastantes, separados por paredes verticais. Dois anos mais tarde, Vine e Wilson sublinham a importância da realização de levantamentos magnéticos marinhos de forma intensiva: "*We should therefore like to reiterate […] that magnetic surveys are of so much greater value than random profiles. Aeromagnetic surveys would appear to be perfectly adequate*".

Os levantamentos magnéticos realizados de forma sistemática em todos os oceanos viriam a confirmar a generalidade deste padrão; o caracter bilateral destas anomalias favoreceu a hipótese da formação contínua de crusta oceânica nas dorsais (Heirtzler e coautores, 1968) e forneceu um quadro explicativo do *alastramento oceânico* formulado de forma essencialmente intuitiva por Dietz em 1961. A entidade geológica associada a este alastramento não poderia ser a crusta, essencialmente definida pela sismologia como a região acima do Moho, mas sim uma camada exterior do planeta, a litosfera, sendo o movimento diferencial entre esta e a astenosfera, e envolvendo tanto o domínio oceânico como o continental (Dietz, 1961).

A existência de domínios essencialmente rígidos da camada exterior da Terra separados por zonas comparativamente estreitas onde se concentra a deformação, é intrínseca à hipótese da deriva continental. McKenzie e Parker (1967) demonstraram para o Pacífico que os blocos assísmicos se movem como placas rígidas na superfície da Terra cujo movimento à superfície se pode descrever matematicamente como uma rotação de Euler de um calote indeformável na superfície de uma esfera, definindo

[1] Universidade de Lisboa, Instituto Português do Mar e da Atmosfera

entre si fronteiras onde se verifica a criação (dorsais), destruição (fossas) e conservação de (transformantes) de crusta [litosfera]. Morgan, em 1968 concluiu a partir do estudo das falhas transformantes e da sua relação geométrica com as dorsais oceânicas que estas eram compatíveis com a possibilidade da existência de tais blocos.

Morgan e McKenzie demonstraram em 1967 que o essencial das observações para o Atlântico e o Pacífico poderia ser explicado por 12 blocos rígidos, tendo um ano mais tarde Le Pichon demonstrado a possibilidade de uma solução estendida à totalidade da Terra utilizando apenas seis blocos principais, tendo igualmente determinado as grandes linhas da cinemática pós-cretácica (LePichon, 1968). O argumento de Dietz (1961) é retomado por Morgan (1968) que mostra que "*The required strength cannot be in the crust alone; the oceanic crust is too thin for this. We instead favor a strong tectosphere, perhaps 100 km thick, sliding over a weak asthenosphere*".

A datação das formações fonte das anomalias magnéticas oceânicas por radiocronologia e o seu carácter não periódico permitiu estabelecer a idade das isócronas magnéticas cuja denominação foi sendo progressivamente construída (e.g. C2A, C5), e atribuir-lhes uma idade (e.g. 3 Ma BP, 10 Ma BP). A medição direta de intervalos de tempo e distâncias deu a primeira avaliação das velocidades médias de alastramento oceânico, e em consequência o afastamento relativo entre essas placas, com valores cuja ordem de grandeza se situa entre 10^{-3} m/ano e 10^{-1}cm/ano. Sendo a isócrona C2A (~3 Ma BP) uma das mais cartografadas no oceano, esses valores médios ditos "geológicos" referem-se aos últimos três milhões de anos da história da Terra. O contraste de magnetização foi posteriormente interpretado como a consequência das inversões de polaridade do campo magnético principal, ao longo da história da Terra, justificando-se assim o seu carácter de isócronas na escala geológica global.

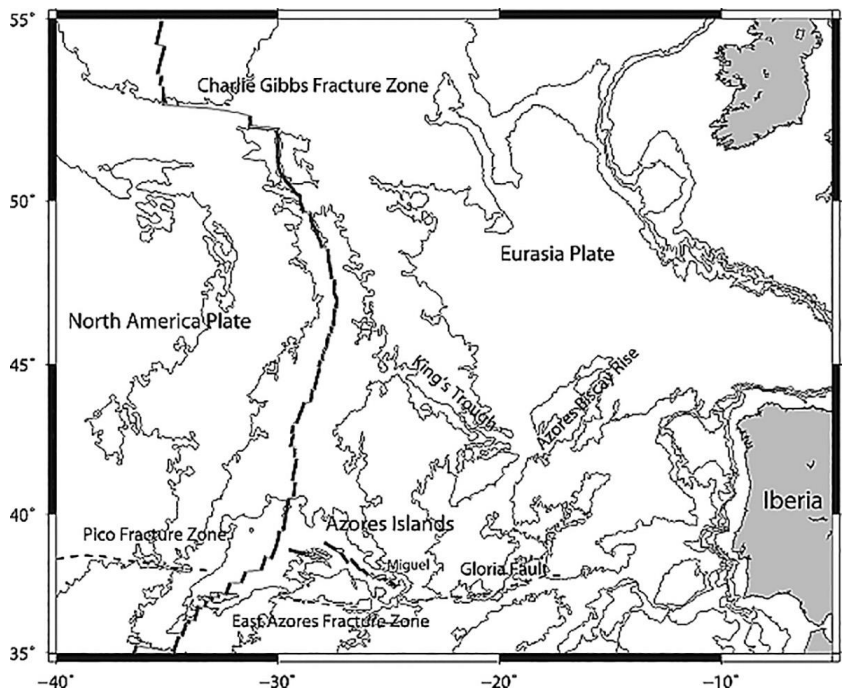

Figura 1
Principais elementos geográficos (adaptado de Luis e Miranda, 2008).

A medição direta do movimento (e da deformação) interplaca mostrou-se bem mais complexa nos domínios continentais, sendo acessível apenas à geodesia, a partir de medições sucessivas de marcos estáveis localizados em duas placas distintas mas suficientemente afastados da região de deformação, ou da conversão das velocidades "instantâneas" obtidas dos cálculos de momento sísmico (Davies e Brune, 197l) em situações de fronteiras de convergência de placa ou de fronteiras transcorrentes em domínio continental. A geodesia espacial desenvolveu-se mais tarde, amplificando a possibilidade da multiplicação de estações GNSS em todos os continentes. Apesar de permitir a determinação de velocidades médias para períodos muito mais curtos (pouco superiores a 3 anos com a utilização de estações GNSS permanentes) essas determinações são coerentes com as determinações baseadas em marcadores geológicos e estendidas a 3 Ma, apesar de algumas diferenças invocadas (Calais e coautores, 2003).

Sendo as placas tectónicas a expressão superficial da dinâmica interna do planeta, o número e a delimitação de cada uma delas depende de critérios essencialmente empíricos sobre os desvios considerados aceitáveis, as dimensões mínimas, e a persistência temporal. Estes limites variaram ao longo da história da Terra. Sabemos hoje que nessa história se sucederam períodos "regulares" intercalados por episódios mais rápidos de reorganização. Estes episódios são interpretados genericamente como o resultado da interação ao longo das fronteiras de placa (Richards e coautores, 1996; Lithgow-Bertelloni e coautores, 1998) ou como resultado de instabilidades que se desenvolvem pela interação ao longo das fronteiras de placa ou da sua interação com o manto (King e coautores, 2002).

INÍCIO DO ALASTRAMENTO OCEÂNICO ENTRE A IBÉRIA E A TERRA NOVA

O padrão das anomalias magnéticas no Atlântico Norte mostra que a anomalia C33r pode ser seguida de forma contínua nas duas margens; A cinemática ibérica anterior à chron C33r é muito mais difícil de estabelecer, dada a existência de um período muito longo da história da Terra, entre 125 BP e 84 BP (Gradstein *et al.*, 2004) durante o qual se não verificaram inversões do CMP. Em longitude, esta zona é delimitada em ambas as margens por uma anomalia magnética de grande amplitude (cerca de 1000 nT à superfície), alinhada com a crista Tore-Madeira, e cuja "homóloga" se pode encontrar na margem dos Grandes Bancos, que recebeu a designação de "anomalia J" (Pitman e Talwani, 1972). Este padrão foi interpretado por Pitman e Talwani (1972) como indicando que o início do *rifting* entre a América do Norte e a Eurásia poderia ser jurássico (145-201) com fase principal no cretácico superior (66-105). Concluíram pela inexistência de subdução ou deformação significativa desde o triásico superior (235-201 Ma). Concluíram ainda que a direção e o valor do movimento relativo entre a Eurásia e a América do Norte, e entre a África e a América do Norte terão sido sempre diferentes desde o cretácico superior (66-100 Ma), sendo que no Ártico não se encontra evidência de alastramento oceânico anterior.

Segundo Rabinowitz e coautores (1979), as duas anomalias J e TM (Tore-Madeira) devem ser consideradas homólogas e corresponderiam à sequência M0-M1. A realização de uma sondagem profunda DSDP 384 encontrou crusta oceânica basáltica a cerca de 4234m de profundidade, mas não foram encontradas anomalias de composição ou de magnetização (Tucholke e Ludwig, 1982). Apesar da análise estratigráfica de Gradstein e coautores (1977) ter concluído que estes basaltos poderiam ser interpretados como escoadas sobre crusta continental e não oceânica, Tucholke e Ludwig (1982) recorrendo a informação sismo-estratigráfica complementar, interpretaram as duas anomalias como

homólogas, e a assinatura correspondente a uma fase final de *rifting* entre a Ibéria e os Grandes Bancos, e o início do processo de alastramento oceânico data assim como M0-M1.

Em poucos locais do domínio oceânico existem remanescentes das isócronas mesozoicas (M); um desses locais é o Atlântico central, onde é possível a identificação de uma série bem preservada entre a M0 e a M22, sendo c.a. 195 Ma a idade mais antiga que é possível de correlacionar entre as duas margens (Sahabi *et al*., 2004) o que torna possível, dentro das limitações da cinemática magnética, definir com rigor o movimento relativo AF-NAM até esta época. De acordo com estes autores, o alastramento ter-se-á iniciado com uma meia-velocidade de ~8 mm/ano, aumentando até um máximo de ~17 mm/ano 170 Ma BP, e alastramento assimétrico ate à idade M0 (120.4 Ma).

No que diz respeito à região ibérica Muller e co-autores (1997) consideram que a propagação para norte da abertura ocorre na isócrona M20 (~146 Ma) afastando a Ibéria da Terra Nova. Srivastava e co-autores (2000) admite a identificação da isócrona M21 (~147 Ma). Russell e Whitmarsh (2003) identificaram isócronas M0-M5r na planície abissal ibérica, aparentemente confirmadas por perfis magnéticos realizados junto ao fundo e modelação, tendo sido tentativamente identificadas as respetivas homólogas na margem canadiana. Sibuet e coautores (2007) reinterpretaram estas anomalias como correspondendo a exumação do manto sob litosfera continental. Apesar da grande discrepância entre estas estimativas, é geralmente considerado que a reconstituição da abertura entre a Ibéria e a Terra Nova para a isócrona M0 está bem estabelecida e que a cinemática da abertura cenozoica tem como descontinuidade mais importante a que corresponde à isócrona C25, que corresponde ao início da abertura entre a Noruega e a Gronelândia (e.g. Seton *et al.*, 2012).

A localização e interpretação das anomalias J e TM têm constrangido o estudo da cinemática da Ibéria, tendo as identificações realizadas por Srivastava e coautores (1990) sido reproduzidas de forma variada por diferentes autores e utilizadas para o reposicionamento da Ibéria e América do Norte na época M0. Esta identificação foi questionada por Bronner e coautores (2011) que interpretaram estas anomalias como a assinatura de um pulso magmático para norte na fase inicial de abertura, não podendo por isso ser considerada como uma isócrona. Barnett-Moore e coautores (2016) apresentam uma síntese muito exaustiva das contradições entre os diferentes modelos cinemáticos da Ibéria no período C34-M0, mostrando a grande dependência que têm da interpretação da isócrona M0 e do seu significado em toda a extensão das margens ibérica e norte-americana.

No final da década de 60, a França realizou um grande esforço de levantamentos aeromagnéticos na Biscaia e no Mediterrâneo, procurando uma descrição detalhada dos processos oceânicos nesses dois domínios. LeBorgne e coautores (1971) cartografaram as anomalias magnéticas do golfo de Biscaia, e interpretaram-nas como o resultado de uma rotação anti-horária da Ibéria em relação à Eurásia estável, posterior ao triásico. Esta conclusão correspondeu à primeira determinação objetiva de cinemática diferencial da Ibéria em relação à Eurásia. Este movimento relativo foi descrito inicialmente como uma rotação rígida em torno do polo euleriano 50.ºN 3.ºE. Williams (1973, 1975) refinou posteriormente a identificação das anomalias magnéticas, propondo que esta rotação se teria verificado entre o Barremiano (125-129) e o Maastrichtiano (66-72), com a formação de uma junção tripla entre 80 e 73 Ma. Sibuet e Collete reanalisaram em 1991 estes dados e propuseram uma nova localização do polo de rotação (44.6°N, 0.3°W), com implicações diferentes no qual diz respeito à tectónica dos Pirenéus. Neste caso a idade mais nova corresponde certamente à isócrona C33 (~79 Ma) que corresponde à fase final

de uma junção tripla Eurasia-Iberia-América do Norte, enquanto a idade mais antiga corresponderá também à isócrona M0 (Sibuet e coautores, 2004).

ALASTRAMENTO OCEÂNICO APÓS A ISÓCRONA C33R

O bloco ibérico tem como limites naturais a sul o Golfo de Cádis e a norte o Golfo da Biscaia. A topografia do Atlântico Norte permite a identificação a norte de duas descontinuidades denominadas crista Açores Biscaia e *King's Trough* a sul a denominada Falha da Glória, identificada por Laughton e Whitmarsh (1974) e Laughton e coautores (1975) como uma escarpa contínua, com um desnível de centenas de metros ao longo de mais de 500 km, atualmente denominada Falha da Gloria. Estes acidentes estão associados a descontinuidades do padrão das isócronas magnéticas e podem ser assim interpretados como segmentos da fronteira de placa em determinados períodos da história geológica.

Srivastava e coautores (1990) procuraram estabelecer uma cronologia da abertura do Atlântico para o período posterior a 83 Ma, que corresponde ao domínio claramente delimitado pela isócrona C34 (na verdade C33r), que identificam nas margens conjugadas, com continuidade no eixo do Golfo de Biscaia, sendo este facto interpretado como evidência de que a Ibéria se separou da Eurásia no cretácico superior (Srivastava e coautores, 1990). Identificaram quatro zonas distintas no que diz respeito ao comportamento cinemático pós-cretácico: zona 1 entre a fratura de Charlie-Gibbs e 46°N, zona 2 entre esta latitude e *Kings Trough Azores-Biscay Rise*, zona 3 entre este limite e zona de fratura Azores-Gibraltar–falha da Gloria e, zona 4 a sul deste limite. Devido à falta de dados geofísicos detalhados, consideraram ainda um modelo simplificado no qual toda a história se poderia descrever sob a forma de uma unidade, a "placa ibérica", que poderia estar solidária com a placa euroasiática ou africana. Utilizando esta aproximação, e minimizando a utilização da Falha da Glória e de *King's Trough* como constrangimentos "duros" para a cinemática, dado a existência de tectónica posterior, concluíram que uma "placa ibérica" esteve ligada a África desde o Cretácico terminal até ao Eoceno médio. Desde esta época até ao Oligoceno terminal, teve movimento algo independente, se bem que com reduzido movimento relativo em relação a África, concentrando-se a quase totalidade da deformação na fronteira norte, ao longo de *King's Trough*. Desde o Oligoceno que essa placa se encontraria solidária com a Eurásia (Srivastava *et al*., 1990).

O desenvolvimento de uma fronteira de placa África-Eurásia a sul da Ibéria, está diretamente relacionado com a formação e evolução da junção tripla dos Açores, e com a criação da geometria de placas que conhecemos atualmente: a placa eurásia afasta-se da placa africana (núbia) na região dos Açores, acompanhada pelas condições cinemáticas para a formação de *rifting* e alastramento oceânico incipiente, e converge com ela a sul da Ibéria, acompanhado pelas condições cinemáticas que conduzem a um ambiente tectónico transpressivo, que gera sismos e tsunamis de grande magnitude na região ibero-magrebina.

A primeira tentativa de interpretação da evolução da junção tripla dos Açores foi realizada por Krause e Watkins (1970), Mckenzie (1972) e Searle (1980). Todos estes esboços interpretativos captaram partes importantes do sistema geológico. Contudo, só após o grande levantamento aeromagnético realizado nos Açores por iniciativa do então Instituto de Meteorologia, e publicado por Luis e co-autores (1994) foi possível começar a estabelecer algumas características fundamentais: (i) que a *East Azores Fracture Zone*, por vezes também designada por fratura do Pico não corresponde atualmente a

uma fronteira de placas ativa, estando a zona de deformação interplaca localizada a norte do Faial, (ii) que o *rift* da Terceira está marcado por cristas neo-volcânicas subparalelas indicadoras de alastramento incipiente, (iii) que as ilhas do grupo central correspondem à fração emersa destas cristas, onde se pode apenas detetar a transição Brunhes-Matuyama, pelo que as idades então determinadas por métodos radiométricos deveriam estar sobrevalorizadas (Miranda e co-autores, 1990).

COMPILAÇÕES MAGNÉTICAS PÓS-GNSS E CM4

Até à década de 90 do século XX, a qualidade dos dados magnéticos marinhos dependia de dois fatores fundamentais: a precisão da localização no mar e a qualidade da remoção das componentes variáveis do campo magnético sem relação direta com a magnetização das rochas; esta limitação está na base da generalização da utilização de perfis na generalidade dos métodos de interpretação (Luis e Miranda, 2008). A extensão dos levantamentos aeromagnéticos às zonas oceânicas adjacentes, realizada para fins científicos ou de prospeção de hidrocarbonetos permitiu a minimização destes efeitos, reduzindo drasticamente os períodos dos levantamentos e acompanhando-os pela operação de estações magnéticas regionais, utilizadas para determinar as componentes variáveis do campo magnético total.

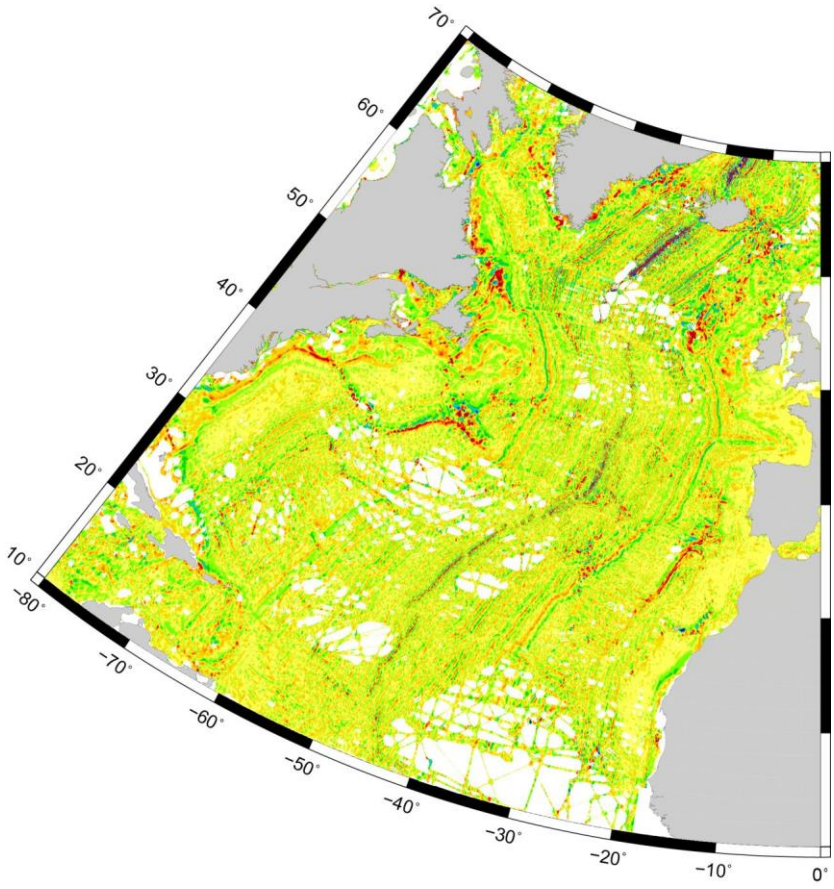

Figura 2
Compilação magnética de Luis (comunicação pessoal) para o Atlântico Norte e Central.

Apesar da grande quantidade de dados magnéticos marinhos recolhidos nos anos 70 a 90, no Atlântico Norte, a sua heterogeneidade era muito elevada e muitos dados recolhidos para prospeção na plataforma não estavam abertamente disponíveis. A compilação realizada por Verhoef *et al.* [1996] para a área procurou minimizar estes problemas, mas a sua precisão dependia criticamente da qualidade irregular dos levantamentos compilados, sendo boa nas áreas onde estes eram densos, particularmente na plataforma, mas sendo menos boa nos domínios oceânicos profundos. Luis e Miranda (2008, 2012) reprocessaram todos os dados disponíveis entre 20ºN e 70ºN, e as margens americana, euroasiática e africana, selecionando apenas os perfis com melhor qualidade posicional e corrigindo a variação diurna com a utilização do modelo CM4 (Sabaka *et al.*, 2004). Os levantamentos realizados no quadro do processo de extensão da plataforma jurídica portuguesa foram incluídos, melhorando sensivelmente a qualidade da compilação na área SW Ibérica. Nesta região há ainda a salientar a inclusão de dados do levantamento aeromagnético de Cádis.

A possibilidade de obtenção de descrições espaciais homogéneas da anomalia do campo magnético, permite igualmente que nos libertemos de métodos de cálculo baseados essencialmente em perfis e que obrigam a condições adicionais sobre a geometria do movimento à superfície (e.g. Heillinger, 1979 e Royer e Chang, 1991). Para isso, Luis e Miranda (2008) desenvolveram um método de determinação de "redução contínua ao polo" (Baranov, 1957) capaz de incorporar constrangimentos geológicos básicos: a magnetização é adquirida aquando da formação da crusta oceânica nas condições do dipolo axial centrado, e a viscosidade é suficientemente alta para que as magnetizações remanescente e induzida não tenham que ser necessariamente colineares. Tal é conseguido a partir da subdivisão da área de trabalho em janelas nas quais os versores dos campos magnéticos remanescente (de direção $\boldsymbol{\lambda, \mu, \nu}$) e induzido (de direção $\boldsymbol{\alpha, \beta, \gamma}$) variam quase linearmente. Utilizando-se um operador *G* no domínio de Fourier *(u, v)* tal como utilizado por Galdeano (1980) e Miranda e Pais (1997), podemos reconstituí-lo como uma expansão em série de Taylor de primeira ordem, sendo apenas necessário calcular os operadores e as suas (seis) derivadas para o ponto central de cada janela de trabalho:

$$G(u,v) = G(0,0) + \frac{\partial G}{\partial \alpha} d\alpha + \frac{\partial G}{\partial \beta} d\beta + \cdots \frac{\partial G}{\partial \upsilon} d\upsilon.$$

O método de identificação de isócronas foi também alterado, sendo atualmente baseado na correlação entre observações e modelos 2D que igualmente o efeito do afastamento entre a superfície do mar e a crusta oceânica e utilizam níveis variáveis de suavização aos dados observados para simular os efeitos de interpolação na criação da grelha reduzida ao polo. A disponibilidade deste conjunto de dados e de métodos permite revisitar os trabalhos mais significativos sobre a cinemática da placa ibérica e avaliar em que medida as conclusões então obtidas mantêm a sua validade e em que medida devem ser reavaliadas, abrindo-se assim o caminho a novos problemas e também a novas hipóteses de trabalho.

A FORMAÇÃO DA JUNÇÃO TRIPLA DOS AÇORES

A cinemática da Atlântico Norte dos últimos 27 milhões de anos é aquela que pode ser estabelecida de forma mais objetiva uma vez que a magnetização das rochas da crusta está bem preservada e em que a sobreposição de processos tectónicos é mais reduzida (ver Miranda e co-autores, 2005). O primeiro esforço

foi assim o de refinar a análise magnética da região da junção tripla dos Açores, uma vez que a maioria dos estudos anteriores se baseiam na identificação de um pequeno número de isócronas (e.g. C5, C6, C13 e C18) que podem ser identificadas nas três grandes placas litosféricas: Eurásia (ou Ibéria), América do Norte e Núbia, corresponde as duas primeiras a duas sequências de polaridade normal, que geram à superfície do oceano anomalias magnéticas positivas de simples identificação, mesmo com a utilização de poucos perfis. Conclui-se assim que a grande mudança cinemática terá ocorrido entre as isócronas C6c (ca. 24 Ma) e C11-C12 (ca. 30 Ma), pelo que a solidarização da Ibéria à Eurásia teria ocorrido acerca de ~27 Ma, seguida de perto pela formação da junção tripla dos Açores (Luiís and Miranda, 2008).

A compilação dos dados marinhos dos Açores, com suficiente qualidade posicional e processados com o modelo CM4 permitiu melhorar significativamente a qualidade do levantamento aeromagnético, cujo posicionamento inercial tinha uma precisão de 1-2 milhas, aliada à disponibilidade de batimetria multifeixe com resolução horizontal de 50m-100m, permitiu a identificação das isócronas magnéticas e das suas descontinuidades e identificar as áreas de deformação ativa. Permite também determinar a forma como a deformação se distribui numa região finita com cerca de 90km x 100 km sem formação de uma fronteira de placa descontinua (Miranda e co-autores, 2014).

Os parâmetros cinemáticos dos pares EU-NAM e NU-NAM, permitem estimar indiretamente o movimento relativo EU-NU, que condiciona os processos geológicos nos Açores (Miranda e coautores,

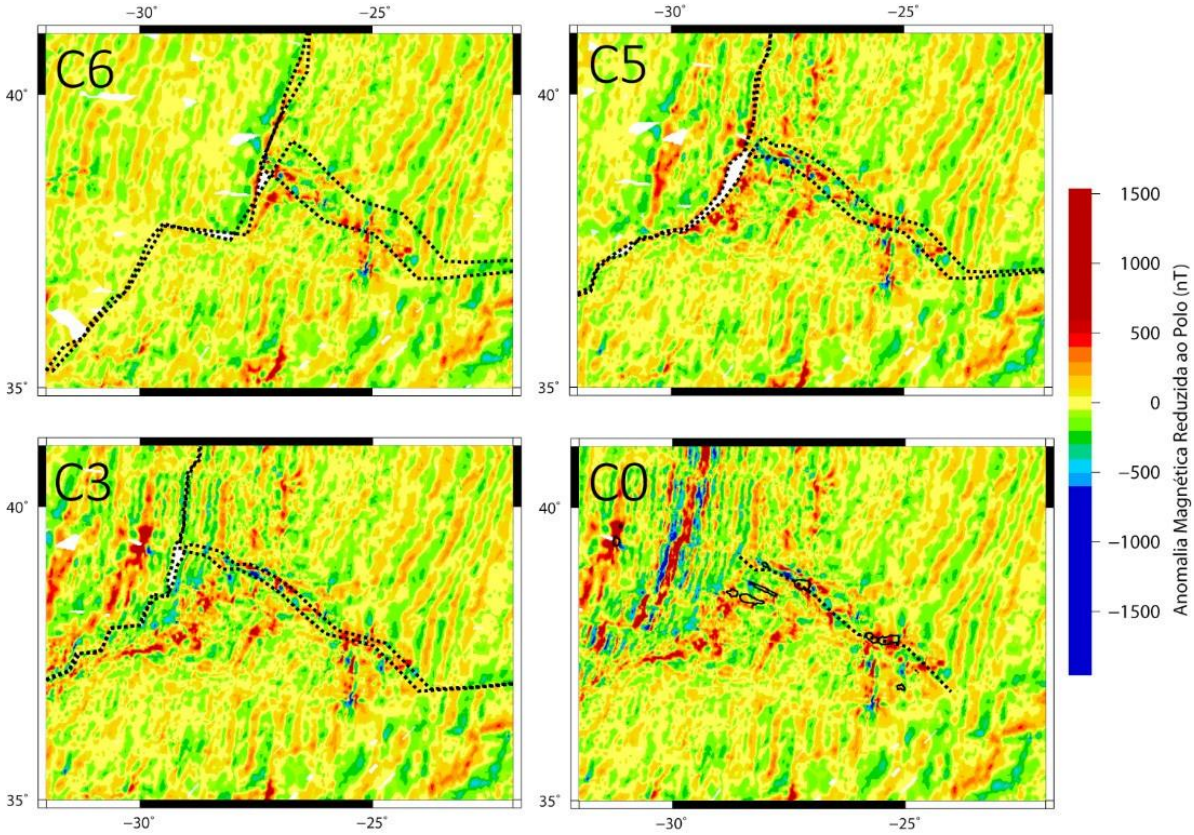

Figura 3
Reconstituições rígidas do *rift* da Terceira para as isócronas magnéticas C6 (~20 Ma), C5 (~10 Ma), C3 (~5 Ma) e atual, onde é possível avaliar a variação da extensão observada durante este período.

2014), estimar as configurações anteriores da junção tripla dos Açores. A velocidade de abertura entre as três placas (EU, NU e NAM) não foi constante ao longo dos últimos 27 Ma: Mercureev e deMets (2008) reprocessaram um conjunto muito grande de perfis magnéticos obtidos ao longo de décadas de forma analógica. Concluíram que entre ~7.5 e ~6.5 Ma se verificou uma diminuição rápida da velocidade de abertura (ca. 24 mm/ano para 20 mm/ano na latitude dos Açores. Trabalhos similares realizados para o par NU-NA permitiu concluir que essa diminuição se verificou igualmente e com uma magnitude ainda superior (Mercureev e deMets, 2012, Miranda e coautores, 2014). Este foi provavelmente o mecanismo que conduziu ao estabelecimento da configuração atual dos Açores, que corresponde ao fim da fase "construtiva" da plataforma açoriana e ao início da sua tectonização intensiva (Miranda e coautores, 2014).

O PROCESSO INICIAL DE ABERTURA OCEÂNICA NA IBÉRIA

O estabelecimento da posição relativa dos diferentes blocos litosféricos antes da abertura do atlântico não pode ser diretamente alcançado pela análise das anomalias magnéticas, porque é anterior ao alastramento oceânico estável, e envolve sempre a quantificação dos episódios extensivos da fase de *rifting* Olivet (1978). Na ausência de isócronas magnéticas (como é o caso do par IB-NAM para idades anteriores à C33r), a aproximação mais promissora é das técnicas paleomagnéticas.

As curvas de deriva aparente do polo (APWP) da Ibéria e da África estão relacionadas entre si pelos polos eulerianos finitos de rotação. Neres *et al.* (2013) utilizou como ponto de partida a cinemática estabelecida por Labails e coautores (2004) para a isócrona M22, e o par AF-NAM. Mostrou que, independentemente dos modelos propostos para o APWP da Ibéria, é possível obter uma reconstituição robusta da Ibéria relativamente às outras duas placas, implicando isso uma rotação da IB em relação à EUR de 28.º nos últimos 150 Ma, sendo o polo localizado no centro da França. A reconstituição está de acordo com o trabalho inicial de Silva e co-autores (2000), particularmente no que diz respeito à sutura do Iapetus. Isto sugere que a extensão pós 150 Ma teve uma pequena componente de desligamento. Contudo, não se verifica o mesmo acordo nas fronteiras IB-NAM e IB-AF, o que sugere nesta área uma história mais complexa.

PROBLEMAS EM ABERTO

O período entre C33r e C6c é habitualmente descrito como um período de abertura razoavelmente homogéneo. Contudo, uma análise mais cuidada da geometria das isócronas magnéticas na região fronteira à falha da Glória, mostra claramente que a fronteira "Açores-Gibraltar" poderá ter tido configurações alternativas a sul. A reconstituição ao tempo da isócrona C25, que corresponde ao início da abertura entre a Noruega e a Gronelândia (e.g. Seton *et al.*, 2012), corresponde também em princípio a uma geometria diferente no que respeita à "fronteira sul da placa ibérica", e à sua cinemática no período anterior à formação da junção tripla dos Açores.

A isócrona M0 pode ser identificada de forma inequívoca na margem norte-americana até à latitude 40N. Rodando esta isócrona utilizando parâmetros cinemáticos NAM-AF, só existe acordo robusto até à latitude 35N. Para norte destes limites, a complexidade é muito maior e não pode ser explicada por uma simples rotação rígida. Na margem ibérica, existe um bloco claramente discordante, caracterizado

por anomalias magnéticas subparalelas, com polarizações alternadas, típicas do alastramento oceânico regular. Nem o prolongamento da isócrona M0 africana para norte, nem o prolongamento da anomalia Tore-Madeira para sul têm suporte na interpretação magnética. A explicação mais provável parece ser a de que esta anomalia não corresponde a uma isócrona e que o processo de formação é posterior a M0.

AGRADECIMENTOS

Joaquim Luis, Elsa Silva, Marta Neres, Nuno Lourenço, Rui Fernandes, Maria Ana Baptista, Luis Mendes-Victor e António Ribeiro.

(Comunicação apresentada à Classe de Ciências
na sessão de 3 de novembro de 2016)

REFERÊNCIAS

Barnett-Moore, N., M. Hosseinpour, and S. Maus (2016), *Assessing discrepancies between previous plate kinematic models of Mesozoic Iberia and their constraints*, Tectonics, 35, doi:10.1002/ 2015TC004019.

Calais, E., DeMets, C., & Nocquet, J. M. (2003). *Evidence for a post-3.16-Ma change in Nubia–Eurasia–North America plate motions?* Earth and Planetary Science Letters, 216(1), 81-92.

Davies, G. F., & Brune, J. N. (1971). *Regional and global fault slip rates from seismicity*. Nature, 229(4), 101-107.

Dietz, R. S. (1961). Continent and ocean basin evolution by spreading of the sea floor. Nature, 190(4779), 854-857.

Freire Luis, J., J. M. Miranda, P. Patriat, A. Galdeano, J. C. Rossignol, and L. A. Mendes Victor (1994), The Azores triple junction evolution since 10 Ma from an aeromagnetic survey of the Mid-Atlantic Ridge,*Earth Planet. Sci. Lett.*, **125**, 439–459.

Galdeano, A. (1980), La cartographie aéromagnétique du sud-ouest de l'Europe et de la région Afar: Réalisation, méthodes de traitement, applications géodynamiques, Ph.D. thesis, Univ. Paris VII, Paris.

Gradstein, F. M., J. G. Ogg, and A. G. Smith (2004), Ageologic time scale2004, Lethaia, 37(2), 175–181, doi:10.1080/00241160410006483.

Hellinger, S.J. (1979). The statistics of finite rotations in plate tectonics, PhD thesys, MIT, 172 pp.

Heirtzler, J. R., Dickson, G. O., Herron, E. M., Pitman, W. C., & Le Pichon, X. (1968). Marine magnetic anomalies, geomagnetic field reversals, and motions of the ocean floor and continents. Journal of Geophysical Research, 73(6), 2119-2136.

King, S. D., Lowman, J. P., & Gable, C. W. (2002). Episodic tectonic plate reorganizations driven by mantle convection. *Earth and Planetary Science Letters*, *203*(1), 83-91

Klitgord, K. D., and H. Schouten (1986), Plate kinematics of the central Atlantic, in The Western North Atlantic Region, vol. M, edited by P. R. Vogt, and B. E. Tucholke, pp. 351–378, Geol. Soc. of Am., Boulder, Colo.

Krause, D., and N. Watkins (1970), North Atlantic crustal genesis in the vicinity of the Azores, *Geophys. J. R. Astron. Soc.*, 19, 261–283.

Le Borgne, E., Le Mouël, J. L., & Le Pichon, X. (1971). Aeromagnetic survey of south-western Europe. Earth and Planetary Science Letters, 12(3), 287-299.

Le Pichon, X. (1968). Sea-floor spreading and continental drift. Journal of Geophysical Research, 73(12), 3661-3697.

Le Pichon, X., J.-C. Sibuet, and J. Francheteau (1977), The fit of the continents around the North Atlantic Ocean, *Tectonophysics*, 38, 169–209

Lithgow-Bertelloni, C., & Richards, M. A. (1995). Cenozoic plate driving forces. Geophysical Research Letters, 22(11), 1317-1320.

Lourenço, N., J. F. Luis, J. M. Miranda, A. Ribeiro, and L. A. Mendes Victor (1998), Morphotectonic analysis of the Azores Volcanic Plateau from a new bathymetric compilation of the area, *Mar. Geophys. Res.*, **20**,141–156.

Luis, J. F., & Miranda, J. M. (2008). Reevaluation of magnetic chrons in the North Atlantic between 35 N and 47 N: implications for the formation of the Azores Triple Junction and associated plateau. Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 113(B10).

Luis, J. M., & Miranda, J. (2012). A refined age grid for the Central North Atlantic. In AGU Fall Meeting Abstracts (Vol. 1, p. 1142).

Malod, J. A., & Mauffret, A. (1990). Iberian plate motions during the Mesozoic. Tectonophysics, 184(3-4), 261-278.

Matthews, D. H., & Williams, C. A. (1968). Linear magnetic anomalies in the Bay of Biscay: a qualitative interpretation. Earth and Planetary Science Letters, 4(4), 315-320.

McKenzie, D. P. (1972), Active tectonics of the Mediterranean region, *Geophys. J. R. Astron. Soc.*, 30,109–185.

McKenzie, D. P., & Parker, R. L. (1967). The North Pacific: an example of tectonics on a sphere. Nature, 216, 1276-1280.

McKenzle, D. P., & Morgan, W. (1969). Evolution of triple junctions. Nature, 224, 125-133.

Miranda, J. M., and A. Pais (1997), Calculation of detailed component maps combining SCHA and digital filtering, *J. Geomag. Geoelectr.*, 49, 373–386.

Miranda, J. M., Luis, J. F., Lourenço, N., & Santos, F. M. (2005). Identification of the magnetization low of the Lucky Strike hydrothermal vent using surface magnetic data. Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 110(B4).

Miranda, J. M., J. Freire Luis, I. Abreu, L. A. Mendes Victor, A. Galdeano, and J. C. Rossignol (1991), Tectonic framework of the Azores Triple Junction, *Geophys. Res. Lett.*, 18, 1421–1424.

Morgan, W. J. (1968). Rises, trenches, great faults, and crustal blocks. Journal of Geophysical Research, 73(6), 1959-1982.

Olivet, J. L., Bonnin, J., Beuzart, P., & Auzende, J. M. (1984). Cinématique de l'Atlantique nord et central. Publications du CNEXO Série Rapports scientifiques et techniques, 54, 1-108.

Olivet, J.-L. (1978), Un nouveau modèle d'évolution de l'Atlantique Nord et central, 230 pp., Ph.D. dissertation, Univ. Paris VII, Paris.

Pitman, W. C., and M. Talwani (1972), Sea-floor spreading in the North Atlantic, Geol. Soc. Am. Bull., 83,619–646

Richards, M. A., & Lithgow-Bertelloni, C. (1996). Plate motion changes, the Hawaiian-Emperor bend, and the apparent success and failure of geodynamic models. Earth and Planetary Science Letters, 137(1), 19-27.

Ries, A. C. (1978). The opening of the Bay of Biscay-a review. Earth-Science Reviews, 14(1), 35-63.

Roest, W. R., and S. P. Srivastava (1991), Kinematics of the plate boundaries between Eurasia, Iberia, and Africa in the North Atlantic from the Late Cretaceous to the present, Geology, 19(6), 613–616.

Royer J-Y and Chang T. (1991) Evidence for relative motion between the Indian and Australian plates during the last 20 Myr from plate tectonic recnstructions: implications for the deformation of the Indo-Australian plate. J. geophys. Res., 96, 11 779-11902.

Russell, S. M., & Whitmarsh, R. B. (2003). Magmatism at the west Iberia non-volcanic rifted continental margin: evidence from analyses of magnetic anomalies. Geophysical Journal International, 154(3), 706-730.

Sabaka, T.J., N. Olsen and M.E. Purucker, 2004, Extending comprehensive models of the Earth's magnetic field with Ørsted and CHAMP data, Geophys. J. Int. 159, 521-547.

Sahabi, M., Aslanian, D., & Olivet, J. L. (2004). A new starting point for the history of the central Atlantic. Comptes Rendus Geoscience, 336(12), 1041-1052.

Searle, R. (1980), Tectonic pattern of the Azores spreading centre and triple junction, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 51, 415–434

Seton, M., Müller, R. D., Zahirovic, S., Gaina, C., Torsvik, T., Shephard, G.,... & Chandler, M. (2012). Global continental and ocean basin reconstructions since 200Ma. Earth-Science Reviews, 113(3), 212-270.

Sibuet, J. C., & Collette, B. J. (1991). Triple junctions of Bay of Biscay and North Atlantic: New constraints on the kinematic evolution. Geology, 19(5), 522-525.

Sibuet, J., Srivastava, S., Manatschal, G., 2007. Exhumed mantle-forming transitional crust in the Newfoundland–Iberia rift and associated magnetic anomalies. Journal of Geophysical Research 112, B06105.

Srivastava, S. P., and C. R. Tapscott (1986), Plate kinematics of the North Atlantic, in The Geology of the North America, vol. M., The Western North Atlantic Region, edited by P. R. Vogt, and B. E. Tucholke, pp.379–404, Geol. Soc. of Am., Boulder, Colo.

Srivastava, S. P., Roest, W. R., Kovacs, L. C., Oakey, G., Levesque, S., Verhoef, J., & Macnab, R. (1990). Motion of Iberia since the Late Jurassic: results from detailed aeromagnetic measurements in the Newfoundland Basin. Tectonophysics, 184(3-4), 229-260.

Srivastava, S. P., H. Schouten, W. R. Roest, K. D. Klitgord, L. C. Kovaks, J. Verhoef, and R. Macnab (1990b),Iberian plate kinematics: A jumping plate boundary between Eurasia and Africa, *Nature*, 344, 756–759.

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, 61–76.

Tucholke, B. E., & Ludwig, W. J. (1982). Structure and origin of the J anomaly Ridge, western North Atlantic Ocean.

Verhoef, J., W. R. Roest, R. Macnab, and J. Arkani-Hamed (1996), Magnetic anomalies of the Arctic and North Atlantic oceans and adjacent land areas, *Open File Rep. 3125a*, Geol. Surv. of Can., Ottawa, Ont.

Vine, F. J., & Matthews, D. H. (1963). Magnetic anomalies over oceanic ridges. Nature, 199(4897), 947-949.

Vine, F. J., & Wilson, J. T. (1965). Magnetic anomalies over a young oceanic ridge off Vancouver Island. Science, 150(3695), 485-489.

Vogt, P. R., and W. Y. Jung (2003), The Terceira Rift as hyper-slow, hotspot-dominated oblique spreading axis: A comparison with other slow-spreading plate boundaries, Earth Planet. Sci. Lett., 218, 77–90.

Williams, C. A. (1973). A fossil triple junction in the NE Atlantic west of Biscay.

Williams, C. A. (1975). Sea-floor spreading in the Bay of Biscay and its relationship to the North Atlantic. Earth and Planetary Science Letters, 24(3), 440-456.

Wilson, R. C. L. (1975). Atlantic opening and Mesozoic continental margin basins of Iberia. Earth and Planetary Science Letters, 25(1), 33-43.