

1 2 9 0



UNIVERSIDADE D
COIMBRA

Rafael Oliveira Dinis

**PALEOMAGNETISMO DO MAGMATISMO ALCALINO
CRETÁCICO DA BACIA LUSITÂNICA E IMPLICAÇÕES
PARA A CURVA DE DERIVA POLAR APARENTE DA
IBÉRIA
CASO DE ESTUDO DAS SOLEIRAS DE ANÇOS E LOMBA DOS
PIANOS**

VOLUME 1

**Dissertação no âmbito do Mestrado em Geociências, na Área de
Especialização em Recursos Geológicos, orientada pelo Professor Doutor Eric
Claude Font, e apresentada ao Departamento de Ciências da Terra da
Faculdade de Ciências e Tecnologia para a obtenção do grau de Mestre.**

julho de 2021

Faculdade de Ciências e Tecnologia da Universidade de Coimbra
Departamento de Ciências da Terra

Paleomagnetismo do Magmatismo Alcalino Cretácico da Bacia Lusitânica e Implicações para a Curva de Deriva Polar Aparente da Ibéria

Caso de Estudo das Soleiras de Anços e Lomba dos Pianos

Rafael Oliveira Dinis

Dissertação no âmbito do Mestrado em Geociências, na Área de Especialização em
Recursos Geológicos, orientada pelo Professor Doutor Eric Claude Font, e
apresentada ao Departamento de Ciências da Terra da Faculdade de Ciências e
Tecnologia para a obtenção do grau de Mestre

julho de 2021



UNIVERSIDADE DE
COIMBRA

AGRADECIMENTOS

Terminando esta jornada, não posso deixar de agradecer a todas as pessoas que foram dando o apoio e a colaboração necessários para que este trabalho fosse realizado.

Começo por agradecer ao meu orientador Professor Doutor Eric Font, por todo o conhecimento que me transmitiu, pela sua orientação desde o início do desenvolvimento do trabalho, pela constante troca de ideias e pela ajuda prestada de forma a melhorar este trabalho. Um muito obrigado por toda a confiança que depositou e por tornar este trabalho desafiante.

Quero agradecer também à Professora Doutora Joana Machado Ribeiro, pelo apoio e disponibilidade, e pela ajuda prestada na preparação e polimento das amostras. À Professora Doutora Elsa Gomes, pelo acompanhamento e ajuda na observação microscópica das amostras analisadas. Ao Professor Doutor João Mata e ao Professor Doutor Pedro Terrinha, pela troca de ideias e de conhecimento. À Doutora Marta Neres, pela ajuda na medição da anisotropia da suscetibilidade magnética e pela troca de ideias.

Quero também agradecer ao Departamento de Ciências da Terra da Universidade de Coimbra, por me ter deixado usufruir das suas instalações e equipamentos, principalmente o laboratório de paleomagnetismo.

Tenho ainda a agradecer ao Instituto Dom Luiz, da Universidade de Lisboa, por me ter permitido utilizar um dos seus laboratórios para as medições de Anisotropia da Suscetibilidade Magnética apresentadas neste trabalho.

À Elisa Sanchez-Moreno (Burgos, Espanha), por ter realizado a obtenção das curvas de histerese e curvas termomagnéticas apresentadas.

AGRADECIMENTOS

Aos meus colegas de curso, em especial ao André e ao Jorge, pelo apoio e companheirismo desde o início deste percurso académico, a quem desejo toda a sorte e sucesso no futuro.

Aos meus amigos de longa data, que me acompanharam ao longo de todo o meu percurso académico, apoiando-me desde o primeiro dia.

À minha família, por todo o apoio desde o primeiro dia da minha etapa académica, por me terem dado a força para nunca desistir e perseguir os meus sonhos.

À Alícia, que me acompanhou em todo este processo, obrigado por todo o teu apoio em todos os momentos, pelas tuas palavras de apoio e carinho, pela tua paciência e por toda a força que me deste para continuar até ao fim. Obrigado por tudo.

RESUMO

A evolução paleogeográfica da Ibéria é ainda motivo de debate. As limitações principais surgem na falta de dados paleomagnéticos confiáveis e de datações radiométricas, bem como a ocorrência de eventos de remagnetização de larga escala. Neste estudo, foram estudadas duas soleiras localizadas na Bacia Lusitânica, Portugal (Anços e Lomba dos Pianos), no sentido de obter novos polos paleomagnéticos de qualidade para a calibração da Curva de Deriva Polar Aparente da placa Ibérica durante o Cretácico. Os resultados das propriedades magnéticas (curvas de magnetização remanescente isotérmica, termomagnéticas e de histerese; anisotropia da suscetibilidade magnética) bem como da petrografia indicam uma mineralogia magnética primária, sendo a titanomagnetite o portador principal da magnetização remanescente nas duas soleiras estudadas. O *fabric* magnético, determinado pela anisotropia de suscetibilidade magnética (ASM), é oblato no caso de Anços, com um vetor k_3 subvertical que permite corrigir as direções magnéticas registada nestas rochas pelo possível basculamento tectónico pós-intrusão. No caso de Lomba dos Pianos, não foi possível determinar um *fabric* magnético bem definido. Os padrões de desmagnetização de 228 amostras de Anços (AN) e 187 amostras de Lomba dos Pianos (LP) são estáveis e permite calcular um polo paleomagnético de $Plong=26.0^\circ$, $Plat=-71.1^\circ$ ($A95=0.93^\circ$) para Anços e $Plong=20.2^\circ$, $Plat=-78.0^\circ$ ($A95=1.42^\circ$) para Lomba dos Pianos. A comparação da direção destes novos polos com polos de referência indica uma idade de 88-94 Ma para as duas soleiras estudadas, consistente com a idade do primeiro pulso do magmatismo alcalino do Cretácico que afetou a Bacia Lusitânica. Uma análise estatística dos dados paleomagnéticos de AN e LP indica que a variação secular não foi minimizada, devido a um tempo relativamente curto inerente ao arrefecimento destes corpos. Deste modo, foi recalculado um polo paleomagnético para o intervalo de 88-94 Ma a partir da média dos polos geomagnéticos virtuais de AN, LP e outras soleiras estudadas por outros autores.

RESUMO

A partir da compilação de dados já existentes com o novo polo obtido a 88-94 Ma, foi feita uma reconstituição paleogeográfica da evolução da placa Ibérica no intervalo de 160-60 Ma. Neste modelo, a Ibéria sofre um movimento de rotação anti-horário de $\sim 30^\circ$ a partir do fim do Cretácico inferior, acompanhado de uma deriva da placa para leste, provavelmente controlada pela abertura da Baía da Biscaia. Depois do Albiano (<100 Ma), a subida da placa Africana faz a Ibéria colidir com a placa Euroasiática, levando à posterior formação dos Pirenéus durante o Terciário. Porém, a ~ 60 Ma, este modelo apresenta um hiato entre a Ibéria e a Eurásia, sugerindo a existência de uma antiga crosta oceânica ou de um corredor continental.

Palavras-chave: Placa Ibérica, Paleomagnetismo, CDPA, Magmatismo Alcalino do Cretácico, Bacia Lusitânica

ABSTRACT

The paleogeographic evolution of the Iberian Plate is still a matter of debate. Main limitations arise from the lack of reliable paleomagnetic data and radiometric dating, as well as the occurrence of widespread remagnetization events. Here, we studied two sills located in Lusitanian Basin, Portugal (Anços and Lomba dos Pianos), in order to obtain new high quality paleomagnetic poles to the calibration of the APWP of Iberian Plate during the Cretaceous. The magnetic properties (isothermal remanent magnetization, thermomagnetic and hysteresis curves; anisotropy of magnetic susceptibility - AMS) and petrographic results indicate a primary magnetic mineralogy, with titanomagnetite as the main carrier of the remanent magnetization in both sills. The magnetic *fabric* determined by AMS is oblate in the Anços sill, with a subvertical k_3 vector allowing the correction of the magnetic directions registered in the rocks by possible post-intrusion tilting. In Lomba dos Pianos sill, the magnetic *fabric* showed scattered directions. Demagnetization patterns of 228 samples of Anços (AN) and 187 samples of Lomba dos Pianos (LP) are stable and allowed to calculate a paleomagnetic pole with $Plong=26.0^\circ$, $Plat=-71.1^\circ$ ($A95=0.93^\circ$) for Anços and $Plong=20.2^\circ$, $Plat=-78.0^\circ$ ($A95=1.42^\circ$) for Lomba dos Pianos. The comparison of the directions of the new poles with reference poles indicates an age of 88-94 Ma for both studied sills, consistent with the age of the first pulse of Cretaceous Alkaline Magmatism that affected the Lusitanian Basin. A statistical analysis of the paleomagnetic data of AN and LP shows that the paleosecular variation was not minimized, due to a relatively short time of cooling of these bodies. Alternatively, a new paleomagnetic pole was recalculated for the 88-94 Ma interval based on the mean of the virtual paleomagnetic poles of AN and LP, and other sills studied previously by other authors. Based on this compilation, a new paleogeographic reconstruction of the Iberian Plate is proposed in the interval of 160-60 Ma.

ABSTRACT

In this model, the Iberia suffers a counterclockwise rotation of $\sim 30^\circ$ from the end of the Late Cretaceous, accompanied with an Eastern plate drift, probably controlled by the opening of the Biscay Bay. After the Albian (<100 Ma), the northward drift of the African plate led Iberia to collide with the Euroasiatic plate, leading to the posterior formation of the Pyrennes in the Tertiary. However, at ~ 60 Ma this model shows a gap between the Iberia and the Euroasiatic plates, suggesting the presence of an old oceanic crust or a continental corridor.

Keywords: Iberian plate, Paleomagnetism, APWP, Cretaceous Alkaline Magmatism, Lusitanian Basin

ÍNDICE

1. INTRODUÇÃO.....	1
1.1. ESTADO DE ARTE.....	1
1.2. OBJETIVOS.....	8
1.3. ESTRUTURA DA DISSERTAÇÃO	9
2. PRINCÍPIOS TEÓRICOS.....	11
2.1 GEOMAGNETISMO	11
2.1.1 O Campo Magnético Terrestre.....	11
2.1.2 Modelo do Dipolo Geocêntrico Axial	12
2.1.3 Variações no Campo Magnético Terrestre.....	13
2.2 PROPRIEDADES MAGNÉTICAS	15
2.2.1 Comportamentos Magnéticos.....	15
2.2.2 Domínios Magnéticos	17
2.2.3 Curvas de Histerese.....	18
2.2.4 Magnetização Induzida e Remanescente	19
2.2.5 Magnetização Remanescente Isotérmica (IRM “Isothermal Remanence Magnetization”).....	21

2.2.6	Curvas Termomagnéticas (Curvas M-T)	22
2.3	ANISOTROPIA DA SUSCETIBILIDADE MAGNÉTICA (AMS “ANISOTROPY OF MAGNETIC SUSCEPTIBILITY”).....	24
2.4	PALEOMAGNETISMO	25
2.4.1	Polos Magnéticos: Tipos e definições.....	25
I.	Polo Geomagnético.....	25
II.	Polo Geomagnético Virtual (VGP – “Virtual Geomagnetic Pole”)	26
III.	Polo Paleomagnético.....	26
IV.	Cálculo do Polo Paleomagnético e Variação Secular	27
2.4.2	Confiança dos dados paleomagnéticos: os Critérios Q (Van der Voo, 1990) e os Critério R (Meert, 2020).....	28
2.4.3	Reconstituição paleogeográfica	30
I.	Polos de Euler.....	30
II.	Curva de Deriva Polar Aparente	32
3.	<i>CONTEXTO GEOGRÁFICO E GEOLÓGICO</i>	35
3.1	EVOLUÇÃO PALEOGEOGRÁFICA DA IBÉRIA DURANTE O MESOZOICO	35
3.2	EVOLUÇÃO GEODINÂMICA DA BACIA LUSITÂNICA.....	37
3.3	ASPETOS GEOLÓGICOS DAS SOLEIRAS DE ANÇOS E Lomba dos Pianos.....	40
4.	<i>MÉTODOS E AMOSTRAGEM</i>	43
4.1	TRABALHO DE CAMPO – AMOSTRAGEM	43
4.2	TRABALHO DE LABORATÓRIO.....	44
4.2.1	Curvas IRM.....	49
4.2.2	ASM	50
4.2.3	Curvas de Histerese.....	51
4.2.4	Curvas Termomagnéticas (M-T)	51

4.2.5	Observação Microscópica.....	52
4.3	TRABALHO DE GABINETE – GPLATES.....	53
5.	<i>RESULTADOS</i>	55
5.1	ANÇOS.....	55
5.1.1	Mineralogia magnética.....	55
I.	Curvas IRM.....	55
II.	Curvas de histerese	58
III.	Curvas Termomagnéticas.....	59
IV.	Anisotropia da Suscetibilidade Magnética (ASM)	60
5.1.2	Observação Microscópica.....	61
5.1.3	Paleomagnetismo.....	63
5.2	LOMBA DOS PIANOS.....	66
5.2.1	Mineralogia magnética.....	66
I.	Curvas IRM.....	66
II.	Curvas de histerese	69
III.	Curvas termomagnéticas	70
IV.	ASM.....	71
5.2.2	Observação Microscópica.....	72
5.2.3	Paleomagnetismo.....	74
6.	<i>DISCUSSÃO</i>	77
6.1	MINERALOGIA MAGNÉTICA	77
6.2	VARIAÇÃO PALEOSECULAR	80
6.3	POLOS PALEOMAGNÉTICOS E CDPA DA IBÉRIA	83
6.4	RECONSTITUIÇÃO PALEOGEOGRÁFICA DA IBÉRIA NO INTERVALO 200-60 Ma.....	87
7.	<i>SÍNTESE FINAL</i>	91

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS 95

ÍNDICE DE FIGURAS

- Figura 1. Modelos da evolução da Ibéria durante o Mesozoico. (A) Modelo de Olivet (1996), defendendo um deslocamento transtensivo para Oriente. (B) Modelo de Vissers & Meijer (2012a), definindo uma abertura em esfenocasma do Golfo da Biscaia. (C) Modelo de Jammes et al. (2009), representando um modelo de desligamento seguido de uma fase de distensão. Legenda: NA: América do Norte, EUR: Europa, IB: Ibéria, NGFZ – Zona de fratura de Gibraltar. Retirado de Vissers et al. (2016)..... 3
- Figura 2. (A) Polos paleomagnéticos do Cretácico para a Ibéria, com numeração dos polos representados. (B) Polos paleomagnéticos selecionados para a calibração da CDPA da Ibéria, com remoção de polos de baixa qualidade. (C) Polos paleomagnéticos médios para a Ibéria, com idades entre os 70 Ma e os 160 Ma, calculados a partir dos polos selecionados. (D) Polos paleomagnéticos médios atualizados para as coordenadas Africanas, comparando com a CDPA Global. (E) Comparação entre os polos médios do Cretácico da África (compilação de Font et al. (2009)). Representações efetuadas no Hemisfério Sul. Retirado de Neres et al. (2012)..... 5
- Figura 3. (A) Dados paleomagnéticos de Vissers et al. (2016), apresentando a variação da declinação da Ibéria durante o Mesozoico. Representação dos polos paleomagnéticos obtidos, referentes a direções single-site e a direções site-mean (a vermelho e a amarelo, respetivamente). (B) Caracterização do conjunto de dados como remagnetizações (verde), de locais instáveis da Ibéria (roxo), e pontos de direções primárias confiáveis (amarelo). (C) Comparação das CDPA construídos por Vissers et al. (2016), Olivet (1996) e Jammes et al. (2009) (azul, roxo e preto, respetivamente). Dados obtidos por Neres et al. (2012) referidos como N12 e dados confiáveis de Vissers et al. (2016) referidos como V16. (Barnett-Moore et al., 2017). 6
- Figura 4. Modelo Dipolar Geocêntrico Inclinado. Adaptado de Paleomagnetism: Magnetic Domains to Geologic Terranes (Butler, 1992). 12
- Figura 5. Componentes do Campo Geomagnético. Adaptado de Paleomagnetism: Magnetic Domains to Geologic Terranes (Butler, 1992). 13
- Figura 6. Modelo do Dipolo Geocêntrico Axial. Retirado de Encyclopedia of Geomagnetism and Palaeomagnetism (2007)..... 13

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 7. Posições do polo norte geomagnético nos últimos 2000 anos, com os pontos médios respetivos a intervalos de 100 anos. Retirado de Paleomagnetism: Magnetic Domains to Geologic Terranes (Butler, 1992).	14
Figura 8. Classificação dos vários tipos de comportamentos magnéticos dos materiais. Retirado de The Magnetic Anisotropy of Rocks (Tarling e Hrouda, 1993).	16
Figura 9. Repartição dos momentos magnéticos numa partícula SD esférica (a), numa partícula MD (b), e ao longo das paredes de Bloch (c). Retirado de Paleomagnetism: Magnetic Domains to Geologic Terranes (Butler, 1992).	17
Figura 10. Exemplo de uma curva de histerese. Retirado de Paleomagnetism: Magnetic Domains to Geologic Terranes (Butler, 1992).	19
Figura 11. Exemplo de decomposição de uma curva IRM, demonstrando as três curvas decompostas: (a) Linear Acquisition Plot (LAP), (b) Gradient Acquisition Plot (GAP), e (c) Standardised Acquisition Plot (SAP), e os três parâmetros: SIRM, $B_{1/2}$ (campo de aquisição médio), e DP (parâmetro de dispersão).	22
Figura 12. Exemplo de curvas termomagnéticas, com representação da evolução da suscetibilidade magnética com o aumento da temperatura (curvas a vermelho) e com a sua diminuição (curvas a azul). Retirado de Estudio paleomagnético preliminar de lavas cretácicas y paleógenas del distrito de Bolnisi, Cáucaso Menor, Georgia (Bógalo et al., 2016).	23
Figura 13. (a) Elipsoide da AMS, com um sistema de coordenadas (x, y, z), com representação das direções do elipsoide (K1, K2, K3). (b) Diagrama de Flinn, relacionando os parâmetros Linear e Planar da Anisotropia. (c) Diagrama de Jelinek, relacionando a Anisotropia Total com a Forma. Retirado de Testing Iberian kinematics at Jurassic-Cretaceous times (Neres et al., 2013).	25
Figura 14. Determinação do polo paleomagnético P (λ_p, ϕ_p) da localização S (λ_s, ϕ_s). Legenda: D – declinação; I – inclinação, m – dipolo geocêntrico, p – colatitude (distância angular entre S e P, β – diferença entre as longitudes do polo geomagnético e do sítio em causa). Retirado de Paleomagnetism: Magnetic Domains to Geologic Terranes (Butler, 1992).	27
Figura 15. Exemplo do Polo de Euler. Retirado de Paleomagnetism: Magnetic Domains to Geologic Terranes (Butler, 1992).	30
Figura 16. Exemplo teórico da utilização de CDPA para reconstituições paleogeográficas. Retirado de Paleomagnetism: Magnetic Domains to Geologic Terranes (Butler, 1992).	31
Figura 17. (a) CDPA da América do Norte (a negrito) e da Europa (a cinza) do Paleozoico e Mesozoico, representando o momento da abertura do Oceano Atlântico e a separação dos continentes Norte Americano e Europeu. (b) Reconstituição paleogeográfica dos dois continentes no Jurássico Médio, evidenciando que neste momento os dois continentes estariam unidos, formando um continente apenas. Retirado de Paleomagnetism: Magnetic Domains to Geologic Terranes (Butler, 1992).	31
Figura 18. CDPA da América do Norte, no Mesozoico e Cenozoico (Irving et al., 1982). Idades mostradas em Milhões de anos; elipses de confiança de 95%. Retirado de Paleomagnetism: Magnetic Domains to Geologic Terranes (Butler, 1992).	33

PALEOMAGNETISMO DO MAGMATISMO ALCALINO CRETÁCICO DA BACIA LUSITÂNICA E IMPLICAÇÕES PARA A CURVA DE DERIVA POLAR APARENTE DA IBÉRIA

Figura 19. Enquadramento geográfico e tectónico da Bacia Lusitânica e de outras bacias da Margem Ocidental Ibérica. Definição de sectores (1 – Rocha & Soares, 1984; 2 – Ribeiro et al., 1996) e localização de perfis representados noutras figuras. A, B e T, sub-bacias formadas durante o 3.º episódio de rifting, respectivamente: Arruda, Bombarral e Turcifal. Sondagens: Ca – Carapau, Do – Dourada, Mo – Moreia, Vm – Vermoil, SM – S. Mamede, Ga – Gaiteiros, Cp – Campelos, Bf – Benfeito, Ar – Arruda, Ms – Monsanto, Br – Barreiro, Mj – Montijo, Go – Golfinho. Retirado de A Bacia Lusitânica: estratigrafia, paleogeografia e tectónica, (Kullberg et al., 2013)..... 38

Figura 20. Mapa geológico esquemático da Bacia Lusitânica, representando as principais ocorrências do magmatismo alcalino do Cretácico Inferior na Bacia Lusitânica e na Margem Ibérica Ocidental. LVC – Complexo Vulcânico de Lisboa; Soleiras de Anços (AN), Lomba dos Pianos (LP), Foz da Fonte (FF), Paço de Ilhas (PI) e de Sesimbra (SE); MRD – Complexo de diques radiais de Maфра; CD: Diques de Cascais; Mz – Sedimentos do Mesozoico (Bacia Lusitânica); Cz – Sedimentos do Cenozoico; ATHB – Faixa de cavalgamento da Arrábida (Mioceno); SEStH – Falha de Estremadura. Retirado de Neres et al. (2014)..... 39

Figura 21. (A) Contexto geológico de Anços (AN) e Lomba dos Pianos (LP), com representação dos eventos magmáticos do Cretácico mais significativos: Maciços de Sintra e Monchique, e CVL (Complexo Vulcânico de Lisboa. (B) Aproximação da região de implementação dos eventos magmáticos na Bacia Lusitânica. (C) Carta Geológica 34-A Sintra, na escala de 1:50 000, referente à zona de estudo. (D) Recorte da carta geológica com marcação da localização das soleiras de Anços e Lomba dos Pianos. (E) Fotografia de campo de Lomba dos Pianos. (F) Fotografia de campo de Anços. 41

Figura 22. Fotografias de campo. (A) e (B) Panorama geral da soleira de Anços. (C) Fotografia aproximada de um dos locais de recolha de amostras de Anços. (D) e (E) Panorama geral da soleira de Lomba dos Pianos. (F) Fotografia aproximada da soleira, mostrando o aspeto geral das rochas aflorantes. 42

Figura 23. Procedimento de recolha de amostras para estudos paleomagnéticos. Retirado de : paléomagnétisme des cap carbonates du craton amazonien (Brésil): implications pour les glaciations du néoprotérozoïque (Tese de doutoramento de Eric Font, 2005). 45

Figura 24. Perfuradora manual, alimentada a gasolina, e com um sistema de arrefecimento com água. 46

Figura 25. Orientador das amostras..... 46

Figura 26. Cilindros analisados de Anços. 46

Figura 27. Cilindros analisados de Lomba dos Pianos. 46

Figura 28. Magnetómetro rotativo Minispin (Molspin Ind.). 47

Figura 29. Desmagnetizador de campo alternado LDA-3A (AGICO). 48

Figura 30. Diagrama exemplificativo da desmagnetização e dos respetivos vetores NRM, com evidência da variação das suas direções e intensidades. Retirado de Paleomagnetism: Magnetic Domains to Geologic Terranes (Butler, 1992). 48

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 31. ASC Scientific IM-10 Impulse Magnetizer.....	50
Figura 32. MFK1-Kappabridge (AGICO).....	50
Figura 33. Balança de Curie.....	51
Figura 34. Struers RotoPol-35.....	52
Figura 35. Curvas LAP, GAP e SAP obtidas para a amostra de Anços AN9C2 (Kruiver et al., 2001).....	57
Figura 36. Gráficos dos resultados de IRM obtidos de Anços, com a relação $B/\log(\text{SIRM})$, representando as diferenças de saturação obtidas para as amostras (à esquerda), e com a relação $\log(B)/(\text{IRM}/\text{SIRM})$, apresentando o tipo de variação no espectro da coercividade e o valor da saturação das amostras (à direita). B em militesla (mT) e IRM de saturação SIRM representado em mA/m.....	57
Figura 37. Curvas IRM de amostras de Anços tratadas com o software MaxUnMix (Maxbauer et al., 2016).....	58
Figura 38. Curvas de histerese obtidas para as amostras AN5C3 e AN12E2.....	59
Figura 39. Curvas Termomagnéticas das amostras de Anços AN1F2 e AN9C2.....	60
Figura 40. Dados AMS (Anisoft) para Anços. À esquerda: Estereograma com a representação dos vetores de todas as amostras analisadas (k1-máximo, k2-intermédio, k3-mínimo); Canto superior direito: Valores médios da Anisotropia (K) em função da Anisotropia Total (P); Diagrama de Canto inferior direito: Diagrama de Jelinek, permitindo compreender o fabric das amostras.....	61
Figura 41. Microfotografia das amostras observadas de Anços. (A) Cristais de magnetite (Mgt) de grandes dimensões. (B) Associação de cristais de magnetite (Mgt) com pirite (Pir), calcopirite (Cpir) e ilmenite (ilm). (C) Observação aproximada de um cristal de pirite (Pir) como inclusão na magnetite (Mgt). (D) Observação aproximada de cristal de magnetite (Mgt). (E) Cristais euédricos de pirite (Pir). (F) Observação de golfos de reação comuns na ilmenite (ilm). Escala das observações 1:100 μm	62
Figura 42. Resultados paleomagnéticos obtidos da soleira de Anços. Diagrama estereográfico (esquerda); Diagrama de Zijderveld (meio); Curva de intensidade da magnetização versus campo AF desmagnetizante (direita).....	64
Figura 43. Projeção estereográfica dos resultados paleomagnéticos de Anços, com correção de basculamento (à esquerda). Valores do ChRM obtido para Anços (à direita).....	65
Figura 44. Curvas LAP, GAP e SAP obtidas para a amostra de Lomba dos Planos LP3V3 (Kruiver et al., 2001).....	68
Figura 45. Gráficos dos resultados de IRM obtidos de Lomba dos Planos, com a relação $B/\log(\text{SIRM})$, representando as diferenças de saturação obtidas para as amostras (à esquerda), e com a relação $\log(B)/(\text{IRM}/\text{SIRM})$, apresentando o tipo de variação no espectro da coercividade e o valor da saturação das amostras (à direita). B em militesla (mT) e IRM de saturação SIRM representado em mA/m.....	68

PALEOMAGNETISMO DO MAGMATISMO ALCALINO CRETÁCICO DA BACIA
LUSITÂNICA E IMPLICAÇÕES PARA A CURVA DE DERIVA POLAR APARENTE DA IBÉRIA

- Figura 46. Curvas IRM das amostras de Lomba dos Pianos tratadas com o software MaxUnMix (Maxbauer et al., 2016). 69
- Figura 47. Curvas de histerese obtidas para as amostras LP2G1 e LP3J2. 70
- Figura 48. Curvas termomagnéticas das amostras de Lomba dos Pianos LP1A2 e LP3A2..... 70
- Figura 49. Resultados AMS de Lomba dos Pianos. À esquerda: Estereograma com a representação dos vetores de todas as amostras analisadas (k1-máximo, k2-intermédio, k3-mínimo); Canto superior direito: Valores médios da Anisotropia (K) em função da Anisotropia Total (P); Diagrama de Canto inferior direito: Diagrama de Jelinek, permitindo compreender o fabric das amostras..... 72
- Figura 50. Microfotografia das amostras observadas no microscópio ótico petrográfico de Lomba dos Pianos. (A) Cristais de magnetite (Mgt) em associação com cristais euédricos a subédricos de pirite (Pir). (B) Observação ampliada de maghemite (Mht) em cristal de magnetite (Mgt) com presença de golfos de reação. (C) Associação mineralógica de magnetite (Mgt) e ilmenite (ilm). (D) Ocorrência de cristais de pirite (Pir) como inclusões em cristal de magnetite (Mgt). (E) Cristal euédrico de forma esférica de magnetite (Mgt). (F) Observação de cristal de pirite (Pir) de pequenas dimensões nas redondezas de cristal de magnetite (Mgt), de maiores dimensões. Escala de observação 1:100 μm . 73
- Figura 51. Resultados paleomagnéticos obtidos da soleira de Lomba dos Pianos. Diagrama estereográfico (esquerda); Diagrama de Zijderveld (meio); Curva de intensidade da magnetização versus campo AF desmagnetizante (direita). 75
- Figura 52. Projeção estereográfica dos resultados paleomagnéticos de Lomba dos Pianos (à esquerda). Valores do ChRM obtido para Lomba dos Pianos (à direita). 76
- Figura 53. Diagrama de Day modificado (Dunlop, 2002) para rochas gabroicas e doleríticas. Representação das amostras analisadas de Paço d’Ilhas (PI) e Foz da Fonte (FF) (Neres et al., 2012), e amostras de Anços (AN) e Lomba dos Pianos (LP). 79
- Figura 54. Polos paleomagnéticos calculados para as soleiras de Anços (AN) e Lomba dos Pianos (LP). Compilação com os polos de Neres et al. (2012) de Paço d’Ilhas (PI) e Foz da Fonte (FF), com idades obtidas por datação radiométrica de 88 Ma e 94 Ma, respetivamente. Curva de Deriva Polar Aparente da Ibéria, com representação (a cinzento) dos polos médios para as idades de 70, 88, 100, 120, 125 e 142 Ma. Os intervalos correspondem ao intervalo de confiança A95. 85
- Figura 55. (A) Polos paleomagnéticos médios da Ibéria calculados por Neres et al. (2012), utilizados na CDPA. (B) Reformulação dos polos paleomagnéticos médios, calibrando a CDPA da Ibéria, utilizando os dados selecionados por Neres et al. (2012) e os dados de Anços e Lomba dos Pianos obtidos neste estudo..... 86
- Figura 56. Reconstituições paleogeográficas da Ibéria a 200, 170, 140, 120, 115, 110, 100 e 60 Ma, utilizando o modelo base de Torsvik e Cock (2017) no software GPlates. 89

ÍNDICE DE TABELAS

Tabela 1. Valores IRM obtidos para as amostras de Anços.....	56
Tabela 2. Rácios obtidos das curvas de histerese das amostras de Anços.	59
Tabela 3. Valores AMS obtidos no software Anisoft das amostras analisadas de Anços.	61
Tabela 4. Resultados paleomagnéticos de Anços: ChRM médio obtido e respetivo polo paleomagnético. Legenda: N – número de amostras utilizadas; N _s – número total de amostras recolhidas; D – declinação (em graus); I – inclinação (em graus); k – parâmetro de precisão do ChRM; R – intensidade do vetor resultante; K – parâmetro de precisão do paleopolo obtido.	66
Tabela 5. Valores IRM obtidos para as amostras de Lomba dos Pianos.	67
Tabela 6. Rácios calculados para as amostras de Lomba dos Pianos.....	69
Tabela 7. Valores AMS de Lomba dos Pianos obtidos no software Anisoft.....	71
Tabela 8. Resultados paleomagnéticos de Anços: ChRM médio obtido e respetivo polo paleomagnético. Legenda: N – número de amostras utilizadas; N _s – número total de amostras recolhidas; D – declinação (em graus); I – inclinação (em graus); k – parâmetro de precisão do ChRM; R – intensidade do vetor resultante; K – parâmetro de precisão do paleopolo obtido.	74
Tabela 9. Dados utilizados para adaptação do Diagrama de Day. Retirado de Theory and application of the Day plot (J_{rs}/J_s versus H_{cr}/H_c) (Dunlop, 2002).....	79
Tabela 10. Envelope do A95, proposto por Deenen et al. (2011), obtido para as soleiras de Anços e Lomba dos Pianos (este estudo), e para as soleiras de Paço de Ilhas e Foz da Fonte (Neres et al., 2012), e resultantes da compilação dos dados de Anços, Lomba dos Pianos, Paço d'Ilhas e Foz da Fonte.	82

ÍNDICE DE TABELAS

Tabela 11. Características dos Polos Paleomagnéticos médios para as idades de 70, 88, 100, 120, 125 e 142 Ma (Neres et al., 2012). Representação da latitude, longitude, A95 e idade definida para as soleiras de Paço d'Ilhas (PI) e Foz da Fonte (FF) (Neres et al., 2012) e das soleiras de Anços (AN) e Lomba dos Pianos (LP). * Polo recalculado para o intervalo de 88-100 Ma, adicionando os dados obtidos de Anços e Lomba dos Pianos.	85
---	----

SIGLAS E ACRÓNIMOS

AF	Campo Alternado
ASM	Anisotropia da Suscetibilidade Magnética
AN	Anços
CDPA	Curva de Deriva Polar Aparente
ChRM	Magnetização Remanescente Característica
CMT	Campo Magnético Terrestre
CNP	Supercron Normal Cretácico
CVL	Complexo Vulcânico de Lisboa
DP	Parâmetro de dispersão
FF	Foz da Fonte
DGA	Dipolo Geocêntrico Axial
IRM	Magnetização Remanescente Isotérmica
LP	Lomba dos Pianos
MD	Multidomínio
MRD	Magnetização Remanescente Detrítica
MRN	Magnetização Remanescente Natural

LISTA DE ABREVIACOES

MRQ	Magnetização Remanescente Química
MRT	Magnetização Remanescente Térmica
MRTV	Magnetização Remanescente Termoviscosa
MRV	Magnetização Remanescente Viscosa
PEP	Polo de Euler Paleomagnético
PI	Paço de Ilhas
PSD	Pseudo Monodomínio
SD	Monodomínio
SIRM	Saturação da Magnetização Remanescente Isotérmica
VGP	Polo Geomagnético Virtual
WIM	Margem Ibérica Ocidental

1. INTRODUÇÃO

1.1. ESTADO DE ARTE

No início do século XX, Alfred Wegener (1912) propunha um modelo de deriva continental, defendendo que os continentes hoje conhecidos tiveram origem num supercontinente que foi posteriormente se fragmentando (Pangeia) e, que esses mesmos fragmentos foram sofrendo movimentações ao longo da escala de tempo geológico, alterando as suas posições no planeta. Embora tenha apresentado algumas evidências que confirmassem a sua teoria, o seu modelo foi pouco aceite e bastante criticado pela comunidade científica.

Contudo, a tectónica de placas tornou-se um modelo consensual, tendo sido reforçada por dados paleomagnéticos dos vários continentes, bem como a descoberta das anomalias magnéticas nos fundos oceânicos, levando à aceitação do modelo de deriva continental de Wegener. Atualmente defende-se que a tectónica de placas é responsável pela formação e fragmentação de supercontinentes desde a origem do planeta Terra, atuando como um ciclo periódico na escala de tempo geológico. Com isto, o desenvolvimento de ferramentas que levassem à compreensão deste processo geológico, e a curiosidade de descobrir a evolução do planeta desde os seus primórdios, tornou-se essencial.

Surge assim o paleomagnetismo, que através do estudo da evolução do campo magnético terrestre ao longos das épocas geológicas, permite determinar de forma relativa a idade das rochas que constituem os continentes e determinar a posição geográfica daquele mesmo continente naquele momento específico.

INTRODUÇÃO

Um dos casos de maior debate nos últimos tempos é a evolução paleogeográfica da Ibéria durante o Mesozoico (Neres et al., 2012, Neres et al., 2013, Vissers et al., 2016). Após a fraturação da Pangeia no final do Pérmico (~260 Ma), a Placa Ibérica moveu-se de forma independente em relação às placas vizinhas (Africana e Eurásia), até colidir com a Eurásia durante o Cenozoico (~66 Ma). Existem dois principais modelos definidos para a evolução paleogeográfica da Ibéria: o primeiro, que infere uma convergência de placas, que forma os Pirenéus, em resposta a uma abertura da Baía da Biscaia em esfenocasma, apresentando um polo de rotação da Ibéria em relação à Europa localizado perto da Baía da Biscaia (Carey, 1958; Srivastava et al., 2000; Rosenbaum et al., 2002; Sibuet et al., 2004a); o segundo, que assume uma movimentação extensional ou transtensional nos Pirenéus, compatível com a abertura da Baía da Biscaia, apresentando um polo de rotação localizado perto de Paris (Le Pichon et al., 1970; Olivet, 1996; Stampfli et al., 2002; Jammes et al., 2009).

Os possíveis cenários para este movimento compreendem entre um modelo de deslocamento transtensivo da Placa Ibérica para oriente em relação à placa Eurásia (Olivet, 1996), um modelo de desligamento seguido de uma fase de distensão (Jammes et al., 2009), ou uma abertura em esfenocasma do Golfo da Biscaia associada à subdução no setor dos Pirenéus (Vissers e Meijer, 2012a) (Figura 1).

Os modelos de Olivet (1996), Jammes et al. (2009), e de Vissers e Meijer (2012a) utilizaram as anomalias magnéticas de fundo marinho. No entanto, estas anomalias magnéticas são limitadas aos últimos 125 Ma, para além da sua origem ser controversa, já que podem ser resultantes de magmatismo local ou de serpentinização, em vez de ser o registo original da expansão oceânica (Bronner et al., 2011).

Até recentemente, a anomalia magnética J era bastante utilizada para a reconstrução cinemática da Ibéria. Interpretada como o início da sequência M das anomalias magnéticas de fundo oceânico (M0-M3), identificando a anomalia M20 na Planície Abissal da Ibéria e na Bacia da Terra Nova, Bronner et al. (2011) concluiu que a anomalia J seria resultado da intrusão de um magma, questionando a ideia de que esta se terá formado durante a abertura do Oceano Atlântico, defendendo assim um pulso de magmatismo como causador da rutura continental antes da abertura do fundo do mar. Bronner et al. (2011) sugeriu assim que as reconstruções da Ibéria anteriormente propostas teriam de ser revistas, ou até mesmo rejeitadas.

PALEOMAGNETISMO DO MAGMATISMO ALCALINO CRETÁCICO DA BACIA LUSITÂNICA E IMPLICAÇÕES PARA A CURVA DE DERIVA POLAR APARENTE DA IBÉRIA

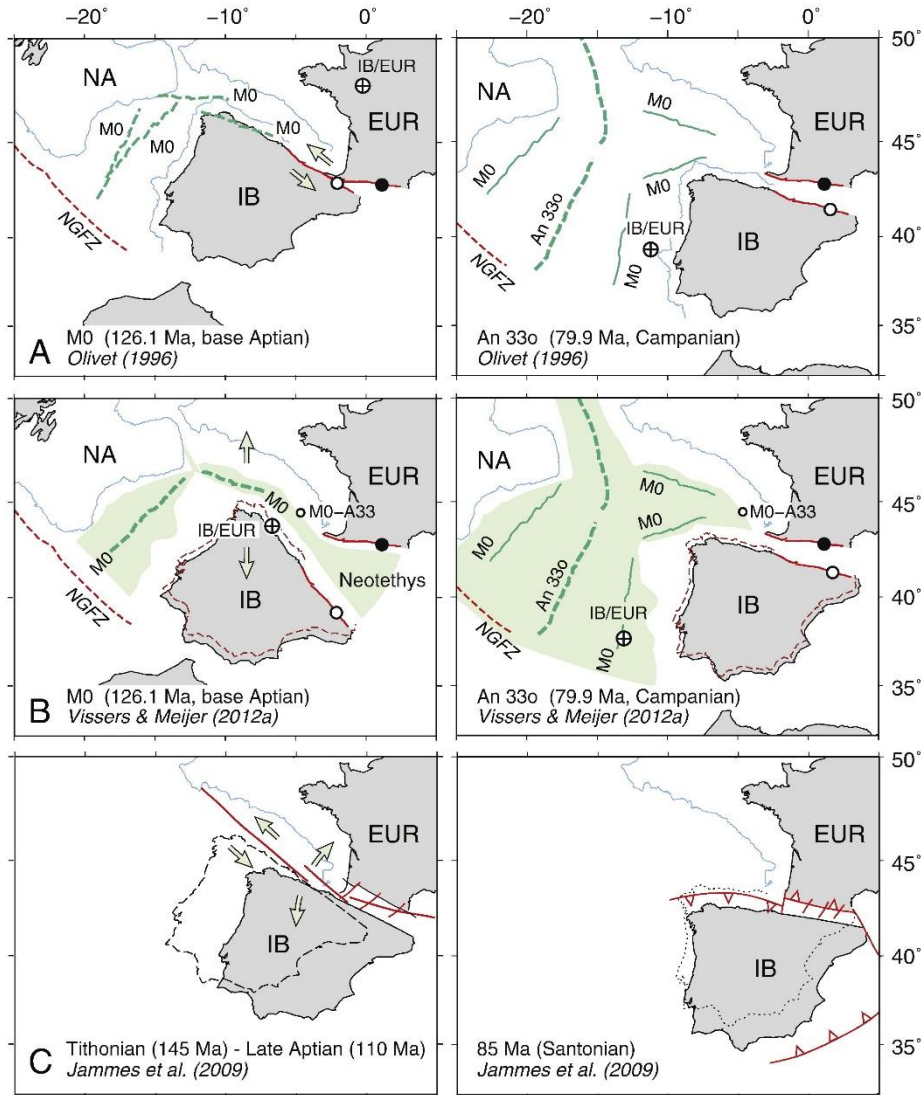


Figura 1. Modelos da evolução da Ibéria durante o Mesozoico. (A) Modelo de Olivet (1996), dependendo um deslocamento transtensivo para Oriente. (B) Modelo de Vissers & Meijer (2012a), definindo uma abertura em esfenocasma do Golfo da Biscaia. (C) Modelo de Jammes et al. (2009), representando um modelo de desligamento seguido de uma fase de distensão. Legenda: NA: América do Norte, EUR: Europa, IB: Ibéria, NGFZ – Zona de fratura de Gibraltar. Retirado de Vissers et al. (2016).

Em alternativa, os modelos cinemáticos podem ser construídos a partir de dados paleomagnéticos. As reconstruções cinemáticas baseadas nos dados paleomagnéticos sugerem um modelo de rotação anti-horário de $\sim 35^\circ$ durante o Aptiano (Van der Voo, 1969, Gong et al., 2008b), um modelo de rotação descontínua de duas fases no sentido anti-horário (Galdeano et al., 1989, Moreau et al., 1997), e uma sucessão de rotações no sentido horário e no sentido anti-horário (Storetvedk et al., 1987, 1990).

INTRODUÇÃO

Neres et al. (2012, 2013) fizeram uma análise detalhada da qualidade dos polos paleomagnéticos da Ibéria (Figuras 2A e 2B) e, a partir de uma seleção rigorosa baseada em critérios de qualidade, calcularam polos médios para diferentes intervalos de tempo para compilar uma nova Curva de Deriva Polar Aparente (CDPA) da Ibéria (Figuras 2A e 2C). Esses polos médios foram posteriormente transpostos em coordenadas geográficas da África usando polos de Euler disponíveis na literatura para poder ser comparados com a CDA global da África recentemente publicada por Torsvik et al. (2012) (Fig. 2D). Com essa abordagem, conseguiram demonstrar que tanto os polos paleomagnéticos como os polos de Euler são compatíveis para o intervalo de tempo de 60-100 Ma, mas problemáticos no intervalo de 100-200 Ma, provavelmente devido à baixa qualidade dos dados paleomagnéticos e dos polos de Euler obtidos através das anomalias magnéticas de fundo marinho.

Barnett-Moore et al. (2016) criticou a utilização dos dados paleomagnéticos existentes da Ibéria no Cretácico para a reconstrução paleogeográfica da Placa Ibérica no Mesozoico, de acordo com as conclusões dos trabalhos já realizados por Neres et al. (2012). Num *comment* publicado por van Hinsbergen et al. (2017), os autores utilizaram esses dados paleomagnéticos com a justificação de que a compilação dos dados feita por Neres et al. (2012) eram referentes a uma seleção reduzida de dados paleomagnéticos. Em alternativa, van Hinsbergen et al. (2017) utilizaram o conjunto de dados paleomagnéticos proposto por Vissers et al. (2016), caracterizando este como mais robusto e indicado para perceber a evolução cinemática da Ibéria no Cretácico. Porém, num *reply* posteriormente publicado por Barnett-Moore et al. (2017), foi demonstrado que a seleção dos dados paleomagnéticos proposta por Vissers et al. (2016) incluía de forma inapropriada polos virtuais (calculados a partir de um único sitio de amostragem, com critério estatístico limitado), polos paleomagnéticos (calculados a partir de um conjunto de sítios com qualidade estatística), e direções magnéticas remagnetizadas ou referentes a estruturas geológicas deformadas (Ibéria “não estável”, conforme Figura 3).

Na Figura 3A é apresentada a seleção de dados paleomagnéticos proposta por Vissers et al. (2016), bem como a CDPA correspondente. Os pontos representados a vermelho correspondem aos polos paleomagnéticos virtuais (VGP) que, pela ausência de critérios estatísticos de qualidade foram descartados por Neres et al. (2012) e por Barnett-Moore et al. (2017). Nas Figuras 3B são realçados os dados relativos às formações geológicas remagnetizadas (pontos verdes) ou provenientes de zonas deformadas da Ibéria (pontos roxos). Já na Figura 3C, são apresentados os dados selecionados por Neres et al. (2012), referidos como N12, e os dados de Vissers et al. (2016) confiáveis (após a exclusão dos dados referentes a remagnetizações e a polos referentes a apenas um sitio), referidos como V16.

PALEOMAGNETISMO DO MAGMATISMO ALCALINO CRETÁCICO DA BACIA LUSITÂNICA E IMPLICAÇÕES PARA A CURVA DE DERIVA POLAR APARENTE DA IBÉRIA

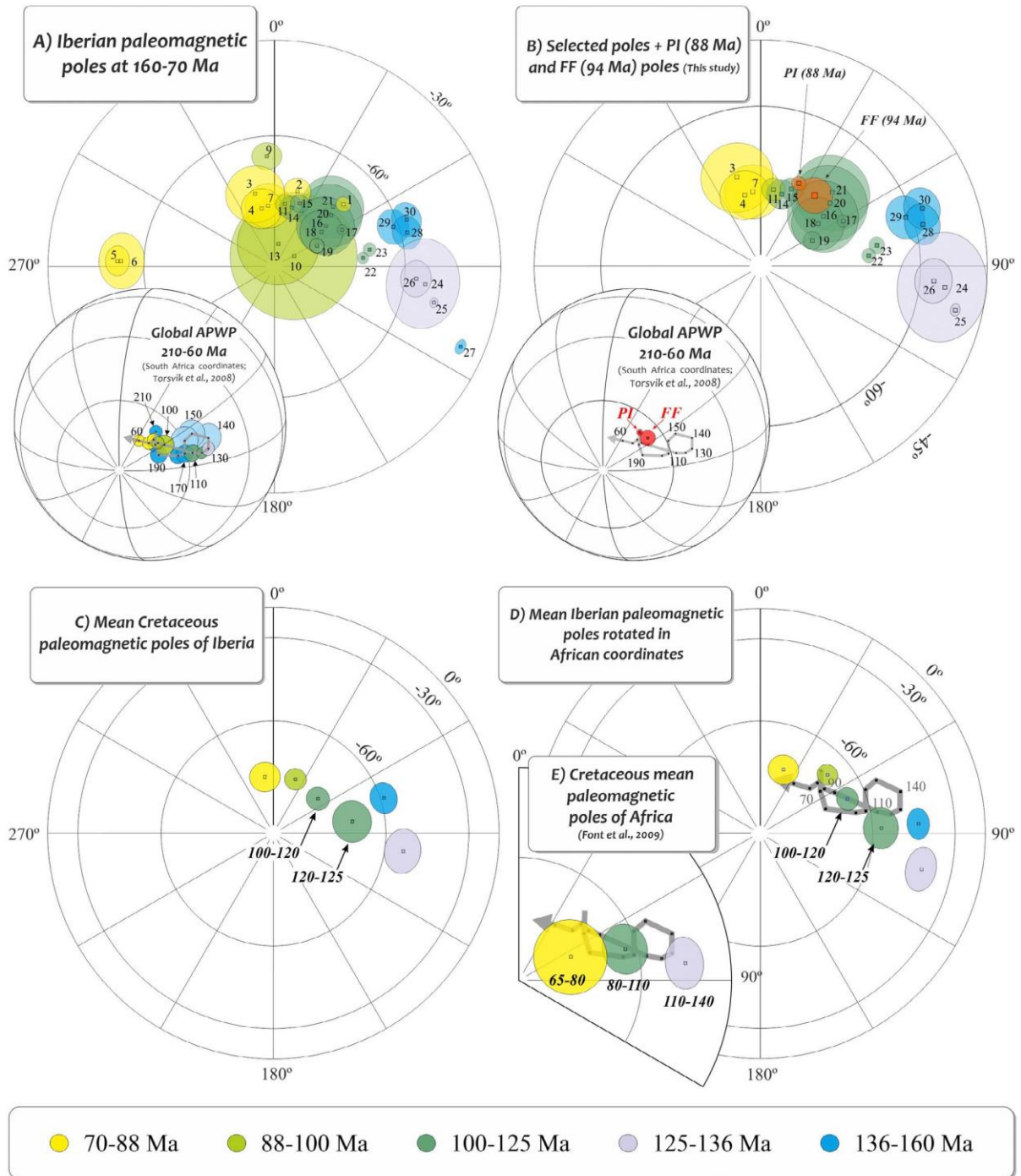


Figura 2. (A) Polos paleomagnéticos do Cretácico para a Ibéria, com numeração dos polos representados. (B) Polos paleomagnéticos selecionados para a calibração da CDPA da Ibéria, com remoção de polos de baixa qualidade. (C) Polos paleomagnéticos médios para a Ibéria, com idades entre os 70 Ma e os 160 Ma, calculados a partir dos polos selecionados. (D) Polos paleomagnéticos médios atualizados para as coordenadas Africanas, comparando com a CDPA Global. (E) Comparação entre os polos médios do Cretácico da África (compilação de Font et al. (2009)). Representações efetuadas no Hemisfério Sul. Retirado de Neres et al. (2012).

INTRODUÇÃO

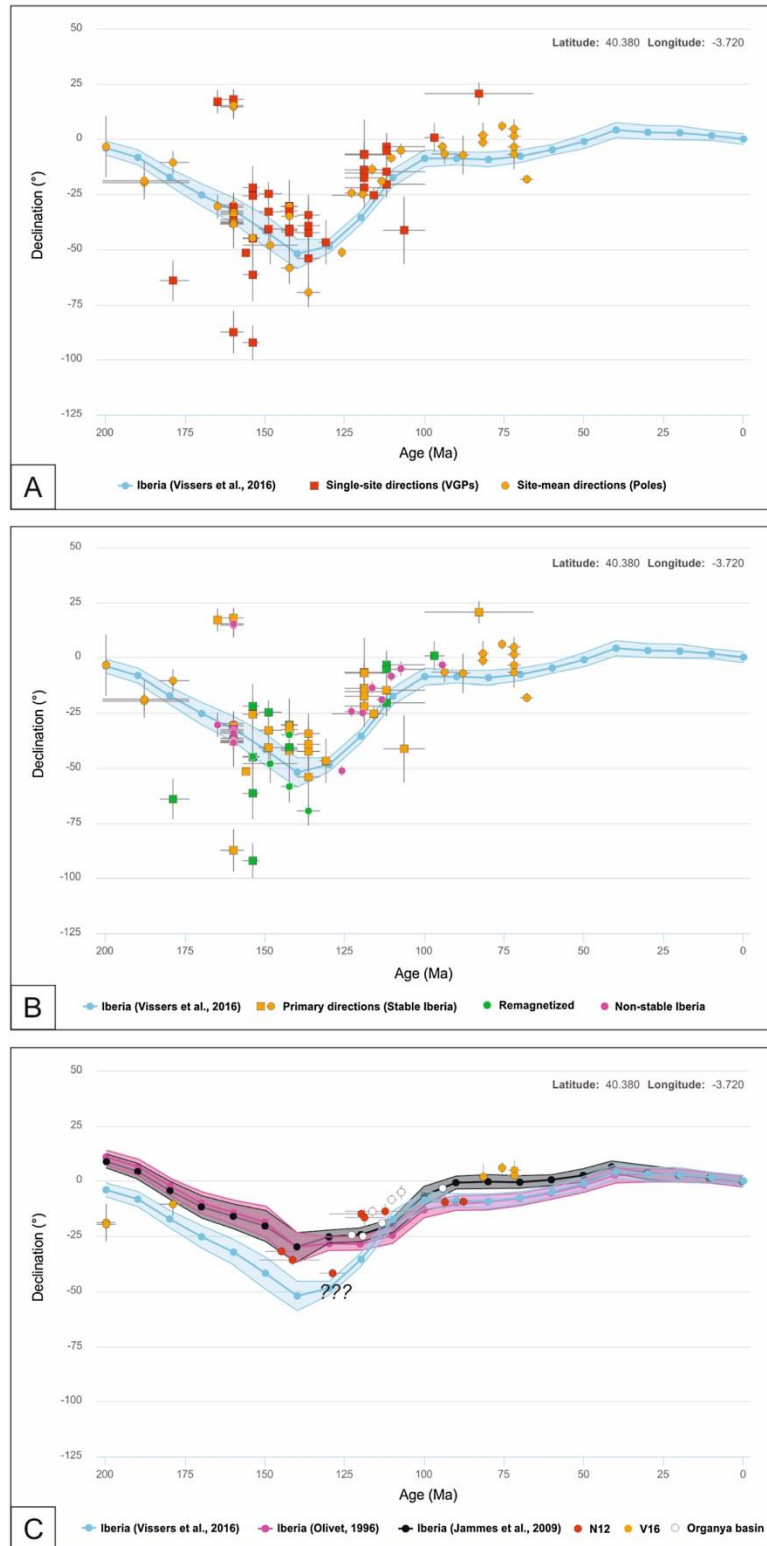


Figura 3. (A) Dados paleomagnéticos de Visser et al. (2016), apresentando a variação da declinação da Ibéria durante o Mesozoico. Representação dos polos paleomagnéticos obtidos, referentes a direções single-site e a direções site-mean (a vermelho e a amarelo, respetivamente). (B) Caracterização do conjunto de dados como remagnetizações (verde), de locais instáveis da Ibéria (roxo), e pontos de direções primárias confiáveis (amarelo). (C) Comparação das CDPA construídos por Visser et al. (2016), Olivet (1996) e Jammes et al. (2009) (azul, roxo e preto, respetivamente). Dados obtidos por Neres et al. (2012) referidos como N12 e dados confiáveis de Visser et al. (2016) referidos como V16. (Barnett-Moore et al., 2017).

Após esta análise seletiva, observa-se que os únicos polos paleomagnéticos fiáveis não permite testar a validade das diferentes CDPAs propostas na literatura (e os modelos cinemáticos correspondentes) pelo Vissers et al. (2016) (azul), Olivet (1996) (roxo), ou Jammes et al. (2009) (preto).

Assim, a aquisição de novos polos paleomagnéticos surge de forma crucial para desvendar a evolução cinemática da Ibéria neste período. Contudo, a aquisição de polos paleomagnéticos de alta qualidade não é simples, em particular em áreas geológicas que sofreram processos de deformação intensos, tal como o caso das bacias portuguesas, onde o magmatismo do Cretácico e as inversões tectónicas ocorridas no Mesozoico podem ter remagnetizado o sinal magnético original.

Embora alguns autores apontem a ocorrência desses eventos na Ibéria Ocidental (Galdeano et al., 1989, Moreau et al., 1997, Márton et al., 2004; Dinarès-Turell & Garcia-Senz, 2000; Gong et al., 2009; Juárez et al., 1998; Soto et al., 2008; Moreau et al., 1992; Villalain et al., 2003), tanto a idade como a extensão geográfica da remagnetização ainda permanecem pouco investigadas. Fundamentalmente, a natureza dos processos geológicos responsáveis pela remagnetização que se encontra na Ibéria são também mal compreendidos, embora estejam geralmente associados a eventos tectónicos ou magmáticos de escala regional (Font et al., 2012). Os possíveis mecanismos incluem a nucleação de minerais magnéticos autigénicos, mediada pela transformação da illite-esmectite durante o soterramento dos sedimentos (Katz et al., 2000), por circulação de fluídos (Olivet, 1986) ou pela maturação de matéria orgânica (Blumstein et al., 2004, Font et al., 2006), sendo que cada um destes merece uma investigação mais profunda nas bacias portuguesas.

As rochas ígneas são menos sensíveis a processos de remagnetização que as rochas sedimentares e, portanto, representam bons candidatos para futuros estudos paleomagnéticos em Portugal. Porém, no Mesozoico, o magmatismo é essencialmente representado pela intrusão de lavas e diabases correspondentes a Província Magmática do Atlântico Central a ~200 Ma (Font et al., 2015) e o Magmatismo Alcalino do Cretácico (~72-100 Ma) (Miranda et al., 2009; Neres et al., 2012). O magmatismo alcalino do Cretácico é caracterizado por 2 pulsos (Miranda et al., 2009): um primeiro datado a 94-88 Ma, e um segundo datado a 75-72 Ma. Ele é representado por uma série de soleiras e diques, localizados na região de Lisboa. A soleira de Paços d'Ilhas (Miramar) e Foz da Fonte (Sesimbra) foram datados a 88 Ma e 94 Ma (Miranda et al., 2009), respetivamente, e foram estudados por Neres et al. (2012) que obtiveram polos paleomagnéticos de qualidade para o intervalo de 88-100 Ma.

Porém, rochas magmáticas como soleiras tem a característica de arrefecer num tempo relativamente curto a escala de tempo geológica e o fato destas soleiras terem minimizado ou não a variação secular (ver secção 2.4.1) permanece em aberto. Para um polo paleomagnético ser usado para as reconstituições paleogeográficas, é necessário que este polo seja calculado a partir de rochas cuja magnetização foi adquirida ao longo de um tempo suficientemente longo (tipicamente de 1 000 a 10 000 anos) para que a variação secular seja minimizada. Isto questiona a utilização dos polos de Paço de Ilhas e Foz da Fonte publicados por Neres et al. (2012) para reconstituições paleogeográficas neste intervalo de tempo e esses dados precisam ser complementados por outros afloramentos de rochas magmáticas de mesma idade para minimizar a variação secular.

1.2. OBJETIVOS

Esta dissertação teve como principais objetivos o estudo paleomagnético de duas soleiras (Anços e Lomba dos Planos), cuja idade permanece indeterminada, mas sugerida como pertencer à Província Magmática Alcalina Cretácica (~72-100 Ma), de forma a:

- i) identificar o caráter primário ou secundário (remagnetizado) da magnetização;
- ii) determinar a direção média da magnetização remanescente e os polos paleomagnéticos correspondentes;
- iii) avaliar o registo da variação secular;
- iv) datar as soleiras a partir da posição dos polos paleomagnéticos em comparação com polos disponíveis na literatura e com a CDPA global;
- v) usar os polos aqui obtidos para melhorar a qualidade estatística do CDPA da Ibéria no intervalo considerado; vi) discutir as implicações desses resultados nos modelos cinemáticos da Ibéria propostos na literatura.

Os objetivos específicos consistem no/na:

- i) caracterização detalhada das propriedades mineralógicas e magnéticas das soleiras em estudo, através de microscopia ótica de reflexão, obtenção de curvas de histerese, obtenção de curvas termomagnéticas, análise da anisotropia da suscetibilidade magnética (ASM) e da magnetização remanescente isotérmica (IRM);

- ii) análise paleomagnética das soleiras, através da desmagnetização em campo alternado das amostras, e medição da magnetização natural remanescente, com o uso de um magnetómetro rotativo;
- iii) análise das componentes principais e cálculo dos polos paleomagnéticos correspondentes;
- iv) avaliação do registo da variação secular, utilizando o método estatístico proposto por Deenen et al. (2011);
- v) computação dos polos paleomagnéticos obtidos usando o software Gmap e Gplates, para calibração da CDPA da Ibéria, e elaboração de mapas paleogeográficos.

1.3. ESTRUTURA DA DISSERTAÇÃO

A dissertação encontra-se dividida em 7 capítulos, iniciada por um capítulo introdutório, que apresenta a temática em estudo e os objetivos do trabalho desenvolvido. Já no capítulo 2 apresenta-se uma síntese de fundamentos teóricos, essenciais para o desenvolvimento deste trabalho. Por outro lado, o capítulo 3 apresenta-se o enquadramento geográfico e geológico das soleiras estudadas neste estudo. No capítulo 4 são descritos os materiais estudados e as várias metodologias utilizadas, desde a recolha de amostras, até à aquisição dos dados pretendidos. Segue-se os capítulos 5 e 6, onde se apresentam, respetivamente, os resultados obtidos e a discussão desses mesmos resultados. Por fim, o capítulo 7 apresenta as conclusões do trabalho e algumas sugestões de trabalhos futuros que possam ser realizados.

2. *PRINCÍPIOS TEÓRICOS*

Devido aos variados objetivos propostos na Introdução e à extensa quantidade de princípios teóricos ligados ao Paleomagnetismo, é apresentado neste capítulo, de forma sucinta, alguns dos fundamentos teóricos necessários para a compreensão e realização do trabalho proposto.

2.1 GEOMAGNETISMO

2.1.1 O Campo Magnético Terrestre

Os processos de geração do Campo Magnético Terrestre (CMT) são ainda desconhecidos ou mal explicados, embora se acredite que seja gerado principalmente pela dinâmica no interior do planeta e pela sua rotação (97%), com alguma intervenção das rochas magnetizadas presentes na crosta terrestre (2%) e de fontes externas como os ventos solares (1%). Contudo, sabe-se que o CMT é responsável pela deflexão dos raios solares, protegendo a superfície do planeta destes. É também bastante útil no desenvolvimento de equipamentos de navegação. O modelo mais consensual na comunidade científica sugere o comportamento dipolar inclinado (Figura 4), com um ângulo de aproximadamente 11.5° consistente com os polos geográficos (Butler, 2004).

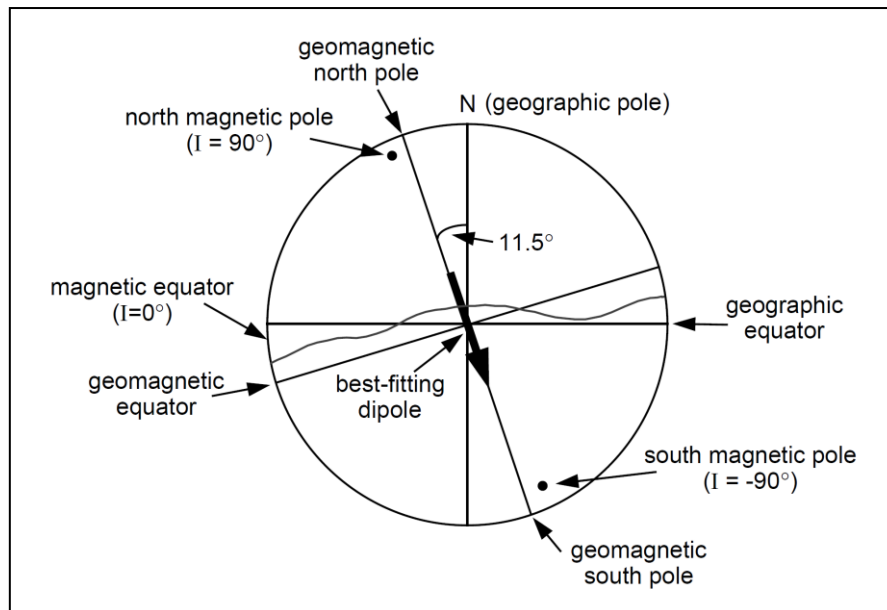


Figura 4. Modelo Dipolar Geocêntrico Inclinado. Adaptado de *Paleomagnetism: Magnetic Domains to Geologic Terranes* (Butler, 1992).

Os polos magnéticos não são coincidentes com os polos geomagnéticos, devido ao facto de estar presente uma porção não dipolar do campo geomagnético, relacionada com os mecanismos do interior do planeta. O resultado desta interação leva ao posicionamento do dipolo a cerca de 500 km do centro da Terra. Qualquer campo magnético, como o CMT, é caracterizado por uma determinada magnitude F , e por uma direção definida pela declinação D (ângulo que o norte magnético faz com o norte geográfico) e inclinação I (ângulo que a componente vertical faz com o plano horizontal do campo magnético) (Figura 5). No caso do CMT, é considerado o modelo DGA (Dipolo Geocêntrico Axial) (Figura 6), proposto por Hospers (1954), e o qual estabelece a interseção dos polos geomagnéticos e geográficos, bem como dos referidos equadores.

2.1.2 Modelo do Dipolo Geocêntrico Axial

O modelo DGA define que os eixos geomagnéticos coincidem com os eixos geográficos, bem como os equadores do modelo e do planeta. Assim, a latitude paleomagnética λ irá ser igual à latitude geográfica. Com este modelo, consegue-se ainda obter as componentes horizontais (H) e verticais do campo magnético nessa determinada latitude λ , e ainda o valor do campo total (F), sendo que:

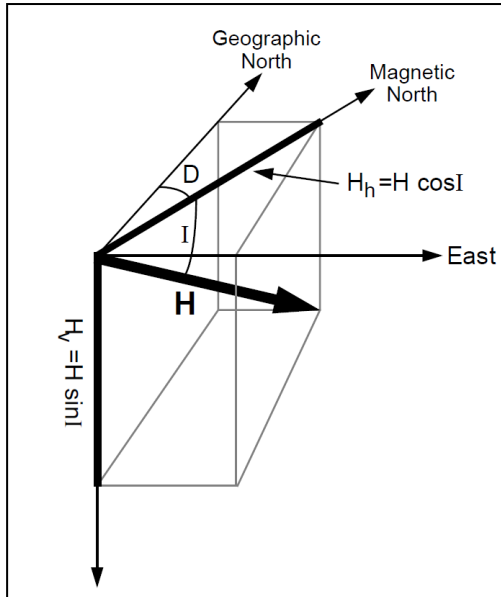


Figura 5. Componentes do Campo Geomagnético. Adaptado de Paleomagnetism: Magnetic Domains to Geologic Terranes (Butler, 1992).

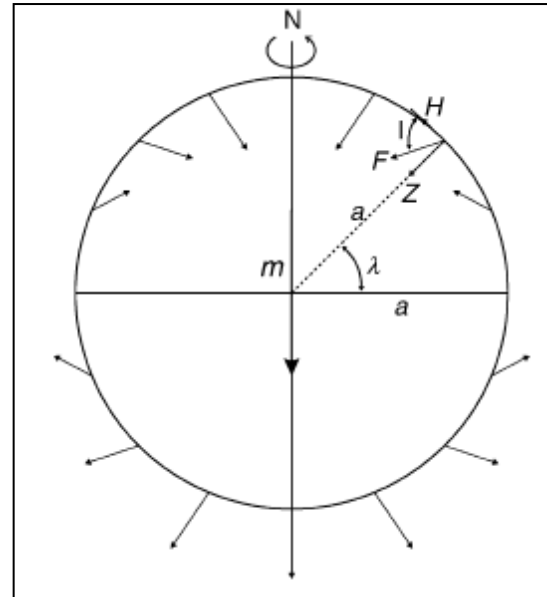


Figura 6. Modelo do Dipolo Geocêntrico Axial. Retirado de Encyclopedia of Geomagnetism and Palaeomagnetism (2007).

$$H = (\mu_0 m \cos(\lambda)) / (4\pi a^3) \quad (1)$$

$$Z = (2\mu_0 m \sin(\lambda)) / (4\pi a^3) \quad (2)$$

$$F = \sqrt{(H^2 + Z^2)} \quad (3)$$

onde μ_0 é a permeabilidade do espaço livre (Hm^{-1}), m é o momento magnético (Am^2), e a é o raio da Terra (6371 km).

Pode-se ainda calcular a inclinação do campo (Lei do dipolo), sendo que:

$$\tan(I) = Z/H = \frac{2\mu_0 m \sin(\lambda)}{4\pi a^3} \div \frac{\mu_0 m \cos(\lambda)}{4\pi a^3} = (2 \sin(\lambda)) / \cos(\lambda) = 2 \tan(\lambda) \quad (4)$$

2.1.3 Variações no Campo Magnético Terrestre

Ao longo do tempo, e à escala geológica, o campo geomagnético vai sofrendo alterações, de origem tanto interna como externa, levando a que os polos magnéticos ocupem posições diferentes com as consecutivas alterações do CMT, causando também a variação da direção e da magnitude do próprio campo geomagnético. Essas variações podem ser causadas por:

- Variações diurnas, de pequenas intensidades (30 a 40 nT);
- Tempestades magnéticas, correspondentes a atividades solares mais intensas e expressivas, levando a uma maior radiação solar na magnetosfera. Este tipo de acontecimentos leva à variação do CMT na ordem dos milhares de nanoteslas (nT). A frequência destas tempestades está diretamente relacionada com os ciclos solares (11 anos aproximadamente);
- Auroras, geradas por partículas carregadas eletricamente ao entrarem nos polos geográficos;
- Anomalias magnética crustais, que se encontram diretamente relacionadas com as variações nas magnetizações das rochas da crosta, que se encontram acima da profundidade correspondente à temperatura de Curie.

Uma das outras variações que ocorre é a variação secular (Figura 7), compreendida entre períodos de 1 a 10^5 anos. As origens da variação secular do campo geomagnético provêm de mudanças na componente não dipolar em períodos curtos, e de mudanças do campo dipolar nos períodos mais extensos.

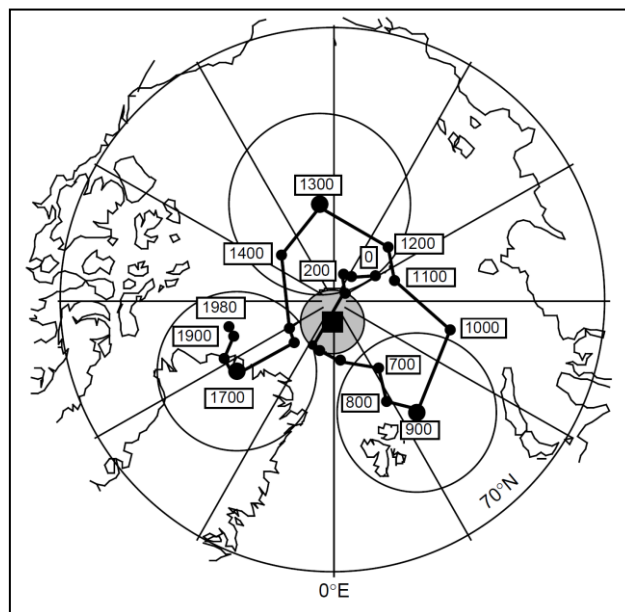


Figura 7. Posições do polo norte geomagnético nos últimos 2000 anos, com os pontos médios respetivos a intervalos de 100 anos. Retirado de *Paleomagnetism: Magnetic Domains to Geologic Terranes* (Butler, 1992).

2.2 PROPRIEDADES MAGNÉTICAS

2.2.1 Comportamentos Magnéticos

Cada material geológico pode ser caracterizado do ponto de vista magnético, pela sua concentração em átomos e iões magnéticos, bem como pela natureza das trocas que ocorrem devido à interação dessas partículas. Desta forma, qualquer material é magnético, embora uns materiais apresentem um comportamento magnético mais forte do que outros. A principal distinção entre os materiais consiste na existência ou inexistência de interações coletivas dos momentos magnéticos.

É definido como momento magnético o vetor que determina o torque que o campo magnético exercerá sobre uma corrente elétrica. Desta forma, pode-se classificar o comportamento magnético dos materiais em 5 grandes grupos:

1. Diamagnéticos: um campo magnético, ao atuar num determinado átomo, induz um dipolo magnético (ao influenciar o momento magnético causado pelos eletrões presentes nas orbitais), que se opõe ao campo magnético do corpo, fazendo com que a magnetização seja menor que zero (Figura 8a);
2. Paramagnéticos: quando materiais apresentam eletrões com spins desemparelhados, associa-se um determinado momento magnético a cada um dos átomos. Quando um campo magnético é aplicado, os dipolos alinham-se com o campo, causando uma magnetização positiva (Figura 8b);
3. Ferromagnéticos: ocorre quando dipolos permanentes e desemparelhados se alinham com o campo magnético devido à troca de interação dos dipolos (Figura 8c);
4. Antiferromagnéticos: os momentos magnéticos produzidos nas vizinhanças dos dipolos alinham-se em oposição um ao outro sob o mesmo campo magnético. Estes materiais apresentam uma magnetização zero (Figura 8d);
5. Ferrimagnéticos: diferentes iões têm diferentes momentos magnéticos. Desta forma, enquanto alguns dipolos se alinham de acordo com o campo, outros dipolos opõem-se a esse mesmo campo. Contudo, como as resistências dos dipolos não são iguais, o resultado é uma magnetização líquida (Figura 8e).

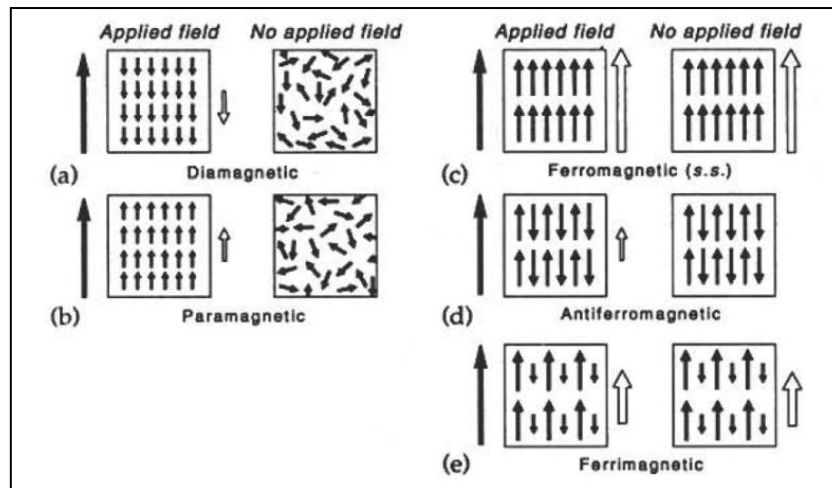


Figura 8. Classificação dos vários tipos de comportamentos magnéticos dos materiais. Retirado de *The Magnetic Anisotropy of Rocks* (Tarling e Hrouda, 1993).

Tanto os materiais diamagnéticos ($\chi < 0$) como os materiais paramagnéticos ($\chi > 0$) não conseguem guardar a magnetização. Isto é, a magnetização é proporcional à intensidade do campo magnético, mas quando o campo se anula, também a magnetização desaparece.

Já nos corpos ferromagnéticos, os momentos magnéticos interagem entre si de forma considerável, e bastante mais expressiva do que nos corpos diamagnéticos ou paramagnéticos. Também os materiais ferromagnéticos conseguem guardar a magnetização existente no momento da sua formação, preservando-a. Ao remover-se o campo magnético, e ao contrário dos materiais diamagnéticos e paramagnéticos, a magnetização não volta ao valor de zero, mas mantém-se num determinado valor, registando o campo aplicado nesse material.

Um outro aspeto a ter em conta e que caracteriza os materiais ferromagnéticos é a sua temperatura de Curie, que define a temperatura sobre a qual esse material passa de ter um comportamento ferromagnético para um comportamento paramagnético. Efetivamente, em temperaturas superiores à temperatura de Curie, as distâncias entre os átomos do material aumentam substancialmente, provocando a destruição da energia de troca entre esses átomos, tornando o material paramagnético. Contudo, caso a temperatura diminua e atinja valores abaixo da temperatura de Curie, o material volta a apresentar um comportamento ferromagnético e remagnetiza, gravando o campo circundante.

A temperatura de Curie é um aspeto intrínseco e relacionado com a composição dos materiais. Desta forma, foram estabelecidas algumas temperaturas para variados minerais, tal como é o caso da magnetite (definida uma temperatura de Curie de 575°C) e da hematite (com uma temperatura de Curie de 680°C).

2.2.2 Domínios Magnéticos

Também os materiais podem ser definidos de acordo com os domínios que contêm. Efetivamente, a região do espaço na qual todos os momentos magnéticos são orientados numa mesma direção é chamada de domínio de Weiss. Assim, todos os materiais podem ser classificados como de monodomínio (SD ou *single domain*) ou de multidomínio (MD ou *multidomain*).

Tanto o número de domínios como a espessura das paredes divisórias (paredes de Bloch) entre esses domínios são controladas pelo balanço energético final da partícula. A divisão da partícula em vários domínios só ocorre quando a energia necessária para criar uma parede é mais baixa do que a energia ganha com a nova configuração dos spins da partícula.

Todos os domínios possuem um momento magnético ligado à distribuição das cargas magnéticas, tanto positivas e negativas. Esta distribuição ocorre na superfície do domínio e os momentos magnéticos apenas se expressam nas partes externas dos domínios. A Figura 9 apresenta alguns exemplos da repartição dos momentos magnéticos nos diferentes domínios existentes. Nas partículas esféricas, as cargas polarizam nos hemisférios dessa mesma esfera (Figura 9a). Já nas Figuras 9b e 9c representa-se a distribuição desses momentos magnéticos em partículas MD e ao longo das paredes de Bloch, respetivamente.

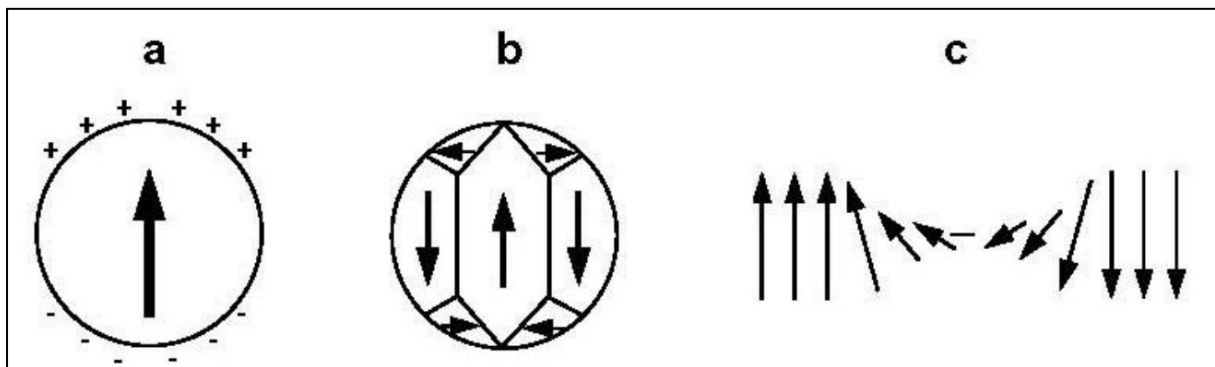


Figura 9. Repartição dos momentos magnéticos numa partícula SD esférica (a), numa partícula MD (b), e ao longo das paredes de Bloch (c). Retirado de *Paleomagnetism: Magnetic Domains to Geologic Terranes* (Butler, 1992).

Quanto menor o tamanho do grão considerado, também a quantidade de domínios magnéticos presentes nessa partícula diminui. Por outro lado, os minerais têm maior facilidade em adotar uma configuração MD, já que com o aumento do tamanho do grão, novas subdivisões ocorrem para reduzir a energia magnetostática (ou desmagnetizante) do mineral.

Desta forma, as partículas monodomínio ou com um número reduzido de domínios são a melhor escolha para se estudar a magnetização remanescente das rochas, uma vez que têm elevada coercividade. Contrariamente, partículas de grandes dimensões e que apresentem um grande número de domínios têm magnetizações bastante pequenas e instáveis, o que leva a que tenha uma baixa coercividade.

2.2.3 Curvas de Histerese

Como já referido, os corpos ferromagnéticos são aqueles que apresentam espécies magnéticas em grande concentração, cada uma com um momento magnético específico.

O gráfico que representa os passos da magnetização nesses corpos (J), em função do campo aplicado neles (H) denomina-se de curva de histerese, que é caracterizada pelo valor da magnetização remanescente que o corpo conserva numa situação de campo nulo, e pelo valor da coercividade remanescente H_c , que é o campo preciso para cancelar a magnetização ($H=0$).

Define-se como histerese a propriedade de um determinado material manter as suas propriedades mesmo sem haver a continuação de impulsos que as provocaram em primeiro lugar.

De acordo com a curva de histerese (Figura 10a) abaixo representada, um material ferromagnético localizado no ponto 0, ao sofrer um aumento da intensidade do campo H , a sua magnetização vai também aumentando como um solenoide (ponto 1 da Figura 10a; Figura 10b), até atingir o ponto máximo de magnetização (ponto 2 da Figura 10a; Figura 10c). Neste, esse material ferromagnético encontra-se completamente magnetizado (ponto de saturação), com todos os momentos magnéticos com a direção do campo provocado. Contudo, ao diminuir-se o campo magnético até ao valor de zero, verifica-se que a magnetização não é anulada e eliminada, ficando alguma magnetização remanescente, que é preservado nesse material (ponto 3 da Figura 10a; Figura 10d). Para que a magnetização seja nula, é necessário inverter o campo magnético em relação à magnetização inicial (ponto 4 da Figura 10a; Figura 10e).

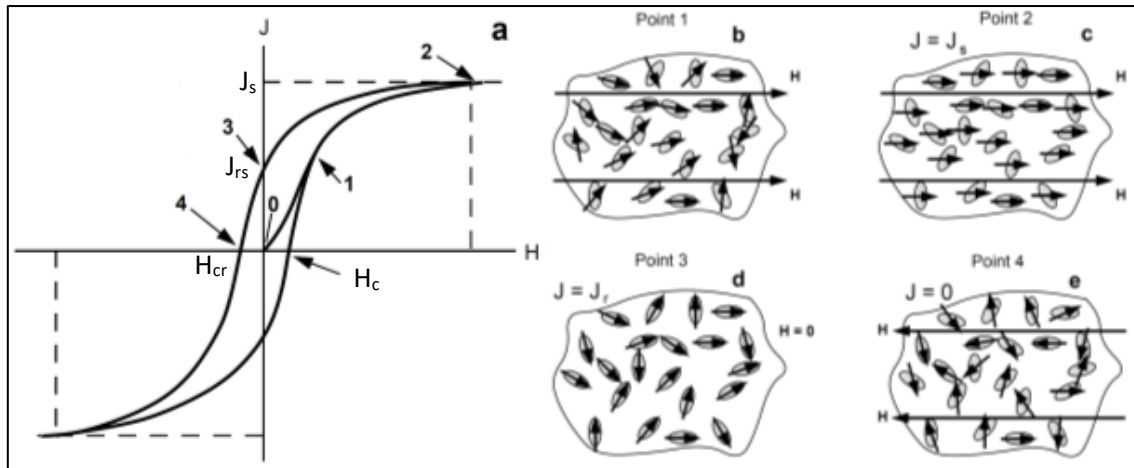


Figura 10. Exemplo de uma curva de histerese. Retirado de *Paleomagnetism: Magnetic Domains to Geologic Terranes* (Butler, 1992).

Na histerese, é possível depois analisar diversos aspetos, bastante úteis no sentido de identificar a dimensão dos domínios magnéticos, mais à frente explicados. Com a análise das curvas de histerese, é possível retirar dados valiosos acerca do comportamento das amostras, sendo possível tirar os valores de J_s (magnetização de saturação da rocha), J_{rs} (magnetização de saturação remanescente), H_{cr} (coercividade remanescente), H_c (força coerciva). Com os valores destes, e calculando os rácios J_{rs}/J_s e H_{cr}/H_c , consegue-se apresentar os dados num diagrama de Dunlop-Day (Dunlop, 2002).

Este diagrama surgiu em 1977, quando Day propôs uma tabela de classificação do tamanho de grão em função dos parâmetros medidos em histerese, mais respetivamente o rácio J_{rs}/J_s (também designado por vezes como M_{rs}/M_s) em função do rácio H_{cr}/H_c . Este permitia discriminar o domínio dos grãos magnéticos em SD (*single domain*), MD (*multidomain*), e PSD (*pseudo-single domain*). No entanto, este diagrama apresentava alguns problemas, já que pode ocorrer uma mistura de vários domínios num mesmo grão.

2.2.4 Magnetização Induzida e Remanescente

De modo geral, a magnetização pode ser definida (para materiais SD) pela seguinte equação:

$$J = J_I + J_R \quad (5)$$

já que tem duas componentes principais: a induzida (J_I) e a remanescente (J_R). A primeira existe na presença de um campo magnético, enquanto a remanescente corresponde à gravação do campo magnético que atuou num determinado corpo.

A magnetização induzida é definida pela equação:

$$J_I = k H \quad (6)$$

onde k corresponde à suscetibilidade magnética por unidade de volume (adimensional) e H corresponde ao campo magnético (Am^{-1}).

Por outro lado, magnetização remanescente é definida pela equação (em função do tempo):

$$J_R(t) = J_{R0} \times \exp(-t/\tau) \quad (7)$$

onde J_{R0} corresponde à magnetização remanescente original, t ao tempo percorrido, e τ ao tempo de relaxamento das partículas monodomínio. O valor de τ obtém-se através da seguinte fórmula:

$$\tau = 1/C \times \exp(v \times h_c \times j_s / 2KT) \quad (8)$$

onde: C é o fator de frequência (10^8 s^{-1}); v é o volume dos grãos SD; h_c é a coercividade desses mesmos grãos SD; j_s é a magnetização de saturação; e KT é a energia térmica.

A suscetibilidade magnética (k) define-se como a capacidade que qualquer material tem em adquirir uma magnetização J , quando se encontra sob um campo magnético H . Este parâmetro varia com a temperatura, já que diminui com o aumento da temperatura. Também depende da direção, já que se relaciona com a maior ou menor facilidade que um dado material tem em se magnetizar (Anisotropia da suscetibilidade magnética).

Por outro lado, a habilidade de uma rocha adquirir e guardar a magnetização relaciona-se com a capacidade dos grãos conseguirem ou não reter a magnetização durante longos períodos, que depende da natureza dos grãos e do seu volume, da temperatura e do fator tempo. Cada um destes fatores influencia a magnetização remanescente das rochas, e representam diferentes tipos de Magnetizações Remanescentes Naturais (MRN). Estas são naturalmente adquiridas e em campos magnéticos naturais. Podem ser definidas como magnetizações remanescentes primárias ou secundárias, de acordo com a sua origem e altura de formação, isto é, se é coincidente com a formação da rocha, ou se tem uma diagénese posterior. No nosso caso de estudo podem ocorrer dois tipos de magnetização remanescente:

- Térmica (MRT) - proveniente do arrefecimento dos materiais. Em temperaturas elevadas, os minerais começam a formar-se livremente no magma, com um comportamento não magnético. Contudo, com a continuada descida da temperatura, atinge-se a temperatura de Curie dos minerais, pelo que estes tornam-se ferromagnéticos, começando a fixar os momentos magnéticos quando se atinge temperaturas baixas o suficiente para bloquear esses momentos (temperatura de bloqueio). A MRT é a forma de MRN mais comumente adquirida pelas rochas ígneas;
- Viscosa (MRV) - magnetização adquirida durante a exposição de campos magnéticos fracos após a formação da rocha. Esta é adquirida a uma temperatura ambiente (abaixo da Temperatura de Curie). Esta magnetização obedece a seguinte equação:

$$MRV = S \log(t) \quad (9)$$

onde t é o tempo de aquisição da MRV e S o coeficiente de viscosidade, diferente para cada rocha, que está associado à temperatura. Isto é, caso a temperatura aumente, a viscosidade aumenta também e desta forma o número de grãos portadores deste tipo de magnetização vai ser maior, já que vão sendo selecionados grãos cada vez menores.

Caso a temperatura tenha um grande papel na aquisição da MRV, a resultante denomina-se por Magnetização Remanescente Termoviscosa (MRTV). Neste caso, as rochas são expostas a elevadas temperaturas durante longos períodos.

2.2.5 Magnetização Remanescente Isotérmica (IRM “Isothermal Remanence Magnetization”)

A magnetização remanescente isotérmica corresponde à magnetização remanescente que provém da aplicação de um dado campo magnético, a uma temperatura constante, num curto espaço de tempo. Este processo tem grandes vantagens, já que é um processo rápido, não destrói a amostra, e consegue-se inferir quais são os portadores magnéticos presentes, com a cuidada análise das curvas IRM, através da intensidade e da coercividade medidas.

O processo baseia-se na indução das amostras a campos indutores crescentes, até que se atinja a saturação (Magnetização Remanescente Isotérmica de Saturação – SIRM na sigla em inglês “Saturation of Isothermal Remanence Magnetization”). Esta saturação é variável de amostra para amostras estudada, já que depende da composição, do tamanho dos minerais e do comportamento magnético dos grãos (domínios magnéticos).

Robertson & France (1994) observaram inicialmente que a ressonância magnética adquirida pelos minerais ferromagnéticos pode ser comparada a uma curva cumulativa do tipo log-gaussiano. Posteriormente, Kruiver et al. (2001) demonstrou que as curvas IRM podem ser decompostas em três curvas distintas, e caracterizada por três parâmetros distintos (Figura 11).

O primeiro parâmetro, já referido anteriormente, corresponde à Magnetização Remanescente Isotérmica de Saturação de cada um dos componentes magnéticos e obtém-se na curva LAP. Já o segundo parâmetro ($B_{1/2}$), lido na curva GAP, corresponde ao campo que foi necessário aplicar para que a remanescência pudesse atingir metade da sua saturação. Por fim, o terceiro parâmetro (DP), obtidos nas curvas GAP e SAP, quantifica o espalhamento das coercividades.

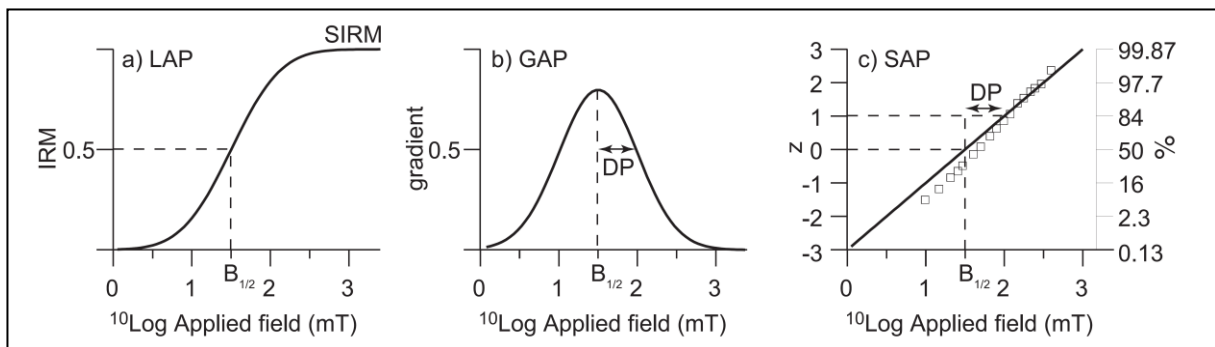


Figura 11. Exemplo de decomposição de uma curva IRM, demonstrando as três curvas decompostas: (a) Linear Acquisition Plot (LAP), (b) Gradient Acquisition Plot (GAP), e (c) Standardised Acquisition Plot (SAP), e os três parâmetros: SIRM, $B_{1/2}$ (campo de aquisição médio), e DP (parâmetro de dispersão).

Caso não haja interação ou a presença de mais do que um portador magnético na rocha, este pode ser caracterizado pelo seu SIRM, pelo campo no qual é atingido o SIRM ($B_{1/2}$), e pelo seu parâmetro de dispersão (DP), que são análogos para cada um dos diferentes portadores magnéticos. Notar que nas curvas IRM, os valores do campo induzido são convertidos para valores logarítmicos e o eixo vertical é traduzido numa escala de probabilidade.

2.2.6 Curvas Termomagnéticas (Curvas M-T)

Todos os minerais ferromagnéticos, tal como referido anteriormente, podem ser caracterizados pela sua Temperatura de Curie. Assim, a determinação da temperatura de Curie apresenta-se um parâmetro importante na caracterização dos minerais ferromagnéticos, de forma a possibilitar a distinguir os variados minerais referidos.

Uma das formas de estimar a temperatura de Curie é através de curvas termomagnéticas (ou curvas M-T). Estas curvas (Figura 12) representam a variação da suscetibilidade magnética em função do aumento ou diminuição da temperatura ambiente.

Nestas curvas, a temperatura de Curie é definida como a temperatura onde a suscetibilidade magnética atinge o valor após a queda mais evidente.

É também possível inferir se o material magnético sofreu ou não processos de alteração. Analisando as curvas termomagnéticas, caso estas apresentem uma trajetória diferente no aquecimento e no arrefecimento, isto significa que o material sofreu processos de alteração (Tipo I da Figura 12). Por outro lado, caso a trajetória seja semelhante, então o material magnético não sofreu nenhuma alteração, apresentando as suas características originais (Tipo II da Figura 12).

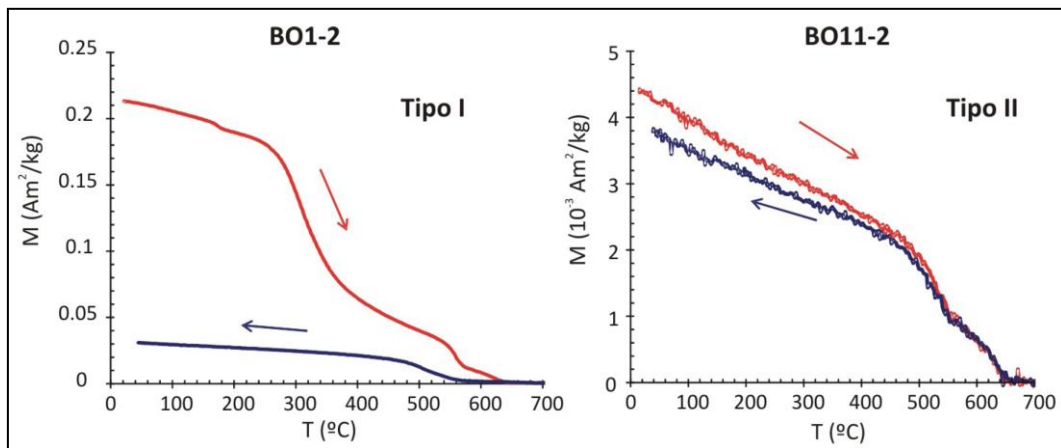


Figura 12. Exemplo de curvas termomagnéticas, com representação da evolução da suscetibilidade magnética com o aumento da temperatura (curvas a vermelho) e com a sua diminuição (curvas a azul). Retirado de Estudio paleomagnético preliminar de lavas cretácicas y paleógenas del distrito de Bolnisi, Cáucaso Menor, Georgia (Bógalo et al., 2016).

2.3 ANISOTROPIA DA SUSCETIBILIDADE MAGNÉTICA (AMS “ANISOTROPY OF MAGNETIC SUSCEPTIBILITY”)

A suscetibilidade magnética pode ser traduzida por um tensor de segunda ordem, sendo representada por um elipsoide com três eixos ortogonais principais ($K_{\text{máx}}$, K_{int} e $K_{\text{mín}}$), representadas pelas direções K_1 , K_2 e K_3 (Figura 13a) respetivamente. Esta classificação tem por base a intensidade de magnetização, isto é, o eixo máximo apresenta uma intensidade de magnetização maior, contrastante com o eixo menor, que apresentará uma intensidade de magnetização menor.

Caso $K_1 \approx K_2 \approx K_3$, a forma geométrica obtida será uma esfera, o que leva a considerar que a suscetibilidade magnética seja isotrópica (com a mesma intensidade de magnetização para todos os eixos). Por outro lado, caso os três eixos tenham valores de suscetibilidade diferentes (por exemplo $K_1 > K_2 > K_3$), o modelo obtido comprovará a presença de uma anisotropia da suscetibilidade magnética.

Da análise da AMS podem ser determinados vários parâmetros, que permitem posteriormente inferir algumas conclusões acerca da suscetibilidade magnética medida. Os vários parâmetros que podem ser medidos são:

- Anisotropia Média: $K_M = (K_1 + K_2 + K_3) / 3$ (10)

- Anisotropia Total: $P = K_1 / K_3$ (11)

- Anisotropia Linear: $L = K_1 / K_2$ (12)

- Anisotropia Planar: $F = K_2 / K_3$ (13)

- Forma da Anisotropia: $T = [2 \ln(K_2) - \ln(K_1) - \ln(K_3)] / [\ln(K_1) - \ln(K_3)]$ (14)

Com estes parâmetros definidos, e com relações que se podem estabelecer entre eles, pode-se inferir mais acerca do *fabric* da mineralização. Nas Figuras 13b e 13c, abaixo apresentadas, são demonstrados dois exemplos de relação entre os diferentes parâmetros. Na Figura 13b representa-se um diagrama de Flinn, que relaciona os parâmetros Planar e Linear da Anisotropia. Por outro lado, na Figura 13c representa-se o diagrama de Jelinek, que relaciona os parâmetros da Anisotropia Total com a parâmetro da Forma.

Assim, com o cálculo das relações entre estes parâmetros, e ao marcar-se o ponto respetivo nestes diagramas, consegue-se inferir se a rocha em estudo apresenta um *fabric* prolato (em forma de charuto; estirado) ou oblato (em forma discoidal).

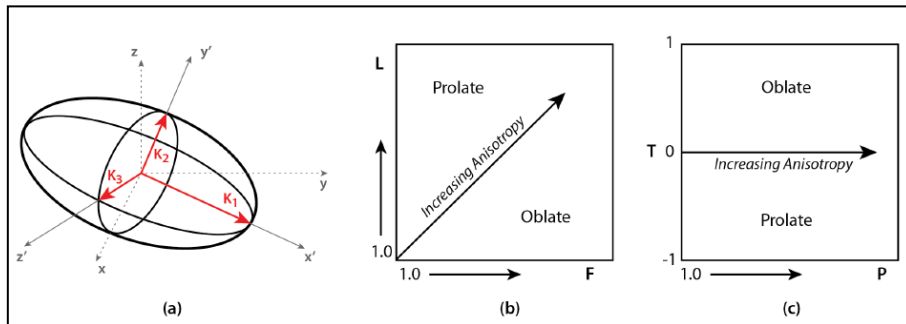


Figura 13. (a) Elipsoide da AMS, com um sistema de coordenadas (x, y, z), com representação das direções do elipsoide (K1, K2, K3). (b) Diagrama de Flinn, relacionando os parâmetros Linear e Planar da Anisotropia. (c) Diagrama de Jelinek, relacionando a Anisotropia Total com a Forma. Retirado de *Testing Iberian kinematics at Jurassic-Cretaceous times* (Neres et al., 2013).

2.4 PALEOMAGNETISMO

2.4.1 Polos Magnéticos: Tipos e definições

Como referido anteriormente, é assumido no paleomagnetismo que o planeta se comporta como um dipolo geocêntrico, embora se saiba que o seu comportamento é mais complexo que o modelo simples representa, já que o campo geomagnético apresenta uma componente dipolar dominante, e também uma componente não dipolar menos expressiva.

Para além disso, e como também já foi referido anteriormente, o campo geomagnético sofre variações ao longo do tempo, sofrendo inversões e outros processos.

Desta forma, foram definidos vários tipos de polos magnéticos, definidos de acordo com o tipo de dados que foram analisados e tidos em conta.

I. Polo Geomagnético

O polo geomagnético tem em conta a posição do dipolo geocêntrico, isto é, assenta num modelo no qual é obtido o melhor *fitting* do dipolo geocêntrico nas condições atuais do campo geomagnético.

II. Polo Geomagnético Virtual (VGP – “Virtual Geomagnetic Pole”)

Quando se tem em conta dados da direção do campo magnético de apenas um local, num determinado ponto na escala temporal, define-se o polo calculado como polo geomagnético virtual. Por outro lado, caso se verifique a distribuição dos vários VGP's ao longo do planeta, todos referentes a locais distintos, observa-se que estes vão estar dispersos ao longo do atual polo geomagnético.

Um exemplo de um VGP é a ChRM calculada de qualquer local de estudo, já que este se refere a uma média da direção do campo geomagnético num local específico, num curto espaço de tempo.

III. Polo Paleomagnético

É definido como polo paleomagnéticos o ponto onde o eixo do dipolo encontra a superfície terrestre. São os melhores representantes da estimativa da posição do polo geográfico, o que permite a comparação de pontos distantes entre si, ao contrário dos VGP's.

Ao se definir uma Declinação e Inclinação média (D_m e I_m , respetivamente) para uma determinada localização, com latitude λ_s e longitude \varnothing_s , então é possível calcular as coordenadas do polo paleomagnéticos P (λ_P , \varnothing_P), com a seguinte equação:

$$\sin(\lambda_P) = \sin(\lambda_S) \cos(p) + \cos(\lambda_S) \sin(p) \cos(D_m), (-90^\circ \leq \lambda_P \leq +90^\circ) \quad (15)$$

$$\varnothing_P = \varnothing_S + \beta \quad (16)$$

onde:

$$2 \cot(p) = \tan(I), (0^\circ \leq p \leq 180^\circ) \quad (17)$$

$$\sin(\beta) = \sin(p) \sin(D_m) / (\cos(\lambda_P)) \quad (18)$$

Contudo, o continente onde o local de amostragem se situa pode ter sofrido alguma movimentação, ou ter gerado em torno de um eixo. Desta forma, o polo paleomagnéticos não irá coincidir com o polo norte atual, o que sugere uma movimentação aparente. Isto é bastante útil, pois com a marcação de vários polos paleomagnéticos, com diferentes idades, mas referentes ao mesmo continente, irão traçar uma rota de evolução das movimentações (CDPA – Curva de Deriva Polar Aparente).

Por outro lado, pode-se também fazer coincidir o polo paleomagnético com o polo norte, permitindo situar o continente na latitude que se encontrava no momento da aquisição da magnetização pelas rochas. Uma das desvantagens deste processo é que não permite inferir a longitude do continente nesse mesmo momento de aquisição da magnetização.

A figura seguinte (Figura 14) apresenta um esquema acerca da determinação do polo paleomagnético P de uma determinada localização S .

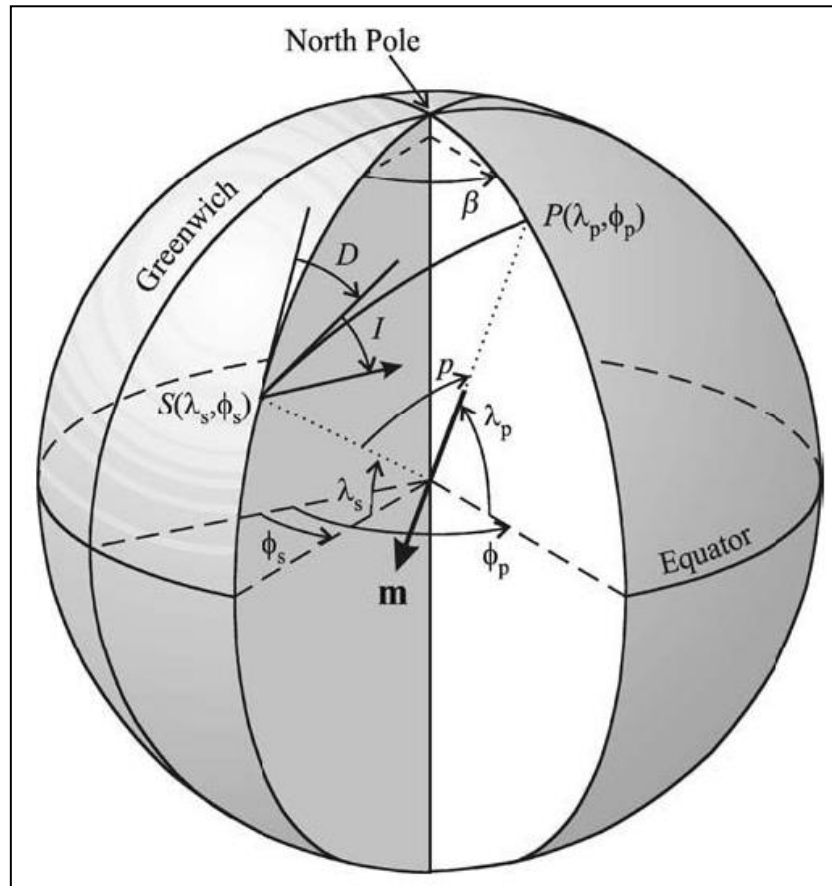


Figura 14. Determinação do polo paleomagnético P (λ_p, ϕ_p) da localização S (λ_s, ϕ_s). Legenda: D - declinação; I - inclinação, m - dipolo geocêntrico, p - colatitude (distância angular entre S e P , β - diferença entre as longitudes do polo geomagnético e do sítio em causa). Retirado de *Paleomagnetism: Magnetic Domains to Geologic Terranes* (Butler, 1992).

IV. Cálculo do Polo Paleomagnético e Variação Secular

Os procedimentos utilizados de forma a calcular os polos paleomagnéticos têm variado ao longo dos últimos anos.

Inicialmente, procedia-se ao cálculo de uma direção média, com a estatística de Fisher, que depois seria utilizada para calcular o polo paleomagnéticos, com uma elipse de confiança de 95% ($\alpha 95$). Mais recentemente, os polos paleomagnéticos são determinados de acordo com os seguintes fatores:

- De cada direção ChRM média do sítio de análise, é calculado um VGP médio do site;
- O conjunto de VGP's permite encontrar posteriormente o polo paleomagnéticos, pelas estatísticas de Fisher, tratando cada VGP como um ponto único.

As estimativas de dispersão de todos os VGP's são depois obtidas. Nesta etapa, consegue-se obter vários valores importantes para posterior análise dos resultados obtidos: N como número de VGP's, R refere-se ao vetor resultante dos VGP's, K é o parâmetro de análise da distribuição observada dos VGP's, e S é a dispersão angular dos VGP's. É também calculado o A95, definido como o raio do círculo de confiança de 95% sobre o polo médio calculado.

2.4.2 Confiança dos dados paleomagnéticos: os Critérios Q (Van der Voo, 1990) e os Critério R (Meert, 2020)

Como já referido anteriormente, é necessário saber se os dados que estão a ser utilizados para os estudos paleomagnéticos estão corretos, já que o uso de dados não reais leva a erros de cálculos e a dados finais erráticos e não representativos da realidade.

Desta forma, Van der Voo (1990) determinou uma lista de critérios de qualidade (Critérios Q de "Quality") de forma a se obter um índice de qualidade a cada um dos polos paleomagnéticos obtidos em cada estudo. Este índice considera a disponibilidade de resultados, os testes de confiança, apresentados no capítulo 2.4.8, entre outros indicadores de estabilidade paleomagnética. Quanto mais critérios um determinado polo preencher, mais aceitável e confiável é esse mesmo polo.

Os critérios definidos por Van der Voo (1990) estão apresentados na lista seguinte:

1. Idade da rocha bem definida e presunção de que a magnetização é da mesma idade, isto é, da altura de formação da rocha;

2. Número suficiente de amostras e dentro dos limites estatísticos: $K \geq 10$; $\alpha_{95} \leq 16^\circ$; $N \geq 25$;
3. Desmagnetização adequada, incluindo a análise em componentes principais (Kirschvink, 1980), ou em “great circle” (Halls, 1976, 1978);
4. Testes de confiança que restringem a idade de magnetização (*baked contact test* (teste aplicado em locais de metamorfismo, e que consiste em avaliar o conjunto de amostras recolhidas em três zonas – corpo intrusivo, auréola de metamorfismo, e rocha sã, verificando se as três zonas apresentam a mesma direção, dando um resultado positivo, ou se apresentam direções distintas, dando um resultado negativo ao teste), *fold test*, *conglomerate test* (que avaliam se ocorreu ou não uma remagnetização, ao corrigir os basculamentos que possam ter ocorrido nesses locais, o que demonstra se os materiais em análise apresentam direções vetoriais semelhantes ou distintas);
5. Controlo estrutural e coerência tectónica com o cratão ou bloco envolvido;
6. Presença de inversões magnéticas;
7. Não apresentar similaridades com polos de idades mais recentes, rejeitando qualquer possibilidade de ocorrência de remagnetizações.

Mais recente, Meert et al (2020) sugeriu uma revisão aos critérios estabelecidos por Van der Voo, pelo que sugeriu a seguinte lista de critérios R (“Reliability”):

8. Idade da rocha bem definida e presunção de que a magnetização é da mesma idade, com uma restrição da idade radiométrica de ± 15 Ma;
1. Desmagnetização por etapas com eficiência confirmada pelos vários métodos de desmagnetização: $N \geq 25$, $10 \leq K \leq 70$, mínimo de 3 amostras recolhidas por sítio;
2. Avaliação dos transportadores da magnetização remanescente, com identificação e examinação em amostra de mão ou amostra mineralógica;
3. Testes de confiança que restringem a idade de magnetização (*positive fold test*, *tilt test*);
4. Controlo estrutural e coerência tectónica com o cratão ou bloco envolvido, sendo que os dados devem ser mais recentes do que a última deformação tectónica conhecida;
5. Presença de inversões magnéticas;
6. Não apresentar similaridades com polos de idades mais recentes, rejeitando qualquer possibilidade de ocorrência de remagnetizações.

2.4.3 Reconstituição paleogeográfica

I. Polos de Euler

Um outro modelo utilizado para as reconstituições paleogeográficas é o Modelo do Polo de Euler Paleomagnético (PEP), que tenta explicar os processos de rotação e movimentação dos continentes.

Utilizando como modelo um planeta com apenas duas placas litosféricas (Figura 15), uma fixa (Placa F), e outra com um movimento contrário aos ponteiros do relógio (Placa M). Esta movimentação da Placa M é causada por um polo de Euler fixo, localizado na parte inferior da Placa M. Estipulando que existe um hotspot na Placa M, então a movimentação desta placa causa a formação de uma cadeia vulcânica (exemplo Hawaii) com direção semelhante à movimentação da Placa sob o Polo de Euler.

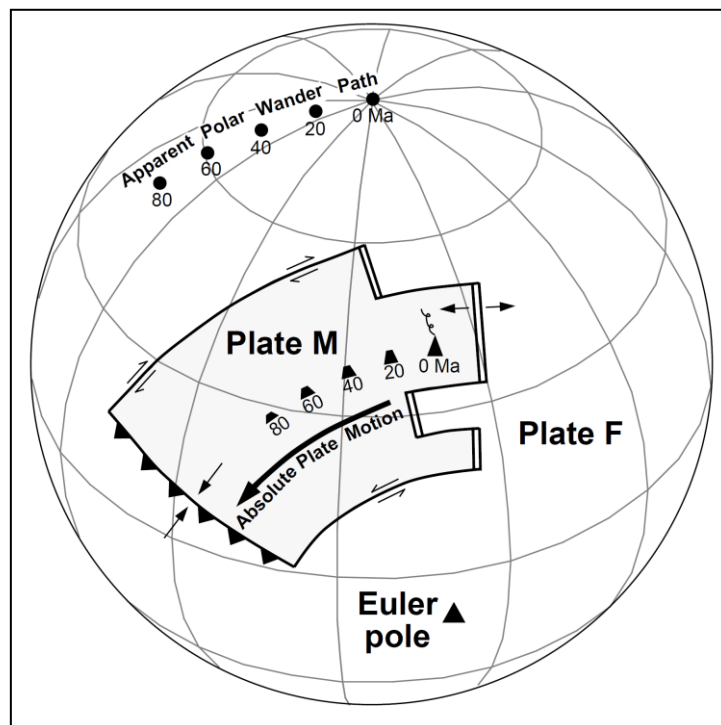


Figura 15. Exemplo do Polo de Euler. Retirado de *Paleomagnetism: Magnetic Domains to Geologic Terranes* (Butler, 1992).

Por outro lado, os polos paleomagnéticos determinados a partir das rochas na Placa M estão também localizados perto do eixo de rotação. Para rochas mais antigas, os polos paleomagnéticos, localizados anteriormente no eixo de rotação, estão atualmente localizados num caminho da CDPA, que descreve um pequeno círculo sobre o polo Euler, já que foram deslocados por rotação da placa M sobre o polo Euler.

PALEOMAGNETISMO DO MAGMATISMO ALCALINO CRETÁCICO DA BACIA LUSITÂNICA E IMPLICAÇÕES PARA A CURVA DE DERIVA POLAR APARENTE DA IBÉRIA

Um exemplo que ilustra a forma como as CDPA podem ser utilizados na reconstituição paleogeográfica dos continentes é apresentada na Figura seguinte (Figura 16). Na Figura 16a, é apenas apresentado um continente, pelo que só apresentará um determinado polo de Euler, onde se formará uma CDPA desse mesmo continente (t0 a t4). Contudo, na Figura 16b, forma-se uma divisão nesse continente, pelo que cada um dos continentes recém-formados irá apresentar um determinado polo de Euler.

Assim, e na Figura 16c, que representa uma evolução da separação dos dois continentes, verifica-se que cada um desses continentes apresenta uma CDPA específico e distinto. Contudo, caso se faça uma reconstituição paleogeográfica dos continentes no tempo t4 (Figura 16d), observa-se que ele comprova que nesse momento os dois continentes formariam apenas um.

Desta forma, este processo é bastante útil na reconstituição paleogeográfica, já que permite ver a evolução e deslocação dos continentes ao longo dos tempos geológicos, tal como representado na Figura 17, que apresenta a CDPA da América do Norte e da Europa durante o Paleozoico e Mesozoico.

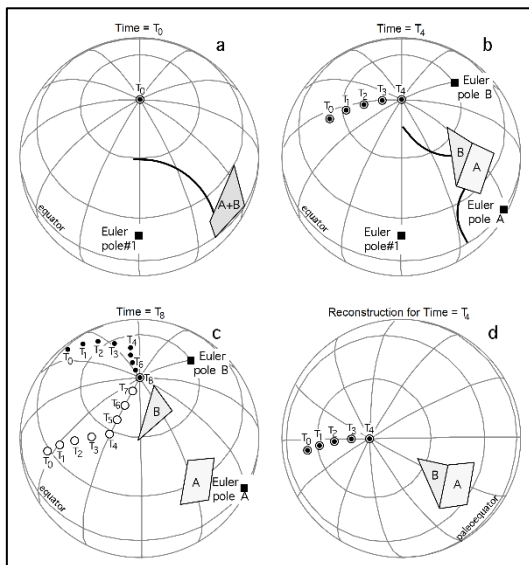


Figura 16. Exemplo teórico da utilização de CDPA para reconstituições paleogeográficas. Retirado de *Paleomagnetism: Magnetic Domains to Geologic Terranes* (Butler, 1992).

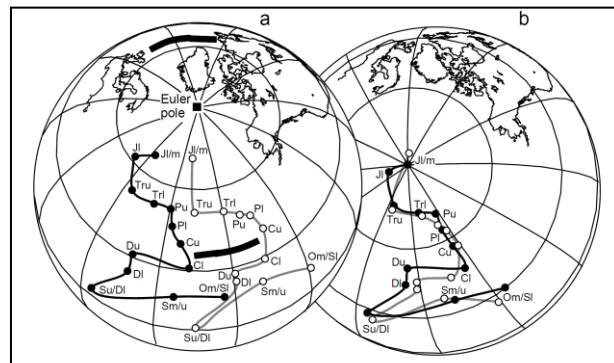


Figura 17. (a) CDPA da América do Norte (a negrito) e da Europa (a cinza) do Paleozoico e Mesozoico, representando o momento da abertura do Oceano Atlântico e a separação dos continentes Norte Americano e Europeu. (b) Reconstituição paleogeográfica dos dois continentes no Jurássico Médio, evidenciando que neste momento os dois continentes estariam unidos, formando um continente apenas. Retirado de *Paleomagnetism: Magnetic Domains to Geologic Terranes* (Butler, 1992).

II. Curva de Deriva Polar Aparente

O próximo capítulo abordará a importância e eficácia da utilização das CDPA para as reconstituições paleogeográficas. Primeiro introduzida por Creer et al. (1954), este método é capaz de obter mapas paleogeográficos utilizando pouca quantidade de dados, contrariamente à enorme quantidade de dados que eram utilizados para construir mapas paleogeográficos antes da definição das CDPA como padrão na definição e apresentação de dados paleomagnéticos no âmbito de se definir e tentar entender como a evolução paleogeográfica ocorreu no passado.

Quando este modelo começou a ser utilizado, acreditava-se que a movimentação dos polos dos continentes se devia à rotação da Terra. Contudo, é sabido atualmente que essa movimentação dos polos e que as CDPA evidenciam os movimentos das placas litosféricas, primeiramente referido por Wegener.

É definido como uma CDPA uma compilação das posições sequenciais dos polos paleomagnéticos de um dado continente, cada um deles representando uma determinada idade geológica. Neste modelo, os polos formados mais recentemente (Neogénico) estão localizados perto do polo geográfico atual, enquanto polos formados em idades mais antigas encontram-se afastados deste.

Este modelo define as CDPA em função do hemisfério onde o continente se situa: caso o continente se situe no hemisfério norte, define-se que os pontos se vão afastando do polo norte; caso se situe no hemisfério sul, então define-se que os polos paleomagnéticos se afastam do polo sul. Como convenção, para os continentes situados no hemisfério norte, determina-se o polo paleomagnético norte, com uma média de VGP's de polaridade normal; para os continentes do hemisfério sul, determina-se o polo paleomagnético sul, com uma média de VGP's de polaridade inversa.

Este processo permite que os modelos fiquem cada vez mais bem desenvolvidos, à medida que mais polos paleomagnéticos forem determinados, o leva à construção de uma CDPA mais detalhada.

A figura seguinte (Figura 18) representa a construção da CDPA da América do Norte no Mesozoico e Cenozoico, com base dos dados de Irving et al. (1982).

PALEOMAGNETISMO DO MAGMATISMO ALCALINO CRETÁCICO DA BACIA LUSITÂNICA E IMPLICAÇÕES PARA A CURVA DE DERIVA POLAR APARENTE DA IBÉRIA

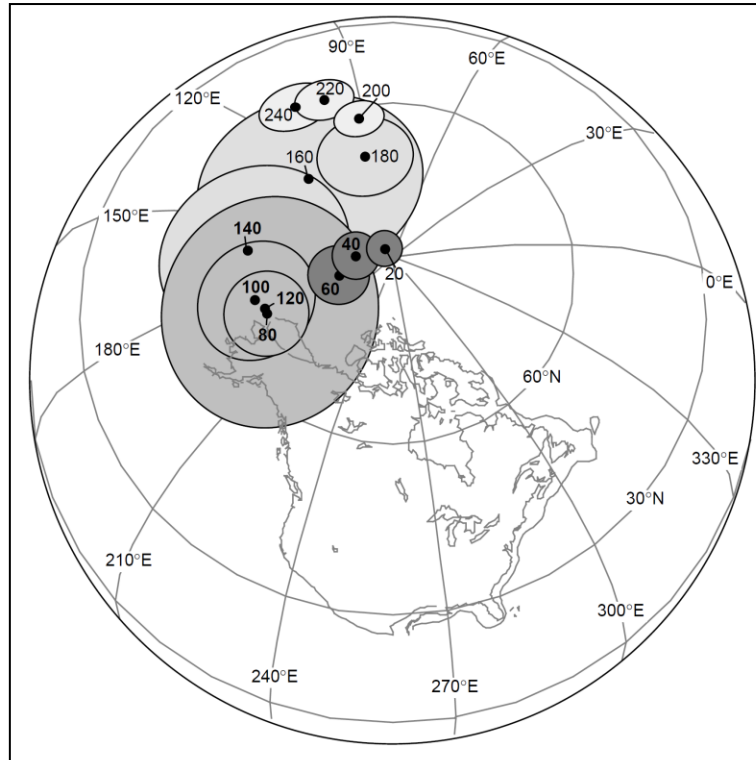


Figura 18. CDPA da América do Norte, no Mesozoico e Cenozoico (Irving et al., 1982). Idades mostradas em Milhões de anos; elipses de confiança de 95%. Retirado de *Paleomagnetism: Magnetic Domains to Geologic Terranes* (Butler, 1992).

A técnica consiste em atribuir uma idade absoluta aos polos paleomagnéticos disponíveis de um continente, seguida da escolha da duração a janela temporal, e depois calcular a média de todos os polos paleomagnéticos com idades dentro da janela temporal. Esta técnica é bastante eficaz na eliminação do ruído. Contudo, caso se cause erros, estes serão reforçados.

Como já referido, o desenvolvimento das CDPA é um processo constante, já que os dados obtidos anteriormente estão em constante avaliação, à medida que novos dados são obtidos para cada continente. Assim, a precisão das CDPA varia em função da quantidade e qualidade dos dados paleomagnéticos para um dado continente.

3. *CONTEXTO GEOGRÁFICO E GEOLÓGICO*

Uma vez que os locais de estudo se encontram na Bacia Lusitânica, é apresentado de seguida o enquadramento geográfico e geológico desta região, incluindo uma breve referência à evolução geodinâmica da Bacia Lusitânica.

3.1 EVOLUÇÃO PALEOGEOGRÁFICA DA IBÉRIA DURANTE O MESOZOICO

Atualmente, a Ibéria faz parte da Placa Euroasiática. Contudo, estima-se que até ao Cenozoico Inferior, ela se comportou como uma microplaca independente.

O primeiro autor a tentar descodificar a movimentação da Ibéria e a tentar apresentar um cenário paleogeográfico foi Carey (1958), analisando as bacias e cadeias montanhosas do Mediterrâneo, propondo mais tarde que as bacias mais profundas (assim como a Baía da Biscaia) terão sido formadas por rotação extensional de um lado continental em relação a outro, de acordo com um polo de Euler específico e relativamente próximo. Definiu então que a Ibéria apresentou uma rotação entre 30° a 40° no sentido anti-horário devido à abertura da Baía da Biscaia no Cretácico.

Por outro lado, Clegg et al. (1957) tinha anteriormente procedido ao estudo de rochas do norte de Espanha, tendo datado a orientação destas como referentes ao Triássico. Contudo, os resultados descrevem uma ocorrência de remagnetização, refutando o seu trabalho. Assim, os primeiros resultados paleomagnéticos corretos foram obtidos por Van der Lingen (1960) e Schwarz (1963), no qual as direções obtidas apoiam o modelo de Carey previamente proposto.

Mais tarde, Le Pichon & Sibuet (1971) sugeriu um modelo de evolução da Ibéria em duas fases, definindo uma primeira fase no Cretácico, onde a Ibéria girava sobre um polo de Euler perto de Paris, causando um movimento de deslizamento da Ibéria ao longo da Eurásia, seguida de uma fase no Eocénico de convergência entre as placas vizinhas (Africana e Euroasiática), empurrando a Ibéria para o Norte (formação dos Pirenéus). Este modelo foi posteriormente reformulado por Van der Voo & Boessenkool (1973), que postularam que a sutura resultou de uma lacuna transtensional devido à rotação da Ibéria.

Perroud (1982) tentou posteriormente determinar a localização do polo de Euler da Ibéria, mas concluiu que os dados paleomagnéticos existentes não eram o suficiente para determinar de forma precisa a localização deste polo de Euler, sendo a sua localização desconhecida até aos dias de hoje. Uma outra conclusão do seu trabalho foi definir um modelo de movimentação da Ibéria em três fases: uma rotação durante o Jurássico e Cretácico Inferior, uma rotação distinta durante o Cretácico Superior, e por fim, uma convergência precoce para Norte.

Scotese et al. (1988) sugeriu um modelo de rotação anti-horária de aproximadamente 30° entre os 92 e os 84 Ma, seguida de uma rotação de 5° no intervalo 84-66 Ma.

Já Galdeano et al. (1989) sugeriu a ocorrência de várias remagnetizações nas rochas estudadas em Portugal. Contudo, a representação do Cretácico Superior apresenta semelhanças entre as declinações obtidas para a Ibéria e a Placa Euroasiática, inferindo que por esse momento a rotação da Ibéria estaria a terminar, terminando também a abertura da Baía da Biscaia neste momento. Isto é também concordante com as idades das anomalias magnéticas marinhas da Baía da Biscaia (Williams, 1975; Srivastava et al., 1990), com idades entre os 80 e os 120 Ma.

Contudo, os movimentos cinemáticos da Ibéria não coincidem com a ideia de uma componente única de rotação no sentido horário da Ibéria, previamente proposto. Assim, Storetvedt et al. (1990) criaram um modelo de rotações rápidas e grandes intercaladas com movimentações no sentido horário e no sentido anti-horário durante o intervalo de 68-90 Ma.

Os últimos estudos a serem realizados na Ibéria foram feitos por Gong et al. (2008).

Procedeu ao estudo da Bacia Organyà, contudo os seus resultados foram criticados por esta bacia se situar numa zona altamente deformada nos Pirenéus, o que não constitui um local de excelência para obter polos paleomagnéticos que levem a um enriquecimento do conhecimento na evolução paleogeográfica da Ibéria.

3.2 EVOLUÇÃO GEODINÂMICA DA BACIA LUSITÂNICA

A Bacia Lusitânica corresponde a uma bacia sedimentar mesozoica, originada no Triássico Inferior, e a sua génese encontra-se diretamente ligada à abertura do Atlântico Norte e Central, aquando da fragmentação da Pangeia. Esta bacia é uma bacia marginal atlântica, com uma orientação aproximada de NNE-SSW, e estendendo-se por cerca de 340 km de comprimento e 130 km de largura (Kullberg et al., 2013).

Tal como referido anteriormente, a Bacia Lusitânica deve a sua formação à abertura de um rifte situado na região onde esta se encontra atualmente. A sua abertura foi posteriormente abortada, tendo-se deslocado para Oeste, onde se estabeleceu e manteve até aos dias de hoje, levando à abertura do Oceano Atlântico. De acordo com vários estudos (Afilhado et al., 2008; Neves et al., 2009; Sibuet et al., 2007; Tucholke et al., 2007) já realizados ao longo da Margem Ibérica Ocidental (WIM – West Iberia Margin), superdomínio da qual a Bacia Lusitânica faz parte, concluiu-se que a WIM foi resultado de um *rifting* litosférico que ocorreu entre a Europa e a América do Norte, sendo definida como uma margem de rifte continental não-vulcânica, subdividida em três zonas distintas: uma camada de crosta continental fina, de aproximadamente 100km de largura; uma zona de transição (200km de largura); e uma camada de crosta oceânica.

A idade de início de abertura do Oceano Atlântico é também ainda motivo de debate. O modelo mais consensual é de que ocorreu duas fases de *rifting*: a primeira durante o Triássico Superior-Jurássico Inferior; e uma segunda no intervalo Jurássico Superior-Cretácico Inferior (Sibuet et al., 2007, Tucholke et al., 2007). Por outro lado, foram definidos três pulsos magmáticos, através de estudos das Bacias Lusitânica e do Algarve (Bronner et al., 2011; Grange et al., 2008, Miranda et al., 2009). O primeiro corresponde a um vulcanismo toleítico no Jurássico Inferior, ligado a uma fase de inversão tectónica, representando a Província Magmática Atlântica a ~200 Ma (Martins et al., 2008, Verati et al., 2007).

Já o segundo corresponde a um pulso magmático alcalino de composição transicional, ligado a uma fase de *rifting*, ocorrendo como soleiras de pequena escala com idade Jurássica Superior datado a ~94-88 Ma (Miranda et al., 2009; Grange et al, 2008; Martins, 1991). Por fim, o terceiro pulso, ligado à compressão provocada pela Placa Africana, corresponde a um evento magmático alcalino do Cretácico Superior, datado a ~75-72 Ma (Miranda et al., 2009) e que compreende os Complexos Intrusivos de Sintra (84-79 Ma), Monchique (72 Ma), e o Complexo Vulcânico de Lisboa (73 Ma) (Macintyre & Berger, 1982; Miranda et al., 2009, Storetvedt et al., 1987; Ferreira & Macedo, 1979).

Na figura seguinte (Figura 19) é apresentado o enquadramento geográfico-tectónico da Bacia Lusitânica.

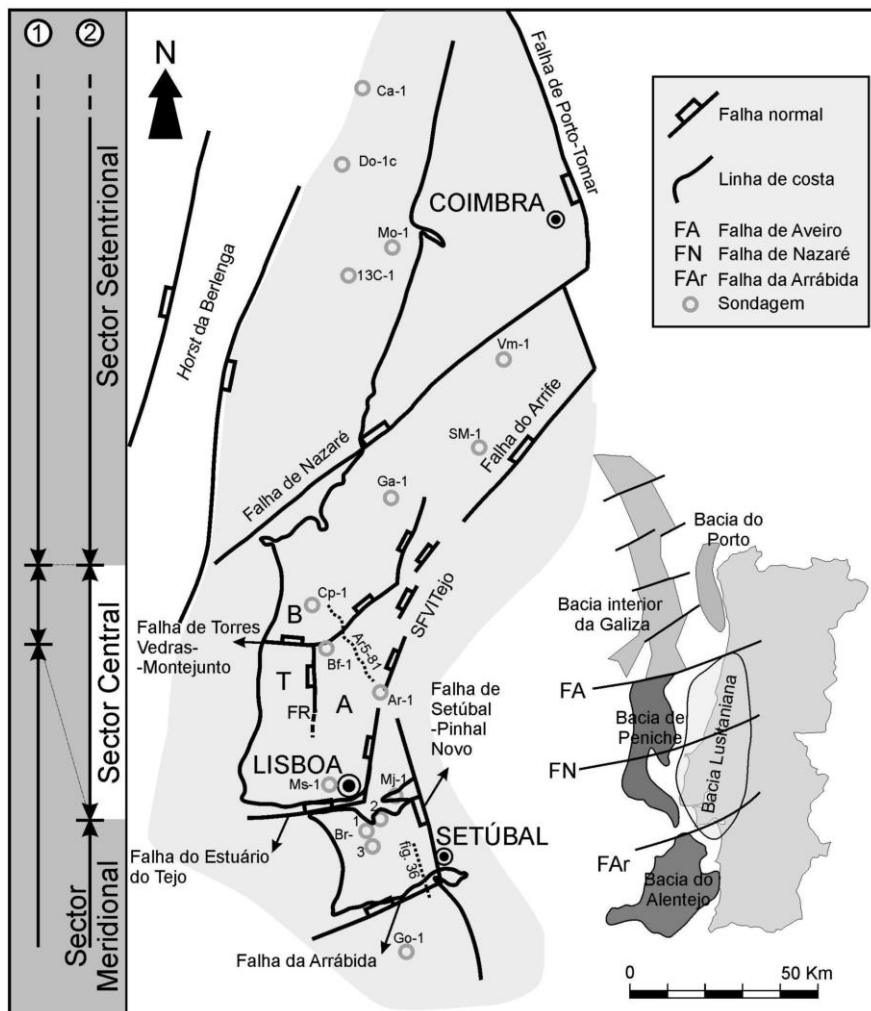


Figura 19. Enquadramento geográfico e tectónico da Bacia Lusitânica e de outras bacias da Margem Ocidental Ibérica. Definição de sectores (1 – Rocha & Soares, 1984; 2 – Ribeiro et al., 1996) e localização de perfis representados noutras figuras. A, B e T, sub-bacias formadas durante o 3.º episódio de rifting, respectivamente: Arruda, Bombarral e Turcifal. Sondagens: Ca – Carapau, Do – Dourada, Mo – Moreia, Vm – Vermoil, SM – S. Mamede, Ga – Gaiteiros, Cp – Campelos, Bf – Benfeito, Ar – Arruda, Ms – Monsanto, Br – Barreiro, Mj – Montijo, Go – Golfinho. Retirado de A Bacia Lusitânica: estratigrafia, paleogeografia e tectónica, (Kullberg et al., 2013).

PALEOMAGNETISMO DO MAGMATISMO ALCALINO CRETÁCICO DA BACIA LUSITÂNICA E IMPLICAÇÕES PARA A CURVA DE DERIVA POLAR APARENTE DA IBÉRIA

A abertura do rifte ocorre a NW da Bacia Lusitânica, com início no Campaniano Superior, levando à abertura do Golfo da Biscaia, que provocou um movimento rotativo na Ibéria (Sibuet et al., 2004). Já no Eocénico, com o início da compressão provocada pela placa Africana, a Ibéria começou a ser empurrada para Norte, o que provocou o término da abertura do Golfo da Biscaia, levando a Ibéria a colidir com a restante Placa Euroasiática, formando-se nesta altura relevo que posteriormente dará origem à Orogenia Pirenaica e à Zona Cantábrica.

É neste momento que ocorre diapirismo e vulcanismo nas falhas com componente vertical pré-existent (tal como a Falha de desligamento Lousã-Leiria-Marinha Grande). É, portanto, nesta idade que ocorre intrusão magmática na falha que dará origem aos variados Complexos ígneos Vulcânicos de Sintra, Sines e Monchique, bem como a origem de variadas erupções basálticas na região de Lisboa-Leiria.

Na figura seguinte (Figura 20) são apresentadas as principais ocorrências magmáticas alcalinas na Bacia Lusitânica durante o Cretácico Inferior.

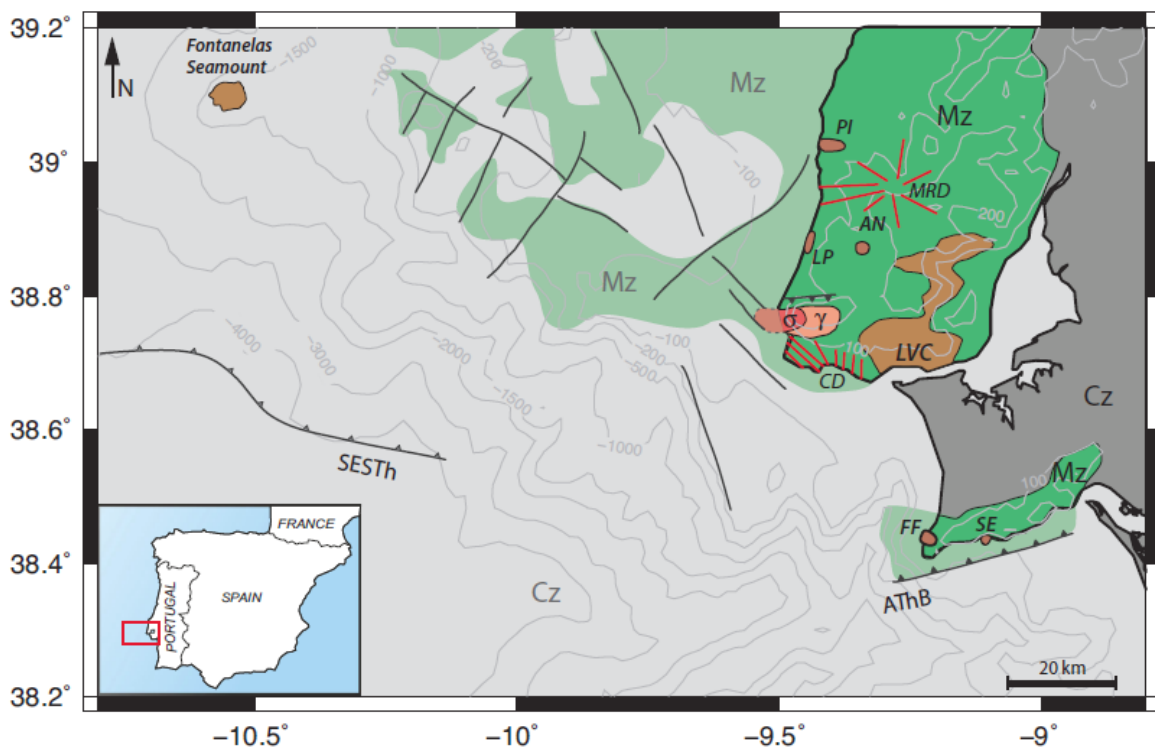


Figura 20. Mapa geológico esquemático da Bacia Lusitânica, representando as principais ocorrências do magmatismo alcalino do Cretácico Inferior na Bacia Lusitânica e na Margem Ibérica Ocidental. LVC – Complexo Vulcânico de Lisboa; Soleiras de Anços (AN), Lomba dos Planos (LP), Foz da Fonte (FF), Paço de Ilhas (PI) e de Sesimbra (SE); MRD – Complexo de diques radiais de Mafra; CD: Diques de Cascais; Mz – Sedimentos do Mesozoico (Bacia Lusitânica); Cz – Sedimentos do Cenozoico; AthB – Faixa de cavalgamento da Arrábida (Miocénico); SEStH – Falha de Estremadura. Retirado de Neres et al. (2014).

3.3 ASPETOS GEOLÓGICOS DAS SOLEIRAS DE ANÇOS E LOMBA DOS PIANOS

De acordo com a Notícia Explicativa referente à Folha 34-A Sintra da Carta Geológica de Portugal, de escala 1:50 000, folha que engloba as duas soleiras em estudo (Anços e Lomba dos Pianos), refere que a região corresponde a uma evolução do preenchimento progressivo da zona mais profunda e com maiores influências marinhas, caracterizada por uma sedimentação carbonatada.

Desta forma, a região é caracterizada por uma sequência calcária, de idades a partir do Jurássico Superior (Oxfordiano Superior), que são intruídas por corpos magmáticos durante o Cretácico Superior e início do Terciário. Os corpos intrusivos englobam lavas, diques, soleiras, lacólitos, que são incluídos no Maciço Eruptivo de Sintra (84-79 Ma) e ao Complexo Vulcânico de Lisboa.

A soleira de Anços corresponde a uma rocha gabroica porfiroide que intrui em camadas sub-horizontais ou ligeiramente inclinadas de calcários do Cretácico Superior (Albiano-Cenomiano) (Miranda, 2010). A sua espessura é reduzida (de poucos metros até ao máximo de 150 metros). As rochas da soleira são negras porfíricas, de matriz afanítica cinzenta. É possível observar alguns fenocristais feldspáticos, abundantes nas amostras recolhidas do local.

Por outro lado, a soleira de Lomba dos Pianos corresponde a um traquibasalto melanocrata e porfírica, que intrui numa sequência calcária de idades compreendidas entre o Albiano e o Cenomaniano (113-93.4 Ma) (Miranda, 2010). Apresenta uma forma tabular a lenticular alongada, tem uma extensão de aproximadamente 3km e uma espessura de cerca de 10 m. É possível observar ao longo da intrusão a ocorrência de metamorfismo de contacto nos calcários onde a soleira intruiu. Também se verificam disjunções prismáticas e verifica-se a ocorrência abundante de zeólitos ao longo de todo o corpo traquibasáltico.

Na página seguinte é apresentada uma figura (Figura 21) que apresenta o contexto geográfico e geológico das soleiras de Anços e Lomba dos Pianos, bem como as coordenadas geográficas destas e uma fotografia de campo de cada uma delas.

PALEOMAGNETISMO DO MAGMATISMO ALCALINO CRETÁCICO DA BACIA LUSITÂNICA E IMPLICAÇÕES PARA A CURVA DE DERIVA POLAR APARENTE DA IBÉRIA

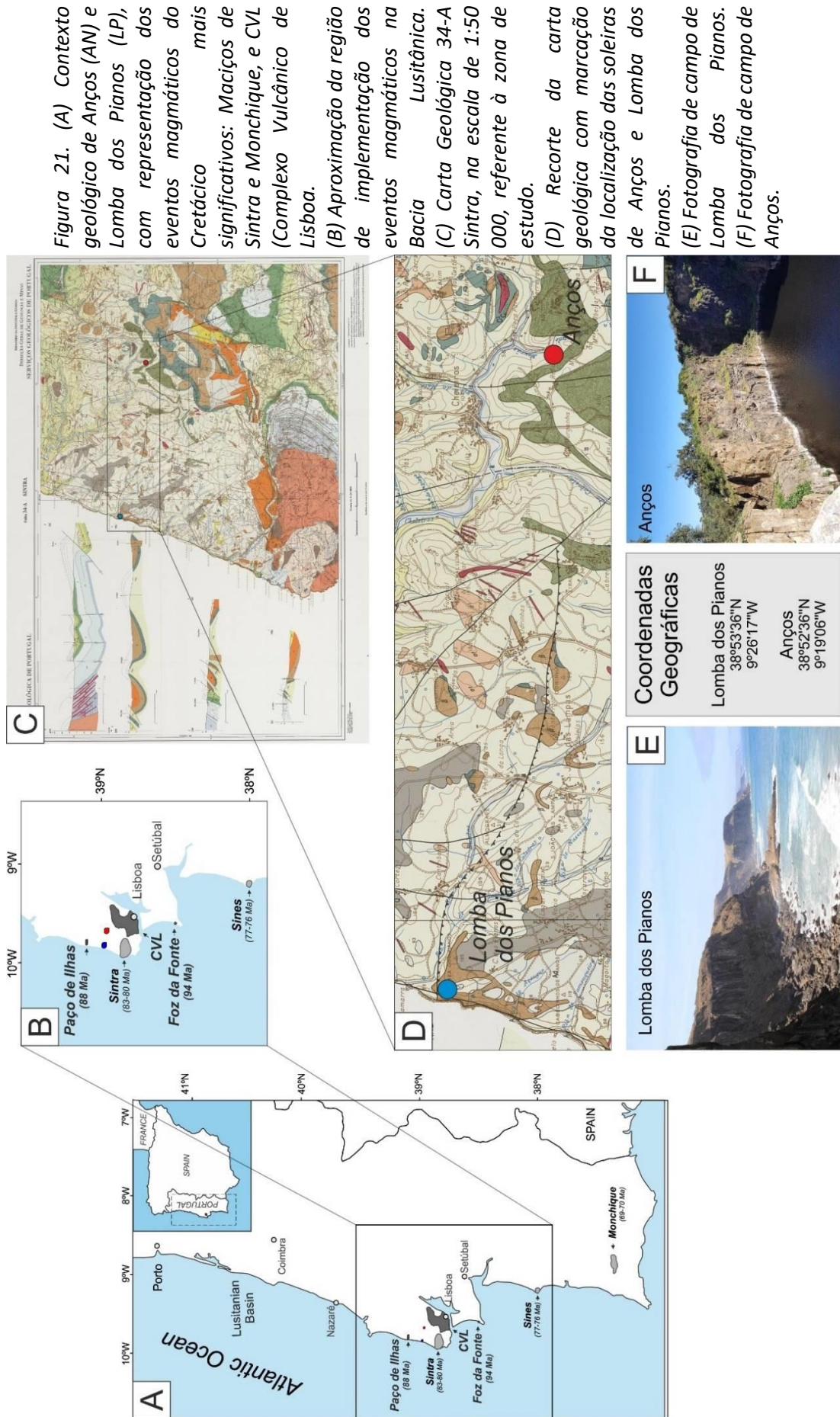


Figura 21. (A) Contexto geológico de Anços (AN) e Lomba dos Planos (LP), com representação dos eventos magmáticos do Cretácico mais significativos: Maciços de Sintra e Monchique, e CVL (Complexo Vulcânico de Lisboa).

(B) Aproximação da região de implementação dos eventos magmáticos na Bacia Lusitânica.

(C) Carta Geológica 34-A Sintra, na escala de 1:50 000, referente à zona de estudo.

(D) Recorte da carta geológica com marcação da localização das soleiras de Anços e Lomba dos Planos.

(E) Fotografia de campo de Lomba dos Planos.

(F) Fotografia de campo de Anços.

Não existem datações radiométricas disponíveis na literatura. Porém, estipula-se que as soleiras de Anços e Lomba dos Pianos pertençam a um destes pulsos, e desta forma, e sendo rochas magmáticas, são como excelentes candidatos para os estudos paleomagnéticos, de forma a obter novos polos para a Ibéria e melhorar a sua CDPA neste intervalo de tempo.

Na figura seguinte (Figura 22) são apresentadas algumas fotografias tiradas no campo, referentes às soleiras de Anços e Lomba dos Pianos.

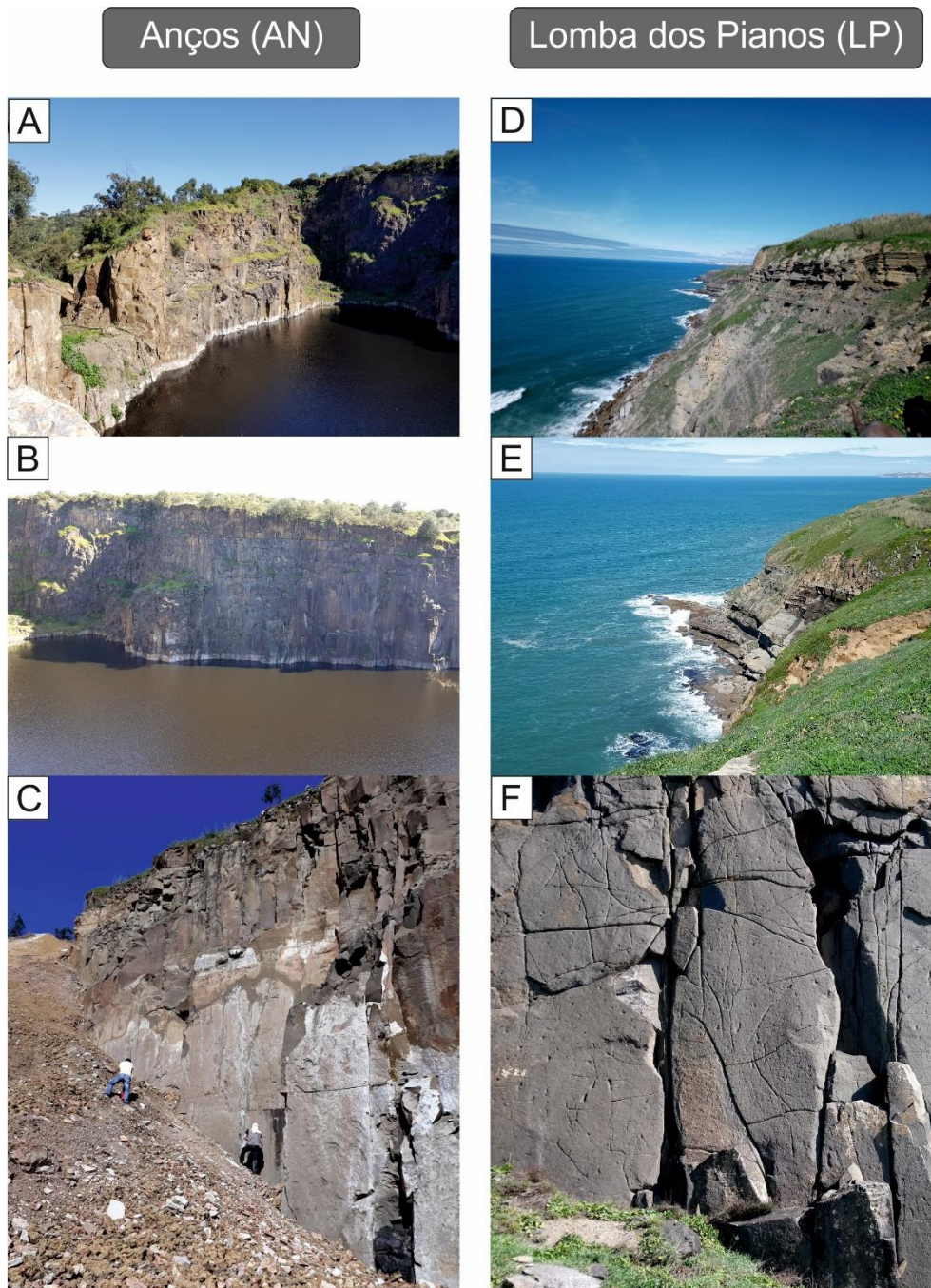


Figura 22. Fotografias de campo. (A) e (B) Panorama geral da soleira de Anços. (C) Fotografia aproximada de um dos locais de recolha de amostras de Anços. (D) e (E) Panorama geral da soleira de Lomba dos Pianos. (F) Fotografia aproximada da soleira, mostrando o aspeto geral das rochas aflorantes.

4. MÉTODOS E AMOSTRAGEM

Neste capítulo são referidos todos os métodos aplicados ao longo do desenvolvimento do trabalho de forma a atingir os objetivos propostos inicialmente. As metodologias consistem desde a pesquisa bibliográfica numa primeira fase, para trabalho de campo de forma a recolher as amostras necessárias para a fase seguinte de trabalho de laboratório, com a preparação das amostras para os variados métodos necessários.

4.1 TRABALHO DE CAMPO – AMOSTRAGEM

As amostras utilizadas em estudos paleomagnéticos são recolhidas com a ajuda de uma perfuradora manual, alimentada a gasolina, e com um sistema de arrefecimento com água (Figura 24), impedindo que a broca sobreaqueça e quebre.

No campo, faz-se inicialmente uma primeira marca com a perfuradora, e depois fura-se ligeiramente ao lado. Isto permite que, caso o cilindro se desprenda do afloramento inesperadamente, seja possível colocar o cilindro na sua posição inicial, permitindo a sua orientação geográfica. Depois de ser feito o furo, introduz-se o orientador (Figura 25), tentando-se colocar este na sua posição horizontal (facilitada pela bolha de nível na parte superior). Uma vez estando horizontal, retira-se os valores da declinação (dada pela bússola),

inclinação do furo (dada pela escala situada inferiormente da bússola), e ainda a solar (lida na bússola, com o auxílio de uma agulha de cobre) juntamente com a hora.

Ainda antes de se retirar o cilindro, marca-se o topo deste com uma caneta ou com um arame de cobre. Por fim, separa-se o cilindro, partindo-se a base do cilindro, e nomeia-se o cilindro com a sigla do local, seguida de um número e letra. Ainda no campo, procede-se à realização de várias marcações, para ajudar na ordenação dos cilindros (marcações realizadas na altura do cilindro), e para saber a sua posição correta para as medições paleomagnéticas que serão realizadas (marcação feita na base superior do cilindro, em forma de seta).

4.2 TRABALHO DE LABORATÓRIO

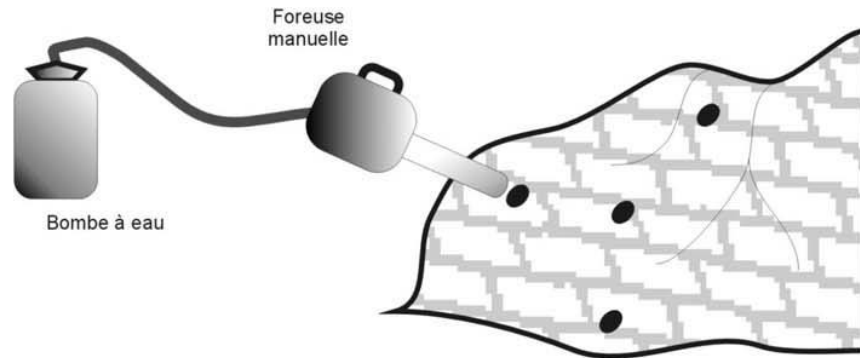
Após o corte dos cilindros em amostras discretas, todos eles são renomeados, adicionando-se à referência um número, correspondente à posição/ ordem das amostras no cilindro inicialmente recolhido.

Uma imagem que sintetiza todo o processo explicado anteriormente está presente na página seguinte (Figura 23).

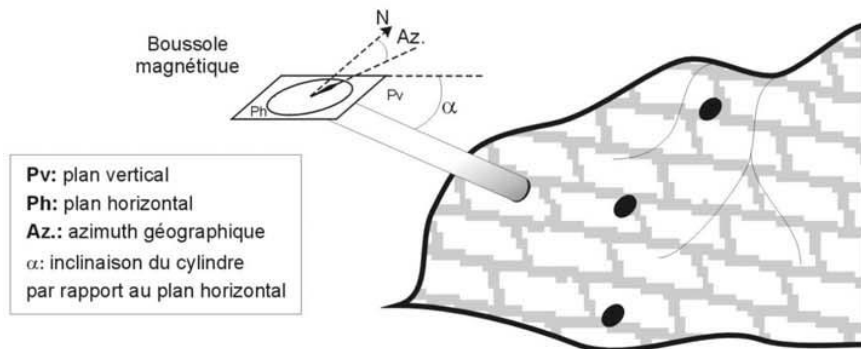
Foram posteriormente analisados 228 cilindros da soleira de Anços (Figura 26), e 187 cilindros da soleira de Lomba dos Pianos (Figura 27), tendo sido analisados os componentes primários e secundários da magnetização, utilizando o magnetómetro rotativo Minispin (Molspin Ind.) (Figura 28), que, ao induzir a rotação na amostra, colocado em 4 posições diferentes, produz um campo magnético na bobina do dispositivo, que foi então medido no computador, utilizando o software Spdel. Neste foram medidos os componentes X, Y e Z da magnetização (M_x , M_y e M_z , respetivamente), que permitem obter os valores de inclinação, declinação geográfica e intensidade do campo magnético. No processo, são realizadas múltiplas medições de cada um desses componentes, de modo a obter valores mais fiáveis.

PALEOMAGNETISMO DO MAGMATISMO ALCALINO CRETÁCICO DA BACIA LUSITÂNICA E IMPLICAÇÕES PARA A CURVA DE DERIVA POLAR APARENTE DA IBÉRIA

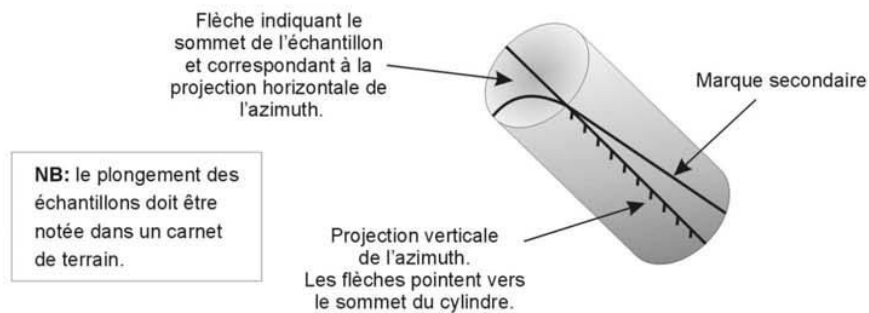
Prélèvement du cylindre de roche



Orientation géographique du cylindre



Marquage



Découpage

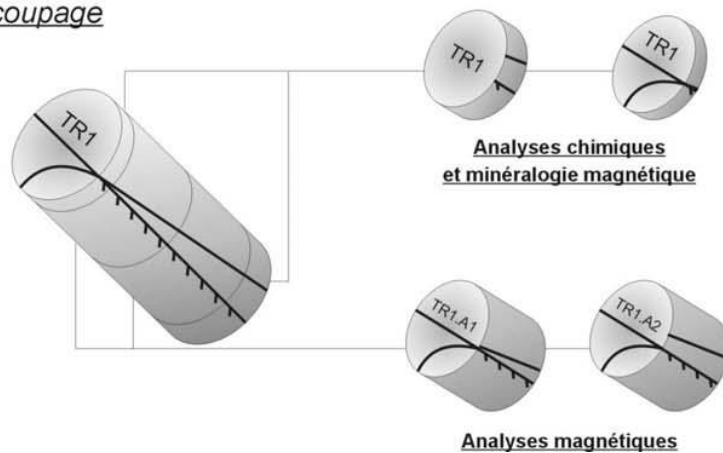


Figura 23. Procedimento de recolha de amostras para estudos paleomagnéticos. Retirado de : paléomagnétisme des cap carbonates du craton amazonien (Brésil): implications pour les glaciations du néoproterozoïque (Tese de doutoramento de Eric Font, 2005).



Figura 24. Perfuradora manual, alimentada a gasolina, e com um sistema de arrefecimento com água.



Figura 25. Orientador das amostras.



Figura 26. Cilindros analisados de Anços.



Figura 27. Cilindros analisados de Lomba dos Pianos.

Embora a MRN seja utilizada no paleomagnetismo, é necessário inferir acerca das suas componentes. A MRN é composta por dois tipos de componentes: primária, obtida pela rocha na sua formação, e secundária, adquirida após a formação da rocha. Com isto, o vetor resultante da MRN é a soma desses dois componentes. Desta forma, é necessário proceder à remoção da componente secundária, já que esta afeta os dados pretendidos na análise das rochas em estudos paleomagnéticos. Este processo é chamado de “limpeza magnética” e consiste em determinar as diferentes componentes magnéticas presentes na amostra a partir de uma análise de componente principal (Kirschvink, 1980).

A remoção das componentes secundárias por processos de desmagnetização parcial, ao remover componentes de baixa coercividade, muito facilmente removidas, permite manter apenas componentes de alta coercividade, que são intrínsecos à formação da rocha e representantes da MRN primária. Com isto, obtém-se uma componente característica da NRM, em abreviatura ChRM (“Characteristic Remanent Magnetization”).

A desmagnetização em Campo Alternado é realizada segundo uma progressão, onde o campo induzido vai sendo progressivamente aumentado. Para isso, foi utilizado o desmagnetizador de campo alternado LDA-3A (AGICO) (Figura 29), que consiste em remover a magnetização natural MRN, induzindo campos sucessivos de 5mT, 10 mT, 15 mT, 20 mT, 25 mT, 30 mT, 40 mT, 50 mT, 60 mT, 80 mT e 100 mT. A desmagnetização AF (Campo Alternado) consiste em expor a amostra a um campo alternado que é comparável a um senoide de intensidade que diminui ao longo do tempo.



Figura 28. Magnetómetro rotativo Minispin (Molspin Ind.).

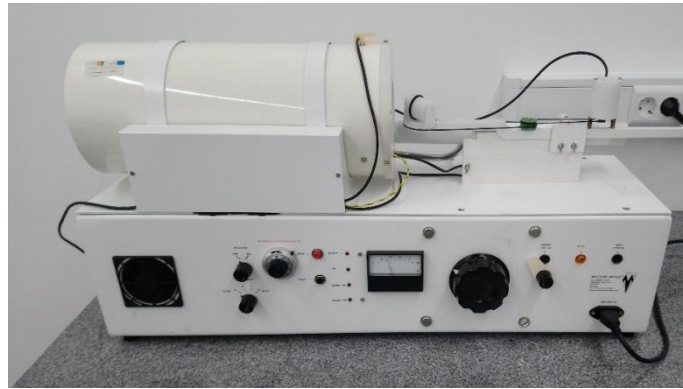


Figura 29. Desmagnetizador de campo alternado LDA-3A (AGICO).

Por outro lado, os vetores MRN vão sofrendo inicialmente uma rotação/ variação da sua direção e uma variação da intensidade, já que as componentes de baixa estabilidade vão sendo constantemente removidas. Posteriormente, atinge-se em determinado momento um valor de campo induzido para o qual a partir desse valor de campo induzido os vetores MRN não sofrem qualquer variação na direção, embora continuem a sofrer um decréscimo da sua intensidade. Desta forma, infere-se que a componente de alta estabilidade, já referido anteriormente como intrínseco da formação da rocha, fica isolado, sendo representante da ChRM.

A figura seguinte (Figura 30) exemplifica o processo de desmagnetização referido nos parágrafos anteriores, e verifica-se que entre os passos 0 a 3, os vetores MRN apresentam uma intensidade e direção diferentes. Já entre os passos 3 a 6, apenas a intensidade varia, mantendo-se a direção dos vetores MRN. No fim, os resultados são demonstrados num diagrama de Zijderveld.

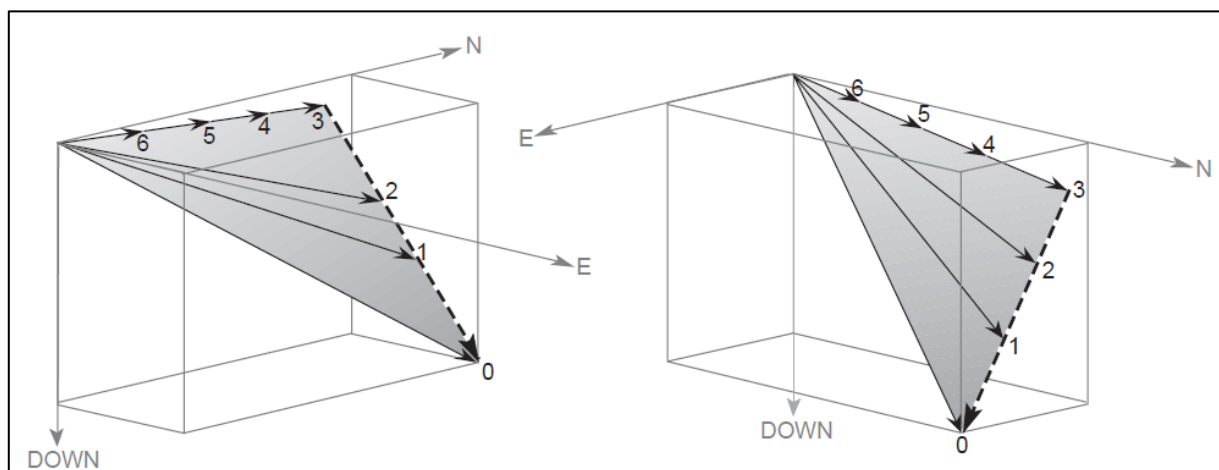


Figura 30. Diagrama exemplificativo da desmagnetização e dos respetivos vetores NRM, com evidência da variação das suas direções e intensidades. Retirado de Paleomagnetism: Magnetic Domains to Geologic Terranes (Butler, 1992).

No final da análise de todas as amostras, os programas Remasoft e Paleomagnetism.org 2.0 (<https://www.paleomagnetism.org/>) foram usados para obter os valores referentes ao VGP, aplicando-se um *cut-off* de 45° no estereograma com todas as amostras após tratamento dos dados. O *software* Paleomagnetism.org permitiu também a obtenção de alguns dados importantes para a discussão futura acerca destas duas soleiras.

Finalmente, com os valores que foram obtidos anteriormente, utilizámos o *software* GMAP2012, no qual o VGP estava representado num conjunto de dados, o que permitiu datar as duas soleiras, e comparar com soleiras vizinhas já datadas em trabalhos anteriores.

4.2.1 Curvas IRM

Foram realizadas curvas IRM, no laboratório de paleomagnetismo do Departamento de Ciências da Terra, utilizando o equipamento ASC Scientific IM-10 Impulse Magnetizer (Figura 31), que induz campos magnéticos de baixa duração progressivamente superiores, permitindo a aquisição de uma magnetização remanescente isotérmica pelas amostras. Foram analisadas 21 amostras, 11 respetivas à soleira de Anços, e as restantes 10 respetivas à soleira de Lomba dos Pianos.

Para a obtenção das curvas efetuou-se uma análise com 48 passos, medindo-se a magnetização (em mA/m) com diferentes valores de campo (em Volts), depois convertidos para mT, sendo estes os valores escolhidos por aplicação de uma equação da linha de tendência.

Utilizou-se depois o método de Kruiver (2001) para tratamento de dados e obtenção das curvas IRM. Visto que este método não ajusta a assimetria das curvas obtidas, utilizou-se também o modelo de MaxunMix (Maxbauer et al., 2016), disponível na página <http://shinyapps.its.carleton.edu/max-unmix/>.



Figura 31. ASC Scientific IM-10 Impulse Magnetizer.

4.2.2 ASM

Para a ASM, recorreu-se ao equipamento MFK1-Kappabridge (AGICO) (Figura 32), pertencente ao Instituto Dom Luiz (Universidade de Lisboa). Posteriormente foi utilizado o *software* Anisoft para tratamento e processamento dos dados. No total foram tratadas 206 amostras de AN e 162 de LP.



Figura 32. MFK1-Kappabridge (AGICO).

4.2.3 Curvas de Histerese

Para o estudo das curvas de histerese, procedeu-se à obtenção de cerca de 300mg, por moagem, de 10 amostras recolhidas (5 de cada uma das soleiras em análise). As curvas de histerese foram posteriormente obtidas por uma balança de Curie (Figura 33), pela Elisa Sanchez-Moreno no laboratório de paleomagnetismo de Burgos.

Posteriormente, foi utilizado o software RockMag Analyser para recolha das curvas, bem como análise e interpretação dos dados. No caso das curvas de histerese, conseguiu-se obter os rácios J_{rs}/J_s e B_{cr}/B_c , utilizados depois para representar as amostras no diagrama de Day-Dunlop.

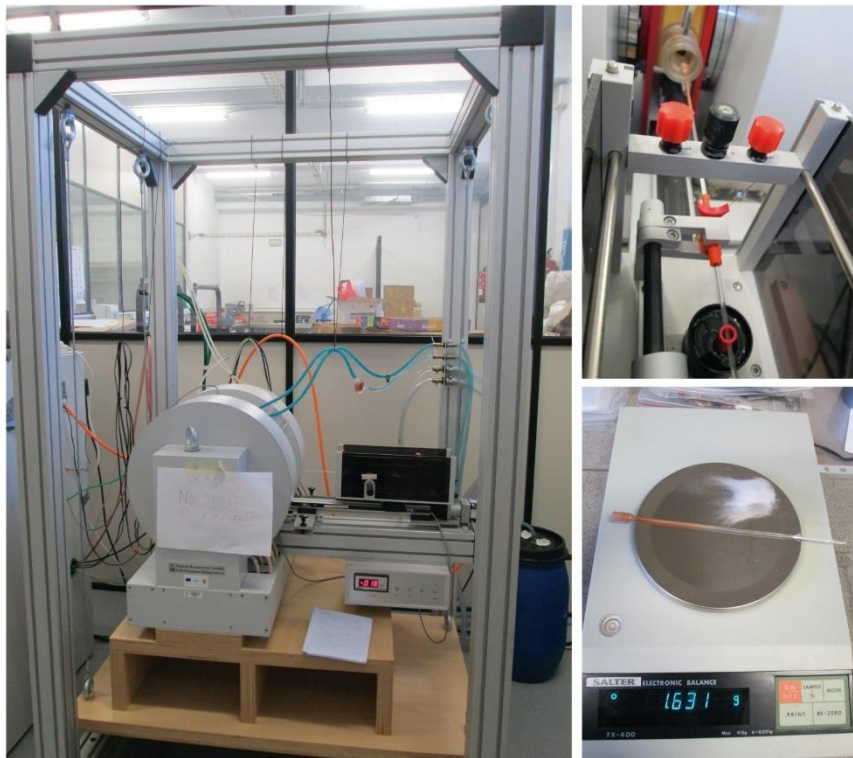


Figura 33. Balança de Curie.

4.2.4 Curvas Termomagnéticas (M-T)

As curvas termomagnéticas foram também obtidas pela balança de Curie, simultaneamente à aquisição das curvas de histerese. Também estas foram adquiridas pela Elisa Sanchez-Moreno no laboratório de paleomagnetismo de Burgos.

Utilizou-se também o *software* RockMag Analyser, já que permite retirar as temperaturas de Curie dos minerais magnéticos presentes nas amostras, de forma a se identificar possíveis minerais presentes nas amostras.

4.2.5 Observação Microscópica

Uma outra forma de identificar e caracterizar os minerais presentes nas amostras recolhidas é através da observação microscópica. Para tal, procedeu-se a uma observação microscópica de algumas amostras, de forma a ter-se um melhor conhecimento da mineralogia presente.

Procedeu-se assim à preparação de superfícies polidas em 5 cilindros (3 amostras de Anços e 2 amostras de Lomba dos Pianos) para a posterior observação microscópica. Para tal, utilizou-se o equipamento Struers RotoPol-35 (Figura 34) e uma série de 4 lixas e 2 panos. O processo evolui no sentido de utilizar lixas de granulometria cada vez mais reduzida, iniciando-se o processo com uma lixa FEPA P #220 (68 μm), passando pelas lixas FEPA P #500 (30 μm), FEPA P #1200 (15 μm) e EUROPEAN #P4000 (5 μm). No momento da utilização destas lixas de polimento, o equipamento encontra-se com a água ligada e com uma velocidade de rotação de 300 rpm.



Figura 34. Struers RotoPol-35.

Após a utilização das lixas, passa-se à utilização de panos próprios para o polimento (*Wet Grinding Disk*), sendo que se começa por utilizar um pano com um abrasivo de alumina de 0.3 μm , passando-se depois e terminando o processo de polimento com um outro pano e com a ajuda de um abrasivo de alumina de 0.05 μm . Nesta última parte de polimento, em que se utiliza os abrasivos, procede-se inicialmente a uma passagem por água da amostra e do pano (ligando a torneira da água do equipamento), sendo que depois se desliga o fornecimento de água para a colocação do abrasivo no pano. Após alguns minutos com a amostra no pano, retira-se o primeiro pano e coloca-se o segundo, repetindo-se o processo de ligação da água e passagem da amostra no pano, corte da água e colocação do abrasivo de alumina (0.05 μm), e por fim a passagem da amostra no novo abrasivo, por alguns minutos.

Após o polimento estar concluído, procedeu-se à visualização das superfícies polidas no microscópio petrográfico, analisando-se as espécies presentes e as propriedades destas. Procedeu-se depois à captura de fotografias dos aspetos mineralógicos observados ao microscópio.

4.3 TRABALHO DE GABINETE – GPLATES

O GPLates tem surgido nos últimos anos como uma ferramenta útil, que permite a construção e manipulação das reconstruções tectónicas das placas litosféricas, permitindo analisar e obter informação de como a evolução paleogeográfica das placas tectónicas tem ocorrido ao longo da escala de tempo geológica. Através da compilação de dados paleomagnéticos obtidos, é possível obter modelos globais de evolução tectónica, bem como obter informação de uma determinada placa litosférica, inferindo se modelos teóricos estabelecidos na literatura correspondem ou não aos dados obtidos através da análise das rochas estudadas no paleomagnetismo.

Neste estudo, utilizou-se a base de dados apresentada no modelo de Torsvik e Cock (2017), que criou um modelo global de reconstituição paleogeográfica desde os 410 Ma. Posteriormente, foi adicionado ao conjunto de dados os dados obtidos por Neres et al. (2012), e os dados obtidos neste estudo, no sentido de calibrar a evolução tectónica da Placa Ibérica no intervalo de tempo entre os 200 Ma e os 60 Ma.

Obteve-se no fim um conjunto de mapas que reconstituem a evolução paleogeográfica da Ibéria e demonstram a evolução da Placa Ibérica no intervalo de tempo em análise.

5. RESULTADOS

Neste capítulo são apresentados os resultados obtidos pelas várias técnicas de análise desenvolvidas, para as soleiras de Anços e Lomba dos Pianos.

5.1 ANÇOS

5.1.1 Mineralogia magnética

De forma a ser possível perceber a composição e origem dos portadores da magnetização, bem como a natureza da magnetização remanescente presente em Anços, procedeu-se à medição das propriedades magnéticas das amostras recolhidas.

I. Curvas IRM

Obteve-se curvas IRM de 11 amostras. Verifica-se que as curvas IRM são muito similares dentro do conjunto de amostras analisadas, indicando uma mineralogia magnética relativamente homogénea (Figura 36, gráfico da esquerda). Os valores da magnetização remanescente isotérmica de saturação (SIRM) variam entre os 75 000 mA/m e os 480 000 mA/m, sendo relativamente altos e típicos de rochas ígneas (Font et al., 2009). Os valores de SIRM variam consoante a concentração dos minerais magnéticos presentes nas amostras.

RESULTADOS

As amostras apresentam todas uma variação unimodal no espectro da coercividade, com uma saturação atingida por volta de um campo induzido H a ~ 100 mT, indicando a presença de uma única fase magnética de coercividade baixa a média, supostamente magnetite, como principal portador da magnetização (Figura 36, gráfico da direita).

Essas curvas IRM foram posteriormente analisadas com uma função log-Gaussiana cumulativa (Robertson and France, 1994), usando o software desenvolvido por Kruiver et al. (2001). O método permite identificar e caracterizar cada componente magnética em função da sua concentração (SIRM), coercividade ($B_{1/2}$; campo necessário aplicar para que a remanescência atinja metade da sua saturação) e tamanho de grão (parâmetro de dispersão DP; desvio padrão). Os resultados do tratamento das curvas IRM pelo método da Kruiver et al. (2001) estão indicados na Tabela 1. A figura 35 mostra um exemplo deste tratamento no caso da amostra AN9C2. O valor do $B_{1/2}$ varia de 38.0 a 41.7 mT, valores consistentes com a presença de magnetite (Egli, 2004). O valor do DP situa-se entre os 0.23 mT e os 0.3 mT, típico de magnetite monodomínio (Egli, 2004).

Tabela 1. Valores IRM obtidos para as amostras de Anços.

	SIRM (mA/m)	$\log B_{1/2}$	$B_{1/2}$	DP
AN4B2	425000	1.60	39.8	0.23
AN5C3	480000	1.59	38.9	0.25
AN1F2	385000	1.62	41.7	0.24
AN2H2	75000	1.62	41.7	0.24
AN9C2	410000	1.58	38.0	0.24
AN7D3	385000	1.61	40.7	0.24
AN10D3	352000	1.61	40.7	0.25
AN11D3	375000	1.61	40.7	0.25
AN12E2	233000	1.60	39.8	0.22
AN13A2	418000	1.59	38.9	0.3
AN14B1	95000	1.62	41.7	0.28

Utilizou-se também o modelo de MaxunMix (Maxbauer et al., 2016), disponível na página <http://shinyapps.its.carleton.edu/max-unmix/>, de modo a verificar o ajuste feito pelo *software* da Kruiver e, eventualmente, caracterizar a assimetria das curvas IRM. De facto, nem sempre as amostras naturais têm uma distribuição das coercividades que segue uma lei normal. Em alternativa, Egli (2003) introduziu uma função assimétrica (chamada SGG, Skewed Generalized Gaussian) para ter em conta esta não-normalidade.

Um exemplo das curvas tratadas pelo software Maxunmix encontra-se na Figura 37. Verificou-se que os valores de $B_{1/2}$ e DP são bastantes similares aos dos obtidos com o software da Kruiver et al. (2001). As curvas não apresentam assimetrias significativas.

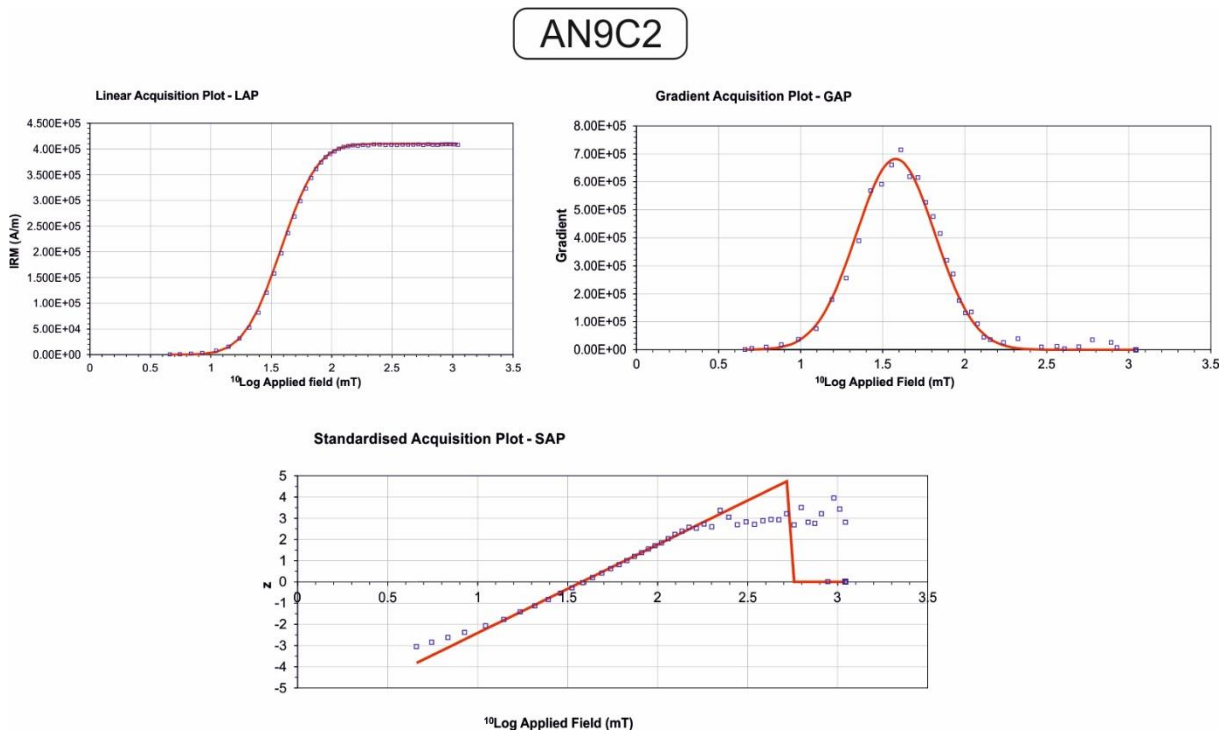


Figura 35. Curvas LAP, GAP e SAP obtidas para a amostra de Anços AN9C2 (Kruiver et al., 2001).

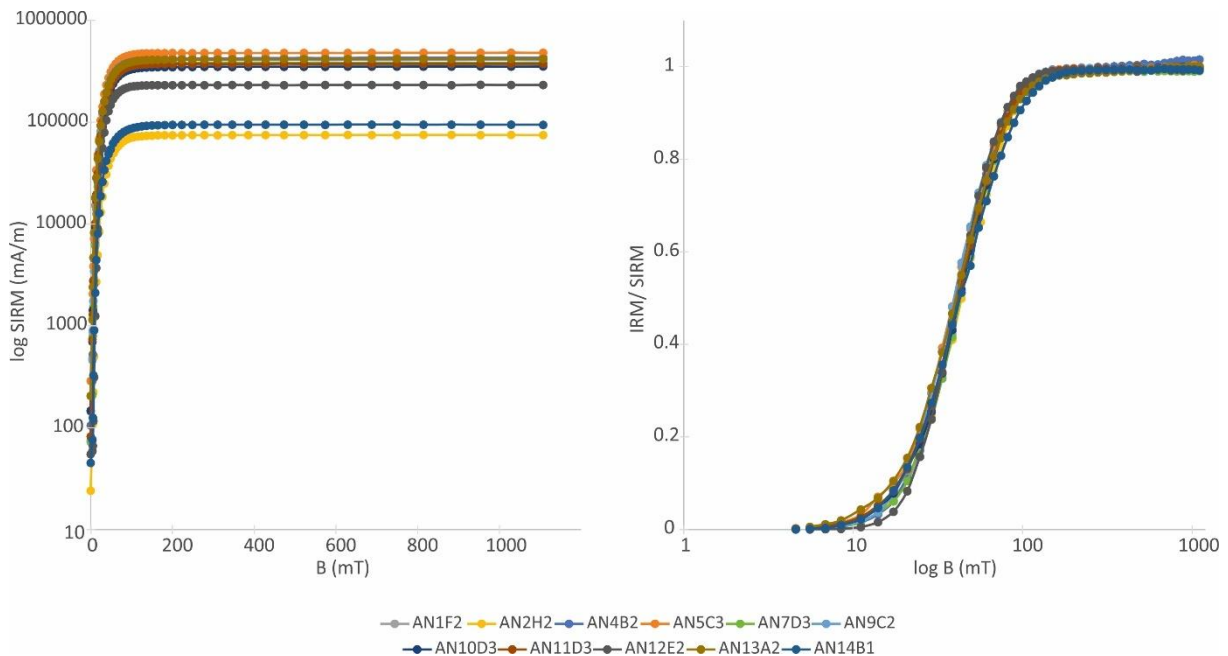


Figura 36. Gráficos dos resultados de IRM obtidos de Anços, com a relação $B/\log(\text{SIRM})$, representando as diferenças de saturação obtidas para as amostras (à esquerda), e com a relação $\log(B)/(\text{IRM}/\text{SIRM})$, apresentando o tipo de variação no espectro da coercividade e o valor da saturação das amostras (à direita). B em militesla (mT) e IRM de saturação SIRM representado em mA/m.

RESULTADOS

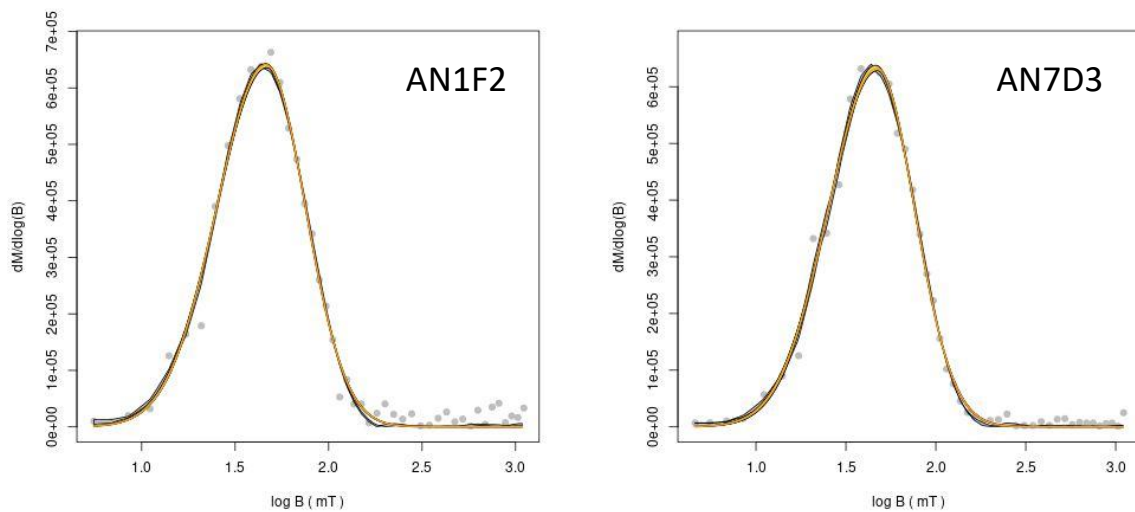


Figura 37. Curvas IRM de amostras de Anços tratadas com o software MaxUnMix (Maxbauer et al., 2016).

Para a amostra AN1F2 obteve-se um B_h (coercividade média de uma população de grão individual) de 1.62, um DP (parâmetro de dispersão) de 0.24, um P (proporção da componente) de 1.00, e um S (valor de assimetria) de 0.90. Para a amostra AN7D3 obteve-se um B_h (coercividade média de uma população de grão individual) de 1.62, um DP (parâmetro de dispersão) de 0.24, um P (proporção da componente) de 0.99, e um S (valor de assimetria) de 0.89.

II. Curvas de histerese

As curvas de histerese de 10 amostras permitiu caracterizar o tamanho de grão das partículas magnéticas (domínios magnéticos) em função dos rácios J_{rs}/J_s (magnetização remanescente de saturação/ magnetização de saturação) e B_{cr}/B_c (coercividade remanescente/ coercividade) (ver seção 2.2.3) (das partículas ferromagnéticas presentes nas amostras). Alguns exemplos destas curvas estão ilustrados na Figura 38. Os rácios obtidos encontram-se na tabela seguinte (Tabela 2). Esses rácios foram depois representados no chamado Diagrama de Day (1977) na Figura 53. Observa-se que as amostras contêm uma mistura de partículas magnéticas de monodomínio e multidomínio.

PALEOMAGNETISMO DO MAGMATISMO ALCALINO CRETÁCICO DA BACIA LUSITÂNICA E IMPLICAÇÕES PARA A CURVA DE DERIVA POLAR APARENTE DA IBÉRIA

Tabela 2. Rádios obtidos das curvas de histerese das amostras de Anços.

	J_{rs}/J_s	H_{cr}/H_c
AN1F2	0.12	2.73
AN2H2	0.23	2.24
AN5C3	0.11	2.55
AN7D3	0.13	2.54
AN9C2	0.13	2.53
AN10D3	0.12	2.85
AN11D3	0.10	2.83
AN12E2	0.14	2.42
AN13A2	0.12	2.43
AN14B1	0.16	2.49

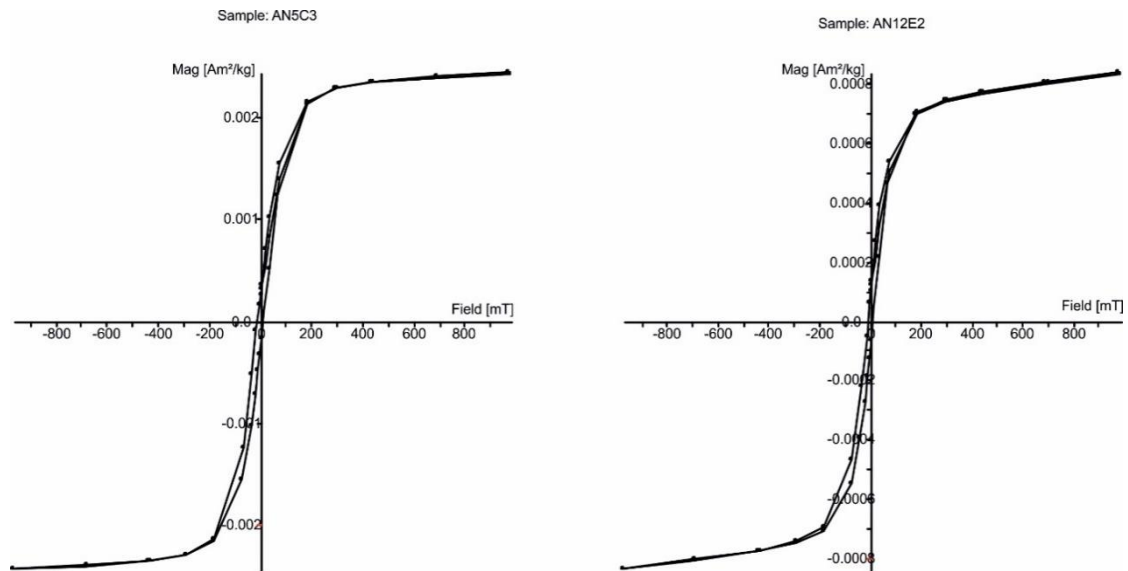


Figura 38. Curvas de histerese obtidas para as amostras AN5C3 e AN12E2.

III. Curvas Termomagnéticas

As curvas termomagnéticas permitem identificar a natureza dos minerais magnéticos e foram obtidas em 10 amostras. Duas amostras mais representativas estão ilustradas na Figura 39. A curva a vermelho representa a curva de aquecimento, enquanto a curva azul representa a curva de arrefecimento. A inflexão que se observa na curva vermelha entre ~500 e 620°C reflete a temperatura de Curie (transição do comportamento de ferromagnético a paramagnético) dos minerais magnéticos presentes nas amostras.

RESULTADOS

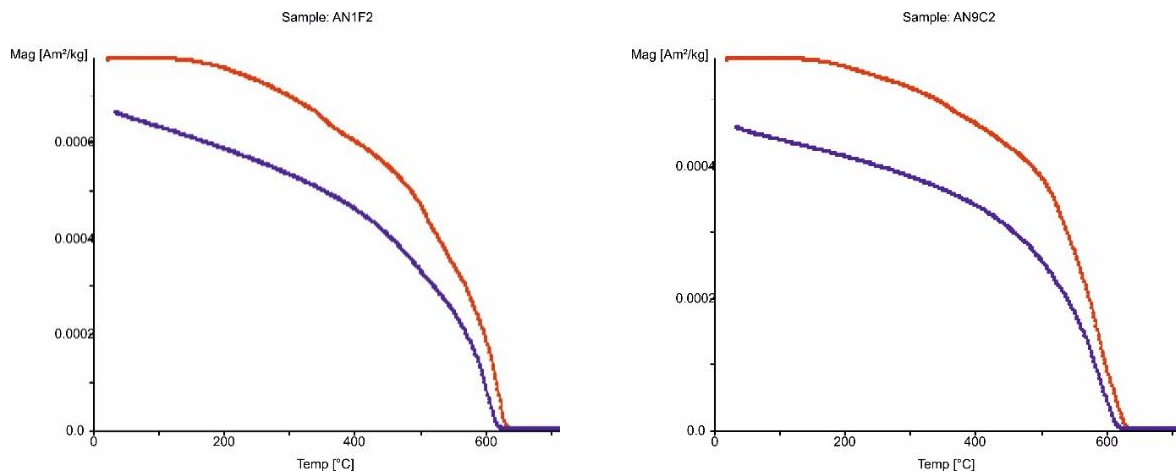


Figura 39. Curvas Termomagnéticas das amostras de Anços AN1F2 e AN9C2.

Neste caso, temperaturas de Curie inferiores a 580°C correspondem geralmente à presença de magnetite ou titanomagnetite (a T_C varia consoante a proporção em Ti), enquanto temperaturas de Curie superiores a 580°C e inferiores a 680°C correspondem geralmente à presença de hematite ou titanohematite (Dunlop and Ozdemir, 1997). Estudos recentes sugerem que temperaturas de Curie ~620°C podem resultar da mistura de magnetite e maghemite (Gehring et al., 2019).

As temperaturas de Curie da curva de arrefecimento, bem como a forma da curva, são similares às da curva de aquecimento, o que sugere que não houve criação de novos minerais magnéticos durante o aquecimento. O facto de a curva de arrefecimento ter valores de magnetização inferior à da curva de aquecimento sugere que houve processos de oxidação da magnetite/maghemite, provavelmente resultando na transformação em hematite, com uma magnetização intrínseca menor que a da magnetite.

IV. Anisotropia da Suscetibilidade Magnética (ASM)

Medições da AMS foram processadas em 206 amostras, com o intuito de se proceder à correção de possíveis basculamentos sofridos pela soleira ao longo do tempo, bem como para se inferir acerca do *fabric* magnético e os processos de intrusão da soleira de Anços. Os resultados estão representados na Figura 40 e na Tabela 3. A tabela seguinte 3 apresenta os valores médios de declinação e inclinação dos 3 vetores (k_1 , k_2 e k_3), bem como dos parâmetros característicos da ASM: Grau de anisotropia (P), Lineação magnética (L), Foliação magnética (F), Forma do elipsoide (T), e Grau de anisotropia “corrigido” (P_i) (Jelinek, 1981). Os resultados obtidos demonstram que a soleira apresenta um *fabric* fortemente oblato, com um k_3 próximo da vertical no estereograma.

Os valores variam nos seguintes intervalos: P entre os 1.0045 e os 1.0415, L entre os 1.0002 e os 1.031, F entre os 1.0019 e os 1.0304, T entre os -0.4965 e os 0.9847, e P_j entre os 1.0045 e os 1.0428.

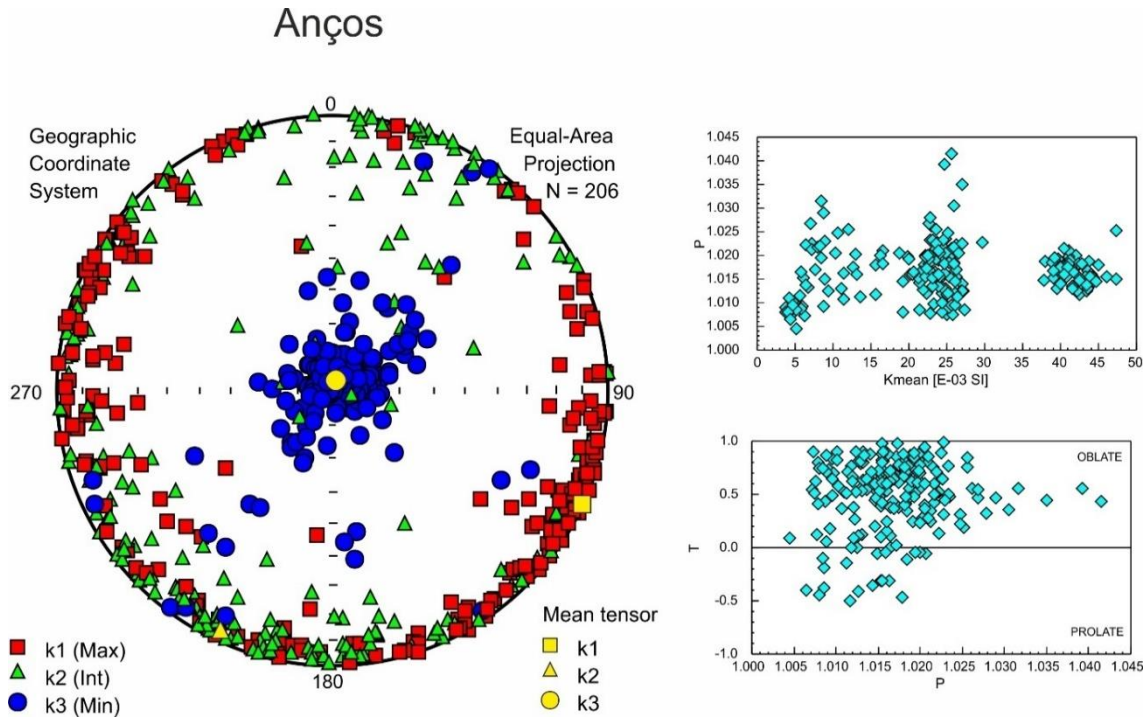


Figura 40. Dados AMS (Anisoft) para Anços. À esquerda: Estereograma com a representação dos vetores de todas as amostras analisadas (k1-máximo, k2-intermédio, k3-mínimo); Canto superior direito: Valores médios da Anisotropia (K) em função da Anisotropia Total (P); Diagrama de Canto inferior direito: Diagrama de Jelinek, permitindo compreender o fabric das amostras

Tabela 3. Valores AMS obtidos no software Anisoft das amostras analisadas de Anços.

N	K1 (Dec, Inc)	K2 (Dec, Inc)	K3 (Dec, Inc)	
206	114.5, 0.3	204.5, 3.1	19.4, 86.9	
Tensor Médio				
L	T	F	P	P_j
1.003	0.645	1.012	1.014	1.015

5.1.2 Observação Microscópica

Procedeu-se à observação de três seções polidas no microscópio ótico, de forma a identificar a mineralogia presente nas rochas de Anços (Figura 41).

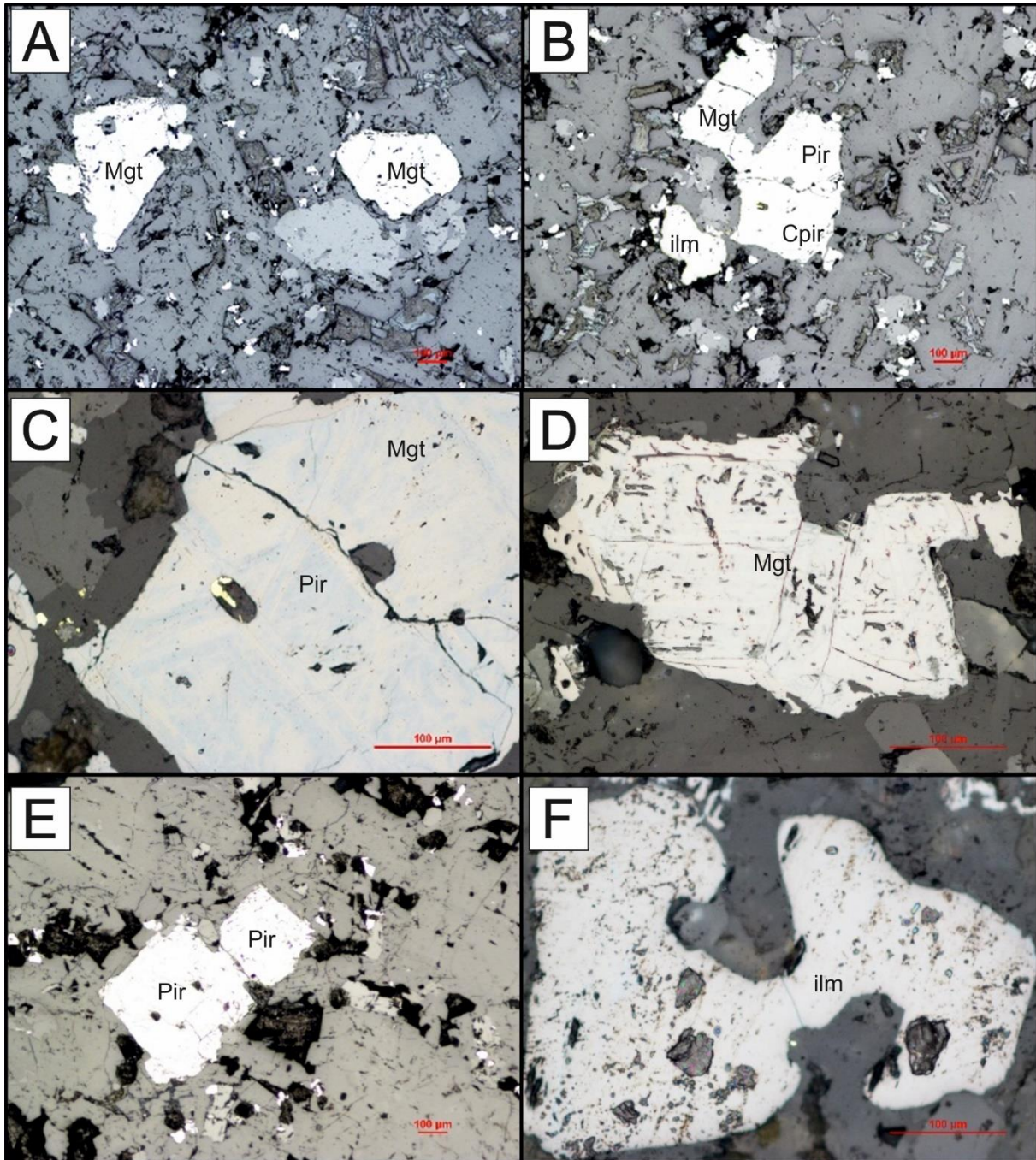


Figura 41. Microfotografia das amostras observadas de Anços. (A) Cristais de magnetite (Mgt) de grandes dimensões. (B) Associação de cristais de magnetite (Mgt) com pirite (Pir), calcopirite (Cpir) e ilmenite (ilm). (C) Observação aproximada de um cristal de pirite (Pir) como inclusão na magnetite (Mgt). (D) Observação aproximada de cristal de magnetite (Mgt). (E) Cristais euédricos de pirite (Pir). (F) Observação de golfos de reação comuns na ilmenite (ilm). Escala das observações 1:100 µm.

A mineralogia presente nas rochas de Anços é composta essencialmente por magnetite (titanomagnetite), ilmenite, com calcopirite e pirite (residuais). Frequentemente, a titanomagnetite apresenta exsoluções de ilmenite e inclusões de calcopirite e pirite. A ilmenite por vezes apresenta golfos de reação. Os cristais de magnetite apresentam dimensões entre os 10 μm e os 200 μm , com formas euédricas a subédricas. Por outro lado, os restantes cristais apresentam dimensões inferiores, abaixo dos 100 μm , tendo mais comumente dimensões perto dos 10 μm .

Os minerais observados não apresentam quaisquer vestígios de alteração (oxidação). Também se confirma que a magnetite é o principal portador da magnetização, visível através do seu hábito cúbico e da sua anisotropia fraca característica.

5.1.3 Paleomagnetismo

De um total de 88 cilindros, procedeu-se à desmagnetização em campo alternado de 228 amostras, o que resultou na obtenção de 219 amostras com padrões de desmagnetização estáveis (Figura 42).

A maioria das amostras tem uma direção magnética orientada N350°-N360° com uma inclinação positiva de aproximadamente 40°-50°. Os diagramas de Zijderveld mostram a presença de duas componentes magnéticas: uma componente magnética viscosa, removida abaixo dos 10 mT; e uma componente mais estável de mais alta coercividade, cuja direção aponta para a origem na projeção ortogonal. A desmagnetização atinge os 90% de remoção da NRM por volta dos 40 mT, indicando uma fase de baixa a média coercividade como principal portador da magnetização. A análise em componente principal desta componente de maior coercividade foi feita através do *software* Remasoft. Os vetores magnéticos foram calculados a partir de 219 pontos e utilizando a origem. Os valores do desvio angular máximo varia de 0.5° a 4.8°.

RESULTADOS

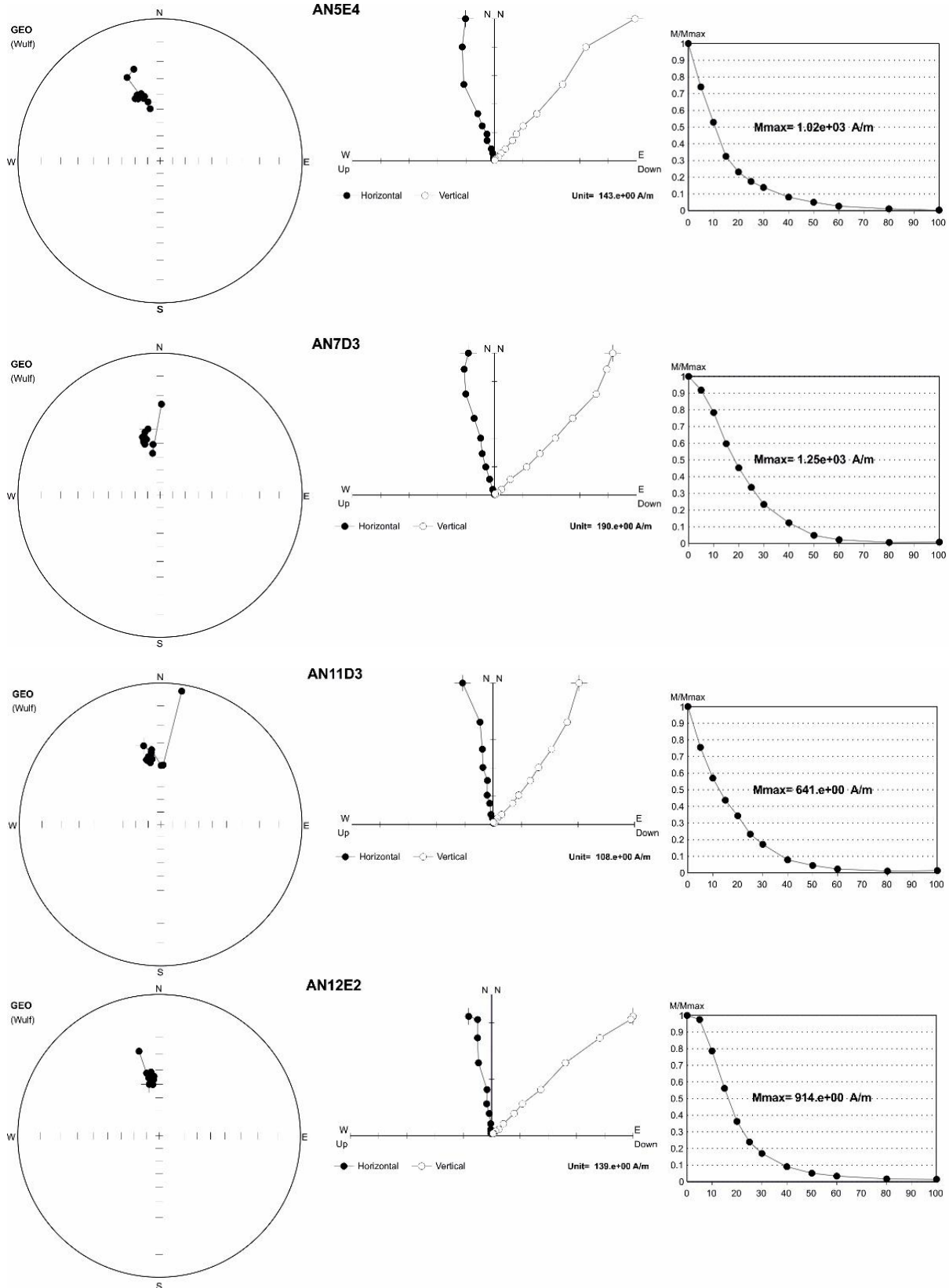


Figura 42. Resultados paleomagnéticos obtidos da soleira de Anços. Diagrama estereográfico (esquerda); Diagrama de Zijderveld (meio); Curva de intensidade da magnetização versus campo AF desmagnetizante (direita).

A partir do conjunto de direções magnéticas por amostras, procedeu-se depois ao cálculo da componente média característica (Figura 43), aplicando-se um *cut-off* de 45°. Amostras com direções anómalas, assinaladas em vermelho na Figura 37, foram descartadas. A componente média tem uma orientação de $D=348.26^\circ$, $I=40.10^\circ$ ($N=219$, $a95=1.08^\circ$, $k=78.28$) e um polo paleomagnético localizado a $Long=26.0^\circ$, $Lat=-71.1^\circ$ ($A95=0.93^\circ$, $K=105.15$). Obteve-se ainda uma paleolatitute de 22.8° para a placa Ibérica (Figura 43, Tabela 4). Uma vez que o k_3 obtido a partir da ASM é subvertical, ou seja, não apresenta basculamento do corpo após a sua intrusão, não se procedeu a uma correção tectónica.

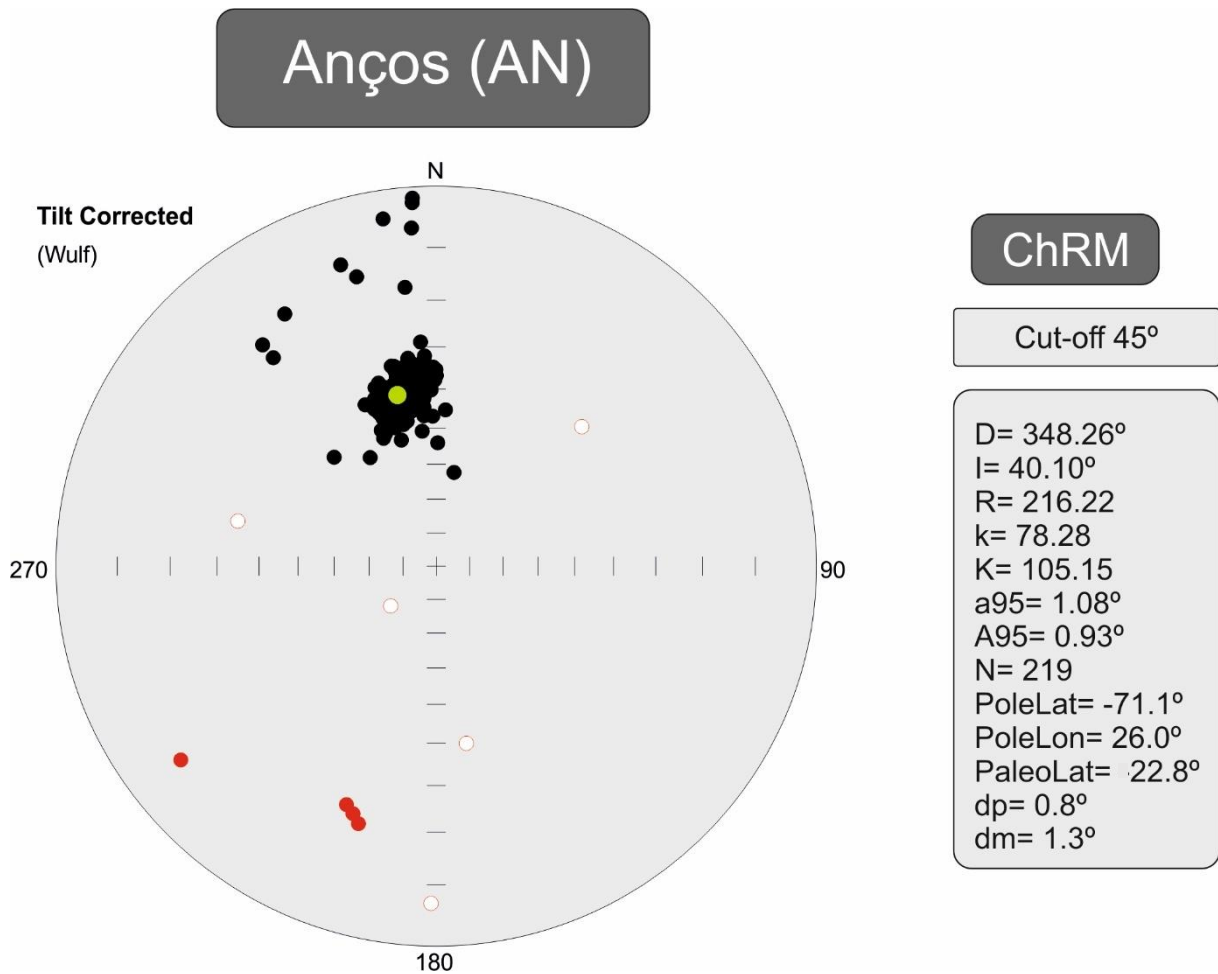


Figura 43. Projeção estereográfica dos resultados paleomagnéticos de Anços, com correção de basculamento (à esquerda). Valores do ChRM obtido para Anços (à direita).

Tabela 4. Resultados paleomagnéticos de Anços: ChRM médio obtido e respetivo polo paleomagnético. Legenda: N – número de amostras utilizadas; N_s – número total de amostras recolhidas; D – declinação (em graus); I – inclinação (em graus); k – parâmetro de precisão do ChRM; R – intensidade do vetor resultante; K – parâmetro de precisão do paleopolo obtido.

ChRM Médio

	N/N_s	D (°)	I (°)	k	R	α_{95}
<i>In-situ</i>	219/228	346.88	42.66	78.19	216.21	1.08
<i>Tilt corrected</i>	219/228	348.26	40.10	78.28	216.22	1.08

Polo Paleomagnético

	Longitude (°)	Latitude (°)	A95	K	Paleolatitude (°)
<i>In-situ</i>	32.6	-72.0	0.96	98.87	24.7
<i>Tilt corrected</i>	26.0	-71.1	0.93	105.15	22.8

5.2 LOMBA DOS PIANOS

5.2.1 Mineralogia magnética

I. Curvas IRM

Obteve-se curvas IRM de 10 amostras. Verifica-se semelhança nas curvas IRM do conjunto de amostras analisadas, indicando uma mineralogia magnética homogénea (Figura 45, gráfico da esquerda). Os valores da SIRM (magnetização remanescente isotérmica de saturação) encontram-se entre os 180 000 mA/m e os 925 000 mA/m, valores altos embora típicos da tipologia das rochas em estudo (Font et al., 2009).

As amostras apresentam também uma variação unimodal no espetro da coercividade, com uma saturação atingida por volta de um campo induzido H a rondar os 100 mT. Este aspeto indica a presença de uma única fase magnética de coercividade baixa a intermédia, supostamente magnetite, como o principal portador da magnetização destas amostras (Figura 45, gráfico da direita).

As curvas obtidas foram posteriormente analisadas com uma função log-Gaussiana cumulativa (Robertson and France, 1994), através do *software* desenvolvido por Kruiver et al. (2001). Os resultados do tratamento das curvas IRM por este método estão indicados na Tabela 5. A Figura 44 mostra um exemplo deste tratamento no caso da amostra LP3V3. O valor de $B_{1/2}$ varia no intervalo 20.4 – 30.2 mT, consistente com a presença de magnetite (Egli, 2004). Já o valor do parâmetro de dispersão DP encontra-se situado entre os 0.28 mT e os 0.34 mT, típico de magnetite monodomínio (Egli, 2004).

Utilizou-se também o modelo de MaxunMix (Maxbauer et al., 2016), disponível na página <http://shinyapps.its.carleton.edu/max-unmix/>, de modo a verificar o ajuste feito pelo software da Kruiver e, eventualmente, caracterizar a assimetria da curva IRM. Um exemplo das curvas tratadas pelo *software* referido encontra-se na figura seguinte (Figura 46). Verifica-se a semelhança entre os valores de $B_{1/2}$ e de DP obtidos pelos métodos de Kruiver et al. (2001) e pelo *software* MaxUnMix (Maxbauer, 2016).

Tabela 5. Valores IRM obtidos para as amostras de Lomba dos Pianos.

	SIRM (mA/m)	$\log B_{1/2}$	$B_{1/2}$	DP
LP1A2	580000	1.32	20.9	0.30
LP1E4	565000	1.31	20.4	0.29
LP2J2	350000	1.46	28.8	0.30
LP2G1	180000	1.41	25.7	0.30
LP3A2	720000	1.48	30.2	0.29
LP3D2	925000	1.48	30.2	0.28
LP3G4	750000	1.44	27.5	0.28
LP3J2	690000	1.42	26.3	0.29
LP3O1	615000	1.35	22.4	0.32
LP3V3	615000	1.31	20.4	0.34

Para a amostra LP2J2 obteve-se um B_h (coercividade média de uma população de grão individual) de 1.46, um DP (parâmetro de dispersão) de 0.30, um P (proporção da componente) de 1.00, e um S (valor de assimetria) de 0.97. Para a amostra de LP3G4 obteve-se um B_h (coercividade média de uma população de grão individual) de 1.43, um DP (parâmetro de dispersão) de 0.28, um P (proporção da componente) de 0.98, e um S (valor de assimetria) de 0.89.

RESULTADOS

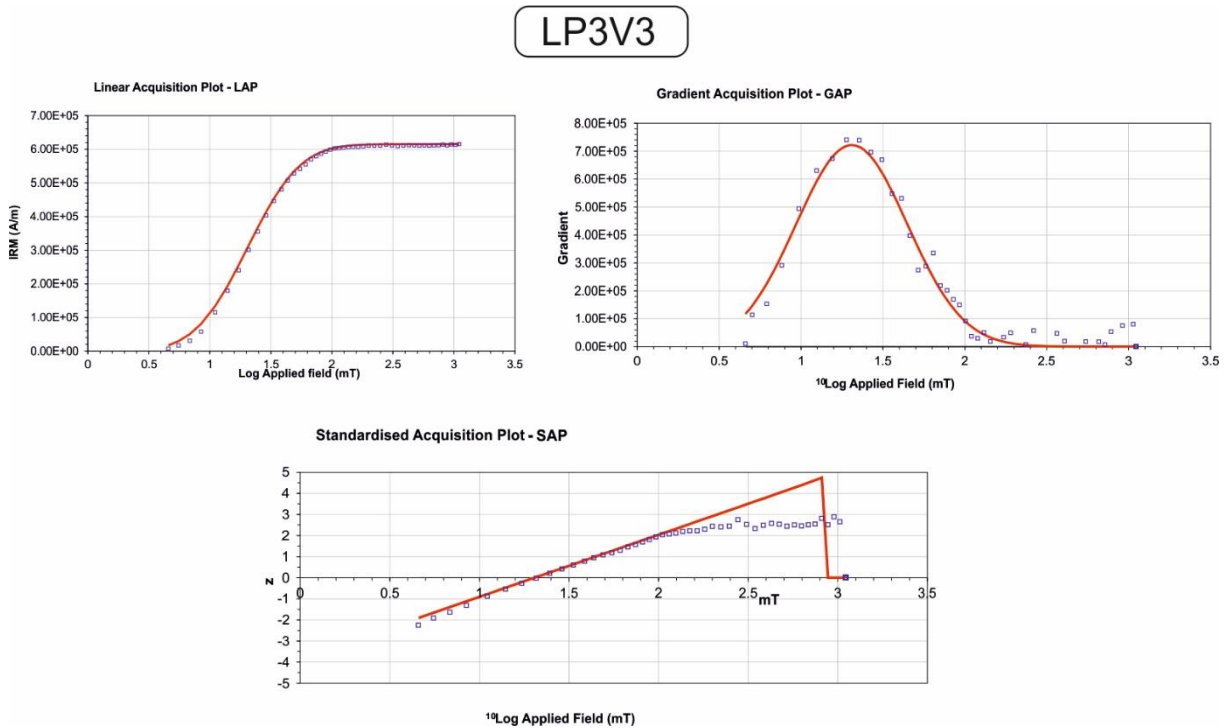


Figura 44. Curvas LAP, GAP e SAP obtidas para a amostra de Lomba dos Pianos LP3V3 (Kruiver et al., 2001).

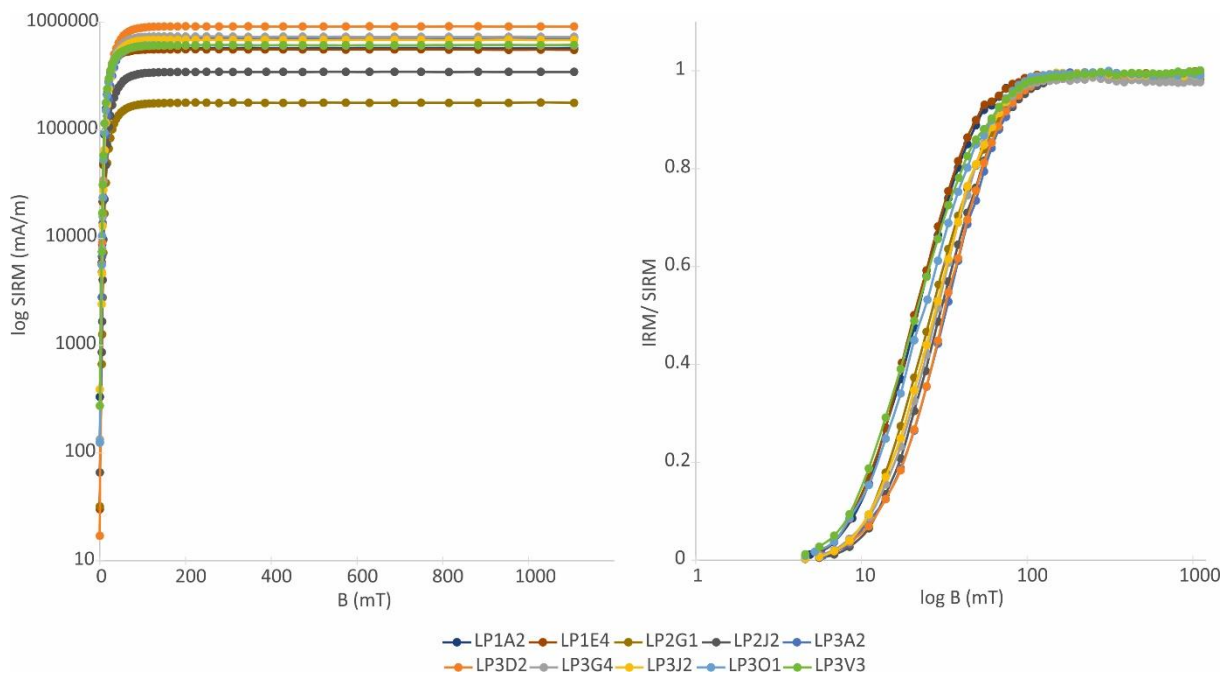


Figura 45. Gráficos dos resultados de IRM obtidos de Lomba dos Pianos, com a relação $B/\log(SIRM)$, representando as diferenças de saturação obtidas para as amostras (à esquerda), e com a relação $\log(B)/(IRM/SIRM)$, apresentando o tipo de variação no espectro da coercividade e o valor da saturação das amostras (à direita). B em militesla (mT) e IRM de saturação SIRM representado em mA/m.

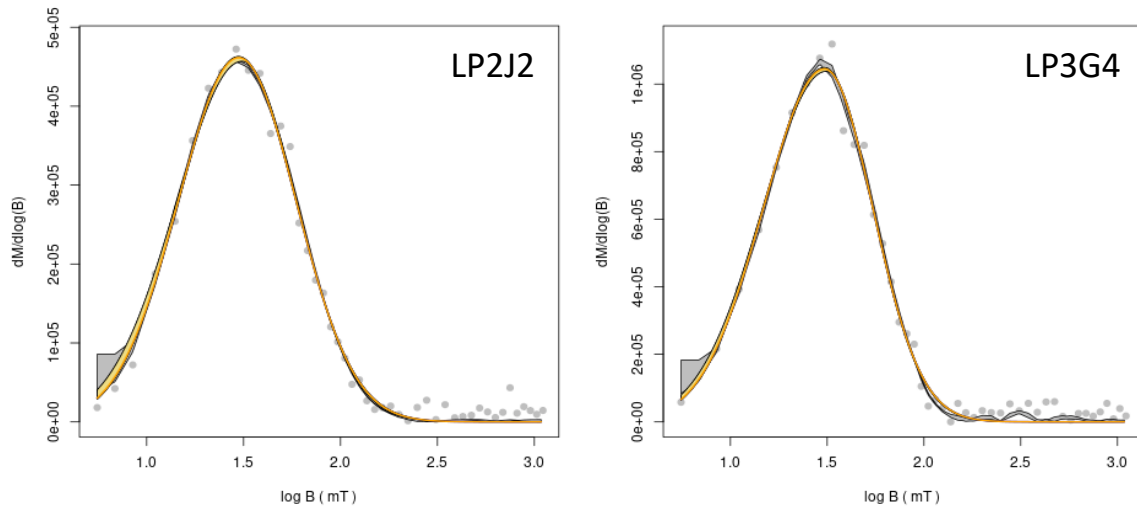


Figura 46. Curvas IRM das amostras de Lomba dos Pianos tratadas com o software MaxUnMix (Maxbauer et al., 2016).

II. Curvas de histerese

As curvas de histerese de 10 amostras permitiu também caracterizar o tamanho de grão das partículas magnéticas em função dos rácios J_{rs}/J_s e B_{cr}/B_c (ver seção 2.2.3). Alguns exemplos destas curvas estão ilustrados na Figura 47. Os rácios obtidos encontram-se na tabela seguinte (Tabela 6). Esses rácios foram depois representados no chamado Diagrama de Day (1977) na Figura 53. Observa-se que as amostras contêm uma mistura de partículas magnéticas de monodomínio e multidomínio.

Tabela 6. Rácios calculados para as amostras de Lomba dos Pianos.

	J_{rs}/J_s	H_{cr}/H_c
LP1A2	0.09	2.71
LP1E4	0.11	2.62
LP2G1	0.19	1.95
LP2J2	0.2	2.15
LP3A2	0.16	2.4
LP3D2	0.14	2.65
LP3G4	0.11	3.07
LP3J2	0.11	2.7
LP3O1	0.1	2.93
LP3V3	0.12	3.01

RESULTADOS

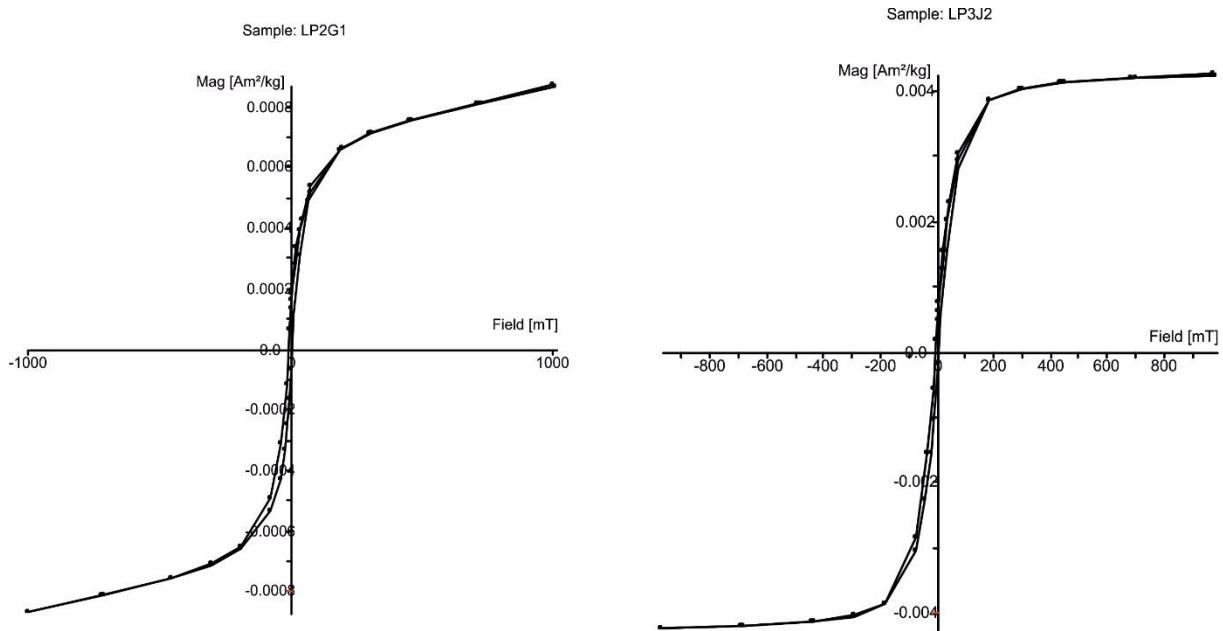


Figura 47. Curvas de histerese obtidas para as amostras LP2G1 e LP3J2.

III. Curvas termomagnéticas

As curvas termomagnéticas obtidas das 10 amostras analisadas demonstram uma inflexão da curva de aquecimento (representada a vermelho) no intervalo dos 350°C em algumas amostras e uma inflexão entre os 520°C e os 580°C, antes dos valores de magnetização atingirem valores nulos a 600-620°C (Fig. 48). A transição observada a ~350°C é geralmente atribuída da destruição da maghemite (Dunlop and Ozdemir, 1997). As inflexões a 5520-580°C indicam a presença de magnetite ou titanomagnetite. Acima de 580°C, a magnetização é transportada pela hematite e/ou maghemite (Gehring, et al. 2019).

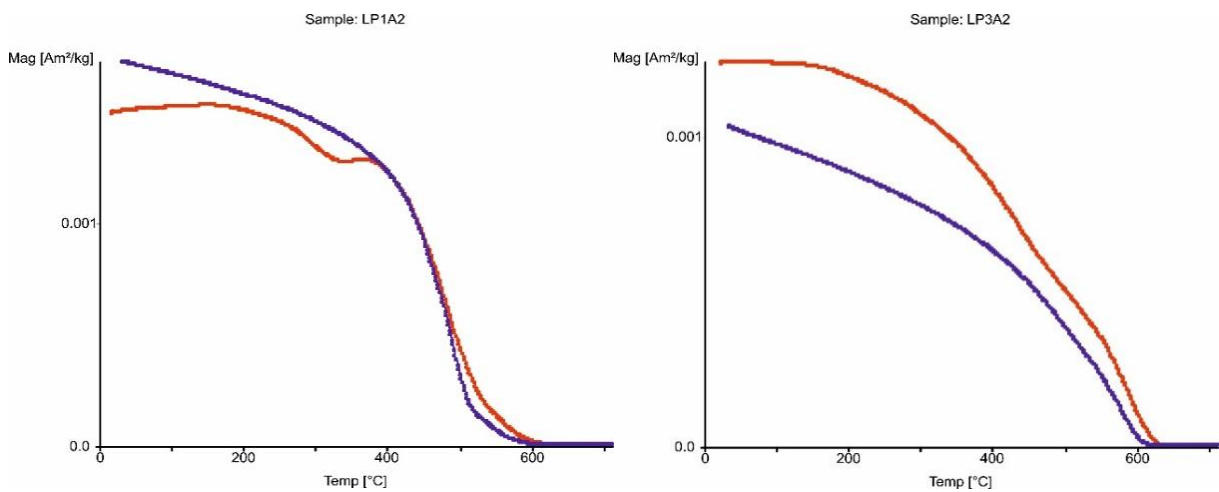


Figura 48. Curvas termomagnéticas das amostras de Lomba dos Pianos LP1A2 e LP3A2.

As temperaturas de Curie da curva de arrefecimento, bem como a forma da curva, são similares às da curva de aquecimento, o que sugere que não houve criação de novos minerais magnéticos durante o aquecimento. Por outro lado, o facto da curva de arrefecimento ter valores de magnetização inferior à da curva de aquecimento sugere que houve processos de oxidação da magnetite/maghemite, provavelmente resultando na transformação em hematite, com uma magnetização intrínseca menor que a da magnetite.

IV. ASM

Foram realizadas 162 medições da ASM em amostras de Lomba dos Pianos, com o intuito de se tentar proceder a uma correção do basculamento sofridos pela soleira desde a sua formação, assim como para se inferir acerca do *fabric* magnético e dos processos de intrusão ocorridos na soleira. Os resultados estão representados na Figura 49 e na Tabela 7. A tabela seguinte apresenta os valores médios de declinação e inclinação dos 3 vetores (k_1 , k_2 e k_3), bem como dos parâmetros característicos da ASM: Grau de anisotropia (P), Lineação magnética (L), Foliação magnética (F), Forma do elipsoide (T), e Grau de anisotropia “corrigido” (P_j) (Jelinek, 1981).

Os valores variam nos seguintes intervalos: P entre os 1.0049 e os 1.1991, L entre os 1.0008 e os 1.0645, F entre os 1.008 e os 1.1724, T entre os -0.8924 e os 0.8895, e P_j entre os 1.005 e os 1.2189.

Tabela 7. Valores AMS de Lomba dos Pianos obtidos no software Anisoft.

N	$K1 (Dec, Inc)$	$K2 (Dec, Inc)$	$K3 (Dec, Inc)$	
162	11.6, 19.6	263.8, 40.6	121.0, 43.0	
Tensor Médio				
L	T	F	P	P_j
1.008	-0.674	1.001	1.009	1.010

Com a análise de AMS, os resultados obtidos demonstram que a soleira não apresenta um *fabric* característico, havendo uma dispersão das amostras analisadas pelo diagrama de Jelinek. Também o vetor k_3 encontra-se bastante disperso ao longo do estereograma.

Lomba dos Pianos

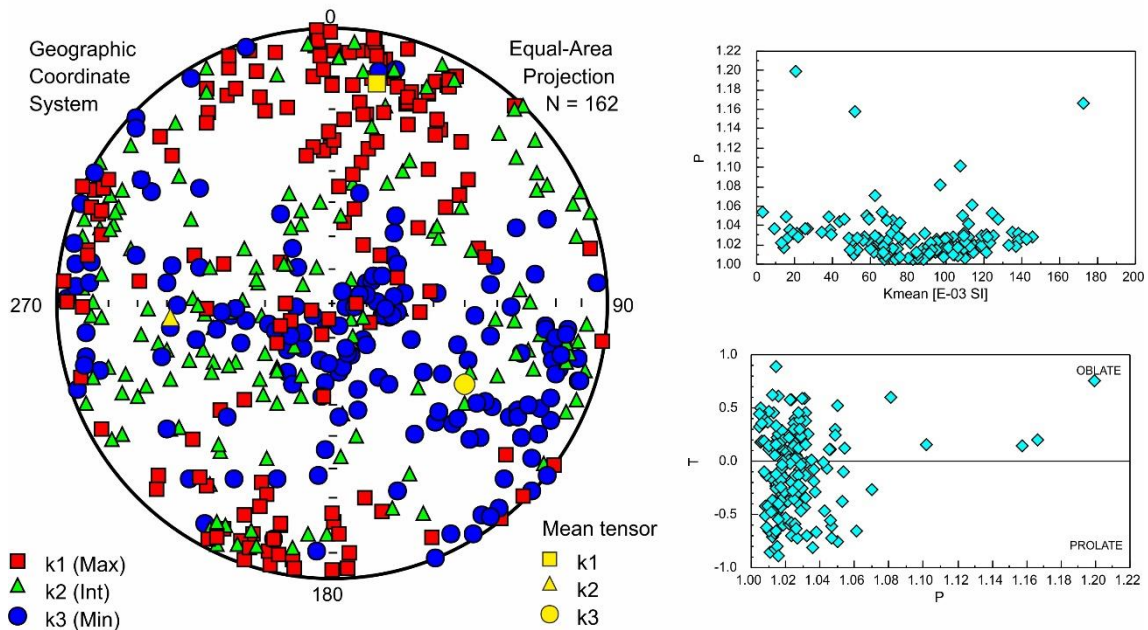


Figura 49. Resultados AMS de Lomba dos Pianos. À esquerda: Estereograma com a representação dos vetores de todas as amostras analisadas (k1-máximo, k2-intermédio, k3-mínimo); Canto superior direito: Valores médios da Anisotropia (K) em função da Anisotropia Total (P); Diagrama de Canto inferior direito: Diagrama de Jelinek, permitindo compreender o fabric das amostras.

5.2.2 Observação Microscópica

A observação microscópica de duas seções polidas no microscópio ótico, de forma a identificar a mineralogia presente nas rochas de Lomba dos Pianos (Figura 50).

A mineralogia presente nas rochas de Lomba dos Pianos, e à semelhança de Anços, é composta por magnetite (titanomagnetite), com ilmenite, calcopirite e pirite residuais. Frequentemente, a titanomagnetite apresenta também exsoluções de ilmenite e inclusões de calcopirite e pirite. Os cristais de magnetite apresentam dimensões superiores aos presentes em Anços, superiores aos 100 μm , com formas euédricas a subédricas. Por outro lado, os restantes cristais apresentam dimensões inferiores, abaixo dos 100 μm , tendo mais comumente dimensões perto dos 10 μm . Também se observou a presença de maghemite nas amostras observadas.

Os minerais observados não apresentam quaisquer vestígios de alteração (oxidação). Também se confirma que a magnetite é o principal portador da magnetização.

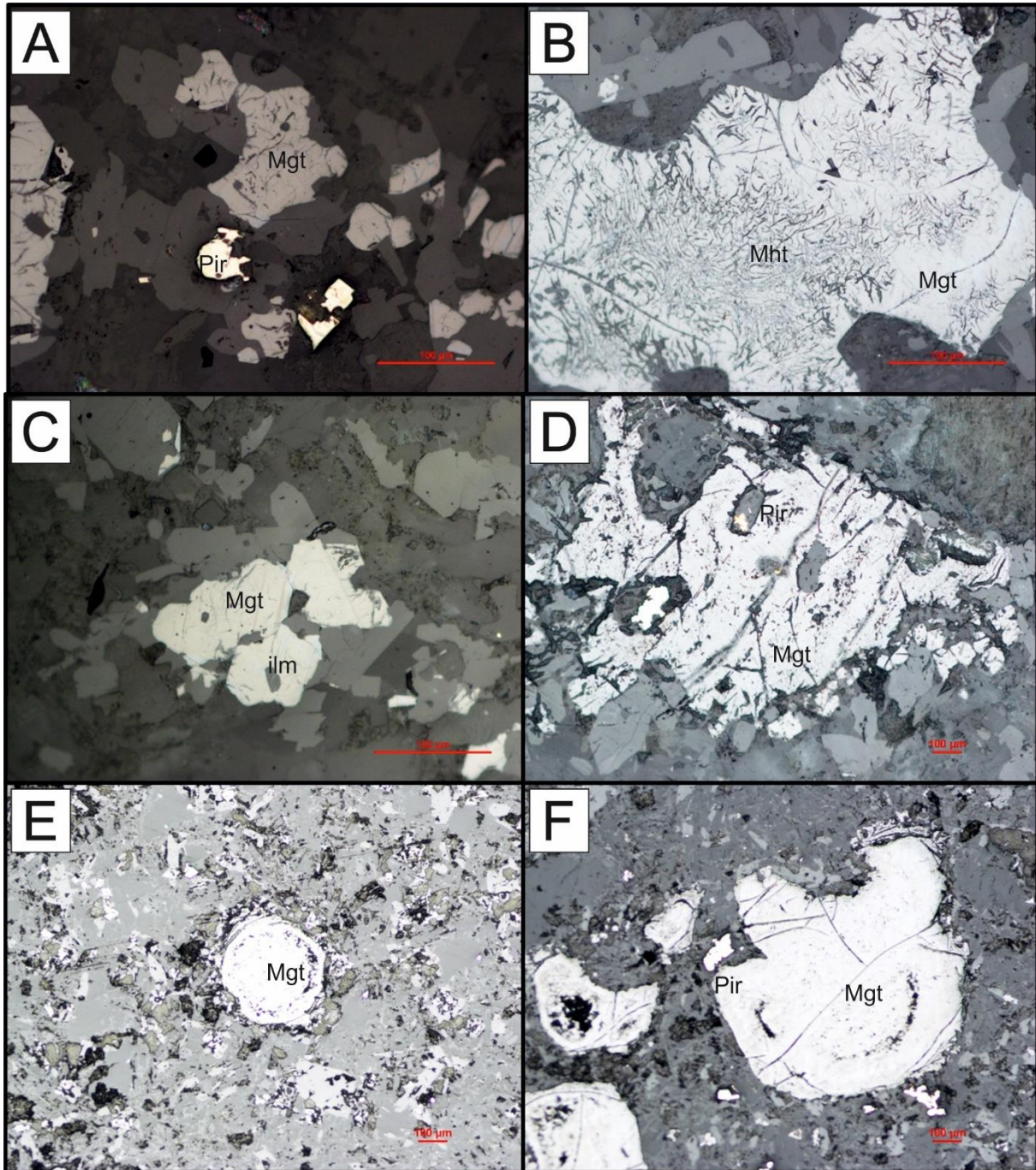


Figura 50. Microfotografia das amostras observadas no microscópio ótico petrográfico de Lomba dos Planos. (A) Cristais de magnetite (Mgt) em associação com cristais euédricos a subédricos de pirite (Pir). (B) Observação ampliada de maghemite (Mht) em cristal de magnetite (Mgt) com presença de golfos de reação. (C) Associação mineralógica de magnetite (Mgt) e ilmenite (ilm). (D) Ocorrência de cristais de pirite (Pir) como inclusões em cristal de magnetite (Mgt). (E) Cristal euédrico de forma esférica de magnetite (Mgt). (F) Observação de cristal de pirite (Pir) de pequenas dimensões nas redondezas de cristal de magnetite (Mgt), de maiores dimensões. Escala de observação 1:100 μm.

5.2.3 Paleomagnetismo

Na soleira de Lomba dos Pianos recolheu-se 67 cilindros, resultando na desmagnetização em campo alterno de 187 amostras, o que resultou na obtenção de 183 amostras com padrões de desmagnetização estáveis (Figura 51).

A maioria das amostras tem uma direção magnética orientada N350°-N10° com uma inclinação positiva entre os 40° e os 60°. Os diagramas de Zijderveld mostram duas componentes magnéticas: uma componente viscosa removida abaixo de 10 mT, e uma componente mais estável de alta coercividade, com direção apontada para a origem na projeção ortogonal. A desmagnetização atinge os 90% de remoção da NRM por volta dos 40 mT, indicando uma fase de baixa a média coercividade como principal portador da magnetização. A análise em componente principal desta componente de maior coercividade foi feita através do software Remasoft. Os vetores magnéticos foram calculados a partir de 183 pontos e utilizando a origem. Os valores do desvio angular máximo varia de 0.5° a 7.4°.

No caso da Lomba dos Pianos, uma vez que k_3 se encontra disperso, com valores bastante diferentes entre si, levando a um valor médio de k_3 duvidoso, não foi possível proceder à correção do basculamento da soleira, e aplicando um *cut-off* de 45°. resultou uma componente média característica com $D=353.28^\circ$, $I=47.05^\circ$ ($N=183$, $a_{95}=1.33^\circ$, $k=62.21$) e um polo paleomagnético localizado a $Long=20.2^\circ$, $Lat=-78.0^\circ$ ($A_{95}=1.42^\circ$, $K=54.74$). Obteve-se ainda uma paleolatidade de 28.2° para a placa Ibérica (Tabela 8, Figura 52).

Tabela 8. Resultados paleomagnéticos de Anços: ChRM médio obtido e respetivo polo paleomagnético. Legenda: N – número de amostras utilizadas; N_s – número total de amostras recolhidas; D – declinação (em graus); I – inclinação (em graus); k – parâmetro de precisão do ChRM; R – intensidade do vetor resultante; K – parâmetro de precisão do paleopolo obtido.

ChRM Médio

	N/N_s	D (°)	I (°)	k	R	a_{95}
<i>In-situ</i>	183/187	353.28	47.05	62.21	180.07	1.33

Polo Paleomagnético

	Longitude (°)	Latitude (°)	A_{95}	K	Paleolatidade (°)
<i>In-situ</i>	20.2	-78.0	1.42	54.74	28.2

PALEOMAGNETISMO DO MAGMATISMO ALCALINO CRETÁCICO DA BACIA LUSITÂNICA E IMPLICAÇÕES PARA A CURVA DE DERIVA POLAR APARENTE DA IBÉRIA

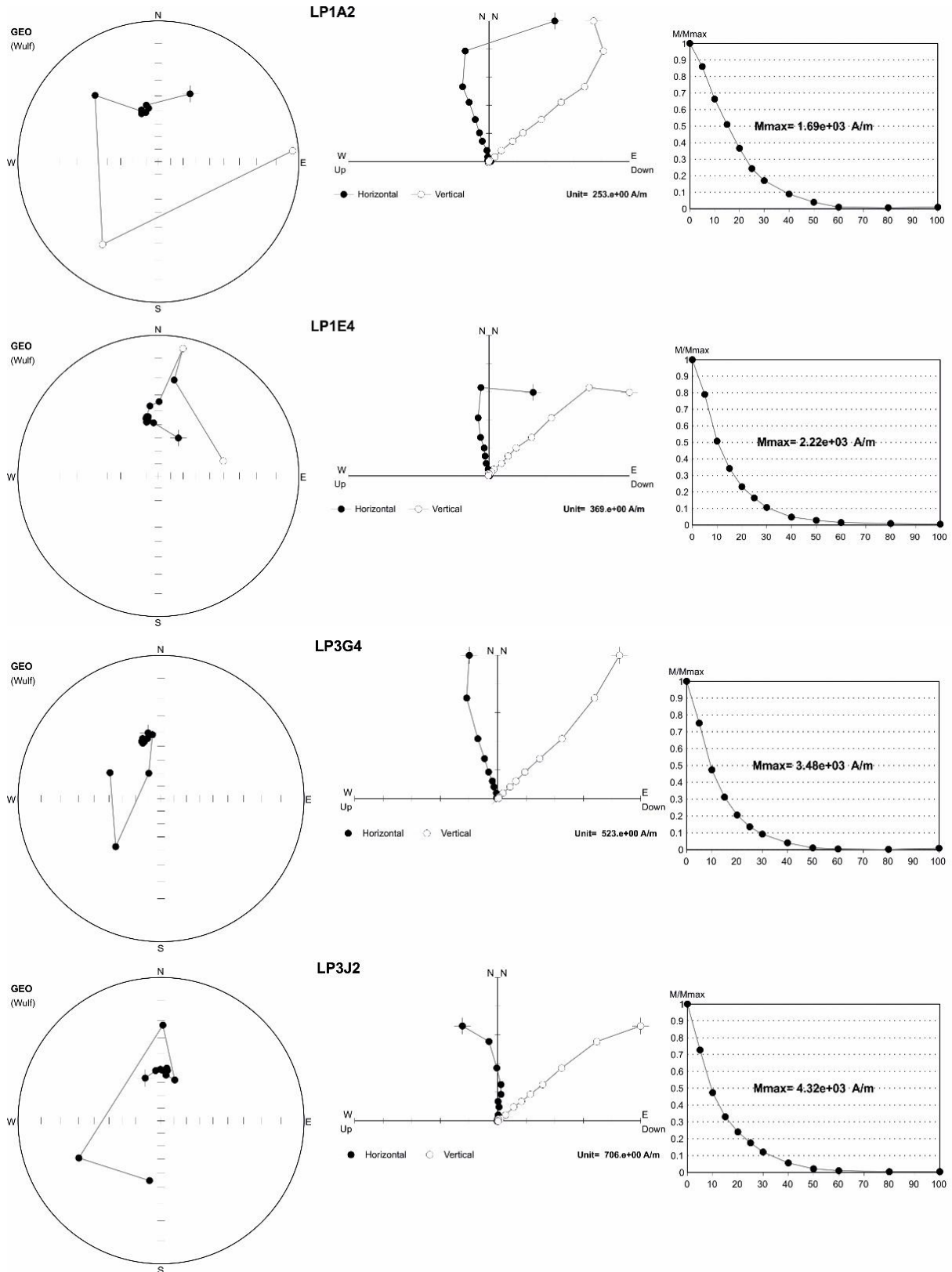


Figura 51. Resultados paleomagnéticos obtidos da soleira de Lomba dos Planos. Diagrama estereográfico (esquerda); Diagrama de Zijderveld (meio); Curva de intensidade da magnetização versus campo AF desmagnetizante (direita).

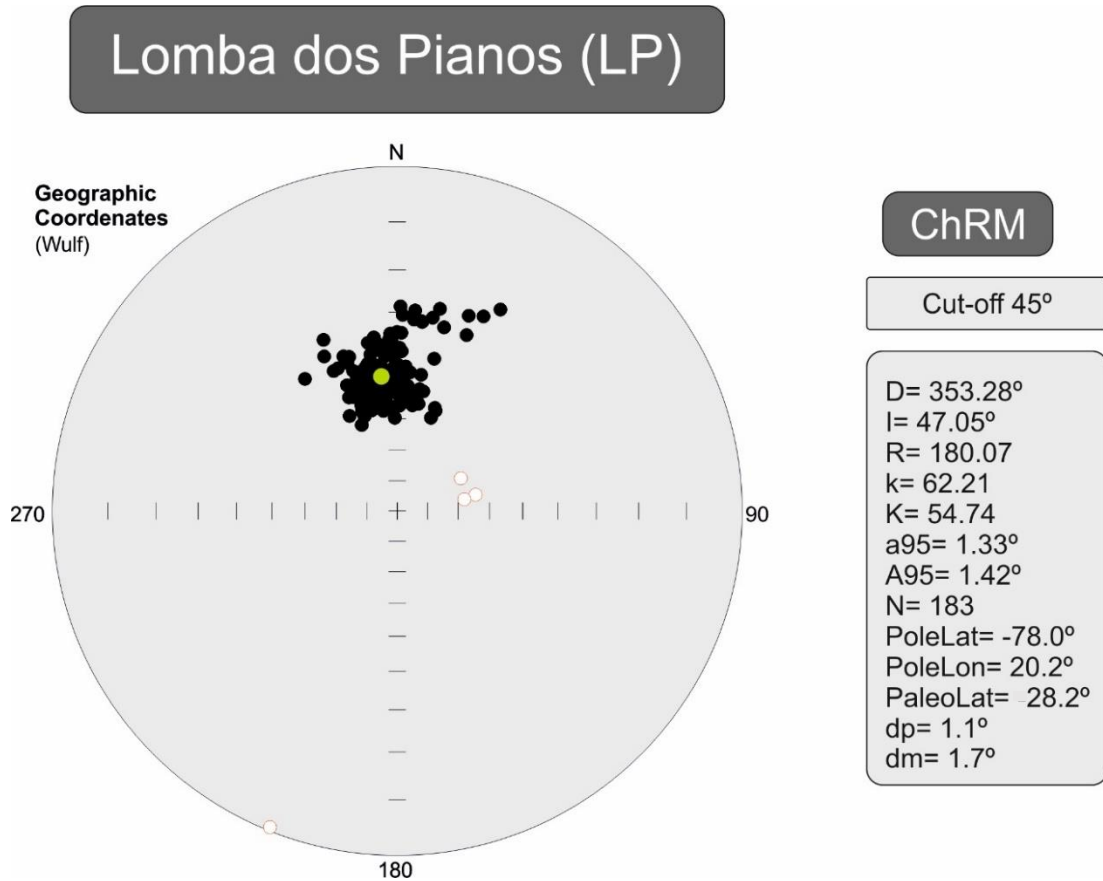


Figura 52. *Projeção estereográfica dos resultados paleomagnéticos de Lomba dos Planos (à esquerda). Valores do ChRM obtido para Lomba dos Planos (à direita).*

6. DISCUSSÃO

6.1 MINERALOGIA MAGNÉTICA

O estudo da mineralogia magnética de Anços e Lomba dos Pianos foi realizado com o intuito de verificar se as rochas em estudo preservaram a magnetização original e contemporânea à sua formação, ou, se por outro lado, sofreram algum processo de remagnetização. Desta forma, e caso a mineralogia tenha sido preservada, então os polos obtidos neste estudo podem ser considerados de boa qualidade para serem utilizados na calibração da CDPA da Ibéria e nos modelos cinemáticos da placa Ibérica.

No caso das rochas magmáticas de tipo basáltico ou gabroica, como no caso das soleiras de Anços e Lomba dos pianos, a magnetização primária é geralmente transportada por magnetite monodomínio, que aparece de forma singular nas amostras (Neres et al., 2012; Font et al., 2009). Por outro lado, caso uma rocha ígnea sofra processos de alteração (oxidação, alteração química) ou remagnetização, estes processos podem levar à formação de novos minerais magnéticos, assim como a hematite, ou a partir da alteração de minerais preexistentes ou a partir da nucleação de novos minerais, preenchendo vazios e fraturas existentes (Font et al., 2012). Em rochas ígneas, os processos de remagnetização correspondem geralmente a uma magnetização de tipo química (alteração por fluidos hidrotermais) ou térmica (aquecimento), ou ambos. A idade da magnetização secundária é sempre posterior à idade da formação da rocha, razão pela qual o polo paleomagnéticos correspondente não pode servir para os modelos cinemáticos.

No caso da soleira de Anços, as curvas IRM demonstram a presença de um único portador magnético, cujos valores de coercividade são consistentes com a presença de magnetite, também confirmada pelas análises termomagnéticas, que sugerem a mistura de titanomagnetite com hematite, ou de titanomagnetite com maghemite (magnetite ligeiramente oxidada). Estes dados magnéticos foram confirmados pelas observações microscópicas que, no caso da soleira de Anços, evidencia a presença de magnetite, com eventual ocorrência de maghemite. A ausência de ocorrência de hematite, bem como de outros tipos de minerais secundários preenchendo fraturas também aponta para uma mineralogia magnética primária.

As curvas IRM obtidas de Lomba dos Pianos também demonstram a presença de um único portador magnético, com valores de coercividade consistentes com a presença da magnetite. A presença desta é validada pelas curvas termomagnéticas, que sugerem a ocorrência de uma mistura de titanomagnetite com maghemite. As observações microscópicas também mostram a ocorrência de magnetite associada com maghemite. A ausência de ocorrência de hematite, bem como de outros tipos de minerais secundários preenchendo fraturas também aponta para uma mineralogia magnética primária.

O tamanho de grão das partículas magnéticas também pode ser considerado como um critério da presença de minerais primários ou secundários. Por exemplo, no caso de rochas sedimentares remagnetizadas por processos químicos, o tamanho de grão corresponde geralmente a uma mistura de minerais superparamagnéticos (SP) e monodomínio (SD) (Font et al., 2012). Em contrapartida, as rochas magmáticas com mineralogia magnética primária contêm uma mistura de minerais SD e MD. A partir dos dados de histerese apresentados na Figura 53, comprova-se a ocorrência de uma mistura de minerais SD e MD. Para tal, comparou-se os raios J_{rs}/J_s e H_{cr}/H_c com os valores teóricos de referência, obtidos por Dunlop (2002), para gabros e doleritos, bem como com os valores das soleiras estudadas por Neres et al. (2012) (Figura 53). Uma vez que os resultados são similares aos resultados obtidos por Neres et al. (2012), então conclui-se que a magnetização das soleiras de AN e LP é também primária.

Os valores teóricos do Dunlop foram obtidos através do estudo de vários minerais, com tamanho conhecido, através da medição dos seus raios, criando um conjunto de 3 curvas (denominadas de *Theoretical mixing curves*), cada uma marcando uma percentagem de mistura entre SD e MD (Tabela 9). A curva 1 utilizou os dados obtidos por Day et al. (1977), onde foram utilizadas magnetites com dimensões de 0.11 μm e 131 μm , representando monodomínio magnético e multidomínio magnético, respetivamente; a curva 2 usou valores hipotéticos de monodomínio e os dados de Parry (1965) de magnetites multidomínio com dimensão de 21 μm ; por fim, a curva 3 usa os valores de Parry (1980, 1982).

PALEOMAGNETISMO DO MAGMATISMO ALCALINO CRETÁCICO DA BACIA LUSITÂNICA E IMPLICAÇÕES PARA A CURVA DE DERIVA POLAR APARENTE DA IBÉRIA

Tabela 9. Dados utilizados para adaptação do Diagrama de Day. Retirado de Theory and application of the Day plot (J_{rs}/J_s versus H_{cr}/H_c) (Dunlop, 2002).

Parâmetro	Curva de mistura 1		Curva de mistura 2		Curva de mistura 3	
	Partículas SD	Partículas MD	Partículas SD	Partículas MD	Partículas SD	Partículas MD
J_{rs}/J_s	0.380	0.019	0.500	0.019	0.493	0.0375
H_c (Oersted)	396	32	400	43	430	47.5
H_{cr} (Oersted)	565	160	500	230	590	250
J_{rs}/H_c	0.465	0.288	0.600	0.209	-	-
J_{rs}/H_{cr}	0.326	0.058	0.480	0.039	-	-

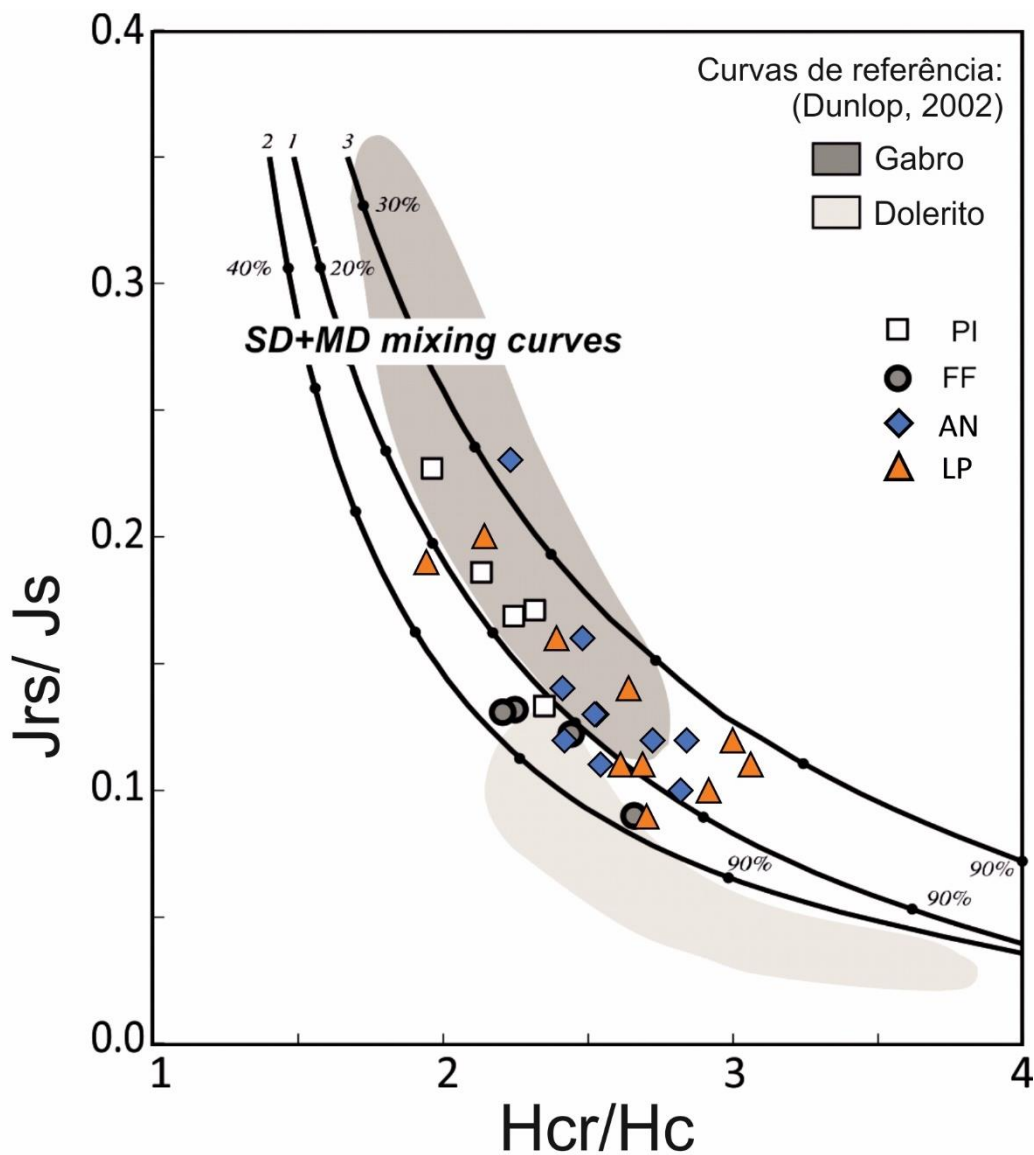


Figura 53. Diagrama de Day modificado (Dunlop, 2002) para rochas gabroicas e doleríticas. Representação das amostras analisadas de Paço d'Ilhas (PI) e Foz da Fonte (FF) (Neres et al., 2012), e amostras de Anços (AN) e Lomba dos Pianos (LP).

Assim, em síntese, a mineralogia magnética de Anços e Lomba dos Pianos confirma que nenhum destes locais foram remagnetizados, sendo desta forma considerados como bons candidatos para a obtenção de novos polos paleomagnéticos para a Ibéria no intervalo de tempo considerado.

6.2 VARIAÇÃO PALEOSECULAR

Um outro objetivo deste estudo era avaliar o registo da variação secular nestas soleiras. Para que um conjunto de dados obtidos seja utilizado para a obtenção de polos paleomagnéticos é necessário que a distribuição desses dados paleomagnéticos seja consistente com o modelo geocêntrico axial, ou seja, um modelo dipolar no qual o polo paleomagnético é coincidente com o eixo de rotação do planeta e com o polo geográfico. Para chegar a este modelo, é necessário que as variações do campo não dipolar que dá origem à dita variação secular esteja minimizada. Tal como referido anteriormente, a variação secular provém de mudanças na componente não dipolar em períodos curtos, e de mudanças do campo dipolar nos períodos mais extensos. Esta variação ocorre em períodos de 1 a 10^5 anos (Butler, 1992), mas é também defendido um período entre os 400 e os 5 milhões de anos (Tauxe et al., 2010).

Na prática, a minimização da variação secular de uma amostragem passa pela representação de um número significativo de sítios (amostra com aquisição da magnetização no mesmo momento de formação) cujo intervalo de idade seja superior à periodicidade da variação secular. No caso das rochas sedimentares, a variação secular é minimizada quando são analisadas um número de camadas sedimentares correspondente ao intervalo referido anteriormente. No caso de rochas ígneas, e mais especificamente em corpos intrusivos (como as soleiras), essa noção de sítio é mais complexa, pelo facto de que a soleira intrui e arrefece num intervalo de tempo relativamente curto à escala do tempo geológico, representativo de apenas um momento na escala temporal. Neste caso, o polo é chamado de Polo Geomagnético Virtual (VGP). Apesar de relativamente rápido, não se sabe o tempo certo que a soleira demorou a arrefecer e, portanto, não se sabe se a variação secular foi ou não minimizada.

Nas últimas décadas foram propostos vários modelos (Creer et al., 1959; Irving e Ward, 1964; Cox, 1970; McElhinny & Merrill, 1975; McFadden et al., 1988; Tauxe et al., 2008; Deenen et al., 2011) com o intuito de avaliar o registo da variação secular num conjunto de dados paleomagnéticos.

O método desenvolvido por Tauxe e Kent (2004) (TK03.GAD) analisou lavas dos últimos 5 Milhões de anos, e demonstrou que a distribuição dos VGP's embora seja não-Fisheriana, esta se apresenta bastante perto ao modelo do dipolo geocêntrico axial. Contudo, por representar uma compilação de idades até aos 5 Milhões de anos, este modelo é considerado como duvidoso quando aplicado a materiais de idades mais antigas, pois não se tem certeza se o comportamento não-Fisheriano se aplica em dados de idades mais antigas.

Em alternativa ao modelo de Tauxe e Kent (2004), decidiu-se usar o método de Deenen et al. (2011). Este modelo permite concluir se a dispersão dos VGP's corresponde a uma distribuição influenciada pela variação secular ou não. Ao se calcular um envelope de A95 dependente de N (número de VGP's), com um valor de $A95_{\min}$ e $A95_{\max}$ teórico, obtido pelas fórmulas:

$$A95_{\min} = 12 \times N^{-0.40} \quad (19)$$

$$A95_{\max} = 82 \times N^{-0.63} \quad (20)$$

pode-se inferir se a variação secular foi minimizada (caso o valor obtido de A95 esteja no intervalo de $A95_{\min}$ - $A95_{\max}$), ou se a dispersão dos VGP's representa a variação secular (valor de A95 inferior a $A95_{\min}$ ou superior a $A95_{\max}$), e inferir se o conjunto de dados paleomagnéticos obtidos podem ser utilizados para a obtenção de novos polos paleomagnéticos (necessário que a variação secular tenha sido minimizada), ou se não apresentam a qualidade necessária para este processo, sendo representativos apenas de um VGP, e desta forma não utilizável para modelos paleogeográficos e de reconstrução cinemática das placas.

Com a realização do teste verifica-se que o A95 (Tabela 10) obtido em ambas as soleiras não se encontra no envelope A95 definido no teste, estando os valores situados abaixo do $A95_{\min}$ teórico calculado, o que implica que a variação secular possa não estar minimizada no conjunto de dados obtidos nas duas soleiras.

As soleiras estudadas por Neres et al. (2012) foram datadas a 88 e 94 Ma, respetivamente (Miranda et al., 2009). Pela posição dos polos paleomagnéticos (ver seção 6.3), podemos sugerir que as soleiras de Anços e Lomba dos Pianos tenham uma idade similar, pertencendo assim ao primeiro pulso do magmatismo alcalino do Cretácico. Neste caso, é possível calcular um polo paleomagnéticos a partir da média dos VGP's de cada soleira e testar se a variação secular foi ou não minimizada. Assim, procedeu-se ao cálculo do envelope do A95, embora desta vez compilando as amostras de Anços e Lomba dos Pianos em conjunto com as amostras estudadas por Neres et al. (2012) de Paço d'Ilhas e Foz da Fonte.

DISCUSSÃO

Procedeu-se a duas metodologias para realizar o teste. O primeiro consistiu em agrupar todas as amostras de todos os sítios, de forma a obter apenas um VGP médio das 4 soleiras (Tabela 10, linha E). Já o segundo processo optou-se primeiro por calcular um VGP para cada uma das soleiras, e então depois utilizar os 4 VGP's obtidos e aplicar o teste de Deenen et al. (2011) (Tabela 10, linha F).

Tabela 10. Envelope do A95, proposto por Deenen et al. (2011), obtido para as soleiras de Anços e Lomba dos Pianos (este estudo), e para as soleiras de Paço de Ilhas e Foz da Fonte (Neres et al., 2012), e resultantes da compilação dos dados de Anços, Lomba dos Pianos, Paço d'Ilhas e Foz da Fonte.

	<i>A95 obtido</i>	<i>A95_{Mínimo}</i>	<i>A95_{Máximo}</i>
<i>A) Anços (este estudo)</i>	0.93	1.39	2.75
<i>B) Lomba dos Pianos (este estudo)</i>	1.42	1.49	3.08
<i>C) Paço de Ilhas (Neres et al., 2012)</i>	1.3	1.27	7.99
<i>D) Foz da Fonte (Neres et al., 2012)</i>	3.3	2.16	5.49
<i>E) Conjunto de dados de AN, LP, PI e FF (750 amostras/ pontos de amostragem)</i>	1.03	0.85	1.27
<i>F) Polo médio dos VGP's de AN, LP, PI e FF (4 pontos de amostragem)</i>	6.8	6.8	34.2

Desta forma, em ambos os métodos o teste deu positivo, tendo dado um A95 dentro do envelope de confiança calculado, provando que a variação secular foi minimizada. Visto que as soleiras quando analisadas individualmente não apresentam uma minimização da variação secular, sugere que o tempo de arrefecimento foi inferior aos 400 anos, consistente com a velocidade de arrefecimento típico dos corpos intrusivos. Por outro lado, ao se ter agrupado todas as amostras das diferentes soleiras, considerando cada soleira como um sítio específico, obtém-se um intervalo de tempo de aproximadamente 6 Ma (intervalo de diferença das idades entre a soleira mais antiga e a soleira mais recente), sendo um intervalo de tempo suficientemente longo para minimizar a variação secular.

Assim, pode-se considerar os polos obtidos para as soleiras de Anços e Lomba dos Pianos como polos de referência e com qualidade para a Curva de Deriva Polar Aparente da Ibéria.

6.3 POLOS PALEOMAGNÉTICOS E CDPA DA IBÉRIA

Um dos objetivos deste estudo era também determinar a direção média da magnetização remanescente e os polos paleomagnéticos correspondentes, de forma a datar as soleiras (a partir da posição dos seus polos paleomagnéticos e em comparação com polos já disponíveis na literatura).

Os dados paleomagnéticos obtidos nas soleiras de Anços e Lomba dos Pianos apresentam padrões de desmagnetização estáveis. A polaridade das amostras de ambas as soleiras é também coerente, com uma polaridade normal (positiva). Esta polaridade é característica do Supercron Normal do Cretácico (CNS – “*Cretaceous Normal Superchron*”), definido como uma zona de polaridade normal única.

Estes dados permitiram a obtenção de dois novos polos paleomagnéticos. O ChRM de Anços tem a sua posição incrementada com a devida correção do basculamento calculada a partir da orientação do tensor k_3 de AMS (seção IV do capítulo 5.1.1), e apresenta os seguintes valores: número de amostras $N=219$, declinação $D=348.26^\circ$, inclinação $I=40.10^\circ$, $R=216.22$, $k=78.28$, $K=105.15$, $\alpha_{95}=1.08^\circ$, e $A_{95}=0.93^\circ$. A latitude e longitude do polo obtida foi de -71.1° e 26.0° , respetivamente. Por fim, a paleolatitude da placa Ibérica correspondente foi de $+22.8^\circ$. Já no ChRM de Lomba dos Pianos, não foi possível proceder à sua correção, pelo facto dos dados de ASM não serem de boa qualidade. Porém, as observações de campo não indicam um basculamento tectónico pós-intrusivo significativo. O ChRM de Lomba dos Pianos apresenta os seguintes resultados: número de amostras $N=183$, declinação $D=353.28^\circ$, inclinação $I=47.05^\circ$, $R=180.07$, $k=62.21$, $K=54.74$, $\alpha_{95}=1.33^\circ$, e $A_{95}=1.42^\circ$. A latitude e longitude do polo obtida foi de -78.0° e 20.2° , respetivamente. A paleolatitude obtida foi de $+28.2^\circ$.

Em ambos os ChRM's foram aplicados um cut-off de 45° , que remove os pontos que não fazem parte da distribuição.

Classificando os novos polos paleomagnéticos obtidos de acordo com os Critérios Q (Van der Voo, 1990), obteve-se um valor de 4, já que cumprem os seguintes critérios:

1. Número suficiente de amostras e dentro dos limites estatísticos: $K \geq 10$; $\alpha_{95} \leq 16^\circ$; $N \geq 25$;
2. Desmagnetização adequada, incluindo a análise em componentes principais (Kirschvink, 1980);

DISCUSSÃO

3. Controlo estrutural e coerência tectónica com o cratão ou bloco envolvido;
4. Não apresentar similaridades com polos de idades mais recentes, rejeitando qualquer possibilidade de ocorrência de remagnetizações.

Classificando também os novos polos paleomagnéticos obtidos de acordo com os Critérios R (Meert et al., 2020), obteve-se também um valor de 4, já que cumprem os seguintes critérios:

1. Desmagnetização por etapas com eficiência confirmada pelos vários métodos de desmagnetização: $N \geq 25$, $10 \leq K \leq 70$, mínimo de 3 amostras recolhidas por sítio;
2. Avaliação dos transportadores da magnetização remanescente, com identificação e examinação em amostra de mão ou amostra mineralógica;
3. Controlo estrutural e coerência tectónica com o cratão ou bloco envolvido, sendo que os dados devem ser mais recentes do que a última deformação tectónica conhecida;
4. Não apresentar similaridades com polos de idades mais recentes, rejeitando qualquer possibilidade de ocorrência de remagnetizações.

A posição dos polos paleomagnéticos de AN e LP foi comparada aos polos paleomagnéticos médios da Ibéria durante o Cretácico, calculados por Neres et al. (2012) (Tabela 11) para os intervalos de 70Ma, 88Ma, 100Ma, 120Ma, 125Ma e 142Ma (Figura 54), para perceber a idade de cada uma das soleiras estudadas.

O polo paleomagnético de Anços localiza-se entre o polo de Foz da Fonte (FF; 94 Ma) e o polo de Paços d'Ilhas (PI, 88 Ma). Porém, o intervalo de confiança do A95 do polo de AN é somente comum ao intervalo de confiança de A95 do polo de PI, sugerindo uma idade mais próxima de 94 Ma (Figura 54). O polo de LP apresenta uma paleolatidade mais alta que os polos de referência a 88 e 100 Ma, bem como os polos de AN, PI e FF. Porém, a paleolongitude do polo de LP é coerente com o polo médio a 88 Ma e o polo de PI, sendo uma idade mais próxima de 88 Ma para a soleira de LP. Nota-se que esta datação é aproximativa, sendo os polos de AN e LP representam possivelmente VGP, já que o teste de Deenen et al. (2011) indicou que a variação secular não foi minimizada. Neste caso, a posição do VGP de LP e AN pode não estar completamente representativa do campo dipolar da época e a datação pode não ser precisa. Será necessário confirmar essas idades com métodos radiométricos (datação Árgon-Árgon). De qualquer maneira, tendo em conta esta incerteza, podemos inferir que as duas soleiras estudadas têm direções comparáveis as soleiras de FF e PI e, portanto, pertencem ao primeiro pulso do magmatismo alcalino do Cretácico que se manifestou na Bacia Lusitânica entre 88 e 94 Ma (Miranda et al., 2009).

PALEOMAGNETISMO DO MAGMATISMO ALCALINO CRETÁCICO DA BACIA LUSITÂNICA E IMPLICAÇÕES PARA A CURVA DE DERIVA POLAR APARENTE DA IBÉRIA

Tabela 11. Características dos Polos Paleomagnéticos médios para as idades de 70, 88, 100, 120, 125 e 142 Ma (Neres et al., 2012). Representação da latitude, longitude, A95 e idade definida para as soleiras de Paço d'Ilhas (PI) e Foz da Fonte (FF) (Neres et al., 2012) e das soleiras de Anços (AN) e Lomba dos Pianos (LP). * Polo recalculado para o intervalo de 88-100 Ma, adicionando os dados obtidos de Anços e Lomba dos Pianos.

Polos Paleomagnéticos	Latitude (°)	Longitude (°)	A95	Idade
70-88 Ma	-75.60	351.60	3.90	70.00
88-100 Ma	-75.10	22.60	2.80	88.00
100-120 Ma	-75.60	53.10	3.00	100.00
120-125 Ma	-69.20	82.20	5.30	120.00
125-140 Ma	-54.30	98.30	5.70	125.00
140-160 Ma	-59.00	72.80	4.00	142.00
Paço d'Ilhas (PI)	-73.40	24.60	1.30	88.00
Foz da Fonte (FF)	-73.80	37.10	3.30	94.00
Anços (AN)	-72.00	32.60	1.08	
Lomba dos Pianos (LP)	-78.00	20.20	1.33	
* 88-100 Ma	-74.60	24.20	3.50	88.00

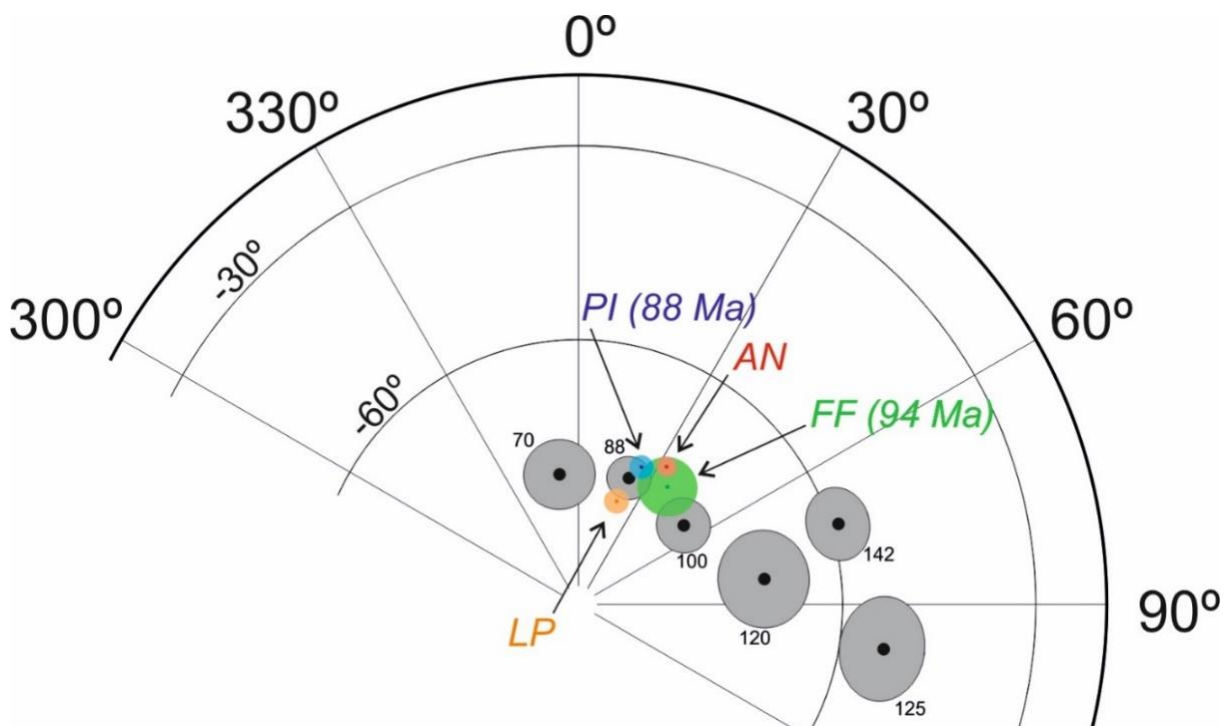


Figura 54. Polos paleomagnéticos calculados para as soleiras de Anços (AN) e Lomba dos Pianos (LP). Compilação com os polos de Neres et al. (2012) de Paço d'Ilhas (PI) e Foz da Fonte (FF), com idades obtidas por datação radiométrica de 88 Ma e 94 Ma, respetivamente. Curva de Deriva Polar Aparente da Ibéria, com representação (a cinzento) dos polos médios para as idades de 70, 88, 100, 120, 125 e 142 Ma. Os intervalos correspondem ao intervalo de confiança A95.

DISCUSSÃO

Um outro objetivo era utilização dos novos polos paleomagnéticos para a calibração da CDPA da Ibéria. A obtenção de novos polos paleomagnéticos apresenta-se como de grande urgência e necessidade. No caso da placa Ibérica, estão atualmente estabelecidos poucos polos paleomagnéticos para alguns intervalos de tempo da CDPA da Ibéria (Neres et al., 2012), levando a um conhecimento reduzido da evolução cinemática da mesma.

Para o intervalo de tempo considerado neste estudo, i.e. entre os 88 e os 100 Ma, existem apenas 5 polos paleomagnéticos de referência, sendo que dois deles são referentes ao estudo efetuado por Neres et al. (2012) (Paço d'Ilhas e Foz da Fonte), e os outros três referentes ao estudo efetuado por Gong et al. (2008a) na Bacia Organya. Os polos paleomagnéticos da Bacia Organya têm sido frequentemente criticados por esta Bacia estar numa zona altamente deformada nos Pirenéus. Desta forma, a qualidade do polo médio da CDPA da Ibéria para o intervalo de 88-100 Ma é colocada em causa. Com este estudo obteve-se dois novos polos (PGV), que permitiram recalcular o polo médio da Ibéria para o intervalo de 88-100 Ma da CDPA.

Procedeu-se a uma reformulação do polo médio da Ibéria, de forma a reformular a CDPA da Ibéria. Para tal, utilizou-se os polos previamente utilizados por Neres et. al (2012) (Figura 55A), adicionando os dois novos polos obtidos neste estudo. O resultado final apresentou um novo polo médio para o intervalo de 88-100 Ma (Figura 55B, Tabela 11).

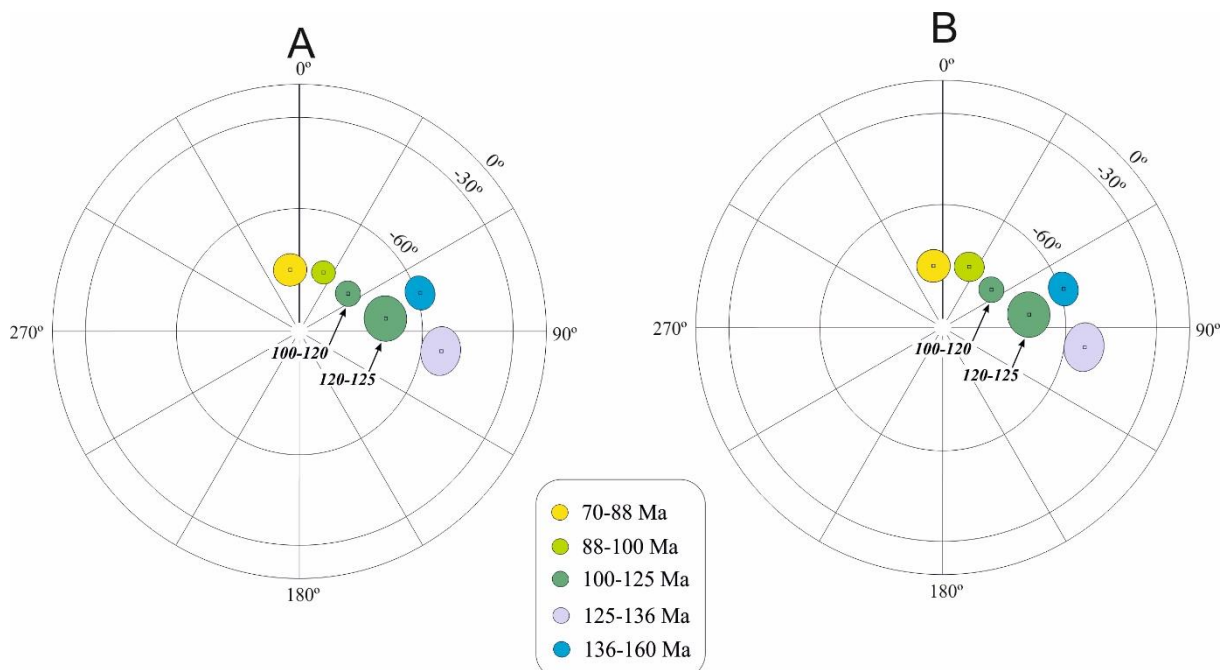


Figura 55. (A) Polos paleomagnéticos médios da Ibéria calculados por Neres et al. (2012), utilizados na CDPA. (B) Reformulação dos polos paleomagnéticos médios, calibrando a CDPA da Ibéria, utilizando os dados selecionados por Neres et al. (2012) e os dados de Anços e Lomba dos Pianos obtidos neste estudo.

6.4 RECONSTITUIÇÃO PALEOGEOGRÁFICA DA IBÉRIA NO INTERVALO 200-60 Ma

Como referido anteriormente, a evolução cinemática da Ibéria é ainda motivo de grande debate e discordância na comunidade científica, devido a pouca e baixa qualidade dos dados paleomagnéticos disponíveis, resultado da ocorrência de remagnetizações em grande parte das rochas existentes na Ibéria e de processos deformacionais tectónicos. Os polos de Euler obtidos a partir das anomalias magnéticas do fundo oceânico também são fonte de debate, sendo possivelmente o resultado de processo de subdução, serpentinização e magmatismo, e não representando assim isócronas (Brooner et al., 2011). Porém, os trabalhos recentes de Neres et al. (2012) e (2013), no qual o presente trabalho também contribui, permite ter uma primeira aproximação do movimento e da paleogeografia da placa Ibérica, com base de uma seleção rigorosa dos polos paleomagnéticos da Ibéria apresentada na Figura 55.

Para tentar definir a movimentação da placa Ibérica foi utilizado o *software* GPlates e um banco de dados proveniente do modelo de Torsvik e Cock (2017), que apresenta uma compilação de dados globais para as placas tectónicas, a partir dos 410 Ma. Este modelo apresenta uma grande confiança, por apresentar resultados consistentes com os movimentos relativos da Eurásia, África e América do Norte, desde a fragmentação da Pangeia. A este modelo foram depois introduzidos os polos médios da Ibéria calculados previamente. Por fim, analisou-se em detalhe a movimentação da Ibéria no intervalo de tempo entre os 200 Ma e os 60 Ma, intervalo de tempo que inclui a abertura do Atlântico Central e a Baía da Biscaia (Figura 56).

Como referido na secção 1.1, e seguindo os estudos paleomagnéticos que demonstram uma rotação anti-horária de $\sim 35^\circ$, foram propostas duas classes de cenários para a evolução cinemática da Ibéria, atualmente discutidas: (1) um modelo de abertura em esfenocasma da Baía da Biscaia e convergência dos Pirenéus, descrita por um polo de rotação para a Ibéria em relação à Europa localizado na própria Baía da Biscaia (Carey, 1958; Srivastava et al., 2000; Rosenbaum et al., 2002; Sibuet et al., 2004a), e (2) um modelo que assume uma movimentação extensional ou transtensional nos Pirenéus, compatível com a abertura da Baía da Biscaia, apresentando um polo de rotação localizado no norte de França (Le Pichon et al., 1970); Le Pichon and Sibuet, 1971; Olivet, 1996; Stampfli et al., 2002; Jammes et al., 2000).

DISCUSSÃO

Embora os estudos cinemáticos da última década suportem cada vez mais o modelo de abertura em esfenoscasma, estudos geológicos nos Pirenéus têm acumulado argumentos a favor do modelo de regime extensional ou transtensional na cadeia Pirenaica.

Com a análise dos mapas adquiridos, verifica-se que a placa Ibérica apresenta uma movimentação de Oeste para Este, no intervalo de 160-140 Ma (Figura 56A-B). Mais tarde, entre os 140-60 Ma (Figura B-H), verifica-se também uma rotação da própria placa de aproximadamente 35°, associada a essa mesma movimentação.

É no intervalo 120-100 Ma (Aptiano-Albiano) onde a rotação surge mais evidente (Figura 56C-F). Isto é compatível com as idades estipuladas para a abertura do Baía da Biscaia, definida entre os 118 e os 80 Ma (Sibuet et al., 2004). Após a rotação e movimentação para Este da Ibéria (devido à abertura do Atlântico Central e da Baía da Biscaia), esta sofre uma deriva para Norte por parte da placa Africana, levando a Ibéria ao encontro da placa Eurasiática. Aos 60 Ma (Figura 56H), no final do Cretácico, observa-se que a placa Ibérica se encontra numa latitude semelhante à atualidade.

Autores definem que o início da formação da cadeia Pirenaica surge no Campaniano, a aproximadamente 80 Ma (Vissers et al., 2016). Porém, o modelo apresentado na Figura 56 mostra que a placa Ibérica não está em contacto com a placa Euroasiática a 80 Ma e 60 Ma (Figura 56G-H). Este espaço entre a Ibéria e a Eurásia é o centro da controvérsia sobre a cinemática da Ibéria e tem sido fortemente debatida na literatura (Sibuet, Olivet, Shrivastava, Vissers and Meijers, Jammes et al.).

Alguns autores defendem a possibilidade da presença de um oceano entre as duas placas (van Hinsbergen et al., 2017). Contudo, não foi comprovada a presença de crusta oceânica na litologia da cadeia Pirenaica, Porém, não existe evidência da presença de crusta oceânica nos Pirenéus. Partindo de outra perspectiva, Barnett-Moore et al. (2016) analisaram perfis de tomografia sísmica e não identificaram a presença de subdução no manto supostamente relacionado com a subdução entre a Ibéria e a Eurásia no Cretácico.

Isto sugere que o problema é mais relacionado com o limite de placas do que propriamente o movimento de rotação em si. Com a abertura do Oceano Atlântico, a cadeia Hercínica sofre um colapso, pelo que as placas que formariam essa cadeia sofrem um estiramento e adelgaçamento, ficando com extensões superiores. Desta forma, os modelos atuais, ao apresentarem a placa Ibéria, não fazem o cálculo e a representação desse estiramento sofrido, pelo que a placa apresenta dimensões inferiores aquelas que teria naquele momento. Mais estudos são necessários para resolver o problema da rotação da Ibéria.

PALEOMAGNETISMO DO MAGMATISMO ALCALINO CRETÁCICO DA BACIA LUSITÂNICA E IMPLICAÇÕES PARA A CURVA DE DERIVA POLAR APARENTE DA IBÉRIA

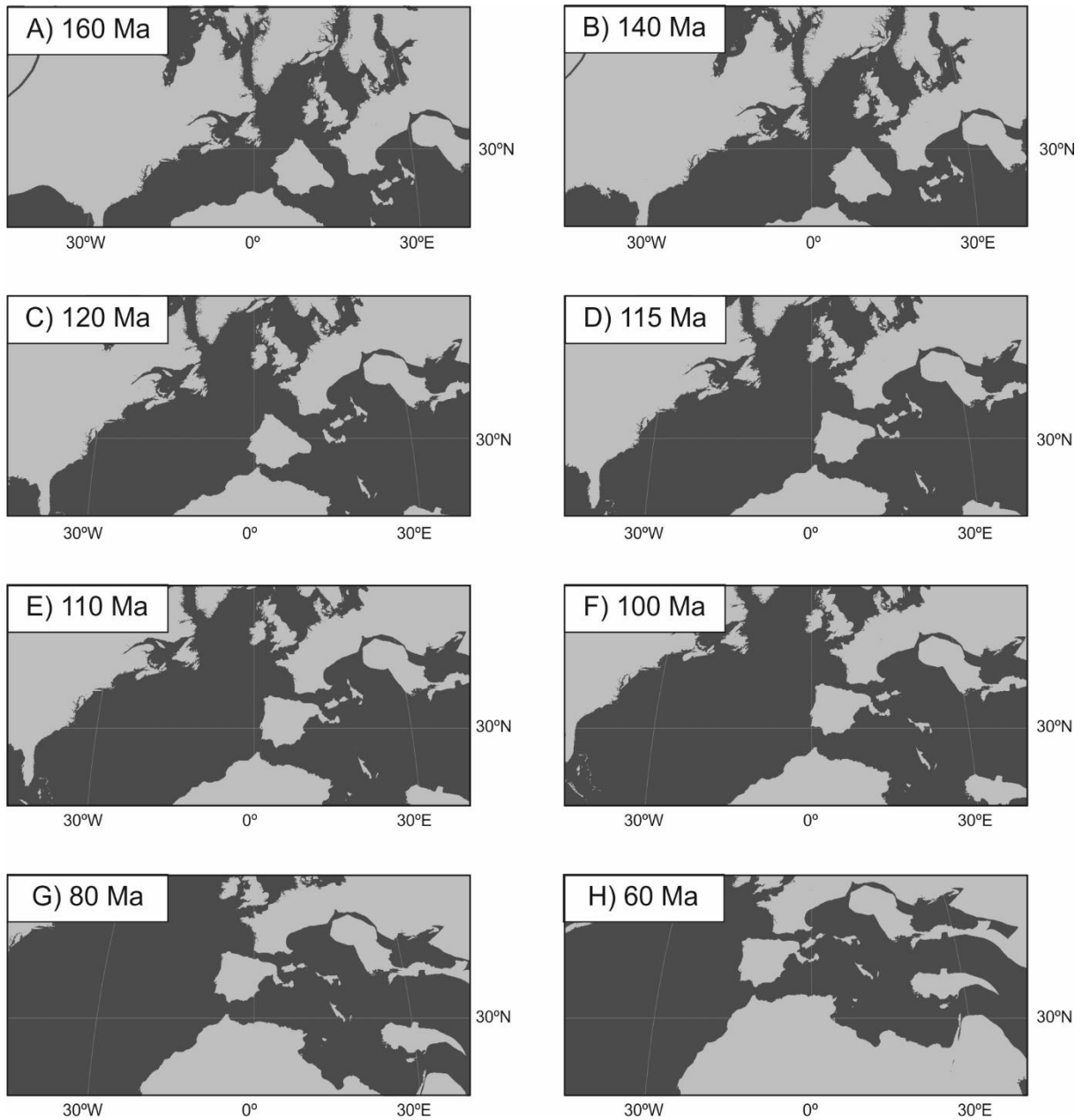


Figura 56. Reconstituições paleogeográficas da Ibéria a 200, 170, 140, 120, 115, 110, 100 e 60 Ma, utilizando o modelo base de Torsvik e Cock (2017) no software GPlates.

7. SÍNTESE FINAL

Com os resultados apresentados, e com a discussão dos mesmos inerente, pode-se concluir que:

1. Propriedades mineralógicas e magnéticas de Anços e Lomba dos Pianos:
 - As soleiras apresentam um caráter primário da magnetização;
 - As curvas IRM sugerem uma mineralogia magnética homogénea, com valores de SIRM altos e típicos das rochas ígneas. Apresentam também uma variação unimodal da coercividade, indicando a presença de uma única fase magnética de coercividade média a baixa;
 - As curvas termoamgnéticas indicam a presença de titanomagnetite em Anços e de titanomagnetite associada a maghemite em Lomba dos Pianos. A semelhança das curvas de arrefecimento e aquecimento sugerem que não houve criação de novos minerais. Contudo, os valores de magnetização inferiores nas curvas de arrefecimento sugerem a ocorrência de processos de oxidação da magnetite e maghemite;
 - As curvas de histerese mostram uma mistura de partículas magnéticas de monodomínio e de multidomínio como fase portadora da magnetização em ambas as soleiras, típica deste tipo de rocha;
 - A anisotropia da suscetibilidade magnética apresenta um *fabric* magnético fortemente oblato para a soleira de Anços, enquanto em Lomba dos Pianos, o *fabric* magnético não se encontra bem definido;
 - Quanto à microscopia de Anços e Lomba dos Pianos, é visível a associação de titanomagnetite, ilmenite, calcopirite e pirite residual.

A ilmenite surge como exsoluções na titanomagnetite, enquanto a calcopirite e pirite surgem como inclusões na titanomagnetite. Em Lomba dos Pianos, observa-se ainda a presença de maghemite. Prova-se a ausência de alteração mineralógica (oxidação) em ambas as soleiras, e a magnetite surge em ambas como principal portadora da magnetização.

2. Análise paleomagnética:

- Obteve-se padrões estáveis de desmagnetização em 219 amostras em Anços, que levou à aquisição de um ChRM com $D=348.26^\circ$, $I=40.10^\circ$ ($N=219$, $a_{95}=1.08^\circ$, $k=78.28$) e um polo paleomagnético localizado a $Long=26.0^\circ$, $Lat=-71.1^\circ$ ($A_{95}=0.93^\circ$, $K=105.15$). Obteve-se ainda uma paleolatidade de 22.8° para a placa Ibérica;
- No caso de Lomba dos Pianos, obteve-se padrões de desmagnetização estáveis em 183 amostras, o que levou à aquisição de um ChRM com $D=353.28^\circ$, $I=47.05^\circ$ ($N=183$, $a_{95}=1.33^\circ$, $k=62.21$) e um polo paleomagnético localizado a $Long=20.2^\circ$, $Lat=-78.0^\circ$ ($A_{95}=1.42^\circ$, $K=54.74$). Obteve-se ainda uma paleolatidade de $+28.2^\circ$ para a placa Ibérica.

3. Polos paleomagnéticos obtidos, e avaliação da variação secular:

- Por serem próximos às direções dos polos paleomagnéticos das soleiras de Foz da Fonte (94 Ma) e de Paço d'Ilhas (88 Ma), as soleiras de Anços e Lomba dos Pianos foram datadas a 94 e 88 Ma, respetivamente;
- Calculou-se o intervalo de A_{95} (Deenen et al., 2011) para as soleiras de Anços e Lomba dos Pianos, verificando-se que ambas não apresentam a minimização da variação secular. Assim, considerou-se os polos de AN, LP, FF, e PI como sendo polos geomagnéticos virtuais, sendo assim VGP'S. Porém, a variação secular é minimizada quando considerado o conjunto de polos geomagnéticos virtuais de todas as soleiras;
- Obteve-se um novo polo médio para o intervalo 88-94 Ma da CDPA da Ibéria, a partir da média dos polos geomagnéticos virtuais de AN, LP, FF, e PI.

4. Reconstituição paleogeográfica da Ibéria, e implicações:

- A partir do novo polo obtido para o intervalo 88-94 Ma, e dos polos obtidos nos trabalhos de Gong et al. (2008a), foi recalculado um polo médio a 88-100 Ma para reconstruir a Curva de Deriva Polar da Ibéria;
- Evolução cinemática da Ibéria apresenta uma movimentação para Oriente, com uma rotação no sentido contrária aos ponteiros do relógio a partir dos 120 Ma, concordante com a abertura da Baía da Biscaia (118-80 Ma; Sibuet et al., 2004);
- Posterior encontro com a placa Euroasiática, devido à deriva da placa Africana para Norte, até aos 60 Ma, e desta forma em coerência com as idades definidas para o início da formação da cadeia Pirenaica, estimada a 80 Ma (Vissers et al., 2016).

5. Perspetivas:

- Necessidade da obtenção de novos dados de datação radiométrica (^{40}Ar - ^{39}Ar) para confirmar a idade das soleiras (em curso), fundamental para a consolidação do modelo.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Afilhado, A., Matias, L., Shiobara, H., Hirn, A., Mendes-Victor, L., Shimamura, H. (2008). From unthinned continent to ocean: The deep structure of the West Iberia passive continental margin at 38 degrees N. *Tectonophysics*. **458(1–4)**: 9–50. doi:10.1016/j.tecto.2008.03.002.
- Barnett-Moore, N., Font, E., e Neres, M. (2017). A reply to the comment on “Assessing discrepancies between previous plate kinematic models of Mesozoic Iberia and their constraints” by Barnett-Moore et al. *Tectonics*, **36(12)**: 3286-3297. <https://doi.org/10.1002/2017TC004760>.
- Barnett-Moore, N., Hosseinpour, M., Maus, S. (2016). Assessing discrepancies between previous plate kinematic models of Mesozoic Iberia and their constraints. *Tectonics*. **35**: 1843–1862. <https://doi.org/10.1002/2015TC004019>.
- Blumstein, A.M., Elmore, R.D., Engel, M.H., Elliot, C., Basu, A. (2004). Paleomagnetic dating of burial diagenesis in Mississippian carbonates, Utah. *Journal of Geophysical Research-Solid Earth*. **109(B4)**. <https://doi.org/10.1029/2003JB002698>.
- Bógalo, M.F., Calvo-Rathert, M., Gogichaishvili, A., Vashakidze, G., Dudauri, O.Z., Villalaín, J.J., e Carrancho, A. (2016). Estudio paleomagnético preliminar de lavas cretácicas y paleógenas del distrito de Bolnisi, Cáucaso Menos, Georgia. *Latinmag Letters*, **B06**: 1-6.
- Bronner, A., Sauter, D., Manatschal, G., Péron-Pinvidic, G., e Munschy, 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>.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Butler, R. F. (1992). *Paleomagnetism: Magnetic Domains to Geologic Terranes*. 1ª edição, Blackwell Scientific Publications. Boston.
- Calvín, P., Villalain, J.J., e Casas-Sainz, A.M. (2018). Anisotropic magnetite growth in remagnetized limestones: Tectonic constraints and implications for basin history. *Geology*. **46(9)**: 751-754.
- Carey, W.S. (1958). The orocline concept in Geotectonics. *Papers and Proceedings of the Royal Society of Tasmania*. **89**: 255–288.
- Chadima, M., e Hrouda, F. (2006). Remasoft 3.0 - a user-friendly paleomagnetic data browser and analyzer. *Travaux Géophysiques*. **XXVII**: 20-21.
- Clegg, J.A., Deutsch, E.R., Everitt, C.W.F., Stubbs, P.H.S. (1957). Some recent palaeomagnetic measurements made at Imperial College, London. *Academic Physics*. **6**: 219-231.
- Cox, A. (1970). Latitude dependence of the angular dispersion of the geomagnetic field. *Geophys. J. R. Astron. Soc.*. **20**: 253–269. doi:10.1111/j.1365-246X.1970.tb06069.x.
- Creer, K.M., Irving, E., Nairn, A.E.M. (1959). Palaeomagnetism of the Great Whin sill. *Geophys. J. Int.* **2(4)**: 306–323.
- Creer, K.M., Irving, E., Runcorn, S.K. (1954). The direction of the geomagnetic field in remote epochs in Great Britain, *J. Geomag. Geoelec.* **6(4)**: 163–168.
- Day, R., Fuller, M., e Schmidt, V. A. (1977). Hysteresis properties of titanomagnetites: Grain-size and compositional dependence. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*. **13(4)**: 260-267.
- Deenen, M.H.L., Langereis, C.G., van Hinsbergen, D.J.J., e Biggin, A.J. (2011). Geomagnetic secular variation and the statistics of paleomagnetic directions. *Geophysical Journal International*. **186(2)**: 509-520. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2011.05050.x>.
- Dinarès-Turell, J. e Garcia-Senz, J. (2000). Remagnetization of Lower Cretaceous limestones from the southern Pyrenees and relation to the Iberian plate geodynamic evolution. *Journal of Geophysical Research-Solid Earth*. **105(B8)**: 19405-19418. <https://doi.org/10.1029/2000JB900136>.
- Domeier, M., Torsvik, T.H. (2014). Plate tectonics in late Paleozoic. *Geoscience Frontiers*. **5**: 303-360. <http://dx.doi.org/10.1016/j.gsf.2014.01.002>.
- Dunlop, D. J. (2002a). Theory and application of the Day plot (M_{rs}/M_s versus H_{cr}/H_c) 1. Theoretical curves and tests using titanomagnetite data. *Journal of Geophysical Research-Solid Earth*. **107(B3)**: EPM4-1-EPM4-22. <https://doi.org/10.1029/2001JB000486>.
- Dunlop, D. J. (2002b). Theory and application of the Day plot (M_{rs}/M_s versus H_{cr}/H_c) 2. Application to data for rocks, sediments, and soils. *Journal of Geophysical Research-Solid Earth*. **107(B3)**: EPM 5-1-EPM 5-15. <https://doi.org/10.1029/2001JB000487>.

- Dunlop, D.J. e Ozdemir, O. (1997). *Rock Magnetism: Fundamentals and Frontiers*. Cambridge Studies in Magnetism, Cambridge University Press. Cambridge. <https://doi.org/10.1017/CBO9780511612794>.
- Egli, R. (2003). Analysis of the field dependence of remanent magnetization curves. *Journal of Geophysical Research*. **108(B2)**: EPM4-2-EPM4-25.
- Egli, R. (2004a). Characterization of individual rock magnetic components by analysis of remanence curves: 1. Unmixing natural sediments. *Studia Geophysica et Geodaetica*. **48**: 391–446.
- Egli, R. (2004b). Characterization of individual rock magnetic components by analysis of remanence curves: 2. Fundamental properties of coercivity distributions. *Physics and Chemistry of the Earth*. **29(13-14)**: 851-867.
- Egli, R. (2004c). Characterization of individual rock magnetic components by analysis of remanence curves: 3. Bacterial magnetite and natural processes in lakes. *Physics and Chemistry of the Earth*. **29(13)**: 869-884.
- Ferreira, M.R.P., Macedo, C.R. (1979). K-Ar Ages of the Permian-Mesozoic Basaltic activity in Portugal. *Eur. Col. Geochron. Cosmochron. Isotope Geol.* **6**: 26–27.
- Fisher, R. (1953). Dispersion on a sphere. Proceedings of the Royal Society of London Series A. **217(1130)**: 295-305. <https://doi.org/10.1098/rspa.1953.0064>.
- Font, E., Ernesto, M., Silva, P.F., Correia, P.B., e Nascimento, M.A.L. (2009). Palaeomagnetism, rock magnetism and AMS of the Cabo Magmatic Province, NE Brazil, and the opening of South Atlantic. *Geophysical Journal International*. **179(2)**: 905-922.
- Font, E., Fernandes, S., Neres, M., Carvalho, C., Martins, L., Madeira, J., e Youbi, N. (2015). Paleomagnetism of the Central Atlantic Magmatic Province in the Algarve basin, Portugal: First insights. *Tectonophysics*. **663**: 364-377. <http://dx.doi.org/10.1016/j.tecto.2015.07.036>.
- Font, E., Rapalini, A., Tomezzoli, R., Trindade, R.I.F., Tohver, E. (2012). Episodic remagnetizations in South America and links to tectonic events. *Geological Society of London*.
- Font, E., Trindade, R. I. F. and Nédélec, A. (2005). Detrital remanent magnetization in haematite-bearing Neoproterozoic Puga cap dolostone, Amazon craton: a rock magnetic and SEM study. *Geophysical Journal International*. **163**: 1-10. [doi/10.1111/j.1365-246X.2005.02776](https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2005.02776)
- Font, E., Trindade, R.I.F., e Nédélec, A. (2006). Remagnetization in bituminous limestones of the Neoproterozoic Araras Group (Amazon craton): Hydrocarbon maturation, burial diagenesis, or both?, *Journal of Geophysical Research-Solid Earth*. **111(B6)**. <https://doi.org/10.1029/2005JB004106>.
- Galdeano, A., Moreau, M.G., Pozzi, J.P., Berthou, P.Y., e Malod, J.A. (1989). New paleomagnetic results from Cretaceous sediments near Lisbon (Portugal) and implications for the rotation of Iberia. *Earth and Planetary Science Letters*. **92(1)**: 95-106. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(89\)90024-1](https://doi.org/10.1016/0012-821X(89)90024-1).

- Gehring, A.U., Fischer, H., Louvel, M., Kunze, K., Weidler, P.G. (2019). High temperature stability of natural maghemite: a magnetic and spectroscopic study. *Geophysical Journal International*. **179**: 1361-1371. doi: 10.1111/j.1365-246X.2009.04348.x.
- Glatzmaier, G.A., Roberts, P.H. (1995). A three-dimensional convective dynamo solution with rotating and finitely conducting inner core and mantle. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*. **91(1-3)**: 63-75. [https://doi.org/10.1016/0031-9201\(95\)03049-3](https://doi.org/10.1016/0031-9201(95)03049-3).
- Gong, Z., Dekkers, M.J., Dinarès-Turell, J., e Mullender, T.A.T. (2008a). Remagnetization mechanism of Lower Cretaceous rocks from the Organya Basin (Pyrenees, Spain). *Studia Geophysica et Geodaetica*. **52(2)**: 187-210. <https://doi.org/10.1007/s11200-008-0013-3>.
- Gong, Z., Langereis, C.G., e Mullender, T.A.T., (2008b). The rotation of Iberia during the Aptian and the opening of the Bay of Biscay. *Earth and Planetary Science Letters*. **273(1-2)**: 80-93. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2008.06.016>.
- Gong, Z., van Hinsbergen, D.J.J., e Dekkers, M.J. (2009). Diachronous pervasive remagnetization in northern Iberian basins during Cretaceous rotation and extension. *Earth and Planetary Science Letters*. **284(3-4)**: 292-301.
- Grange, M., Scharer, U., Cornen, G., e Girardeau, J. (2008). First alkaline magmatism during Iberia-Newfoundland rifting. *Terra Nova*. **20(6)**: 494-503. <https://doi.org/10.1111/j.1365-3121.2008.00847.x>.
- Grange, M., Scharer, U., Merle, R., Girardeau, J., e Cornen, G. (2010). Plume-Lithosphere Interaction during Migration of Cretaceous Alkaline Magmatism in SW Portugal: Evidence from U-Pb Ages and Pb-Sr-Hf Isotopes. *Journal of Petrology*. **51(5)**: 1143-1170. <https://doi.org/10.1093/petrology/egq018>.
- Gubbins, D., Herrero-Bervera, E. (2007). *Encyclopedia of geomagnetism and paleomagnetism*. 1ª edição. Países Baixos: Springer. ISBN 978-1-4020-4423-6.
- Halls, H.C. (1976). A least-squares method to find a remanence direction from converging remagnetization circles. *Geophys. J. R. Astron. Soc.* **45**: 297-304.
- Halls, H.C. (1978). The use of converging remagnetization circles in paleomagnetism. *Phys. Earth Planet. Inter.* **16**: 1-11.
- Heslop, D., McIntosh, G., e Dekkers, M. J. (2004). Using time- and temperature-dependent Preisach models to investigate the limitations of modelling isothermal remanent magnetization acquisition curves with cumulative log Gaussian functions. *Geophysical Journal International*. **157(1)**: 55-63. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2004.02155.x>.
- Hoffman, K.A., Singer, B.S., Camps, P., Hansen, L.N., Johnson, K.A., Clipperton, S., e Carvallo, C. (2008). Stability of mantle control over dynamo flux since the mid-Cenozoic. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*. **169(1-4)**: 20-27. <https://doi.org/10.1016/j.pepi.2008.07.012>.
- Hospers, J. (1954). Rock magnetism and polar wandering. *Nature*. **173**: 1183-1184. <https://doi.org/10.1038/1731183a0>.

- Hounslow, M.W., Domeier, M., Biggin, A.J. (2018). Subduction flux modulates the geomagnetic polarity reversal rate. *Tectonophysics*. **742-743**: 34-49. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2018.05.018>.
- Irving, E. e Ward, M.A. (1964). A statistical model of the geomagnetic field. *Pure and Applied Geophysics*. **57**: 47-52. <https://doi.org/10.1007/BF00879707>.
- Irving, E., Irving, G. A. (1982). Apparent polar wander paths Carboniferous through Cenozoic and the assembly of Gondwana. *Geophysical Survey*. **5**: 141-188.
- Jammes, S., Manatschal, G., Lavier, L., Masini, E. (2009). Tectonosedimentary evolution related to extreme crustal thinning ahead of a propagating ocean: example of the western Pyrenees. *Tectonics*. **28(4)**: TC4012. <http://dx.doi.org/10.1029/2008TC002406>.
- Jelinek, V. (1981). Characterization of the magnetic fabrics of rocks. *Tectonophysics*. **79**: 63-67.
- Juárez, M.T., Lowrie W., Osete M.L., e Melendez, G. (1998). Evidence of widespread Cretaceous remagnetization in the Iberian Range and its relation with the rotation of Iberia. *Earth and Planetary Science Letters*. **160(3-4)**: 729-743. [https://doi.org/10.1016/S0012-821X\(98\)00124-1](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(98)00124-1).
- Katz, B., Elmore, R.D., Cogoini, M., Engel, M.H., Ferry, S. (2000). Associations between burial diagenesis of smectite, chemical remagnetization, and magnetite authigenesis in the Vocontian trough, SE France. *Journal of Geophysical Research-Solid Earth*. **105(B1)**: 851-868.
- Kirschvink, J.L. (1980). The least-squares line and plane and the analysis of paleomagnetic data. *Geophysical Journal International*. **62(3)**: 699-718. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.1980.tb02601.x>.
- Koymans, M.R., Langereis C.G., Pastor-Galán, D., e van Hinsbergern, D.J.J. (2016). Paleomagnetism.org: An online multi-platform open source environment for paleomagnetic data analysis. *Computers & Geosciences*. **93**: 127-137.
- Kruiver, P.P., Langereis, C.G., Dekkers, M.J., e Krijgsman, W. (2003). Rock-magnetic properties of multicomponent natural remanent magnetization in alluvial red beds (NE Spain). *Geophysical Journal International*. **153(2)**: 317-332. <https://doi.org/10.1046/j.1365-246X.2003.01880.x>.
- Kruiver, P.P., M.J. Dekkers, e D. Heslop. (2001). Quantification of magnetic coercivity components by the analysis of acquisition curves of isothermal remanent magnetisation. *Earth and Planetary Science Letters*. **189(3-4)**: 269-276.
- 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. (2013). A Bacia Lusitaniana: estratigrafia paleogeografia e tectónica. In: R. Dias, A. Araújo, P. Terrinha, J.C. Kullberg, (Eds). *Geologia de Portugal, Vol. II*. Livraria Escolar Editora, 195-347.
- Le Pichon, X., Sibuet, J. C. (1971). Evolution of North-East Atlantic. *Nature*. **233(257-258)**.

- Le Pichon, X., Sibuet, J.C. (1971). Western extension of boundary between European and Iberian plates during the Pyrenean orogeny. *Earth Planet Science Letters*. **12**: 83–88.
- Lowrie, W. (1990). Identification of ferromagnetic minerals in a rock by coercivity and unblocking temperature properties. *Geophysical Research Letters*. **17(2)**: 159-162. <https://doi.org/10.1029/GL017i002p00159>.
- 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 Geophysics Research*. **113**: B10105. doi:10.1029/2007JB005573.
- Macintyre, R.M., Berger, G.W. (1982). A note on the geochronology of the Iberian alkaline province, *Lithos*. **15(2)**: 133–136. doi:10.1016/0024-4937(82)90005-6.
- Martins, L.T. (1991). *Actividade Ígnea Mesozóica em Portugal*. Tese de Doutoramento – Faculdade de Ciências da Universidade de Lisboa.
- Martins, L.T., Madeira, J., Youbi, N., Munha, J., Mata, J., Kerrich, R. (2008). Rift-related magmatism of the central Atlantic magmatic province in Algarve, southern Portugal. *Lithos*. **101(1–2)**: 102–124. doi:10.1016/j.lithos.2007.07.010.
- Márton, E., Abranches, M.C., e Pais, J. (2004). Iberia in the Cretaceous: New paleomagnetic results from Portugal. *Journal of Geodynamics*. **38(2)**: 209–221. <https://doi.org/10.1016/j.jog.2004.06.004>.
- Matthews, K.J., Maloney, K.T., Zahirovic, S., Williams, S.E., Seton, M., Müller, R.D. (2016). Global plate boundary evolution and kinematics since the late Paleozoic. *Global and Planetary Change*. **146**: 226-250. <http://dx.doi.org/10.1016/j.gloplacha.2016.10.002>.
- Maxbauer, D.P., Feinberg, J.M., e Fox, D.L. (2016). MAX UnMix: A web application for unmixing magnetic coercivity distributions. *Computers & Geosciences*. **95**: 140-145. <http://dx.doi.org/10.1016/j.cageo.2016.07.009>.
- McElhinny, M.W. (1973). *Palaeomagnetism and Plate Tectonics*. 1ª Edição. Cambridge University Press. Cambridge. <https://doi.org/10.1017/S0016756800038036>.
- McElhinny, M.W., e McFadden, P.L. (2000). Paleomagnetism: Continents and Oceans. *International Geophysics Series, Academic Press*. **73**: 1-386.
- McFadden, P.L., e Lowes, F.J. (1981). The discrimination of mean directions drawn from Fisher distributions. *Geophysical Journal International*. **67(1)**: 19-33. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.1981.tb02729.x>.
- McFadden, P.L., e McElhinny, M.W. (1990). Classification of the reversal test in palaeomagnetism. *Geophysical Journal International*. **103(3)**: 725-729. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.1990.tb05683.x>.
- McFadden, P.L., Merrill, R.T., e McElhinny, M.W. (1988). Dipole/quadrupole family modelling of paleosecular variation. *Journal of Geophysical Research-Solid Earth and Planets*. **93(B10)**: 11583-11588. <https://doi.org/10.1029/JB093iB10p11583>.

- Meert, J.G., Pivarunas, F., Evans, D.A.D., Pisarevsky, S.A., Pesonen, L.J., Li, Z., Elming, S., Miller, S.R., Zhang, S., e Salminen, J.M. (2020). The magnificent seven: A proposal for modest revision of the Van der Voo (1990) quality index. *Tectonophysics*. **790**: 228549. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2020.228549>.
- Mendes, B.D.L., Pastor-Galán, D., Dekkers, M.J., Krijgsman, W. (2021). Avalonia, get bent! – Paleomagnetism from SW Iberia confirms the Greater Cantabrian Orocline. *Geoscience Frontiers*. **12**: 805-825. <https://doi.org/10.1016/j.gsf.2020.07.013>.
- Miranda, R. (2010). *Petrogenesis and geochronology of the Late Cretaceous alkaline magmatism in the west Iberian Margin*. Tese de Doutoramento em Geologia – Universidade de Lisboa. 487 páginas.
- Miranda, R., Valadares, V., Terrinha, P., Mata, J., Azevedo, M.R., Gaspar, M., Kullberg, J.C., e Ribeiro, C. (2009). Age constraints on the Late Cretaceous alkaline magmatism on the West Iberian Margin. *Cretaceous Research*. **30(3)**: 575-586. <https://doi.org/10.1016/j.cretres.2008.11.002>.
- Moncinhatto, T.R., Haag, M.B., Hartmann, G.A., Savian, J.F., Poletti, W., Sommer, C.A., Caselli, A.T., e Trindade, R.I.F. (2017). Resultados preliminares de anisotropia de suscetibilidade magnética e mineralogia magnética do complexo vulcanico Cavihue-Copahue (Argentina). *Latinmag Letters*. **7(PM30)**: 1-6.
- Moreau, M.G., Berthou, J. Y., e Malod, J.A. (1997). New paleomagnetic Mesozoic data from the Algarve (Portugal): Fast rotation of Iberia between the Hauterivian and the Aptian. *Earth and Planetary Science Letters*. **146(3-4)**: 689-701. doi:10.1016/S0012-821X(96)00239-7.
- Moreau, M.G., Canerot, J., e Malod, J.A. (1992). Paleomagnetic study of Mesozoic sediments from the Iberian chain (Spain) suggestions for Barremian remagnetization and implications for the rotation of Iberia. *Bulletin De La Société Géologique De France*. **163(4)**: 393-402.
- Moskowitz, B.M. (1991). Hitchhiker's guide to magnetism. *Environmental Magnetism Workshop (IRM)*. **279**: 48.
- Müller, R.D., Cannon, J., Qin, X., Watson, R.J., Gurnis, M., Williams, S., Pfaffelmoser, T., Seton, M., Russel, S.H.J., Zahirovic, S. (2018). GPlates: Building a virtual Earth through deep time. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*. **19(7)**: 2243-2261. <https://doi.org/10.1029/2018GC007584>.
- Müller, R.D., Seton, M., Zahirovic, S., Williams, S.E., Matthews, K.J., Wright, N.M., Shephard, G.E., Maloney, K., Barnett-Moore, N., Hosseinpour, M., Bower, D.J., e Cannon, J. (2016). Ocean Basin Evolution and Global-Scale Plate Reorganization Events Since Pangea Breakup. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*. **44(1)**: 107-138. <https://doi.org/10.1146/annurev-earth-060115-012211>.
- Neres, M. (2013). *Magnetic studies of the Late Cretaceous magmatism in Portugal: from Iberian plate kinematics to magnetic fabrics*. Tese de Doutoramento em Ciências Geofísicas e da Geoinformação (Geofísica) – Universidade de Lisboa.
- Neres, M., Bouchez, J.L., Terrinha, P., Font, E., Moreira, M., Miranda, R., Launeau, P., e Carvalho, C. (2014). Magnetic fabric in a Cretaceous sill (Foz da Fonte, Portugal): flow

- model and implications for regional magmatism. *Geophysical Journal International*. **199**: 78-101. <https://doi.org/10.1093/gji/ggu250>.
- Neres, M., Font, E., Miranda, J.M., Camps, P., Terrinham P., e Mirão, J. (2012). Reconciling Cretaceous paleomagnetic and marine magnetic data for Iberia: New Iberian paleomagnetic poles. *Journal of Geophysical Research-Solid Earth*. **117(B8)**: 1–21. <https://doi.org/10.1029/2011JB009067>.
- Neres, M., Miranda, J.M., e Font, E. (2013). Testing Iberian kinematics at Jurassic-Cretaceous times. *Tectonics*. **32(5)**: 1312-1319. <https://doi.org/10.1002/tect.20074>.
- Neves, M.C., Terrinha, R., Afilhado, A., Moulin, M., Matias, L., Rosas, F. (2009). Response of a multi-domain continental margin to compression: Study from seismic reflection-refraction and numerical modelling in the Tagus Abyssal Plain. *Tectonophysics*. **468(1–4)**: 113–130. doi:10.1016/j.tecto.2008.05.008.
- Olivet, J. (1986). Fluids Expelled Tectonically from Orogenic Belts - Their Role in Hydrocarbon Migration and Other Geologic Phenomena. *Geology*. **14(2)**: 99-102.
- Olivet, J. L. (1996). Kinematics of the Iberian Plate. *Bulletin des Centres de Recherches Exploration-Production Elf Aquitaine*. **20(1)** : 131-195.
- Parry, L.G. (1965). Magnetic properties of dispersed magnetite powders. *Philos. Mag.* **11**: 303– 312.
- Parry, L.G. (1980). Shape-related factors in the magnetization of immobilized magnetite particles. *Phys. Earth Planet. Inter.* **22**: 144 – 154.
- Parry, L.G. (1982). Magnetization of immobilized particle dispersions with two distinct particle sizes. *Phys. Earth Planet. Inter.*, **28**: 230 – 241.
- Perroud, H. (1982). The change of paleomagnetic vector orientation induced by Eulerian rotations: applications for the relative rotations of Spain and Europe. *Tectonophysics*. **81**: T15-23.
- Robertson, D.J., France, D.E. (1994). Discrimination of remanence-carrying minerals in mixtures, using isothermal remanent magnetization acquisition curves. *Phys. Earth Planet. Inter.* **82(3–4)**: 223–234. doi:10.1016/0031-9201(94)90074-4.
- Rosenbaum, G., Lister, G.S., Duboz, C. (2002). Relative motions of Africa, Iberia and Europe during Alpine orogeny. *Tectonophysics*. **359(1–2)**: 117–129. doi:10.1016/S0040-1951(02)00442-0.
- Schwarz, E. J. (1963). A paleomagnetic investigation of Permo-Triassic red beds and andesites from the Spanish Pyrenees. *Journal of Geophysical Research*. **68**: 3265-3271.
- Scotese, C.R. (1991). Jurassic and cretaceous plate tectonic reconstructions. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. **87(1-4)**:493-501. [https://doi.org/10.1016/0031-0182\(91\)90145-H](https://doi.org/10.1016/0031-0182(91)90145-H).
- Scotese, C.R., Gahagan, L.M., e Larson, R. L. (1988). Plate tectonic reconstructions of the Cretaceous and Cenozoic ocean basins. *Tectonophysics*. **155(1-4)**: 27-48.

- Sibuet, J.C., Srivastava, S.P., Spakman, W. (2004). Pyrenean orogeny and plate kinematics. *Journal of Geophysical Research*. **109**: B08104. <https://doi.org/10.1029/2003JB002514>.
- Sibuet, J.C., Srivastava, S., Manatschal, G. (2007). Exhumed mantle-forming transitional crust in the Newfoundland-Iberia rift and associated magnetic anomalies. *J. Geophys. Res.* **112**: B06105. doi:10.1029/2005JB003856.
- Soto, R., Villalain, J.J., e Casas-Sainz, A.M. (2008). Remagnetizations as a tool to analyze the tectonic history of inverted sedimentary basins: A case study from the Basque-Cantabrian basin (north Spain). *Tectonics*. **27(1)**: TC1017. <https://doi.org/10.1029/2007TC002208>.
- Srivastava, S.P., Roest, W.R., Kovacs, L.C., Oakey, G., Levesque, S., Verhoef, J., Macnab, R. (1990a). Motion of Iberia since the late Jurassic: Results from detailed aeromagnetic measurements in the New-foundland basin. *Tectonophysics*. **184(3-4)**: 229-260. doi:10.1016/0040-1951(90)90442-B.
- Srivastava, S.P., Schouten, H., Roest, W.R., Klitgord, K.D., Kovacs, L.C., Verhoef, J., Macnab, R. (1990b), Iberian Plate kinematics: A jumping plate boundary between Eurasia and Africa. *Nature*. **344(6268)**: 756-759. doi:10.1038/344756a0.
- 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 Planet. Sci. Lett.* **182(1)**: 61-76. doi:10.1016/S0012-821X(00)00231-4.
- Stampfli, G.M., von Raumer, J.F., Borel, G.D. (2002). Paleozoic evolution of pre-Variscan terranes: from Gondwana to the Variscan collision. *Special Papers - Geological Society of America*. 263-280.
- Storetvedt, K.M., Mitchell, J.G., Abranches, M.C., e Oftedahl, S. (1990). A new kinematic model for Iberia: Further paleomagnetic and isotopic age evidence. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*. **62(1-2)**: 109-125. [http://doi:10.1016/0031-9201\(90\)90196-5](http://doi:10.1016/0031-9201(90)90196-5).
- Storetvedt, K.M., Mogstad, H., Abranches, M.C., Mitchell, J.G., e Serralheiro, A. (1987). Paleomagnetism and isotopic age data from upper Cretaceous igneous rocks of W Portugal: Geological correlation and plate tectonic aspects. *Geophysical Journal International*. **88(1)**: 241-263. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.1987.tb01378.x>.
- Tarling, D.H., e Hrouda, F. (1993). *The Magnetic Anisotropy of Rocks*. 1ª Edição. St. Edmundsbury Press Ltd. Reino Unido. ISBN 0-412-49880-4.
- Tauxe, L. e Kent, D. V. (2004). A simplified statistical model for the geomagnetic field and the detection of shallow bias in paleomagnetic inclinations: Was the ancient magnetic field dipolar? *Timescales of the Paleomagnetic field*. **145**: 101-115. <https://doi.org/10.1029/145GM08>.
- Tauxe, L., Banerjee, S.K., Butler, R.F., van der Voo, R (2018). *Essentials of Paleomagnetism*. 5ª Edição digital.
- Tauxe, L., Banerjee, S.K., Butler, R. e van der Voo, R. (2014). *Essentials of Paleomagnetism*. 3ª Edição. University of California Press. Oakland.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Tauxe, L., Gee, J.S., e Staudigel, H. (1998). Flow directions in dikes from anisotropy of magnetic susceptibility data: The bootstrap way. *Journal of Geophysical Research-Solid Earth*. **103(B8)**: 17775-17790. <https://doi.org/10.1029/98JB01077>.
- Tauxe, L., Kodama, K.P., Kent, D.V. (2008). Testing corrections for palaeo-magnetic inclination error in sedimentary rocks: a comparative approach. *Phys. Earth Planet. Inter.* **169(1-4)**: 152–165.
- Torsvik, T.H., Cocks, L.R.M. (2016). *Earth History and Palaeogeography*. 1ª Edição. Cambridge University Press. ISBN 9781316225523.
- Torsvik, T.H., Cocks, L.R.M. (2017). *Earth History and Palaeogeography*. Cambridge University Press, 317 pp.
- Torsvik, T.H., van der Voo, R., Preeden, U., Mac Niocaill, C., Steinberger, B., Doubrovine, P.V., van Hinsbergen, D.J.J., Domeier, M., Gaina, C., Tohver, E., Meert, J.G., McCausland, P.J.A., e Cocks, L.R.M. (2012). Phanerozoic polar wander, palaeogeography and dynamics. *Earth-Science Reviews*. **114(3-4)**: 325-368. <http://doi:10.1016/j.earscirev.2012.06.007>.
- Tucholke, B.E., Sawyer, D.S., Sibuet, J.C. (2007). Breakup of the Newfoundland-Iberia rift. *Geol. Soc. Spec. Publ.* **282**: 9–46.
- Vaes, B., Li, S., Langereis, C.G., e van Hinsbergen, D.J.J. (2021). Reliability of palaeomagnetic poles from sedimentary rocks. *Geophysical Journal International*. **225**: 1281-1303. <http://doi:10.1093/gji/ggab016>.
- Van der Lingen, G.J. (1960). Geology of the Spanish Pyrenees, north of Canfranc, Huesca Province. *Estúd. Geol. Inst. Invest. Geol. Lucas Mallada, Madrid*. **16**: 205-242.
- Van der Voo, R. (1969). Paleomagnetic evidence for the rotation of the Iberian Peninsula. *Tectonophysics*. **7(1)**: 5-56. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(69\)90063-8](https://doi.org/10.1016/0040-1951(69)90063-8).
- Van der Voo, R. (1990). The reliability of paleomagnetic data. *Tectonophysics*. **184**: 1-9. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(90\)90116-P](https://doi.org/10.1016/0040-1951(90)90116-P).
- Van der Voo, R. e Zijdeveld, J. (1971). Renewed paleomagnetic study of the Lisbon volcanics and implications for the rotation of the Iberian Peninsula. *Journal of Geophysical Research*. **76(17)**: 3913-3921. <https://doi.org/10.1029/JB076i017p03913>.
- Van der Voo, R., Boessenkool, A. (1973). A Permian paleomagnetic result from the western Pyrenees delineating the plate boundary between the Iberian Peninsula and stable Europe. *Journal of Geophysical Research*. **78**: 5118-5127.
- Van der Voo, Rob (2004). *Paleomagnetism of the Atlantic, Tethys and Iapetus Oceans*. 1ª Edição. Cambridge University Press. Cambridge.
- van Hinsbergen, D.J.J., Spakman, W., Vissers, R.L.M., Van der Meer, D.G. (2017). Comment on “Assessing discrepancies between previous plate kinematic models of Mesozoic Iberia and their constraints” by Barnett-Moore et al. *Tectonics*. **36**. <https://doi.org/10.1002/2016TC004418>.

- Verati, C., Rapaille, C., Feraud, G., Marzoli, A., Bertrand, H., Youbi, N. (2007). (40)Ar/(39)Ar ages and duration of the central Atlantic magmatic province volcanism in Morocco and Portugal and its relation to the Triassic-Jurassic boundary. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* **244(1-4)**: 308–325. doi:10.1016/j.palaeo.2006.06.033.
- Villalain, J.J., Fernandez-Gonzalez, G., Casas, A.M., e Gil-Imaz, A. (2003). Evidence of a Cretaceous remagnetization in the Cameros Basin (North Spain): implications for basin geometry. *Tectonophysics.* **377(1-2)**: 101-117.
- Vissers, R.L.M., e Meijer, P.Th. (2012b). Iberian plate kinematics and Alpine collision in the Pyrenees. *Earth Science Reviews.* **114(1-2)**: 61–83.
- Vissers, R.L.M., Meijer, P.Th. (2012a). Mesozoic rotation of Iberia: subduction in the Pyrenees? *Earth Science Reviews.* **110**: 93–110.
- Vissers, R.L.M., van Hinsbergen, D.J.J., van der Meer, D.G., e Spakman, W. (2016). Cretaceous slab break-off in the Pyrenees: Iberian plate kinematics in paleomagnetic and mantle reference frames. *Gondwana Research.* **34**: 49-59. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2016.03.006>.
- Wegener, A. (1912). Die entstehung der kontinente. *Geologische Rundschau.* **3(4)**: 276-292.
- Williams, C. A. (1975). Sea-floor spreading in the Bay of Biscay and its relationship to the North Atlantic. *Earth Planet. Sci. Lett.* **24**: 440-456.
- Young, A., Flament, N., Maloney, K., Williams, S., Matthews, K., Zahirovic, S., Muller, R.D. (2019). Global kinematics of tectonic plates and subduction zones since the late Paleozoic Era. *Geoscience Frontiers.* **10(3)**: 989-1013. <https://doi.org/10.1016/j.gsf.2018.05.011>.

