

**MagIber**  
Magnetismo Iber  
da Iberia



**dct.uc**  
DEPARTAMENTO DE CIÉNCIAS DA TERRA

FACULDADE DE CIÉNCIAS E TECNOLOGIA  
UNIVERSIDADE DE COIMBRA

# Magiber XI

**Condeixa-a-Nova**

**4-7 de setembro de 2019**







*Edita: Universidade de Coimbra. Faculdade de Ciências e Tecnologia. Departamento de Ciências da Terra*

*Lista de ISBNs: 978-989-98914-7-0; [Título: Magiber XI - Livro de Resumos]; [Autor: Vários]; [Co-autor(es): ]; [Suporte: Impresso]; [Formato: Brochado] [Editores: Font, E.; Oliva-Urcia, B.; Beamud, B.; Pueyo, E.L.; Lopes, F.C.]*





## Índice

### MAGIBER XI-Livro de resumos:

<b>Prefácio/Prefacio</b>	<b>9/10</b>
<b>Comitês Organizadores e Científicos/Comités Organizador y Científico</b>	<b>11</b>
<b>Programa científico</b>	<b>12</b>
<b>Condeixa-a-Nova, Coimbra, Portugal</b>	<b>19</b>
<b>Trabalhos/Trabajos</b>	<b>23</b>
<i>Beamud, E.; Gómez-PaccardM.; Valero,L.; Maestre,E.; Martínez-Rodríguez, P.; Bergadà, M. M.; Edo, M.. New archaeomagnetic directions from neolithic anthropogenic burnt sediments of the Can Sadurní cave (Northeastern Spain)</i>	<b>23</b>
<i>Bonilla-Alba, R;- Gómez-Paccard, M.; Beamud, E.; Martínez Ferreras, V.; Gurt Esparraguera, J.M.; Ariño Gil, E.; Osete, M. L. Fast geomagnetic field intensity variation between 600 BC and 250 AC. New archeointensity data from Uzbekistan</i>	<b>26</b>
<i>Bradák, B.; Carrancho, A.; Herrejón, A.; Villalain J.J., Mallol, C.; Tostevi, G.; Monnier, G. F. The formation, alteration and significance of pyrogenic magnetic fabric in mid-paleolithic burnt cave facies</i>	<b>30</b>
<i>Calvo Rathert, M.; Carrancho A.; Morales, J.; Caccavari Garza, A.; Vegas N.; Gogichaishvili, A.; Determinación multimétodo de la paleointensidad registrada en una secuencia volcánica pliocena de la isla de São Vicente (Cabo Verde)</i>	<b>31</b>
<i>Campuzano, S. A.; Pavón-Carrasco, J.; De Santis, A.; Marchetti, D.; Qamili, E. El estudio del campo magnético terrestre durante la era espacial: Swarm, CSES y perspectivas futuras</i>	<b>35</b>
<i>Carmona, J.; Rivero-Montero, M.; Molina-Cardín, A.; Bonilla-Alba, R.; Palencia-Ortas, A.; Campuzano, S. A.; Gómez-Paccard, M.; Osete, M. L.; Pavón-Carrasco, F. J.; Martín-Hernández, F.; del Río, J.; Beamud, E.; Valero, L.. Nuevos datos arqueomagnéticos para la segunda mitad del primer milenio a.C.: hacia una mejor definición de la curva de variación paleosecular de Iberia</i>	<b>39</b>

<i>Carranco, A.; Francés-Negro, M.; García-Redondo, N.; Herrejón-Lagunilla, A.; Comportamiento magnético en diferentes tipos de materiales arqueológicos quemados y reproducciones experimentales</i>	<b>41</b>
<i>Cruz, C.; Sant’Ovaia, H.; Lourenço, M.; Almeida, F.; Noronha, F. Integração de dados de anisotropia da suscetibilidade magnética e de gravimetria para determinação da geometria e modelo de instalação do Plutão de Lamas de Olo</i>	<b>45</b>
<i>Durán Oreja, M.; Martínez Catalán, J. R.; Ayarza, P.; Álvarez Lobato, F.; Villalaín, J.J. Anomalías magnéticas relacionadas con la tectónica extensional: la Ventana Tectónica de Xistral en el Domo de Lugo</i>	<b>49</b>
<i>Font, E.; Dias, A.; Dinis, R.; Cunha, G.; Duarte, D.; Alexandre, M. B.; Figuereido, B.; Nascimento, D.; Neres, M. A new Cretaceous paleomagnetic pole for Iberia</i>	<b>53</b>
<i>Font, E.; Adatte, T.; Rostami, M. A.; Ribeiro, J.; LeHir, G.; Razmjooei, M. J.; Thibault, N.; Nédélec, A.; Fluteau, F.; Frontalini, F.; Leckie, M. Unraveling Deccan-induced environmental acidification by using rock magnetism: example of the Galanderud section, Iran</i>	<b>55</b>
<i>García-Lasanta, C.; Housen, B.; Fillman, T. Tectonic magnetic fabrics in Cretaceous sedimentary rocks from the McCartney Mountain Salient (SW Montana): preliminary results</i>	<b>58</b>
<i>García-Redondo, N.; Calvo-Rathert, M.; Carranco-Alonso, A.; Bustamante-Álvarez, M.. Datación arqueomagnética de un horno romano excavado en el yacimiento arqueológico de Casa del Mitreo (Mérida, Extremadura España)</i>	<b>62</b>
<i>Gomes, P.; Valente, T.; Font, E. Avaliação das propriedades magnéticas dos sedimentos de um sistema fluvial afetado por contaminação de origem mineira</i>	<b>65</b>
<i>Gonçalves, Ana<sup>1*</sup>; Sant’Ovaia, Helena<sup>1</sup>; Noronha, Fernando. Estudo do fabric magnético e a definição da estruturação e modo de instalação do Plutão Esmolfe-Matança (Fornos de Algôndres, Norte de Portugal): resultados preliminares</i>	<b>69</b>
<i>González-López, A.; Campuzano, S. A.; Molina-Cardín, A.; Pavón-Carrasco, F. J.; Osete, M. L.. Decaimiento e impulsos del campo magnético terrestre y su relación con transiciones de polaridad futuras</i>	<b>73</b>
<i>Gracia-Puzo, F.; Osácar Soriano, M. C.; Casas Sainz, A. M.; Román Berdiel, T.; Marcén, M.; Pérez-Arantegui, J.; Calvín Ballester, P.. Interacciones roca-aceite y variaciones en las propiedades magnéticas en muestras de la Cuenca Lusitánica</i>	<b>75</b>
<i>Herrejón-Lagunilla, A.; Villalaín, J.J.; Carranco, A.; Mallol, C.; Hernández, C. M.. La preservación del registro arqueomagnético en estructuras de combustión experimentales con 2 y 5 años de antigüedad</i>	<b>79</b>

Izquierdo-Llavall, E.; Menant, A.; Aubourg, C.; Callot, J. P.. <i>El plegamiento pre-orogénico en la Zona Norpirenaica: Evidencias y cuantificación a partir de datos paleomagnéticos y paleotermométricos</i>	83
Loi, F.; Román-Berdiel, T.; Casas-Sainz, A. M.; Pueyo, E. L. <i>Correlación entre propiedades petrofísicas del granito de Marimanha (Pirineo Axial)</i>	87
Molina-Cardín, A.; Dinis, L.; Osete, M. L.. <i>Variaciones del momento dipolar axial del campo geomagnético y asimetría temporal a partir de fluctuaciones brownianas</i>	91
Neres, M.; Brito, P.; Rosa, M.; Terrinha, P.; Noiva, J.; Almeida, E.; Antunes, M.; Pinto, C. A. <i>Combining high resolution marine magnetic and seismic reflection data</i>	93
Oliva-Urcia, B.; López-Martínez, J.; Maestro, A.; Gil-Imaz, A. <i>Magnetic fabric in two volcanic edifices in the Bransfield Basin, at ca. 62° latitude South</i>	97
Oliva-Urcia, B.; Calvín-Ballester, P.; Bartolomé-Úcar, M.; Rodríguez-Pintó, A.; Leunda, M.; Falcón, I. <i>Propiedades magnéticas del depósito detrítico de la Cueva del Granito (Valle de Bujaruelo, Pirineo Central)</i>	99
Oliveira, A.; Sant’Ovaia, H.; Martins, H.C.B. <i>Anisotropia de Suscetibilidade Magnética do pórfiro granítico de Loivos (Vila Pouca de Aguiar, norte de Portugal)</i>	102
Pavón-Carrasco, F.J.; Campuzano, S.A.; Rivero-Montero, M.; Gómez-Paccard, M.; Osete, M. L.. <i>SCHA.DIF.4k: an updated regional archeomagnetic model for Europe for the last 4 millennia</i>	106
Pueyo, E.L.; Egli, R.; Camarero, J.J.; Sánchez-Moreno, E.M.; Calvín. P.; Scholger, R.; Mata, M.P.; Beamud, E.; García-Gil, A. <i>Compairead, F. Registro arqueo/geomagnético en árboles afectados por incendios y rayos?</i>	107
Pueyo, E.L.; Egli, R.; Scholger, R.; Dekkers, M.J.; Beamud, B.; Rodríguez-Pintó, A.; Ruiz, V.C.; Calvín. P.; Herrejón, A.; Palencia, A.; Arauzo, A. <i>The magnetic signal of common holders in paleomagnetic and rock-magnetic analysis</i>	110
Ribeiro, P.; Cruz, J.; Pinheiro, F. G.; Pais, M. A.; Neres, M.. <i>Observatórios e estações geomagnéticas de Portugal: entre tradição e modernidade</i>	113
Rivera, P., Pavón-Carrasco, F.J., Osete, M.L. <i>Modelado de variaciones rápidas del campo geomagnético (spikes) en el límite manto núcleo a partir de datos arqueomagnéticos</i>	115
Rivero-Montero, M.; Gómez-Paccard, M.; Kondopoulou, D.; Tema, E.; Aidona, E.; Pavón-Carrasco, F. J.; Del Rio, J.. <i>Geomagnetic field intensity changes during the last 3 millennia in the Central Mediterranean (Greece and Italy)</i>	117

<i>Rodríguez-Pintó, A.; Sánchez-Moreno, E. M.; Pueyo, E.L.; Oliva-Urcia, B.; Barnolas, A. ; Izquierdo-Llavall, E. Límite Luteciense/Bartoniente en la sección de Isuela (revisada), Pirineos suroccidentales</i>	<b>121</b>
<i>Román-Berdiel, T.; Oliva-Urcia, B.; Casas-Sainz, A. M.; Calvín, P.; Pocoví, A.. Apunte de la fábrica magnética al estudio de la evolución cenozoica y mesozoica del sector oriental del Alto Atlas Central</i>	<b>125</b>
<i>Sánchez-Moreno, E. M.; Calvo-Rathert, M.; Goguitchaichvili, A.; Morales-Contreras, J.J.; Pérez-Rodríguez, N.; Vashakidze, G. T.; Lebedev, V. A. Enfoque multimétodo para la obtención de paleointensidades absolutas sobre la secuencia Plio-Pleistocena de Dashbashi, Región volcánica de Djavakheti, Cáucaso Menor-Georgia</i>	<b>128</b>
<i>Sant’Ovaia, H.; Gonçalves, A.; Cruz, C.; Noronha, F.. Fabrics magnéticos em granitos variscos portugueses: marcadores estruturais da instalação</i>	<b>131</b>
<i>Simón Muzás, A. Casas Sainz, A., Estudio magnético en el sector central de la Zona Axial pirenaica</i>	<b>134</b>
<i>Toloza, R.; Olmi, H.; Sepúlveda, N. Paleo-arqueo magnetismo aplicado a la falla San Ramón, Santiago de Chile</i>	<b>138</b>
<i>Villalaín, J. J.; Casas-Sainz, A. M.; Román-Berdie, T.; Calvín, P.; Torres, S.; Falcón, I.; Ruiz-Martínez, V. C.; Oliva-Urcia, B.; Pocoví, A.; Moussaid, B.; Izquierdo, E.; Mochales, T.; Jiménez, A.; Bórgalo, M. F.; Gil-Imaz, A.; Marcén, M.; Sánchez, E. M.; Herrejón, A.; El Ouardi, H.. Estudio paleomagnético de alta resolución en el Alto Atlas Central de Marruecos. Nuevos resultados sobre la remagnetización regional cretácica del Atlas</i>	<b>140</b>
<b>Short course on magnetic hysteresis, FORC, and magnetic unmixing. Ramon Egli (ZAMG-Viena)</b>	<b>147-230</b>
<b>Pictures of the meeting</b>	<b>231-239</b>



## Prefácio Maglber XI:

**Condeixa-a-Nova, Coimbra, Portugal**

**4, 5, 6 e 7 de septiembre de 2019**

Maglber nasceu em 2001 como um fórum de discussão interna entre pesquisadores ligados aos ramos do paleomagnetismo e do magnetismo das rochas na Ibéria. Desde então, tem desenvolvido diversas iniciativas, como a criação da Comissão de Paleomagnetismo, dentro da Sociedade Geológica de Espanha, a criação da lista de distribuição PALEOMAG (RedIRIS), a rede de excelência MAGIBER do plano nacional Espanhol desde 2015, e do grupo de trabalho que coordena as reuniões científicas do MAGIBER a cada dois anos, a fim de dar continuidade a esse intercâmbio científico.

Hoje a rede Maglber é constituída por 10 grupos de pesquisa (compostos por 90 pesquisadores) baseados em diferentes universidades e centros de pesquisa de Espanha. Ao longo dos anos, grupos de pesquisa portugueses têm vindo reforçar a interação com a comunidade Maglber. A nossa motivação continua a ser incentivar a colaboração científica em todos os níveis, mas também colocar ao serviço da sociedade, do setor produtivo e da comunidade científica, nacional e internacional, bases de dados paleomagnéticos, arqueomagnéticos, de anisotropia magnética e de magnetismo de rochas obtidos durante os últimos anos.

A reunião do Maglber XI teve lugar em Condeixa-a-Nova, Coimbra, Portugal, de 4 a 6 de setembro de 2019. O evento foi organizado pelo Departamento de Ciências da Terra (DCT) da Universidade de Coimbra, pela Sociedade Geológica da Espanha (SGE) e pela Sociedade Geológica de Portugal (SGP), bem como pela rede de excelência Magbiber (CGL2017-90632-REDT). A reunião decorreu no Conimbriga Hotel

Maglber nació en 2001 como un foro de discusión interna entre investigadores vinculados a las ramas del paleomagnetismo y magnetismo de rocas en la Península Ibérica. Desde entonces, ha desarrollado varias iniciativas, como la creación de la Comisión de Paleomagnetismo de la Sociedad Geológica de España, la creación de lista de distribución PALEOMAG (RedIRIS), la red de excelencia MAGIBER en el Plan Nacional Español desde 2015 e el grupo de trabajo que coordina las reuniones científicas de MAGIBER cada dos años, con el fin de dar continuidad a este intercambio científico.

Hoy la red de Maglber consta de 10 grupos de investigación (compuesto por 90 investigadores) de diferentes universidades y centros de investigación de España. Con los años, los grupos de investigación portugueses han reforzado la interacción con la comunidad Maglber. Nuestra motivación es promocionar la colaboración científica en todos los niveles, pero también poner al servicio de la sociedad y de la comunidad científica nacional e internacional, bases de datos paleomagnéticas, arqueomagnéticas, de anisotropía magnética y de magnetismo de rocas, obtenidas durante los últimos años.

La reunión Maglber XI, se celebró en Condeixa-a-Nova, Coimbra, Portugal, del 4 al 6 de septiembre de 2019. El evento fue organizado por el Departamento de Ciencias de la Tierra (DCT) de la Universidad de Coimbra, por la Sociedad Geológica de España (SGE) y por la Sociedad Geológica de Portugal (SGP) así como por la red de excelencia Maglber (CGL2017-90632-REDT). La reunión se celebró en la

do Paço, situado no centro da vila de Condeixa-a-Nova.

Foram apresentadas 37 comunicações científicas com mais de 45 participantes, alem de um mini-curso sobre magnetismo das rochas lecionado por Ramon Egli (Zentralanstalt Meteorologie und Geodynamik (Viena, Austria).

Pousada de Condeixa, situada en el centro de la ciudad

Se presentaron 37 comunicaciones científicas con más de 45 participantes, se contó con un Mini-curso de magnetismo de rocas impartido por Ramon Egli (Zentralanstalt Meteorologie und Geodynamik (Viena, Austria).

## **Comitê Organizador/ Comisión Organizadora:**

Prof. Eric Font (DCT-Universidade de Coimbra)  
Profa. Belén Oliva-Urcia (Universidad Autónoma de Madrid)  
Prof. Fernando Pita (DCT- Universidade de Coimbra)  
Dra. Elisabet Beamud (Universidad de Barcelona & ITJA-CSIC)  
Prof. Fernando Carlos Lopes (DCT- Universidade de Coimbra)  
Dr. Emilio L. Pueyo (IGME, Universidad de Zaragoza)

## **Comissão Científica / Comisión Científica**

Prof. Pedro Proença Cunha (DCT, Universidade de Coimbra)  
Dra. Cristina Lasanta (Western Washington University, USA)  
Prof. Alcides Pereira (DCT, Universidade de Coimbra)  
Dra. Dra. Elisa Sánchez Moreno (Universidade de Burgos)  
Dra. Marta Neres (IPMA, Lisboa)  
Dr. Pablo Calvín Ballester (Universidade de Burgos)  
Prof. Mario Moreira (ISEL, IDL, Universidade de Lisboa)  
Prof. Pedro Silva (ISEL, IDL, Universidade de Lisboa)  
Dra. Esther Izquierdo Llavall (TOTAL / UPPA Université de Pau et des Pays de l'Adour)  
Profa. Helena Sant'Ovaia (Universidade do Porto)  
Dr. Luis Valero (Universitat Autònoma de Barcelona-ITJA-CSIC)  
Profa. Alexandra Pais (Observatório magnético de Coimbra, Universidade de Coimbra)  
Dra. Ruth L. Soto (Instituto Geológico y Minero de España)  
Prof. Eric Font (DCT-Universidade de Coimbra)  
Dra. Belén Oliva-Urcia (Universidad Autónoma de Madrid)  
Prof. Fernando Pita (DCT- Universidade de Coimbra)  
Dra. Elisabet Beamud (Universidad de Barcelona)  
Prof. Fernando Carlos Lopes (DCT- Universidade de Coimbra)  
Dr. Emilio Pueyo (IGME, Universidad de Zaragoza)

## Programa: MAGIBER XI:

MAGIBER XI Programa							
Wednesday 04/09/2019		Thursday 05/09/2019		Friday 06/09/2019		Saturday 07/09/2019	
9h00							
9h30							
10h00							
10h30							
11h00							
11h30							
12h00							
12h30							
14h00	Talks						
14h30							
15h00							
15h30							
16h00	Rock Magnetism						
16h30							
17h00							
17h30							
18h00							
18h30	Lousainha (Fluvial beach)						
19h00							
19h30							
20h00							
		Closure dinner at the pousada					
		Bar and nightclub					

## MAGIBER XI

### Programa

Wednesday 04/09/2019		Thursday 05/09/2019		Friday 06/09/2019		Saturday 07/09/2019	
9h00		Ramon Egli (Short course, 2h)		Talks			
9h30					Geomagnetism		
10h00							
10h30							
11h00							
11h30	Check'in						
12h00							
12h30							
14h00			Lunch				
14h30	Talks						
15h00							
15h30							
16h00							
16h30							
17h00							
17h30							
18h00							
18h30	Lousainha (Fluvial beach)						
19h00		Visit to the Poros museum					
19h30			Visit to the Ruins				
20h00				Closure dinner at the pousada			

# MAGIBER XI

## **Lista dos resumos/Lista de resúmenes**

### *Apresentações orais / Presentaciones Orales*

---

Quarta-feira 4 de setembro

---

#### **Interacciones roca-aceite y variaciones en las propiedades magnéticas en muestras de la Cuenca Lusitánica**

*Gracia-Puzo, F., Soriano, O., Cinta, M., Casas Sainz, A., Román Berdiel, T., Marcén, M., Pérez-Arantegui, J., Calvin Ballester, P.*

#### **The formation, alteration and significance of pyrogenic magnetic fabric in mid-paleolithic burnt cave facies**

*Bradak, B., Alonso, A.C., Herrejón-Lagunilla, Á., Villalain, J.J., Mallol, C., Tostevin, G., Monnier, G.F.*

#### **The magnetic signal of common holders in paleomagnetic and rock-magnetic analysis**

*Pueyo, E.L., Egli, R., Scholger, R., Dekkers, M.J., Beamud, B., Rodríguez-Pintó, A., Ruiz, V.C., Calvín. P., Herrejón-Laguilla, Á., Palencia-Ortas, A., Arauzo, A.*

#### **Unraveling Deccan-induced environmental acidification by using rock magnetism: example of the Galanderud section, Iran**

*Font, E., Adatte, A., Rostami, M.A., Ribeiro, J., Le Hir, G., Razmjooei, M.J., Thibault, N., Nédélec, A., Fluteau, F., Frontalini, F., Leckie, M.*

#### **Magnetic fabric in two volcanic edifices in the Bransfield Basin, at ca. 62º latitude South**

*Oliva-Urcia, B., López-Martínez, J., Maestro, A., Gil-Imaz, A.*

#### **Registro arqueo/geomagnético en árboles afectados por incendios y rayos?**

*Pueyo, E.L., Egli, R., Camarero, J.J., Sánchez-Moreno, E.M., Calvín. P., Scholger, R., Mata, M.P., Beamud, E., García-Gil, A., Compaired, F.*

---

Quinta-feira 5 de setembro

---

#### **Fabrics magnéticos em granitos variscos portugueses: marcadores estruturais da instalação**

*Sant’Ovaia, H., Gonçalves, A., Cruz, C., Noronha, F.*

#### **Integração de dados de anisotropia da suscetibilidade magnética e de gravimetria para determinação da geometria e modelo de instalação do Plutão de Lamas de Olo**

*Cruz, C., Sant’Ovaia, H., Lourenço, M., Almeida, F., Noronha, F.*

#### **Anisotropia de Suscetibilidade Magnética do pôrfiro granítico de Loivos (Vila Pouca de Aguiar, norte de Portugal)**

*Oliveira, A., Sant’Ovaia, H., Martins, H.C.B.*

#### **Estudo do fabric magnético e a definição da estruturação e modo de instalação do Plutão Esmolfe-Matança (Fornos de Algôdres, Norte de Portugal): resultados preliminares**

*Gonçalves, A., Sant’Ovaia, H., Noronha, F.*

**Determinación multimétodo de la paleointensidad registrada en una secuencia volcánica pliocena de la isla de São Vicente (Cabo Verde)**

Calvo Rathert, M., Carranco, Á., Morales, J., Caccavari, G.A., Vegas, N., Gogichaishvili, Avto.

**La preservación del registro arqueomagnético en estructuras de combustión experimentales con 2 y 5 años de antigüedad**

Herrejón-Lagunilla, Á., Villalaín, J.J., Carranco, Á., Mallol, C., Hernández, C.M.

**Comportamiento magnético en diferentes tipos de materiales arqueológicos quemados y reproducciones experimentales**

Carranco, Á., Francés-Negro, M., García-Redondo, N., Herrejón-Lagunilla, Á.

**Datación arqueomagnética de un horno romano excavado en el yacimiento arqueológico de Casa del Mitreo (Mérida, Extremadura España)**

García-Redondo, N., Calvo-Rathert, M., Carranco-Alonso, Á., Bustamante-Álvarez, M.

**Nuevos datos arqueomagnéticos para la segunda mitad del primer milenio a.C.: hacia una mejor definición de la curva de variación paleosecular de Iberia**

Carmona, J., Rivero-Montero, M., Molina-Cardín, A., Bonilla-Alba, R., Palencia-Ortas, A., Campuzano, S., Gómez-Paccard, M., Osete, M.L., Pavón-Carrasco, F.J., Martín-Hernández, F., del Río, J., Beamud, E., Valero, L.

---

Sexta-feira 6 de setembro

---

**Geomagnetic field intensity changes during the last 3 millennia in the Central Mediterranean (Greece and Italy)**

Rivero-Montero, M., Gómez-Paccard, M., Kondopoulou, D., Tema, E., Aidona, E., Pavón-Carrasco, F.J., Del Rio, J.

**El estudio del campo magnético terrestre durante la era espacial: Swarm, CSES y perspectivas futuras**

Campuzano, S., Pavón-Carrasco, F.J., De Santis, A., Marchetti, D., Qamili, E.

**Decaimiento e impulsos del campo magnético terrestre y su relación con transiciones de polaridad futuras**

González-López, A., Campuzano, S., Molina-Cardín, A., Pavón-Carrasco, F.J., Osete, M.L.

**Fast geomagnetic field intensity variation between 600 BC and 250 AC. New archeointensity data from Uzbekistan.**

Bonilla-Alba, R., Gómez-Paccard, M., Beamud, E., Martínez Ferreras, V., Gurt Esparraguera, J.M., Ariño Gil, E., Osete, M.L.

**Modelado de variaciones rápidas del campo geomagnético (spikes) en el límite manto núcleo a partir de datos arqueomagnéticos**

Rivera, P., Pavón-Carrasco, F.J., Osete, M.L.

**Variaciones del momento dipolar axial del campo geomagnético y asimetría temporal a partir de fluctuaciones brownianas**

Molina-Cardín, A., Dinis, L., Osete, M.L.

**SCHA.DIF.4k: an updated regional archeomagnetic model for Europe for the last 4 millennia.**

Pavón-Carrasco, J., Campuzano, S.A., Rivero-Montero, M., Gómez-Paccard, M., Osete, M.L.

**Observatórios e estações geomagnéticas de Portugal: entre tradição e modernidade**

Ribeiro, P., Cruz, J., Pinheiro, F.G., Pais, M.A., Neres, M.

**Estudio magnético en el sector central de la Zona Axial pirenaica**

*Simón Muzás, A., Casas Sainz, A.*

**Estudio paleomagnético de alta resolución en el Alto Atlas Central de Marruecos. Nuevos resultados sobre la remagnetización regional cretácica del Atlas.**

*Villalaín, J.J., Casas-Sainz, A.M., Román-Berdiel, T., Calvín, P., Torres, S., Falcón, I., Ruiz-Martínez, V.C., Oliva-Urcia, B., Pocoví, A., Bennacer, M., Izquierdo, E., Mochales, T., Jiménez, Á., Bógal, M.F., Gil-Imaz, A., Marcén, M., Sánchez, E.M., Herrejón-Lagunilla, A., El Ouardi, H.*

**El plegamiento pre-orogénico en la Zona Norpirenaica: Evidencias y cuantificación a partir de datos paleomagnéticos y paleotermométricos**

*Izquierdo-Llavall, E., Menant, A., Aubourg, C., Callot, J.P.*

**Tectonic magnetic fabrics in Cretaceous sedimentary rocks from the McCartney Mountain Salient (SW Montana): preliminary results**

*García-Lasanta, C., Housen, B., Fillman, T.*

**Anomalías magnéticas relacionadas con la tectónica extensional: la Ventana Tectónica de Xistral en el Domo de Lugo.**

*Durán Oreja, M., Martínez Catalán, J.R., Ayarza, P., Álvarez Lobato, F., Villalaín, J.J.*

**Aporte de la fábrica magnética al estudio de la evolución cenozoica y mesozoica del sector oriental del Alto Atlas Central**

*Román-Berdiel, T., Oliva-Urcia, B., Casas-Sainz, A.M., Calvín, P., Pocoví, A., Gil-Imaz, A., Marcén, M., Villalaín, J.J., Torres, S., Jiménez, Á., Izquierdo-Llavall, E., Mochales, T., Bennacer, M., El Ouardi, H., Ruiz-Martínez, V.C., Bogalo, M.F.*

## Posters

- **A new Cretaceous paleomagnetic pole for Iberia**  
Font, E., Dias, A., Dinis, R., Cunha, G., Duarte, D., Alexandre, M.B., Figueiredo, B., Nascimento, D., Neres, M.
- **Combining high resolution marine magnetic and seismic reflection data**  
Neres, M., Brito, P., Rosa, M., Terrinha, P., Noiva, J., Almeida, E., Antunes, M., Pinto, C.A.
- **Correlación entre propiedades petrofísicas del granito de Marimanha (Pirineo Axial)**  
Loi, F., Román-Berdiel, T., Casas-Sainz, A.M., Pueyo, E.
- **Enfoque multimétodo para la obtención de paleointensidades absolutas sobre la secuencia plio-pleistocena de Dashbashi, Región volcánica de Djavakheti, Cáucaso Menor-Georgia**  
Sánchez-Moreno, E.M., Calvo-Rathert, M., Goguitchaichvili, A., Morales-Contreras, J.J., Pérez-Rodríguez, N., Vashakidze, G.T., Lebedev, V.A.
- **Límite Luteciense/Bartonicense en la sección de Isuela (revisada), Pirineos suroccidentales.**  
Rodríguez-Pintó, A., Sánchez-Moreno, E.M., Pueyo, E., Oliva-Urcia, B., Barnolas, A., Izquierdo-Llavall, E.
- **Paleo-arqueo magnetismo aplicado a la falla San Ramón, Santiago de Chile**  
Navarrete, N., Olmi, H., Toloza, R.
- **Propriedades magnéticas de sedimentos acumulados em barragens mineiras**  
Gomes, P., Valente, T., Font, E.
- **Propiedades magnéticas del depósito detrítico de la Cueva del Granito (Valle de Bujaruelo, Pirineo Central)**  
Oliva-Urcia, B., Calvín-Ballester, P., Bartolomé-Úcar, M., Rodríguez-Pintó, A., Leunda, M.

## Condeixa-a-Nova, Coimbra, Portugal

El municipio de Condeixa-a-Nova se encuentra en la parte central de Portugal Continental, a sólo 10 minutos en coche del centro de la ciudad de Coimbra. Es una zona donde se puede encontrar tranquilidad y redescubrir la historia de Portugal en importantes restos arqueológicos como las ruinas romanas de Conímbriga. Condeixa-a-Nova es la tierra del conocido médico y escritor (y pintor) Fernando Namora, que la apodó "villa tranquila, adormecida". Las ruinas de Conímbriga, el Museo de PO.RO.S y el Castellum Alcabideque, son sitios que permiten reconstruir una parte de la historia y de lo que fue el Imperio Romano.

La reunión MAGIBER XI realizó una visita a las ruinas de Conímbriga y el Museo de PO.RO.S. Las ruinas de Conímbriga, que el municipio pretende declarar como Patrimonio de la Humanidad, están descritas como algunas de las más bellas del mundo. Clasificado como monumento nacional, Conímbriga es uno de los asentamientos romanos más grandes de Portugal, y es el más estudiado en el país, a pesar de que sólo se ha descubierto una sexta parte de su extensión.



También se visitó el PO.RO.S- Museo Portugal romano de Sicó es un viaje a la presencia romana en las tierras de Sicó, que da a conocer el encuentro de culturas que moldearon la historia del territorio. Más información sobre las ruinas y el Museo:

[Ruinas de Conimbriga](#)

[Museu PO.RO.S](#)

La reunión se realizó en la Pousada de Condeixa, localizada en el centro de la ciudad, ofreciendo todas las comodidades, como sala de conferencias, piscina, sala de fitness, bar y restaurante.

[Pousada de Condeixa](#)



## Como chegar

O encontro será realizado na Pousada Condeixa (agora Hotel do Paço), localizada no centro da Cidade de Condeixa-a-Nova.

**Endereço:** R. Francisco de Lemos, 3150-142 Condeixa-a-Nova

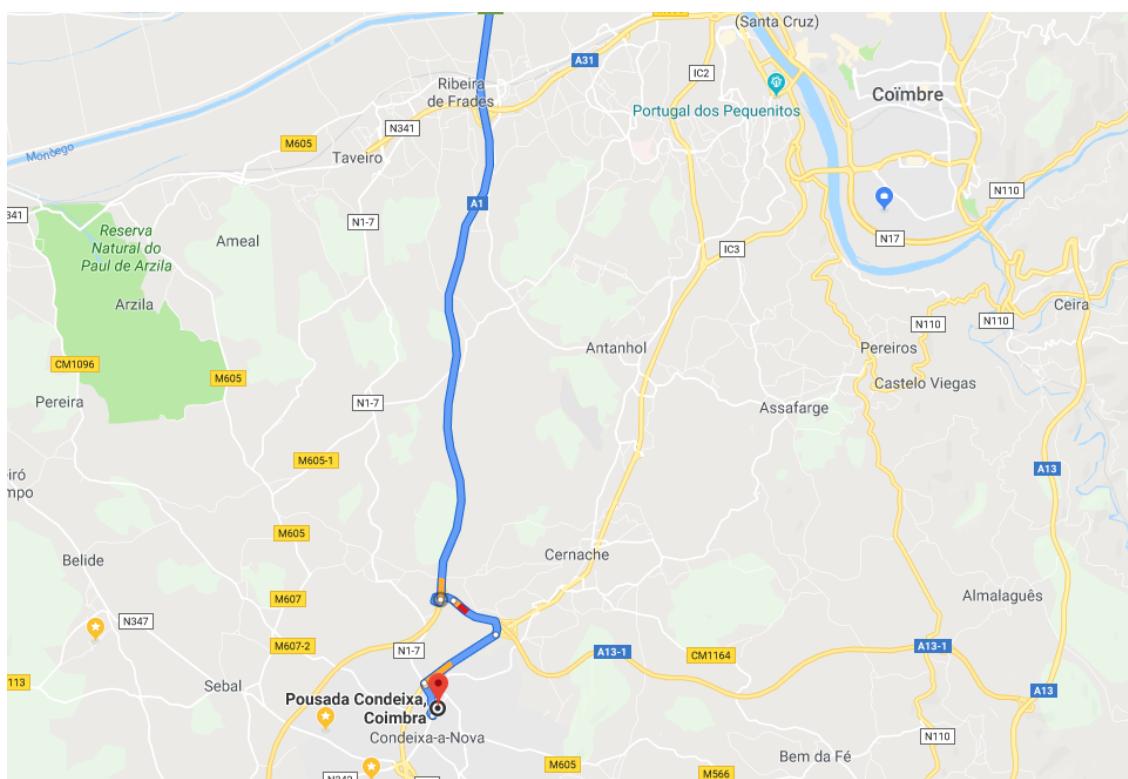
**GPS:** 40.117635°; -8.496883°

### De carro:

- Quem vem do Norte (da A1/IP1/E1), apanhar a saída Condeixa/Tomar/Lousã:

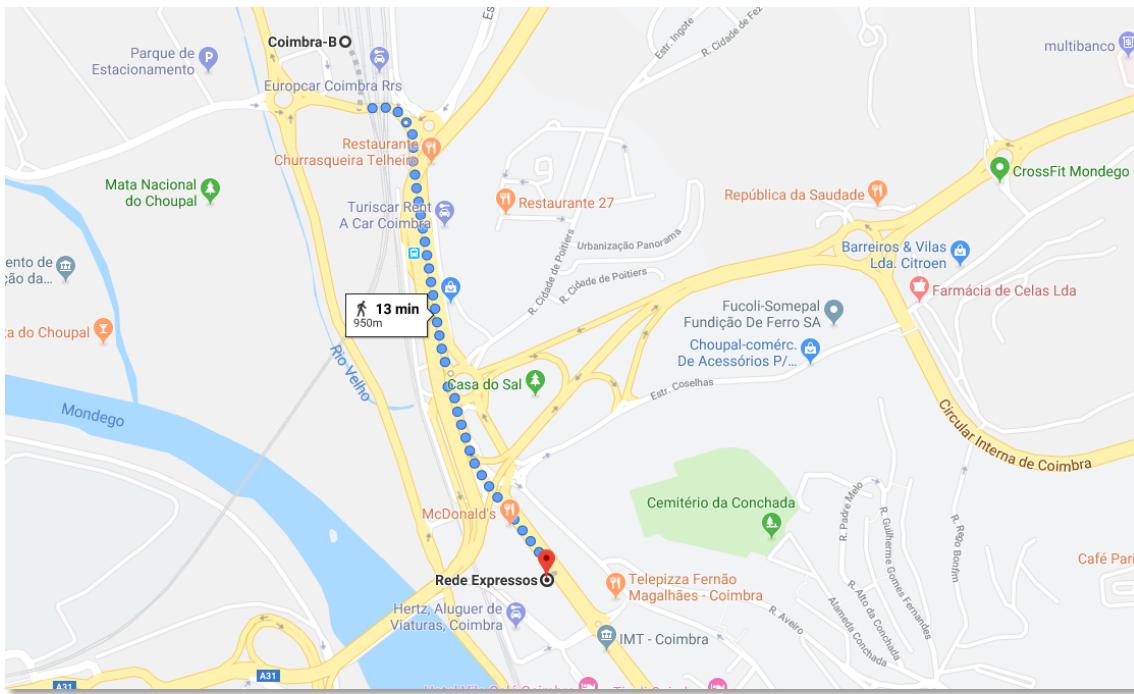


- Depois pegar a saída IC2/IC3/N1 em direção de Lousã/Soure/Condeixa



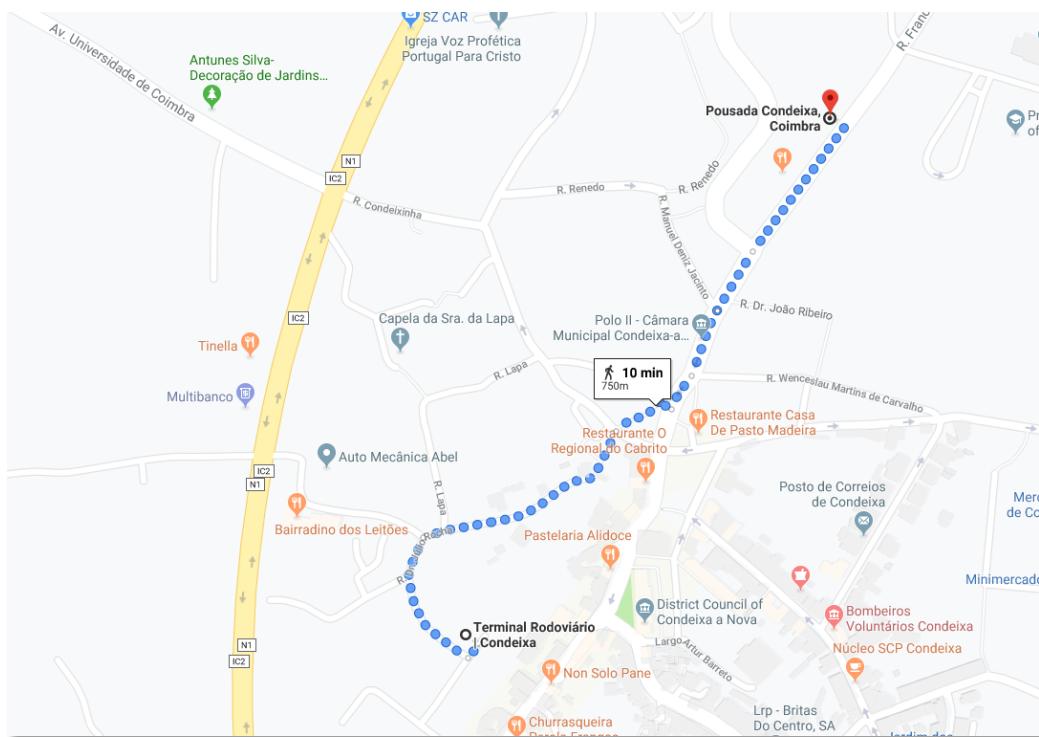
De Train:

- Chegada na estação de comboio (train) em Coimbra B
- Caminhar até a rede expresso de Autocarro da Transdev (13 min a pé), na Av. Fernão de Magalhães 627, 3000-178 Coimbra:



- Apanhar um autocarro de Coimbra até Condeixa-a-Nova (1 a cada 30 min), ultima parada (16). O site da Transdev é: <https://www.transdev.pt/cic/17>

- Caminhar até o Hotel (10 min a pé):



## Trabalhos/Trabajos



## New archaeomagnetic directions from neolithic anthropogenic burnt sediments of the Can Sadurní cave (northeastern Spain)

Beamud, Elisabet<sup>1</sup>; Gómez-Paccard, Miriam<sup>2</sup>; Valero, Luis<sup>1,3</sup>; Maestre, Estefanía<sup>1</sup>; Martínez-Rodríguez, Pablo<sup>4</sup>; Bergadà, M. Mercè<sup>5</sup>; Edo, Manel<sup>4</sup>.

<sup>1</sup> Paleomagnetic Laboratory CCiTUB-ICTJA CSIC

<sup>2</sup> IGEO CSIC-UCM

<sup>3</sup> Departement des Sciences de la Terre, Université de Genève

<sup>4</sup> CIPAG

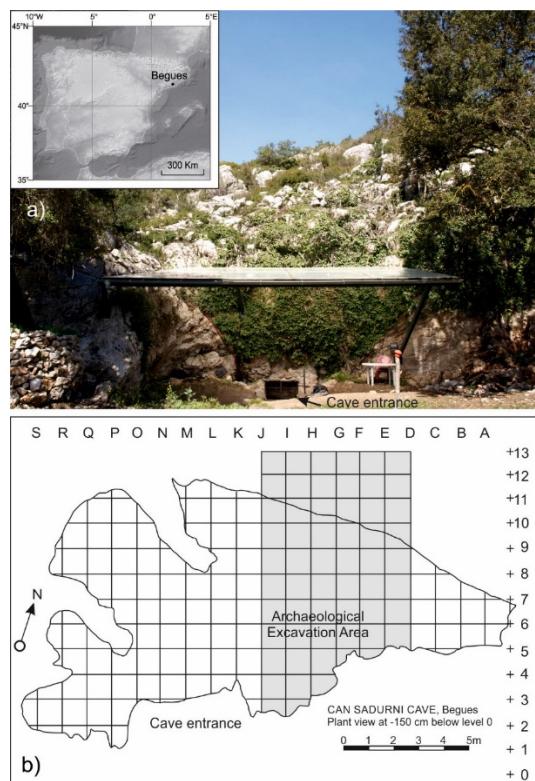
<sup>5</sup> SERP, Universitat de Barcelona

### Abstract

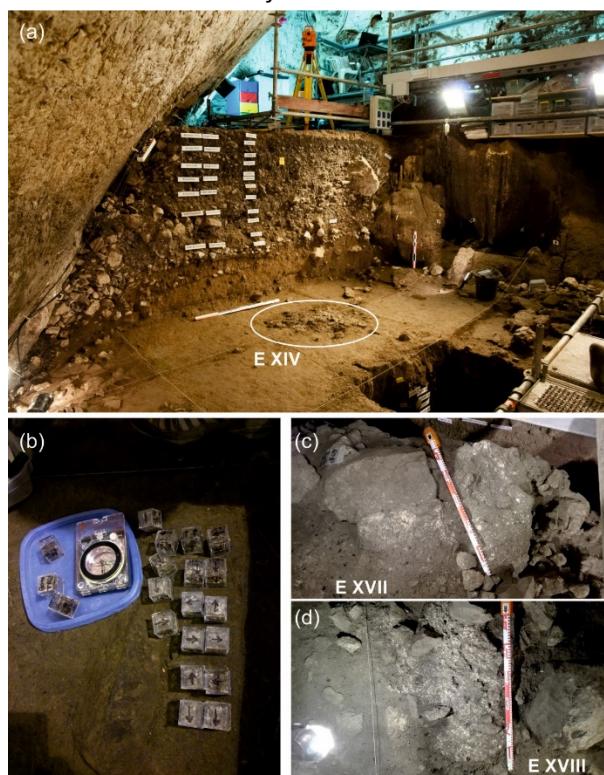
A precise description of the evolution of the past geomagnetic field is important for the development of global and regional models, which can be applied to explain and predict the Earth's magnetic field evolution and also can be used to archaeomagnetic dating. Few archaeomagnetic data before the third millennium BC are available in Europe, mainly due to the scarcity of appropriate archaeological remains for this time period. Recent archeomagnetic studies have demonstrated that burnt anthropogenic cave sediments related to stabliling areas, also called *fumiers* in French archaeological terms, can provide a reliable record of the past geomagnetic field directions (Carranco et al., 2009, 2013). The systematic archeomagnetic study of these materials combined with the available archaeomagnetic directions for this time interval, most of them derived from Eastern Europe, allowed the first European paleosecular variation curve for the Neolithic (Carranco et al., 2013). Despite this improvement, more data, especially for Western Europe, are needed in order to better describe the evolution of the geomagnetic field in the past.

In this contribution we present new archaeomagnetic directions from the study of 9 well-dated *fumiers* from the Can Sadurní Cave, in the Garraf massif, about 30 km south of Barcelona (Figure 1). Twenty-eight different archaeological levels have been identified in the Can Sadurní Cave, ranging from Epipalaeolithic (10840–10410 cal. BCE) to the Late Roman Empire with some chronocultural disruptions (Bergadà et al., 2018). Its 16 Neolithic levels (5500-3000 BC) constitute the most complete Neolithic archeological stratigraphy within the western Mediterranean arc (Edo et al., 2016). During the excavation works, several *fumiers* have been identified (Figure 2). A good chronological control for the *fumiers* is attained from <sup>14</sup>C dating in the overlying and/or underlying stratigraphic levels, making them excellent candidates to contribute with archaeomagnetic directions to the European paleosecular curve for the Neolithic. 11 to 18 samples per *fumier* were obtained by insertion of standard 8cc paleomagnetic plastic boxes on top of the fumier surfaces. Additionally, 10 samples from 5 *fumiers* were obtained by insertion of 8 cc quartz boxes in order to conduct thermal demagnetization. All samples were oriented *in situ* by means of a magnetic compass (Figure 2). Laboratory measurements included measurement of bulk magnetic susceptibility, AF stepwise demagnetization (from 2 up to 80 mT) and stepwise thermal demagnetization of the quartz boxes samples up to 600 °C and measurement of the NRM after each demagnetization step. Q-ratio values, well above 1, point towards a thermoremanent origin of the magnetization in all samples. The characteristic components for each sample were calculated after visual inspection of the demagnetization diagrams and a site mean direction was obtained for each *fumier*. These

directions will be included in the European reference curve for the Neolithic in order to improve the knowledge of the directional variations of the geomagnetic field around 4500 BC.



**Figure 1.-** (a) Location of the Can Sadurní Cave and view of the cave entrance. (b) Plan view of the cave with indication of the excavated area where the *fumiers* were found.



**Figure 2.-** (a) General view of the cave infill and location of *fumier* E XIV. (b) oriented samples inside standard paleomagnetic boxes. (c) General view of *fumier* E XVII and (d) *fumier* E XVIII.

### Acknowledgements

The projects “Les Comunitats Prehistòriques del Massís de Garraf Nord. Fase 2. (CLT009/18/00034)”, “GEOMED (CGL2015-63888-R)” and the network “MAGIBER-II (CGL2017-90632-REDT)” are acknowledged. Some of the authors are members of the consolidated research group 2017SGR596 of the Generalitat de Catalunya and the Geomodels Research Institute.

### References

- Bergadà, M., Cervelló, J.M., Edo, M., Antolín, F., Martínez, P. (2018)** Procesos deposicionales y antrópicos en el registro holoceno de la Cova de Can Sadurní (Begues, Barcelona, España): aportaciones microestratigráficas, *Boletín Geológico y Minero*, 129 (1/2): página 251-284.
- Carrancho, A., Villalaín, J.J., Angelucci, D.E., Dekkers, M., Vallverdú, J., Vergès, J.M. (2009)** Rock-magnetic analyses as a tool to investigate archaeological fired sediments: A case study of mirador cave (Sierra de Atapuerca, Spain). *Geophysical Journal International*, 179 (1): 79-96.
- Carrancho, A., Villalaín, J.J., Pavón-Carrasco, F.J., Osete, M.L., Straus, L.G., Vergès, J.M., Carretero, J.M., Angelucci, D.E., González-Morales, M.R., Arsuaga, J.L., Bermúdez de Castro, J.M., Carbonell, E. (2013)** First directional European palaeosecular variation curve for the Neolithic based on archaeomagnetic data. *Earth and Planetary Science Letters*. 380: 124-137.
- Edo, M., Antolín, F., Martínez, P., Castellana, C., Bardera, R., Saña, M., Bergadà, M., Barrio, M.J., Castillo, T., Fierro, E., Fornell, E. (2016)** Cova de Can Sadurní, la transformació d'un jaciment. L'episodi sepulcral del neolític postcardial. *Tribuna d'Arqueologia* 2013-2014: 81-105.

## Fast geomagnetic field intensity variation between 600 BC and 250 AC.

### New archeointensity data from Uzbekistan

Bonilla-Alba, Raquel<sup>1,2</sup>; Gómez-Paccard, Miriam<sup>2</sup>; Beamud, Elisabet<sup>3</sup>; Martínez Ferreras, Verónica<sup>4</sup>; Gurt Esparraguera, Josep Maria<sup>4</sup>; Ariño Gil, Enrique<sup>5</sup>; Osete, M. Luisa<sup>1,2</sup>

<sup>1</sup> Department of Physics of the Earth and Astrophysics, Complutense University of Madrid (UCM), Avd. Complutense s/n, 28040-Madrid, Spain.

<sup>2</sup> Geosciences Institute IGEO (CSIC-UCM), Spanish National Research Council, c/ del Doctor Severo Ochoa 7, Edificio Entrepabellones 7 y 8, 28040, Madrid, Spain.

<sup>3</sup> Paleomagnetic Laboratory CCiTUB-ICTJA CSIC, Barcelona, Spain

<sup>4</sup> ERAAUB, Department of Ancient History and Archaeology, University of Barcelona, Carrer de Montalegre, 6-8, 08001 Barcelona, Spain

<sup>5</sup> Department of Geography, University of Salamanca, Salamanca, Spain

#### Abstract

The geomagnetic field is a global feature with an important regional character. Its temporal and spatial variation can be observed from direct measurements such as satellites and logbook available since the 17<sup>th</sup> century. In order to know the behaviour of the geomagnetic field further in the past indirect measurements are needed. These indirect measurements (called paleo or archeomagnetic data) are based on the study of the remanent magnetization acquired by the iron oxides present in certain rocks and archaeological materials when heated at high temperatures (Néel, 1955).

Recent archeomagnetic studies provide new evidences for rapid variations of the intensity of the geomagnetic field in the last millennia. In particular, during the first millennium BC, one of the biggest jerks (abrupt changes in geomagnetic field direction associated with a maximum of intensity) (Gallet et al., 2009) of the geomagnetic field took place. This phenomenon has been observed in the Near East (Ben-Yosef et al., 2009; Shaar et al., 2016; Ertepınar et al., 2012; Gallet et al., 2015), Israel and Georgia (Shaar et al., 2017), Germany (Hervé et al., 2017) and Western Europe (Hervé et al., 2013; Molina-Cardín et al. 2018).

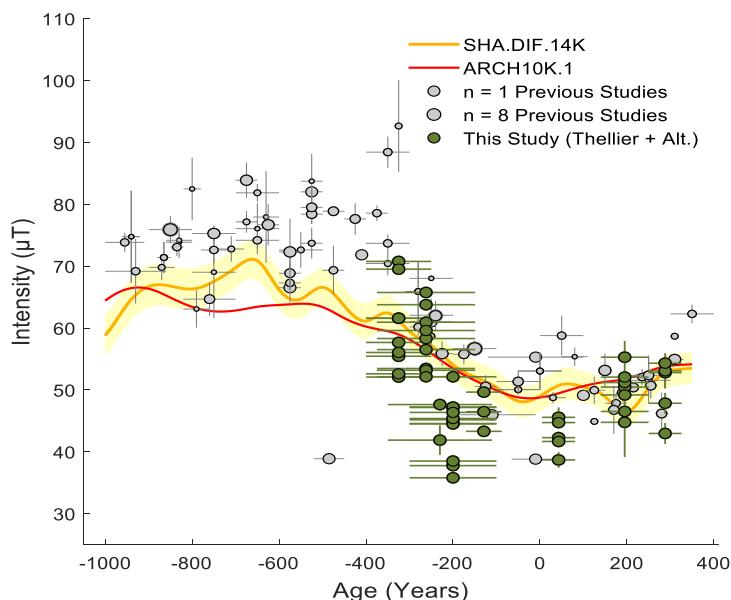
The main purpose of this work is to study the behaviour of the geomagnetic field intensity in Central Asia during this period in order to decipher if this sharp intensity change is also observed in this region. Up to now, and due to the lack of good quality paleointensity data for this vast region and period of time this high intensity anomaly has not been clearly identified.

In order to achieve these objectives an archaeomagnetic study has been conducted over a collection of 68 ceramics coming from three archaeological sites located in south Uzbekistan (Kamyr Tepe, Kuganzol and Termez). The Kurganzol collection has been dated by a variety of archaeological and historical data obtained throughout a range of on-site archaeological campaigns, while ages for the Kamyr Tepe and Termez city ceramics were obtained by <sup>14</sup>C. Thus, the pottery assemblage includes tableware of different ages from Kamyr Tepe recovered in the Citadel (-262 ± 113 BC), in a pottery workshop (-150 ± 50 BC) and in the Lower City (-129 ± 41 BC) (Martínez Ferreras et al., 2016), Greco-Bactrian ceramics from the Kurganzol fortress (-325 ± 75 BC) (Martínez Ferreras et al., 2018) and vessels from Termez found in different stratigraphic units with ages between 350 BC and 350 AD (Martínez Ferreras et al., 2014).

During the first stage of this work, rock magnetism experiments, such as hysteresis loops, have been conducted on 43 samples in order to identify the principal magnetic minerals responsible

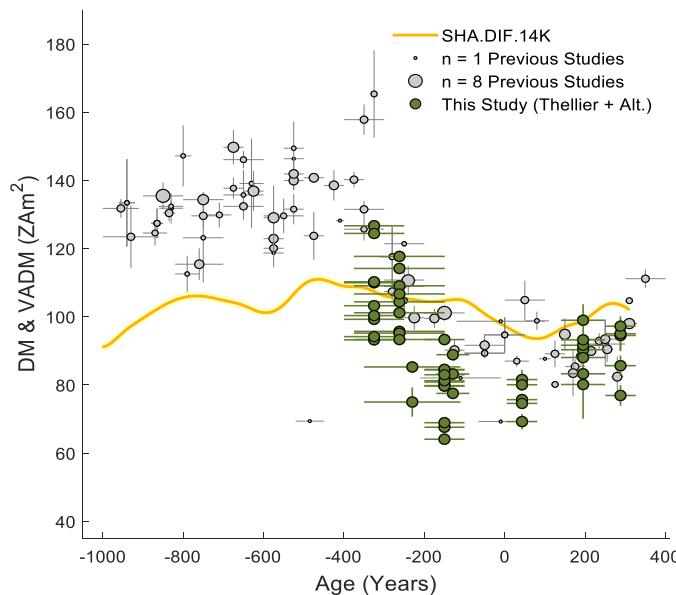
for the remanent magnetization of the samples. The results have allowed us to conclude that magnetite and/or Ti-magnetite are the main magnetic carriers in the studied samples. In a second stage, we have conducted paleointensity experiments on 71 selected specimens, following the methodology proposed by Thellier-Thellier (1959), also including every necessary test as TRM anisotropy, cooling rate corrections and monitoring mineralogical changes. This procedure ensures the reliability of the paleointensity proposed as estimation of past geomagnetic field intensity.

The temporal variation of the intensity in Uzbekistan is represented in Figure 1. The new data obtained in this study are represented as green dots. Grey dots correspond to previous data from the studies of Nchasova and Burakov (1994), Nchasova and Burakov (1997) and Burlatskaya et al. (1995). All the data intensities are relocated to Termez and came from archeological sites around 1000 km of this city. Global geomagnetic field models are represented as yellow for the SHA.DIF.14k model (Pavón-Carrasco et al., 2014) and red for the ARCH.10K model (Constable et al., 2016). It can be noted that intensity is higher during the 4th century BC than in the 2nd century BC. The obtained results, together with prior high-quality results, confirm that Central Asia underwent a steep decrease in intensity between 600 BC and 100 BC.



**Figure 1.-** The temporal variation of the intensity is represented in this figure. Data obtained in this study are represented as green dots, and as grey dots for data from previous studies. Also, global geomagnetic field models (ARCH.10k y SHA.DIF.14k) are represented with red and yellow lines, respectively.

Values from the virtual axial dipolar moment (VADM) have been compared with values for the dipolar moment predicted by several global geomagnetic models in Figure 2. This comparison indicates that values obtained from the VADM are higher than global model estimations, which might indicate the strong influence of non-dipolar sources upon the event that we have studied.



**Figure 2.-** The temporal variation of the intensity is represented in this figure. Data obtained in this study are represented as green dots, and as grey dots for data from previous studies. Also, the global geomagnetic field model SHA.DIF.14k is represented as a yellow line.

### Acknowledgements

This work was supported by two R&D&I projects, CERAC (HAR2016-75133-C3-1-P) led by V. Martínez and J.M. Gurt, and CONCERAC (HAR2016-75133-C3-3-P) led by E. Ariño, all funded by the Spanish Ministry of Science, Innovation and Universities. V. Martínez worked on this paper through the post-doctoral research contract Ramón y Cajal (RYC-2014-15789). M. Gómez-Paccard thanks to RYC-2013-14405. This congress was funded by Red de trabajo y laboratorios MAGIBER-II (CGL2017-90632-REDT).

### References

- Ben-Yosef, E., Tauxe, L., Levy, T. E., Shaar, R., Ron, H., Najjar, M. (2009)** Geomagnetic Intensity Spike Recorded in High Resolution Slag Deposit in Southern Jordan. *Earth and Planetary Science Letters* 287 (3–4): 529–39. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2009.09.001>.
- Burlatskaya, S., Lykov, A. and Chernykh, I. (1995)** Geomagnetic Field Variations in Central Asia for the Last 4000 Years. *Physic Solid Earth* 31: 407–416.
- Constable, C., Korte, M., Panovska, S. (2016)** Persistent High Paleosecular Variation Activity in Southern Hemisphere for at Least 10 000 Years. *Earth and Planetary Science Letters* 453: 78–86. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2016.08.015>.
- Ertepınar, P., Langereis, C.G., Biggin, A.J., Frangipane, M., Matney, T., Ökse, T., Engin, A., (2012)** Archaeomagnetic study of five mounds from Upper Mesopotamia between 2500 and 700 BCE: further evidence for an extremely strong geomagnetic field ca. 3000 years ago. *Earth Planet. Sci. Lett.* 357–358, 84–98
- Gallet, Y., Hulot, G., Chulliat, A., & Genevey, A. (2009)** Geomagnetic field hemispheric asymmetry and archeomagnetic jerks. *Earth and Planetary Science Letters*, 284(1–2), 179–186. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2009.04.028>
- Gallet, Y., Molist, M., Genevey, A., Clop, X., Thébault, E., Gómez, A., Le Goff, M., Robert, B., Nachasova, I. (2015)** New Late Neolithic (c. 7000–5000 BC) archeointensity data from Syria. Reconstructing 9000 years of archeomagnetic field intensity variations in the Middle East. *Phys. Earth Planet. Inter.* 238, 89–103.
- Hervé, G., Chauvin, A., Lanos, P. (2013)** Geomagnetic Field Variations in Western Europe from 1500BC to 200AD. Part

- II: New Intensity Secular Variation Curve. *Physics of the Earth and Planetary Interiors* 218: 51–65. <https://doi.org/10.1016/j.pepi.2013.02.003>.
- Hervé, G., Faßbinder, Gilder, A., Metzner-Nebelsick, C., Geisweid, L., Reuβ. (2017)** Fast Geomagnetic Field Intensity Variations between 1400 and 400 BCE: New Archaeointensity Data from Germany. *Physics of the Earth and Planetary Interiors* 270: 143–56. <https://doi.org/10.1016/j.pepi.2017.07.002>.
- Martínez Ferreras, V., Angourakis, A., Hein, A., Gurt, J.M., Sverchkov, L.M., Sánchez del Corral, A. (2018)** Pottery in Hellenistic tradition from ancient Bactria: The Kurganzol fortress (Uzbekistan, Central Asia). *Journal of Archaeological Science Reports*, 21, 1044-1054. Elsevier. DOI: j.jasrep.2016.11.049.
- Martínez Ferreras, V., Gurt Esparraguera, J.M., Hein, A., Pidaev, S., Rtveladze, E. V., and Bolelov, S.B. (2016)** Tableware in the Hellenistic Tradition from the City of Kampyr Tepe in Ancient Bactria (Uzbekistan). *Archaeometry* 58 (5): 736–64. <https://doi.org/10.1111/arcm.12199>.
- Martínez Ferreras, V., Ariño Gil, E., Gurt Esparraguera, J.M., Pidaev, S.R. (2014)** The enclosure of Tchingiz Tepe (ancient Termez, Uzbekistan) during the Kushan and Kushan-Sassanian periods. Archaeological stratigraphy and 14C dating analyses. *Iranica Antiqua* 49, 413–474. DOI: 10.2143/IA.49.0.3009247
- Molina-Cardín, A., Campuzano, S.A., Osete, M.L., Rivero-Montero, M., Pavón-Carrasco, F.J., Palencia-Ortas, A., Martín-Hernández, F., Gómez-Paccard, M., Chauvin, A., Guerrero-Suárez, S., Pérez-Fuentes, J.C., McIntosh, G., Catanzariti, G., Sastre-Blanco, J.C., Larrazabal, J., Fernández-Martínez, V.M., Álvarez-Sanchís, J., Rodríguez-Hernández, J., Martín-Viso, I., García i Rubert, D. (2018)** Updated Iberian Archaeomagnetic Catalogue: New Full Vector Palaeosecular Variation Curve for the last 3 millennia. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 19, 3637-3656, <https://doi:10.1029/2018GC007781>.
- Nachasova, I., Burakov, K. (1994)** Geomagnetic Field Intensity from the 3rd Century B.C. to the 6th A.D. in Termez (Uzbekistan) *Physic Solid Earth* 34: 409–412.
- Nachasova, I., Burakov, K. (1997)** Intensity of the Geomagnetic Field in Central Asia in 2000 BC–1000 BC. *Physic Solid Earth* 33: 543–548.
- Néel, L. 1955.** Some theoretical aspects of rock magnetism *Adv. Phys* 4: 191-243.
- Pavón-Carrasco, F., Luisa Osete, M., Torta, J.M., De Santis, A.** 2014. SHA.DIF.14k : A New Archaeomagnetic Model for the Holocene Period. *Geophysical Research Abstracts* 16: 3374.
- Shaar, R., Tauxe, L., Goguitchaichvili, A., Devidze, M., Licheli, V. (2017)** Further Evidence of the Levantine Iron Age Geomagnetic Anomaly from Georgian Pottery, 1–8. <https://doi.org/10.1002/2016GL071494>.Received.
- Shaar, R., Tauxe, L., Ron, H., Ebert, Y., Zuckerman, S., Finkelstein, I., Agnon. (2016)** Large Geomagnetic Field Anomalies Revealed in Bronze to Iron Age Archeomagnetic Data from Tel Megiddo and Tel Hazor, Israel. *Earth and Planetary Science Letters* 442: 173–85. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2016.02.038>.
- Thellier, E., Thellier, O. (1959)** Sur l'intensité Du Champ Magnétique Terrestre Dans Le Passé Historique et Géologique. *Annales de Géophysique*

## The formation, alteration and significance of pyrogenic magnetic fabric in mid-paleolithic burnt cave facies

Balázs Bradák<sup>1</sup>, Ángel Carrancho Alonso<sup>1</sup>, Ángela Herrejon Lagunilla<sup>1</sup>, Juan J. Villalain Santamaria<sup>1</sup>, Carolina Mallol<sup>2,3</sup>, Gilbert Tostevin<sup>4</sup> and Gilliane F. Monnier<sup>4</sup>

<sup>1</sup> Paleomagnetic Laboratory, Department of Physics, Burgos University, Spain

<sup>2</sup> UDI de Prehistoria, Arqueología e Historia Antigua, Facultad de Geografía e Historia, Universidad de La Laguna, La Laguna, Spain.

<sup>3</sup> Archaeological Micromorphology and Biomarker Research Lab, University of La Laguna, La 10 Laguna, Spain.

<sup>4</sup> Department of Anthropology, University of Minnesota Twin Cities, United States

### Abstract

Rock magnetic and magnetic fabric study has been elaborated on the anthropogenic ash horizons in Crvena Stijena ('Red Rock Cave', Montenegro) sediment succession. The study has multiple goals including the identification of mineral forming during burning, alteration after the fire, revelation of the magnetic fabric and its significance in the characterization of cave facies. Magnetite has been identified as a main ferromagnetic magnetic component of the ash. In addition, a 'recently unknown' contributor(s) was found by thermomagnetic experiments (Variable Field Translation Balance - VFTB, Mag Instruments UG, Germany). Various type of minerals are the candidates, such as SD magnetite, siderite, goethite and greigite. The forming of all candidates can be described by various processes in cave environment, including burning, post-burning alteration, precipitation from groundwater and so on. But no any theory supported fully by the rock magnetic results.

The magnetic fabric of the ash was characterized by low field anisotropy of magnetic susceptibility measurements (AMS; KLY-4S Kappabridge, AGICO, Czech Republic). The statistical analysis (Whisker's box plot) of the basic anisotropy parameters, such as foliation, lineation, degree of anisotropy and the shape parameter, along with the alignment of the principal susceptibilities on stereoplots, revealed varied characteristics of the ash units. The diverse, oblate to prolate, lineated or strongly foliated, horizontally oriented and inverse fabrics of the units like the magnetic contribution. It may indicate multiple processes (on slope), such as orientation by gravity, solifluction, run off water, quasi-vertical migration of groundwater and post-burning/post-depositional alteration of the fabric by the impact of a rockfall.

### Agradecimientos/Agradecimientos

B. Bradák acknowledges the financial support of project BU235P18 (Junta de Castilla y Leon, Spain) and the European Regional Development Fund (ERD).

## Determinación multimétodo de la paleointensidad registrada en una secuencia volcánica pliocena de la isla de São Vicente (Cabo Verde)

Calvo Rathert, Manuel<sup>1</sup>, Carranco Ángel<sup>2</sup>, Morales Juan<sup>3</sup>, Caccavari Garza, Ana<sup>4</sup>, Vegas Néstor<sup>5</sup> y Gogichaishvili Avto<sup>3</sup>

<sup>1</sup> Departamento de Física, Escuela Politécnica Superior, Universidad de Burgos, Avda. Cantabria s/n, 09006 Burgos, España

<sup>2</sup> Departamento de Historia, Geografía y Comunicación, Universidad de Burgos, C/ Villadiego s/n, 09001 Burgos, España

<sup>3</sup> Laboratorio Interinstitucional de Magnetismo Natural, Instituto de Geofísica, Sede Michoacán UNAM – Campus Morelia, 58990 Morelia, México

<sup>4</sup> Instituto de Geofísica, Universidad Nacional Autónoma de México, Ciudad Universitaria, Delegación Coyoacán, 04150, México D.F., México

<sup>5</sup> Departamento de Geodinámica, Universidad del País Vasco, E-48940 Leioa, Bizkaia, España

### Resumen

Las rocas volcánicas pueden proporcionar un registro fiable y, en términos geológicos, instantáneo del campo magnético terrestre mediante la adquisición de una magnetización termorremanente. Este registro de la magnetización, sin embargo, estará ligado a las erupciones volcánicas y es, por tanto, discontinuo. Sin embargo, este problema se puede mitigar estudiando secuencias de coladas volcánicas.

La distribución geográfica y temporal de los datos disponibles de paleointensidad absoluta es aún muy desigual (Biggin et al., 2010) y, en concreto, muy pocos provienen de África. Sin embargo, un conocimiento menos parcial de las características del campo magnético terrestre es indispensable para una descripción fiable de sus variaciones. El presente trabajo se planteó con el fin de incorporar nuevos datos a la base de datos de paleointensidad absoluta de África y para obtener nuevos datos sobre las variaciones de campo magnético de la tierra. Para ello se tomaron muestras de coladas volcánicas pliocenas en la secuencia de Praia Grande de la isla de São Vicente, en Cabo Verde.

La primera actividad volcánica en São Vicente se remonta a 9 millones de años, cuando comenzó a desarrollarse un edificio submarino basáltico. Durante el Plioceno, se formó un único edificio volcánico en varias etapas de crecimiento (Ancochea et al., 2010). Un gran deslizamiento destruyó el sector nordeste del edificio, generando una depresión que luego fue llenada por coladas nefeliníticas (Ancochea et al., 2010). La actividad volcánica cesó hace aproximadamente 3 a 2 Ma, aunque en la sección este de la isla se puede encontrar evidencia de una actividad volcánica limitada con una edad de 0,3 Ma. En el presente trabajo se tomaron muestras de 11 coladas nefeliníticas pertenecientes a la secuencia de Praia Grande, en el Edificio Superior de São Vicente, de edad pliocena (Ancochea et al., 2010). Se tomaron 8 testigos de cada colada, excepto en la colada superior PRG11, donde solo se pudieron muestrear dos. Los testigos fueron orientados mediante brújula magnética y solar.

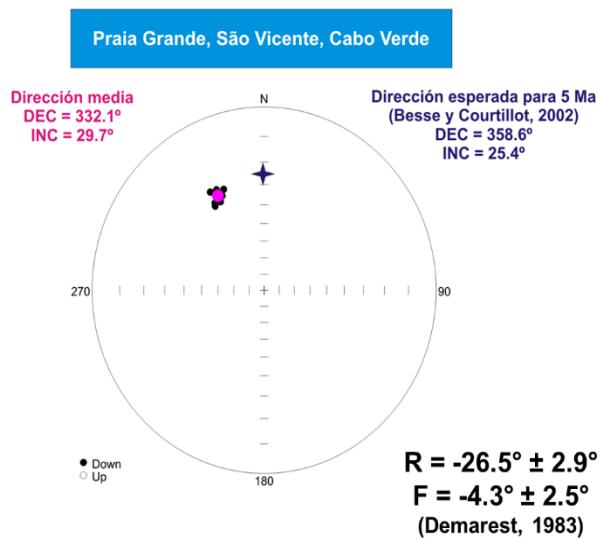
Se llevaron a cabo experimentos de magnetismo de rocas para determinar los minerales portadores de remanencia, obtener información sobre su estabilidad térmica y tamaño de grano y para contar con un criterio adicional para evaluar la idoneidad de las muestras estudiadas para las determinaciones de paleointensidad. En concreto, se llevaron a cabo mediciones de curvas termomagnéticas (magnetización en función de la temperatura) y de curvas de histéresis de

adquisición de magnetización remanente isoterma en una balanza de traslación de campo variable. Todos los experimentos se realizaron en aire sobre muestras pulverizadas.

Se observó un único tipo de curvas termomagnéticas, reversibles y con una sola fase ferromagnética, que se interpretó como titanomagnetita pobre en Ti. Las curvas de adquisición de IRM apuntan a minerales de baja coercitividad como portadores de remanencia. Los parámetros de la curva de histéresis (Day et al., 1977) parecen indicar una prevalencia de granos pseudomonodominio (PSD), que también puede interpretarse en términos de una mezcla de granos monodominio (SD) y multidomino (MD) (Dunlop, 2002), con una tendencia hacia un comportamiento SD.

También se llevaron a cabo análisis con microscopio óptico de luz polarizada y microscopio electrónico de barrido. Se observó que las coladas están formadas por nefelinitas olivínicas de textura holocristalina porfírica, con fenocristales de augita y olivino iddingsitzado. Los principales minerales ferromagnéticos presentes en las coladas estudiadas son la titanomagnetita y la magnetita, que muestran oxi-exsoluciones tipo Trellis y Sandwich (intercrecimientos de ilmenita).

Se llevó a cabo un estudio paleomagnético en el cual se analizaron especímenes de todos los testigos muestreados, empleándose tanto la desmagnetización térmica como la desmagnetización por campos alternos. En 10 de 11 coladas solo se aprecia una única componente paleomagnética, mientras que en una se observa una segunda componente viscosa de mayor importancia. Se pudo aislar una componente característica de polaridad normal en todas las coladas. La comparación de la dirección paleomagnética obtenida con la esperada sugiere una posible rotación antihoraria de 26.5° de la secuencia (fig. 1). Sin embargo, una variación secular no promediada debido a un emplazamiento rápido de la secuencia o un comportamiento anómalo del campo magnético terrestre serían explicaciones alternativas del origen de esta paleodirección aparentemente rotada. De hecho, el análisis de la dispersión virtual de polos geomagnéticos (VGP) con respecto al polo esperado produce una dispersión

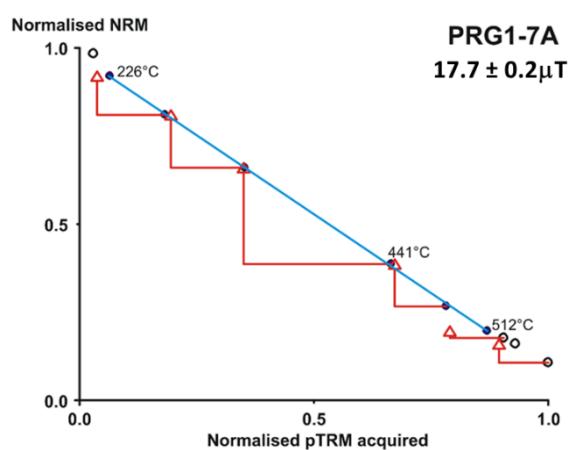


**Figura 1.-** Direcciones paleomagnéticas de las coladas de la secuencia de Praia Grande (círculos negros) y dirección media (círculo magenta). La estrella indica la dirección esperada (Besse y Courtillot, 2002). Se indican también las divergencias de la declinación e inclinación obtenidas y esperadas, con su incertidumbre calculada según Demarest (1983).

mucho mayor para el valor de latitud de São Vicente que la sugerida por los modelos, mientras que el mismo análisis con respecto al VGP promedio no muestra prácticamente dispersión alguna.

En el laboratorio de paleomagnetismo de la Universidad de Burgos se llevaron a cabo determinaciones de paleointensidad con el método de Coe (1967) (Fig. 2). El experimento se

realizó en un horno de paleointensidad ASC TD-48, se aplicó un campo de 40  $\mu\text{T}$  y se emplearon 11 etapas de calentamiento entre temperatura ambiente y 584 °C, incluyéndose además 6 controles de pTRM. Se llevó a cabo en atmósfera de argón para evitar o al menos mitigar la posible oxidación de las muestras. Las muestras se enfriaron naturalmente durante varias horas en el horno. Se analizaron 66 especímenes y se obtuvieron resultados fiables en 32 casos (48.5% de eficacia). Los valores medios por colada muestran una variación entre 14.6 y 30.7  $\mu\text{T}$ , con un valor medio total  $\text{FM} = (21.5 \pm 5.1) \mu\text{T}$ .



**Figura 2.-** Ejemplo de determinación aceptada de la paleointensidad absoluta mediante el método Thellier-Coe

varían entre 15.1 y 20.1  $\mu\text{T}$ , con un valor medio total  $\text{FM} = (17.6 \pm 1.7) \mu\text{T}$ .

Los resultados de determinaciones de la paleointensidad obtenidos mediante diferentes métodos basados en diferentes principios pueden considerarse como un potente criterio para evaluar la fiabilidad y consistencia del resultado obtenido. En este sentido, en el presente trabajo se ha considerado que, para la aceptación de resultados, las muestras deben cumplir al menos una de las siguientes dos condiciones:

- A) Coincidencia en una misma colada de los resultados obtenidos con los métodos Thellier-Coe y multiespécimen
- B) Existencia de al menos 3 resultados Thellier-Coe por colada.

De esta forma se obtiene en la secuencia pliocena de Praia Grande resultados aceptables en nueve coladas, con una paleointensidad media de toda la secuencia  $\text{F}_M = (20.0 \pm 3.9) \mu\text{T}$ . Se trata de un valor claramente inferior al del campo actual ( $\text{F}_A = 33.1 \mu\text{T}$ ). Estos resultados permiten dos interpretaciones. Las direcciones paleomagnéticas y valores de paleointensidad obtenidos pueden sugerir un campo magnético terrestre anómalo, cercano a una inversión de polaridad. De forma alternativa, pueden reflejar un campo magnético terrestre estable con una dirección afectada por una variación secular no promediada o una rotación tectónica, constituyendo el registro de un régimen estable del CMT de baja intensidad.

### Agradecimientos/Agradecimientos

Este trabajo se financió con el proyecto BU235P18 de la Junta de Castilla y León y el Fondo Europeo de Desarrollo Regional (FEDER).

Por otra parte, en el Laboratorio Interinstitucional de Magnetismo Natural de la Universidad Autónoma de México en Morelia se llevaron a cabo experimentos de determinación de la paleointensidad absoluta con el método multiespécimen con correcciones (Dekkers y Böhnke, 2006; Fabian y Leonhardt, 2010) en muestras pertenecientes a las 11 coladas muestreadas. En estas determinaciones los especímenes se calentaron a 475°C y se aplicaron siete valores de campo entre 10 y 70  $\mu\text{T}$  a los diferentes especímenes correspondientes a cada muestra. Se obtuvieron determinaciones fiables en 8 casos. Los valores medios por colada

### Referências / Referencias

- Ancochea, E., Huertas, M.J., Hernán, F., y Brändle, J.L.** (2010). Volcanic evolution of São Vicente, Cape Verde Islands: The Praia Grande landslide. *J. of Volcanol. Geotherm. Res.*, 198, 143-157.
- Besse, J., y Courtillot, V. (2002).** Apparent and true polar wander and the geometry of the geomagnetic field over the last 200 Myr. *J. Geophys. Res.*, 107(B11), 2300, doi:10.1029/2000JB000050.
- Biggin, A. J., McCormack, A., y Roberts, A. (2010).** Paleointensity database updated and upgraded, *Eos Trans. AGU* 91(2), 15, doi:10.1029/2010EO020003.
- Coe, R. (1967).** Paleointensities of the Earth's magnetic field determined from Tertiary and Quaternary rocks, *J. Geophys. Res.*, 72, 3247-3262.
- Day, R., Fuller, M. and Schmidt, V.A., (1977).** Hysteresis properties of titanomagnetites: Grain-size and compositional dependence. *Phys. Earth Planet. Int.*, 13, 260-267
- Dekkers, M.J. and Böhnel, H.N., (2006).** Reliable absolute palaeointensities independent of magnetic domain state. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 284, 508-517.
- Demarest, H. H. (1983).** Error analysis for the determination of tectonic rotation from paleomagnetic data. *J. Geophys. Res.*, 88(B5), 4321–4328, doi:10.1029/JB088iB05p04321.
- Fabian, K. and Leonhardt, R., (2010).** Multi-specimen absolute palaeointensity determination: An optimal protocol including pTRM normalization, domain-state correction and alteration test. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 297, 84-94.

## El estudio del campo magnético terrestre durante la era espacial: *Swarm, CSES y perspectivas futuras*

Campuzano, Saioa A.<sup>1</sup>; Pavón-Carrasco, Javier<sup>2,3</sup>; De Santis, Angelo<sup>1</sup>; Marchetti, Dedalo<sup>4</sup>; Qamili, Enkelejda<sup>5</sup>

<sup>1</sup> Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia, INGV, Roma (Italia)

<sup>2</sup> Facultad de Ciencias Físicas, UCM, Madrid (España)

<sup>3</sup> Instituto de Geociencias, IGEO-UCM, Madrid (España)

<sup>4</sup>School of Remote Sensing and Geomatics Engineering NUIST, Nanjing, China

<sup>5</sup>Sercos S.p.a. Frascati, Roma (Italia)

### Resumen

El estudio del campo magnético en el pasado solo es posible gracias a la capacidad que tienen algunos minerales de adquirir el campo magnético que existía durante el momento de su formación. Los datos así obtenidos presentan muchas veces valores altos de incertidumbre y una distribución heterogénea en espacio y tiempo. Sin embargo, gracias a la llegada de la era espacial y las misiones satelitales, el estudio del campo magnético reciente cuenta con datos de más alta resolución y con una buena cobertura espacial.

En la actualidad hay dos misiones satelitales cuyo principal objetivo es el estudio y monitorización constante del campo magnético terrestre (Figura 1). 1) La misión *Swarm* fue puesta en órbita el 22 de noviembre de 2013 por parte de la Agencia Espacial Europea (ESA). Consta de una constelación de tres satélites (Alpha, Bravo y Charlie) donde Alpha y Charlie orbitan en una órbita más baja que Bravo y perpendicularmente, lo que permite una mayor cobertura temporal y espacial. Además, el hecho de que Alpha y Charlie orbiten paralelamente, separados horizontalmente por unos pocos kilómetros, permite obtener información sobre el gradiente horizontal del campo. 2) La misión más reciente puesta en órbita, CSES (China Seismo-Electromagnetic Satellite), fue lanzada por la Agencia Espacial China (CNSA) el 2 de febrero de 2018 y su principal objetivo es identificar las posibles señales electromagnéticas, ionosféricas y magnetosféricas asociadas con la ocurrencia de terremotos de gran magnitud. Esta misión se realiza en colaboración con la Agenzia Spaziale Italiana (ASI).



**Swarm**

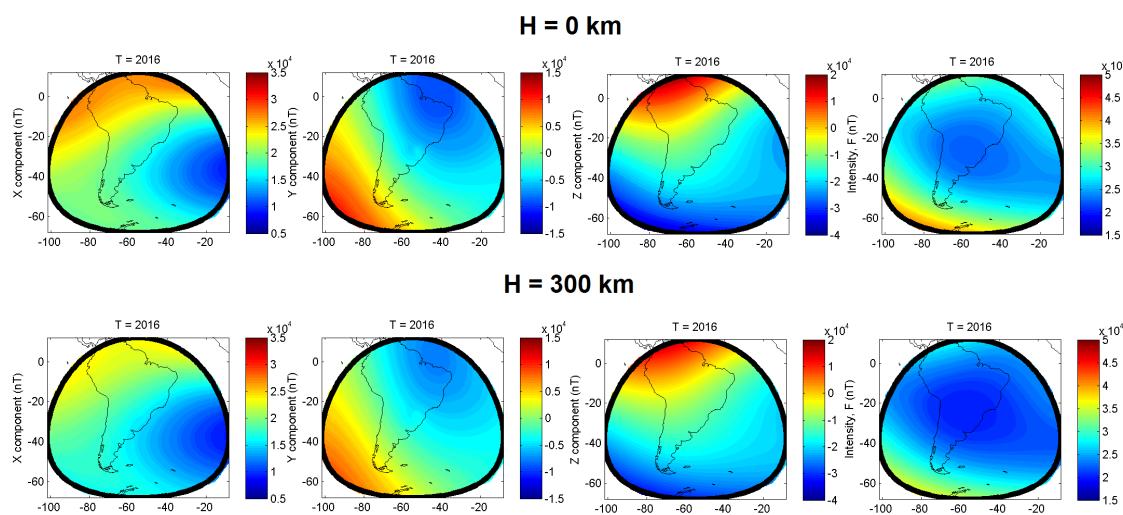


**CSES**

**Figura 1.-** Ilustraciones de los satélites de las más recientes misiones satelitales que cuentan con magnetómetros a bordo: (izquierda) la constelación de satélites *Swarm*; (derecha) el satélite CSES (ver texto para más detalles).

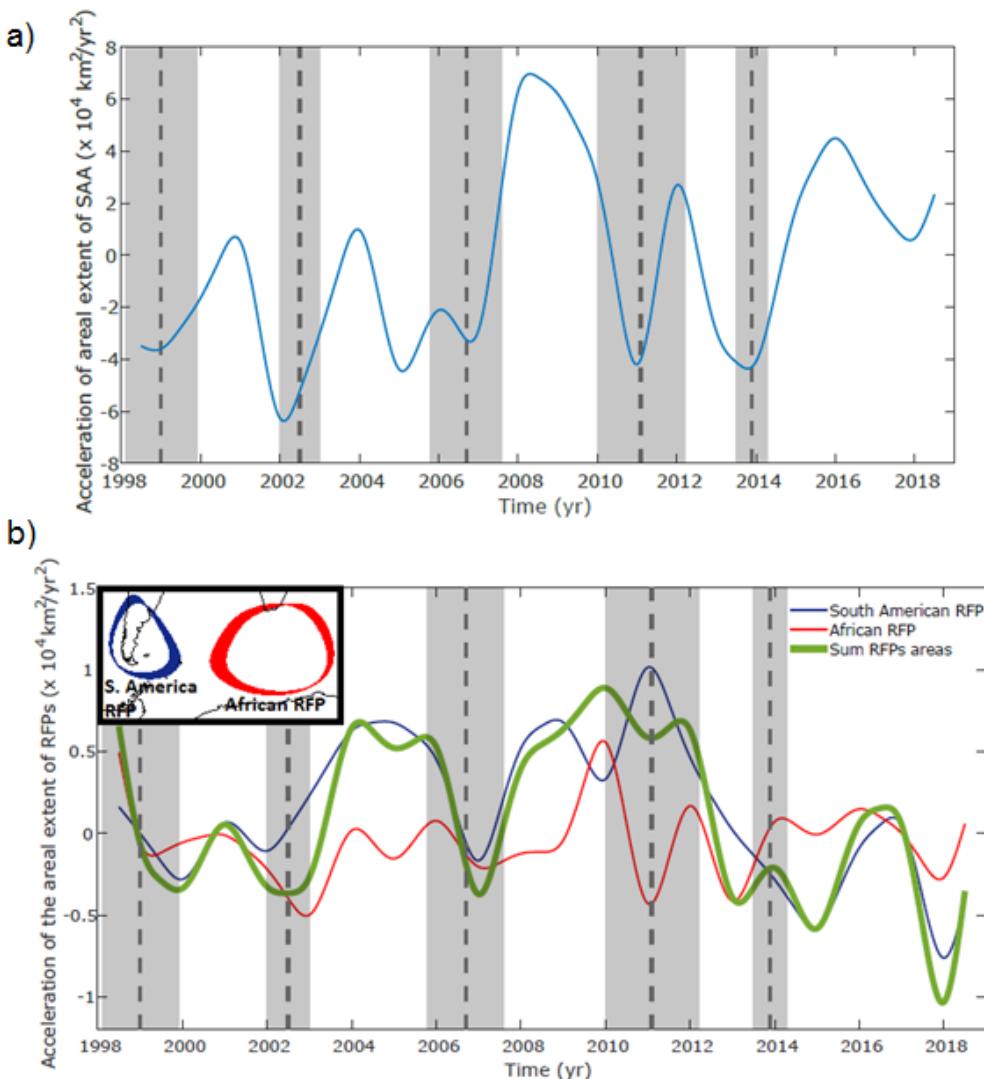
Gracias a las medidas proporcionadas por estos satélites disponemos de datos de alta calidad del campo magnético que nos permiten obtener una imagen detallada del campo actual y estudiar en detalle características permanentes como la Anomalía del Atlántico Sur o perturbaciones rápidas como los *jerks* geomagnéticos.

Con el objetivo de estudiar en detalle la zona afectada por la Anomalía del Atlántico Sur, hemos construido un primer modelo regional del campo magnético basado en la técnica R-SCHA (Thébault et al., 2004; 2006) centrado en dicha región utilizando datos de satélite *Swarm*, desde el 2014 al 2018. Los resultados indican un crecimiento de la Anomalía y un desplazamiento hacia el oeste. Una de las ventajas de utilizar el R-SCHA es que podemos utilizar los datos de satélite y reconstruir el campo a distintas altitudes, disponiendo así de una información más detallada de la Anomalía (Figura 2).



**Figura 2.-** Componentes X, Y, Z y F del campo principal en 0 y 300 km de altitud en 2016 calculadas a partir del modelo regional construído sobre la región afectada por la Anomalía del Atlántico Sur.

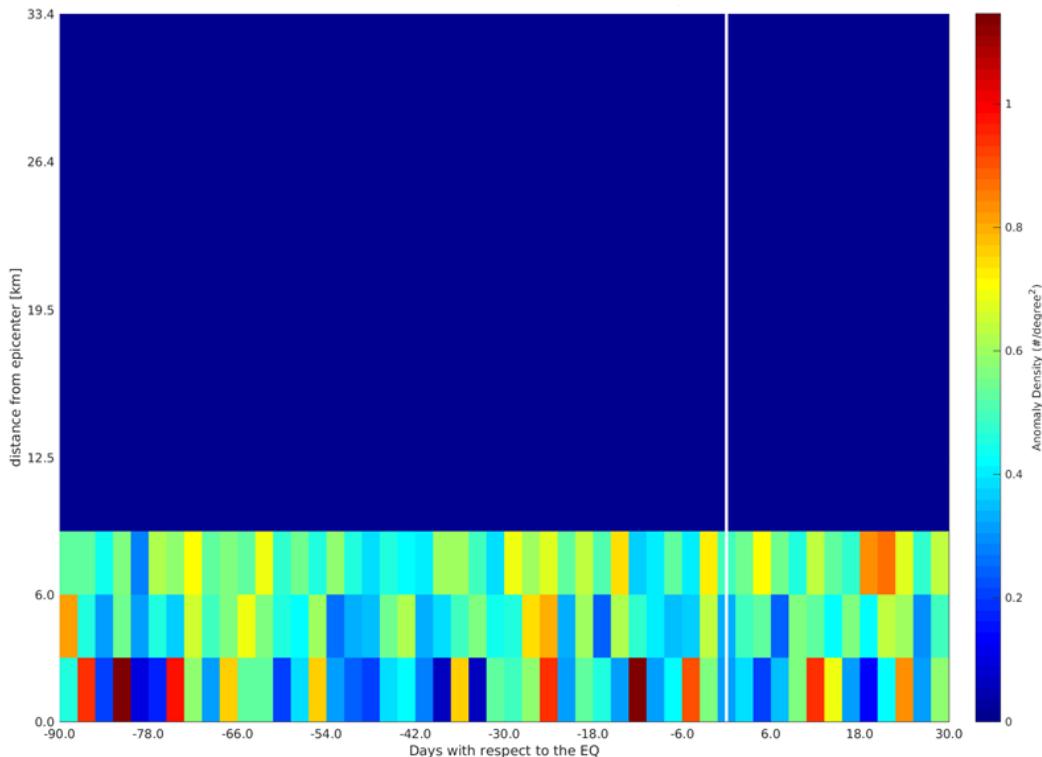
Estudiando el crecimiento de la Anomalía en detalle se observa que este no es constante y que se producen momentos de aceleración y deceleración (Pavón-Carrasco & De Santis, 2016). Si realizamos un estudio profundo de este aspecto observamos que los mínimos de aceleración parecen coincidir con la ocurrencia de *jerks* geomagnéticos en las últimas dos décadas (Figura 3a). Este análisis ha sido desarrollado utilizando el modelo de campo magnético global CHAOS-6-x8 (Finlay et al., 2016), el cual ha sido construido utilizando los datos más actualizados de los satélites *Swarm*. La razón de utilizar un modelo global en lugar del modelo regional tiene como objetivo poder estudiar qué ocurre sobre la frontera manto-núcleo externo, donde la Anomalía del Atlántico Sur tiene su origen (ver e.g. Pavón-Carrasco & De Santis, 2016), para entender la posible relación con los *jerks*. Si lo hacemos, observamos que los mínimos de aceleración del área de los dos parches de flujo inverso situados bajo Sudamérica y Sudáfrica responsables de la Anomalía en superficie también coinciden con la ocurrencia de los *jerks* (Figura 3b).



**Figura 3.-** Evolución temporal de la aceleración secular del área de extensión de la Anomalía del Atlántico Sur a) en la superficie de la Tierra y b) en la frontera manto-núcleo externo donde la línea azul representa el área del parche de flujo inverso Sudamericano y la línea roja el Africano. La línea verde corresponde al área dada por la suma de los dos parches. El área de extensión se calcula como el área dada por la línea de contorno de 32,000 nT (a) mientras que en (b) corresponde al área dentro de la línea de contorno de -32,000 nT de campo radial (mostradas en el mapa en b). Todas las áreas son calculadas usando el modelo CHAOS-6-x8 hasta grado 6, mensualmente desde 1998 a 2019. En líneas verticales discontinuas se muestran los tiempos de ocurrencia medios de los jerks geomagnéticos de las últimas dos décadas y las bandas grises indican sus incertidumbres dadas por una desviación estándar.

Además de poder monitorizar algunas de las características más notorias del campo magnético actual, uno de los principales objetivos de estas misiones (sobre todo CSES) es el estudio del fenómeno LAIC i.e. acoplamiento litosférico-atmosférico-ionoférico, a partir de las posibles anomalías electromagnéticas durante la fase preparatoria de un terremoto de gran magnitud. En el marco de este estudio, nosotros trabajamos tanto con datos *Swarm* como CSES. Gracias a los más de cuatro años de misión *Swarm*, hemos podido desarrollar un análisis estadístico de carácter global espacio-temporal, donde estudiamos las concentraciones de anomalías electromagnéticas que observamos 90 días antes y 30 días después de la ocurrencia de un terremoto de gran magnitud (Figura 4). Hemos observado concentraciones estadísticamente

significativas entre 80 y 10 días antes del terremoto tanto en datos de densidad electrónica como en el dato magnético (componente Y). Estos resultados nos han permitido el desarrollo de protocolos que están siendo actualmente aplicados en un caso de estudio concreto con datos CSES, que se centra sobre el terremoto de Indonesia del 28 de septiembre de 2018.



**Figura 4.-** Análisis estadístico mundial de las anomalías observadas en los datos de campo magnético de *Swarm* (anomalías en la componente Y). La escala de color indica la concentración de anomalías. Observamos que las máximas concentraciones (en tonos granates) se observan 80 y 10 días antes de la ocurrencia de los terremotos (indicada con una línea vertical blanca). El análisis ha sido desarrollado considerando solo los 1000 km más cercanos a los epicentros de los terremotos ocurridos entre el 1 de enero de 2014 y el 31 de agosto de 2018.

### Agradecimientos

Los autores agradecen a los proyectos TEMPO, SAFE y e-SAFE de la Agencia Espacial Europea (ESA) y LIMADOU-Science de la Agenzia Spaziale Italiana (ASI) el haber hecho posible el estudio presentado y el acceso a los datos de satélite. La presentación de este trabajo ha sido posible gracias a la Red de trabajo y laboratorios MAGIBER-II (CGL2017-90632-REDT) del Ministerio de Ciencia, Innovación y Universidades.

### Referencias

- Finlay, C.C., N. Olsen, S. Kotsiaros, N. Gillet, L. Toeffner-Clausen (2016)** Recent geomagnetic secular variation from Swarm and ground observatories as estimated in the CHAOS-6 geomagnetic field model, *Earth Planets Space*, 68, 112. doi: 10.1186/s40623-016-0486-1.
- Pavón-Carrasco, F.J., & De Santis, A. (2016)** The South Atlantic Anomaly: The Key for a Possible Geomagnetic Reversal, *Front. Earth Sci.*, 4, 40. doi: 10.3389/feart.2016.00040.
- Thébault, E., Schott, J.J., Mandea, M., Hoffbeck, J.P. (2004)** A new proposal for spherical cap harmonic modelling, *Geophys. J. Int.*, 159: 83-103.
- Thébault, E., Schott, J.J., Mandea, M. (2006)** Revised spherical cap harmonic analysis (R-SCHA): validation and properties. *J. Geophys. Res. Solid Earth*, 111: 1-17.

## Nuevos datos arqueomagnéticos para la segunda mitad del primer milenio a.C.: hacia una mejor definición de la curva de variación paleosecular de Iberia

Carmona, Javier<sup>1</sup>; Rivero-Montero, Mercedes<sup>1</sup>; Molina-Cardín, Alberto<sup>1,2</sup>; Bonilla-Alba, Raquel<sup>1,2</sup>; Palencia-Ortas<sup>1,2</sup>, Alicia; Campuzano, Saioa A.<sup>1,2</sup>; Gómez-Paccard, Miriam<sup>1</sup>; Osete, María Luisa<sup>1,2</sup>; Pavón-Carrasco, F. Javier<sup>1,2</sup>; Martín-Hernández, Fátima<sup>1,2</sup>; del Río, Judit<sup>1</sup>; Beamud, Elisabet<sup>3</sup>; Valero, Luis<sup>4</sup>

<sup>1</sup>Instituto de Geociencias IGEO (CSIC-UCM), Spanish National Research Council, c/ del Doctor Severo Ochoa 7, Edificio Entrepabellones 7 y 8, 28040, Madrid, Spain.

<sup>2</sup>Dpto. de Física de la Tierra y Astrofísica, Universidad Complutense de Madrid (UCM), Avd. Complutense s/n, 28040-Madrid, Spain.

<sup>3</sup>Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia (INGV), Roma, Italia.

<sup>4</sup>Laboratorio de Paleomagnetismo CCiTUB-ICTJA CSIC

<sup>5</sup>Departement des Sciences de la Terre, Université de Genève, Switzerland

### Resumen

Los estudios arqueomagnéticos se han convertido en una herramienta imprescindible para caracterizar las variaciones del campo geomagnético de los últimos milenarios. Los datos que proporcionan este tipo de estudios permiten obtener curvas locales de variación paleosecular para las tres componentes del campo geomagnético: declinación, inclinación y, más esporádicamente, la paleointensidad. Un ejemplo de dichas curvas son las recientemente publicadas por Molina-Cardín et al., (2018) para Iberia de los últimos 3000 años. Sin embargo, se requiere un continuo aporte de nuevos datos arqueomagnéticos para mejorar la resolución espacial y temporal de las bases de datos arqueomagnéticas globales para refinar este tipo de curvas. Los datos arqueomagnéticos permiten, además, obtener modelos geomagnéticos regionales o globales cada vez más robustos (Pavón-Carrasco et al. 2009, 2014; Campuzano et al., 2019). En este trabajo presentamos nuevos datos arqueomagnéticos que se han obtenido recientemente gracias al estudio de varias estructuras arqueológicas calentadas a alta temperatura, muestreadas en varios yacimientos del levante español correspondientes al periodo Ibérico pleno. En concreto se han obtenido nuevos datos direccionales (declinación e inclinación) y de paleointensidad en los yacimientos de Pontós y Ullastret (Girona), además de los de Nulles y Coll del Moro (Tarragona) y Vinaroz (Castellón) que permitirán mejorar la resolución de la curva para la segunda mitad del primer milenio antes de Cristo. A pesar de que este periodo está bastante bien caracterizado gracias a estudios anteriores, los nuevos datos, especialmente los de paleointensidad, contribuyen a una mejor definición de las variaciones locales respecto a regiones cercanas donde las curvas de variación secular están mejor definidas (Hervé et al., 2013a y b).

### Referencias

- Campuzano, S.A., Gómez-Paccard, M., Pavón-Carrasco, F.J., Osete, M.L. (2019). Emergence and evolution of the South Atlantic Anomaly revealed by a new global field paleomagnetic reconstruction. *Earth and Planetary Science Letters*, 512, 17-26.
- Hervé, G., Chauvin, A., Lanos, P. (2013a). Geomagnetic field variations in Western Europe from 1500BC to 200AD. Part I: Directional secular variation curve. *Physics of the Earth and Planetary Interiors* 218:1-13

- Hervé, G., Chauvin, A., Lanos, P.** (2013b). Geomagnetic field variations in Western Europe from 1500BC to 200AD. Part II: Directional secular variation curve. *Physics of the Earth and Planetary Interiors* 218: 51–65
- Molina-Cardín, A., Campuzano, S.A., Osete, M.L., Rivero-Montero, M., Pavón-Carrasco, F.J., Palencia-Ortas, A., Martín-Hernández, F., Gómez-Paccard, M., Chauvin, A., Guerrero-Suárez, S., Pérez-Fuentes, J.C., McIntosh, G., Catanzariti, G., Sastre-Blanco, J.C., Larrazabal, J., Fernández-Martínez, V.M., Álvarez-Sanchís, J., Rodríguez-Hernández, J., Martín-Viso, I., García i Rubert, D. (2018).** Updated Iberian Archaeomagnetic Catalogue: New Full Vector Palaeosecular Variation Curve for the last 3 millennia. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 19, 3637-3656, doi:10.1029/2018GC007781.
- Pavón-Carrasco, F.J., Osete, M.L., Torta, J.M., Gaya-Piqué, L.R. (2009).** A regional archaeomagnetic model for Europe for the last 3000 years, SCHA.DIF.3K: applications to archaeomagnetic dating. *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 10, Q03013, doi: 10.1029/2008GC002244.
- Pavón-Carrasco, F.J., Osete, M.L., Torta, J.M., De Santis, A. (2014).** A geomagnetic field model for the Holocene based on archaeomagnetic and lava flow data. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 388, 98-109.

## **Comportamiento magnético en diferentes tipos de materiales arqueológicos quemados y reproducciones experimentales**

Carranco, Ángel<sup>1</sup>, Francés-Negro, M.<sup>2</sup>, García-Redondo, Natalia<sup>3</sup>; Herrejón-Lagunilla, Ángela<sup>3</sup>.

<sup>1</sup>Área de Prehistoria, Departamento de Historia, Geografía y Comunicación. Edificio I+D+i. Plaza Misael Bañuelos s/n. Universidad de Burgos (España).

<sup>2</sup>Laboratorio Evolución Humana, Edificio I+D+i, Universidad de Burgos. Plaza Misael 9 Bañuelos, s/n, 09001, Burgos.

<sup>3</sup>Departamento de Física, Universidad de Burgos. Escuela Politécnica Superior (Campus Vena), Avda. Cantabria s/n, 09006. Burgos (España).

### **Resumen**

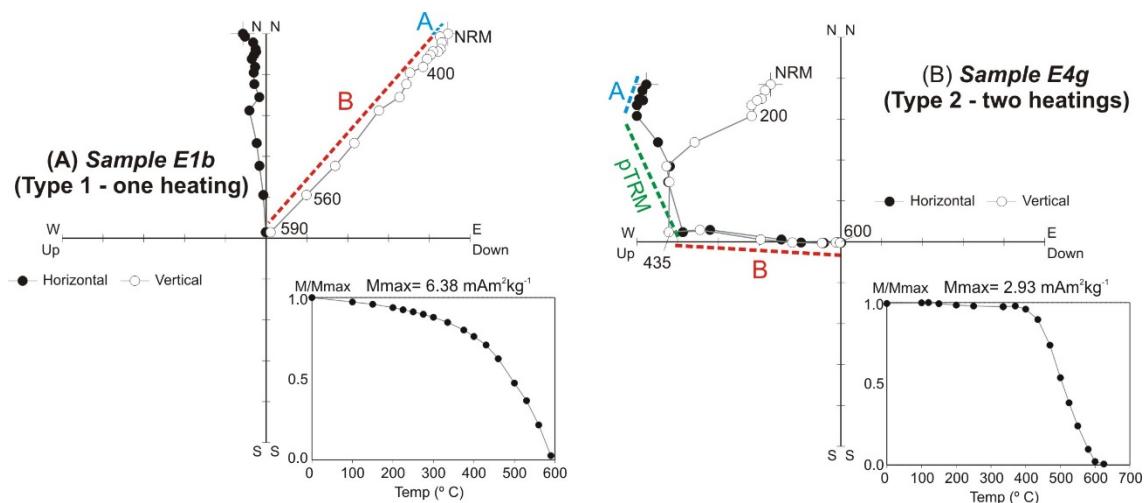
Es bien conocido que los minerales ferromagnéticos (óxidos e hidróxidos de hierro fundamentalmente), son muy sensibles a alterar sus propiedades magnéticas por efecto del calentamiento. En contextos arqueológicos prehistóricos, especialmente paleolíticos, donde la identificación de estructuras de combustión o materiales arqueológicos quemados no siempre es evidente, el análisis de las propiedades magnéticas es una herramienta útil que puede aportar valiosa información arqueológica. En la mayoría de casos, la neoformación de minerales ferrimagnéticos (s.s.) como magnetita y/o maghemita, es responsable de un incremento muy significativo en los parámetros dependientes de la concentración mineral como la susceptibilidad magnética o la magnetización remanente isotermica (IRM, en inglés), entre otros. Ese contraste en las propiedades magnéticas del material calentado y su contexto circundante no quemado, es lo que precisamente confiere a esos métodos su capacidad diagnóstica para detectar calentamientos. Sin embargo, dependiendo del proceso mineralógico implicado (ej.: inversión de maghemita a hematites), no siempre se produce ese incremento en la señal magnética, e incluso habiendo sucedido un calentamiento en el pasado, puede no ser detectable. Por ese motivo y con el fin de entender las propiedades magnéticas resultantes, es necesario estudiar caso por caso considerando múltiples factores como la mineralogía preexistente, tipo de sustrato, condiciones de calentamiento, temperaturas, combustible empleado, etc. Analizar las propiedades magnéticas de materiales arqueológicos quemados tiene interés no sólo para reconstruir las condiciones ambientales (ej.: tipo de atmósfera dominante) o tecnológicas alcanzadas (ej.: temperaturas), sino también para evaluar su idoneidad para abordar análisis direccionales del campo magnético terrestre o en la preselección de materiales para análisis de arqueointensidad.

En los años de experiencia acumulada por el grupo de Paleomagnetismo de la Universidad de Burgos (UBU) trabajando con materiales arqueológicos de diversa cronología y naturaleza, no es posible definir un patrón común y estándar extrapolable a todos los materiales para explicar cómo se transforman las propiedades magnéticas por efecto del calentamiento. Esta contribución pretende mostrar cómo se comportan diversos tipos de materiales arqueológicos comunes en estudios arqueomagnéticos así como también, ilustrar la importancia de realizar calentamientos en condiciones controladas a través de recreaciones experimentales para verificar hipótesis sobre la formación, uso y alteración de esos materiales.

### Cerámicas arqueológicas y recreaciones experimentales

Las cerámicas son una fuente excepcional de datos arqueomagnéticos. La mayoría de estudios arqueomagnéticos realizados sobre fragmentos cerámicos han tenido por objetivo obtener determinaciones de arqueointensidad absoluta. Las cerámicas tienen la desventaja de ser materiales *ex situ* lo que las inhabilita para análisis direccionales. Sin embargo, su procedencia estratigráfica suele ser bien conocida y su edad bien determinada preferentemente por métodos radiométricos. Además, tienen la ventaja de ser altamente magnéticas. Nosotros hemos explorado la capacidad de cerámicas prehistóricas procedentes del yacimiento de El Portalón de Cueva Mayor (Burgos), como material para determinar paleotemperaturas e inferir su posible funcionalidad con métodos magnéticos. Resultados obtenidos sobre muestras piloto permitieron observar un doble comportamiento que relacionamos con su posible uso en el pasado. Por un lado, se observan diagramas ortogonales de la desmagnetización de la NRM univectoriales que asociamos a muestras calentadas en su cocción original > 700 °C y que adquirieron una termorremanencia (TRM) total. Muy probablemente, estas muestras fueron utilizadas como recipientes de almacenaje. Por otro lado, otro grupo de cerámicas exhibieron diagramas de desmagnetización multicomponente donde se registran termorremanencias parciales (p-TRM). Nuestra interpretación es que estos recipientes fueron recalentados a temperaturas moderadas (< 450 °C) en usos domésticos (Fig. 1).

Con el fin de verificar esta hipótesis, reprodujimos experimentalmente bajo condiciones de temperatura controlada la cocción original de un conjunto de cerámicas elaboradas con arcilla local. Un grupo de estas cerámicas fue posteriormente sometido a un recalentamiento moderado (< 450 °C) simulando un uso doméstico. El comportamiento magnético en el conjunto experimental reprodujo el observado en la colección arqueológica, permitiendo verificar la funcionalidad de las cerámicas (almacenaje vs. usos domésticos) a partir de la estimación de su temperatura de recalentamiento.



**Figura 1.-** Ejemplos representativos de diagramas ortogonales de desmagnetización térmica de la NRM en dos cerámicas experimentales sometidas a: (a) un único calentamiento > 700 °C y (b) recalentada < 450 °C. A = componente viscosa; pTRM = termorremanencia parcial; B = componente de alta temperatura. Modificado de Francés-Negro *et al.* (aceptado).

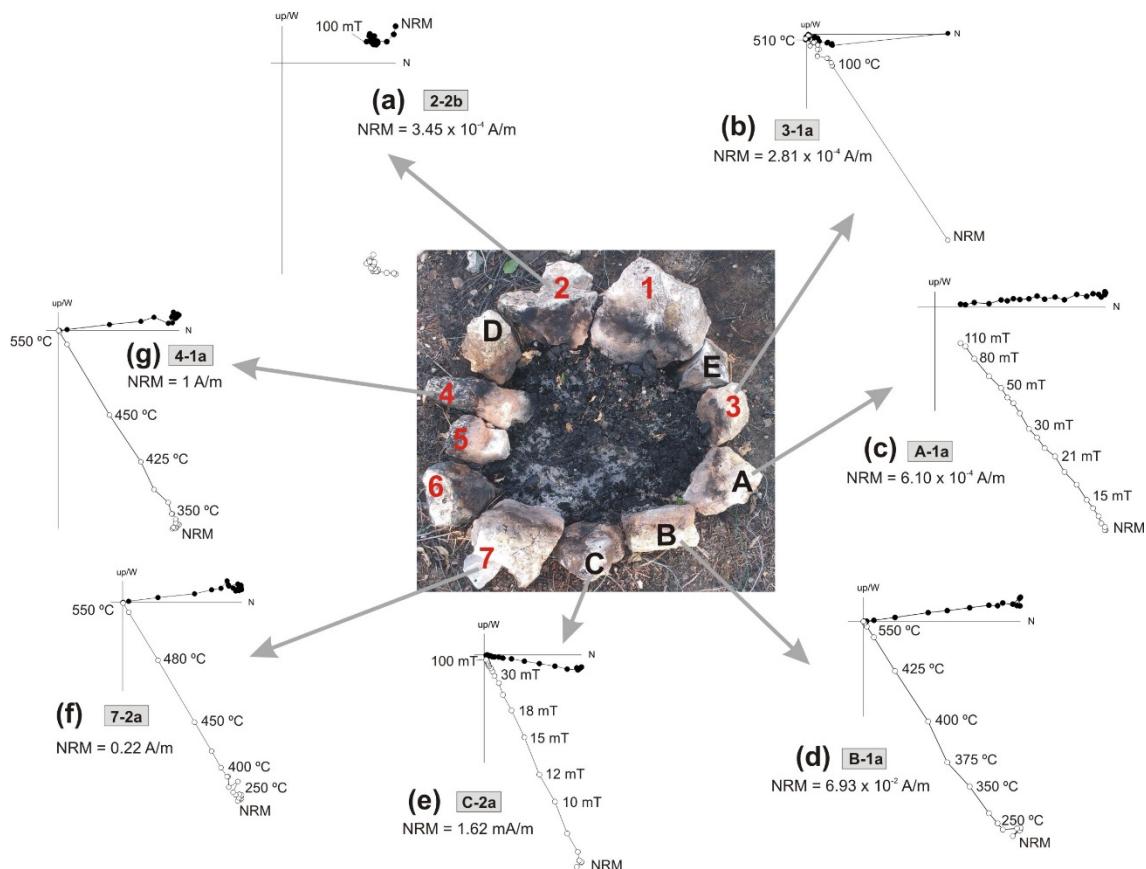
### Sedimentos antrópicos quemados de edad holocena (*cf. fumiers*)

En la última década se han desarrollado estudios arqueomagnéticos sobre un tipo de sedimentos quemados de edad holocena en cuevas y abrigos rocosos del ámbito mediterráneo. Estos sedimentos, conocidos en la literatura arqueológica como “*fumiers*” (Brochier 1983), se generan por la quema recurrente de excrementos de ganado doméstico estabulado en cuevas. Estratigráficamente presentan una sucesión característica de facies quemadas: cenizas blancas y/o grises sobre una facies carbonosa y/o rubefactada. Al formar parte de secuencias estratificadas, generalmente bien preservadas e independientemente bien datadas ( $C^{14}$ ), constituyen un material interesante y notablemente antiguo para obtener datos sobre las variaciones direccionales del campo magnético terrestre en el pasado. Estudios en secuencias de este tipo han permitido evaluar la idoneidad de estos episodios de quema para estudios arqueomagnéticos así como caracterizar sus propiedades magnéticas.

Estos estudios han demostrado que, bajo ciertos requisitos, es posible obtener direcciones arqueomagnéticas para los últimos 5-6 milenios. Existe una relación evidente entre una buena preservación del episodio de combustión y la posibilidad de obtener una dirección arqueomagnética fiable. Aquellos episodios de combustión que además de conservar las cenizas sobre sus facies carbonosas subyacentes y preservarse *in situ*, exhiben diagramas de desmagnetización de la NRM intensos, univectoriales y direccionalmente reproducibles entre sí, son susceptibles de aportar buenos datos arqueomagnéticos. Por el contrario, diagramas de desmagnetización de la NRM con bajas intensidades de magnetización, multicomponentes y direcciones anómalas, suelen estar asociados a procesos de alteración post-deposicional (ej.: bioturbaciones, etc.). Las propiedades magnéticas de estos fuegos están dominadas por minerales de baja coercitividad, aunque se aprecian sutiles diferencias de composición y concentración magnética entre facies quemadas (cenizas vs facies carbonosas). Tal similitud y reproducibilidad en las propiedades magnéticas entre eventos de combustión de distintos yacimientos sugiere la utilización de combustibles o condiciones de combustión muy parecidas. Recientemente, hemos incorporado el estudio de varios yacimientos peninsulares como los abrigos de San Cristóbal (Álava) o El Estillín (Burgos).

### El registro arqueomagnético y la arqueología experimental

Replicar una estructura de combustión arqueológica exactamente en las mismas condiciones en las que pudo ser utilizada en el pasado es virtualmente imposible. Sin embargo, la experimentación controlable e imitativa, apoyada en información etnográfica, puede ser de gran ayuda para entender el registro magnético en materiales arqueológicos quemados. Algunos ejemplos ilustrativos corresponden a diversos tipos de sustratos sedimentarios replicando hogares prehistóricos, bloques calizos en torno a fuegos paleolíticos (Fig. 2) u hornos de cocción cerámica, entre otros. El objetivo es exponer las principales transformaciones que suceden en la mineralogía ferromagnética en función de diversos factores como temperaturas, número de quemadas, penetración del calor en función de la profundidad, etc. En definitiva, se trata de ilustrar que, en lo referente a estructuras de combustión arqueológicas se refiere, cada caso de estudio es particular y debe ser analizado como tal.



**Figura 2.-** Ejemplos representativos de diagramas ortogonales de desmagnetización de la NRM en dos tipos de calizas quemadas experimentalmente y procedentes del entorno de un yacimiento de paleolítico medio de la península ibérica. Ambos tipos de calizas se diferencian con letras y números, respectivamente. Imagen: Carrancho *et al.* 2019.

### Agradecimientos

Este trabajo ha sido realizado con el proyecto BU235P18 de la Junta de Castilla y León con cofinanciación del Fondo Europeo de Desarrollo Regional (FEDER). M. Francés-Negro, N. García-Redondo y Á. Herrejón-Lagunilla, agradecen a la Junta de Castilla y León (Consejería de Educación) y al Fondo Social Europeo la concesión de sus respectivos contratos pre-doctorales.

### Referencias

- Brochier, J.E. (1983). Combustion et parage des herbivores domestiques. Le point de vue du sédimentologue. *Bulletin de la Société Préhistorique Française*, 80(5), 143–145.
- Carrancho, Á., Jorge-Villar, S.E., Sánchez-Romero, L., Karampaglidis, T. (2019). Combined study of archaeomagnetism and Raman spectroscopy of experimentally burnt limestones from the middle-palaeolithic site of Pinilla del Valle (Madrid, Spain). *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 71 (2), 383-396.
- Francés-Negro, M., Carrancho, Á., Pérez-Romero, A., Arsuaga, J.L., Carretero, J.M. e Iriarte, E. (aceptado). Storage or cooking pots? Inferring pottery use with archaeomagnetic assessment of palaeotemperatures. *J. Archaeol. Science* (aceptado, 2019). 25 pp.

## Integração de dados de anisotropia da suscetibilidade magnética e de gravimetria para determinação da geometria e modelo de instalação do Plutão de Lamas de Olo

Cruz, Cláudia<sup>1\*</sup>; Sant’Ovaia, Helena<sup>1</sup>; Lourenço, Martinho<sup>2</sup>; Almeida, Fernando<sup>3</sup>; Noronha, Fernando<sup>1</sup>

<sup>1</sup> Departamento de Geociências Ambiente e Ordenamento do Território - Faculdade de Ciências,

Universidade do Porto; Instituto de Ciências da Terra - Polo Porto

<sup>2</sup> Departamento de Geologia - Universidade de Trás-os-Montes e Alto Douro

<sup>3</sup> Departamento de Geociências - Universidade de Aveiro

\*autor correspondente: claudiacruz@fc.up.pt

### Resumo

O presente estudo, pretende realizar uma primeira aproximação à geometria e modelo de instalação do Plutão de Lamas de Olo (PLO), utilizando para tal dados de anisotropia da suscetibilidade magnética (ASM) e combinando-os com dados gravimétricos, mais concretamente com os dados relativos ao mapa de anomalia residual.

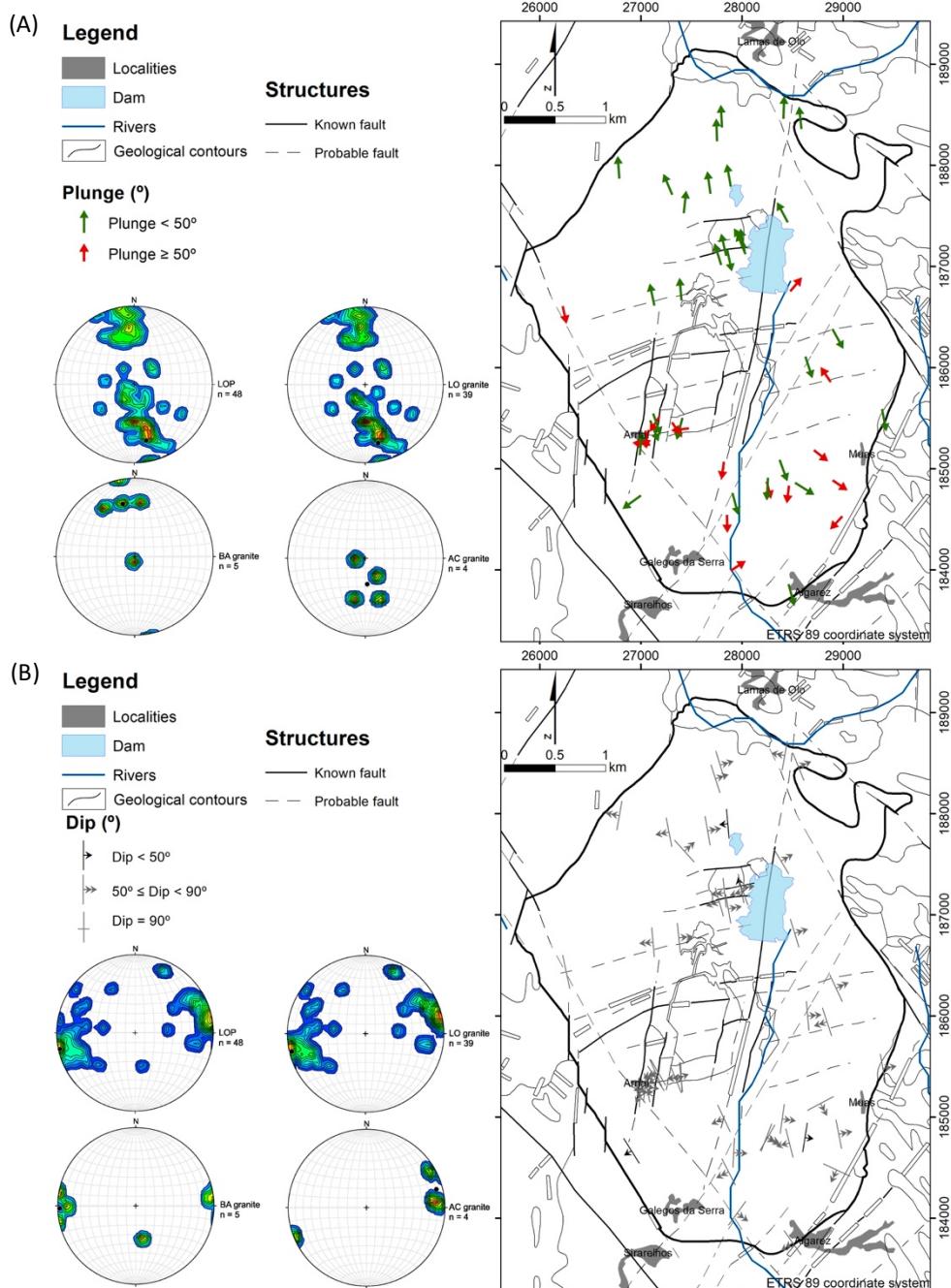
A integração de dados estruturais e geofísicos permite inferir sobre a geometria dos granitos em profundidade, assim como sobre os seus modelos de instalação. Vários autores têm vindo a utilizar dados de ASM, nomeadamente de lineações e foliações magnéticas, que fornecem informação de carácter estrutural, combinando-os com dados gravimétricos, obtendo, assim, informações sobre a geometria, canais de alimentação e instalação de vários granitos Variscos (*e.g.* Vigneresse, 1995; Améglio et al., 1997; Sant’Ovaia et al., 2000).

O PLO localiza-se na Zona Centro Ibérica, no norte de Portugal, e é um plutão compósito constituído por diversos granitos pós-tectónicos, essencialmente biotíticos (fig. 1): Lamas de Olo (LO), Barragem (BA) e Alto dos Cabeços (AC) (Pereira, 1989; Helal, 1992; Fernandes et al., 2013). Este plutão aflora com forma rômbica numa pequena área, tendo a sua instalação sido controlada por um sistema de falhas NNW-SSE conjugadas com falhas NNE-SSW, sendo estas paralelas ao sistema NNE-SSW representado pela falha Verin-Régua-Penacova. O PLO é intrusivo em litologias diversas, de diferentes idades: quartzitos e xistos do Ordovícico, metassedimentos do Grupo do Douro do Câmbrico inferior e granitos variscos sintectónicos de duas micas do Maciço compósito de Vila Real (Pereira, 1989). Cruz et al. (2016) realizaram estudos de ASM e descrevem para o PLO a coexistência de granitos de diferentes tipos, “ilmenite-type” e “magnetite-type”. Os valores de suscetibilidade magnética ( $K_m$ ) variam entre  $21 \cdot 10^{-6}$  SI e  $44\,382 \cdot 10^{-6}$  SI, estando os valores mais elevados concentrados numa faixa central de orientação E-W e no sector SE do PLO.

Relativamente ao *fabric* magnético do PLO, verifica-se que (fig. 1):

- lineações magnéticas possuem direções distintas, embora evidenciando uma tendência NNW-SSE, maioritariamente sub-horizontais nos granitos LO e BA e subverticais em AC (fig. 1A);
- foliações magnéticas são maioritariamente subverticais e com orientação geral NNW-SSW no PLO, com uma atitude média  $N168^\circ$ ;  $88^\circ$  NE (fig. 1B).

De forma a se conseguir determinar a geometria do PLO em profundidade, assim como inferir sobre o modelo de instalação, realizaram-se estudos gravimétricos. O método gravimétrico permite investigar as estruturas geológicas em profundidade, através da medição das variações do campo gravítico terrestre.

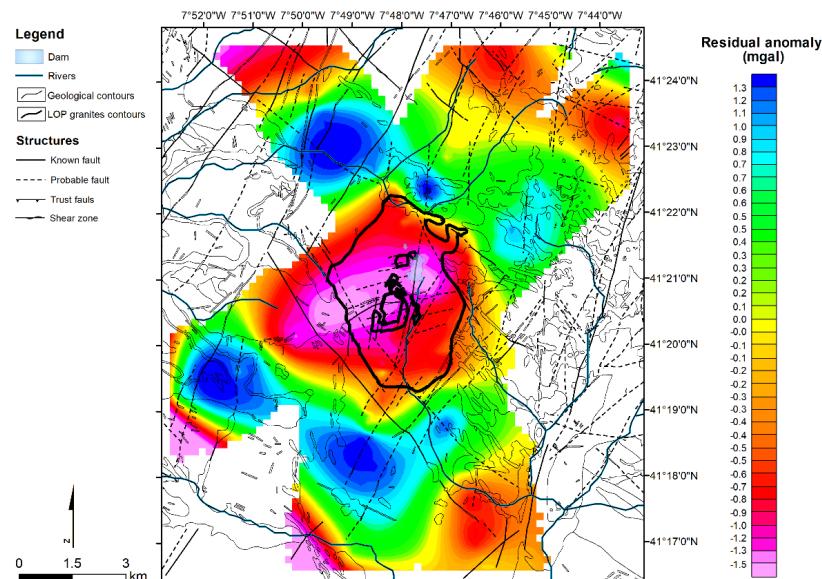


**Figura 2.-** Fabric magnético: (A) Lineações magnéticas com estereogramas das lineações magnéticas (projecção de Schmidt, hemisfério inferior, 1-5% área); (B) Foliações magnéticas com estereogramas dos polos das foliações magnéticas (projecção de Schmidt, hemisfério inferior, 1-5% área).

As variações horizontais e verticais do campo gravítico são provocadas por diferenças de densidade das rochas e permitem identificar perturbações do campo gravítico, designadas por anomalias de gravidade, que estão associadas a uma ampla variedade de situações geológicas. Como tal, as campanhas gravimétricas constituem uma forma eficiente de identificar descontinuidades (falhas e contactos geológicos), estabelecer a geometria e a profundidade de corpos de rochas intrusivas e inferir sobre a sua zona de raiz (Lowrie, 2007). O levantamento dos dados gravimétricos, foi realizado segundo 3 perfis de orientações aproximadas de NNE-SSW, WSW-ENE e NNW-SSE (os dois primeiros paralelos aos sistemas principais de fraturas e o terceiro paralelo ao alinhamento sin-D<sub>3</sub> regional ca. N120°), utilizando-se um gravímetro Lacoste

& Romberg G1054. No total realizaram-se medições em 271 estações gravimétricas, sensivelmente espaçadas de 100 m no interior do PLO e com maior espaçamento nas litologias encaixantes. Os perfis foram realizados até cerca de 5 km para além dos limites do afloramento do PLO, onde as estações ficaram espaçadas de 200 m, com exceção das últimas 6 que foram realizadas com um espaçamento de 400 m. Para a determinação do mapa da anomalia de Bouguer, utilizou-se uma densidade de 2,66. Esta densidade média foi calculada por métodos indiretos, através do método de Nettleton (1939). A separação da anomalia regional de 1<sup>a</sup>, 2<sup>a</sup> e 3<sup>a</sup> ordem, foram realizadas através do software *Oasis Montaj*, obtendo, assim, diferentes mapas da anomalia residual (Anomalia Residual = Anomalia de Bouguer - Anomalia Regional) (Lowrie, 2007). Analisando os mapas obtidos conjuntamente com informações geológicas (contactos geológicos, forma do afloramento do PLO, falhas da região) verificou-se que o modelo que melhor se ajusta à superfície da anomalia de Bouguer, foi o obtido através de uma superfície polinomial de 3<sup>a</sup> ordem (fig. 2). A escolha deste mapa deve-se essencialmente ao facto de:

- a linha zero da anomalia residual ser a que melhor se ajusta aos contornos do PLO, com exceção do bordo W;
- a forma da anomalia junto ao PLO, parece ajustar-se segundo as falhas existentes na região, nomeadamente as ca. N150° a N170° e ca. N10° a N20°.



**Figura 2.-** Mapa da anomalia residual realizado através do *Oasis Montaj*, utilizando o método de interpolação *kriging*.

A compilação de dados estruturais e de dados geofísicos permite inferir sobre a geometria e modelo de instalação do PLO. Assim, pode concluir-se que:

- o estudo gravimétrico, nomeadamente a existência de uma anomalia residual pronunciada alinhada aproximadamente ENE-WSW (~N80°), sugere que a zona de alimentação do PLO se localiza ao longo de uma zona de fratura com esta mesma direção;
- a ascensão magmática terá ocorrido ao longo dessa zona de fratura ENE-WSW ocorrendo o fluxo magnético segundo uma orientação aproximada N-S a NNW-SSE (ca. N170°) como mostram as linhas magnéticas dirigidas para norte, a norte do PLO, e para sul, a sul do PLO;

- as lineações magnéticas são maioritariamente sub-horizontais, sugerindo que a zona de alimentação do PLO deverá estar distante em profundidade, e, portanto, que a sua instalação se deu em níveis estruturais altos;
- o alinhamento ENE-WSW visível na carta de anomalia residual é também patente na carta da suscetibilidade magnética (Cruz et al., 2016), que mostra que a fácie granítica com magnetite está orientada segundo essa orientação, sugerindo que esse magma teve origem mais profunda (em condições mais oxidantes), o que corrobora a presença da raiz nesta zona.

Em suma, o *fabric* magnético de direção predominante *ca.* N170° indica um fluxo magmático NNW-SSE condicionado por fraturas com esta orientação. Por outro lado, a anomalia gravimétrica indica que as estruturas ENE-WSW foram fundamentais para a localização da zona de raiz do plutão. A intersecção destas duas famílias de falhas tardi-Variscas (Marques et al., 2002), terá tido um papel importante na localização da raiz do plutão, que, no entanto, se localiza ligeiramente deslocada para WSW relativamente ao afloramento atual.

**Agradecimentos:** Este trabalho é financiado por uma bolsa de doutoramento: SFRH/BD/109693/2015 (FCT-Portugal). Os autores agradecem também o apoio do ICT através do projeto COMPETE 2020 (UID / GEO / 04683/2013) de referência POCI-01-0145-FEDER-007690 e aos Projetos NewOreS (ERA-MIN / 0002/2014) e ESMIMET (Interreg Spain-Portugal POCTEP project). Agradecemos ainda o apoio fornecido pela colega Ana Machadinho relativo à utilização do programa Oasis Montaj. Os autores agradecem ainda os comentários pertinentes do professor Eric Font.

## Referências

- Améglio, L., Vigneresse, J.L., Bouchez, J.L. (1997)** Granite pluton geometry and emplacement mode inferred from combined fabric and gravity data, In: Bouchez, J.-L., Hutton, D.H.W., Stephens, W.E. (Eds.). *Granite: From Segregation of Melt to Emplacement Fabrics*, Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, pp. 199–214.
- Cruz, C., Sant’Ovaia, H., Noronha, F. (2016)** Magnetic susceptibility and  $\delta^{18}\text{O}$  characterization of Variscan granites related to W-(Mo) and Sn-(W) mineralizations: Lamas de Olo Pluton case study, *Comunicações Geológicas*, Vol. 103, 1, 143-174.
- Fernandes, S., Gomes, M., Teixeira, R., Corfu, F. (2013)** Geochemistry of biotite granites from the Lamas de Olo Pluton, northern Portugal, *Geophysical Research Abstracts*, EGU General Assembly, vol. 15.
- Helal, B. (1992)** Granitoïdes, granites à métaux rares et hydrothermalisme associé: géologie, minéralogie et géochimie de plusieurs suites tardi-hercyniennes (Nord du Portugal), PhD thesis, Ecole Nationale Supérieure des Mines de Saint-Etienne, France (published thesis).
- Lowrie, W. (2007)** Fundamentals of geophysics. Cambridge University Press, Cambridge, 381.
- Marques, F.O., Mateus, A., Tassinari, C. (2002)** The Late-Variscan fault network in central-northern Portugal (NW Iberia): a re-evaluation, *Tectonophysics*, 359 (3–4), 255-270.
- Nettleton, L.L. (1939)** Determination of Density for Reduction of Gravimeter Observations, *Geophysics*, Vol. 4(3): 176-183
- Pereira, E. (1989)** Carta Geológica de Portugal à escala 1:50 000, *Notícia Explicativa da Folha 10-A (Celorico de Basto)*, pp. 53. Serv. Geol. Portugal, Lisboa.
- Sant’Ovaia, H., Bouchez, J.L., Noronha, F., Leblanc, D., Vigneresse, J.L. (2000)** Composite-laccolith emplacement of the post-tectonic Vila Pouca de Aguiar granite pluton (northern Portugal): a combined AMS and gravity study, *Trans. R. Soc. Eding. Earth Sci.*, 91, 123-137.
- Vigneresse, J.L. (1995)** Control of granite emplacement by regional deformation. *Tectonophysics*, 249, 173-186.

## Anomalías magnéticas relacionadas con la tectónica extensional: la Ventana Tectónica de Xistral en el Domo de Lugo

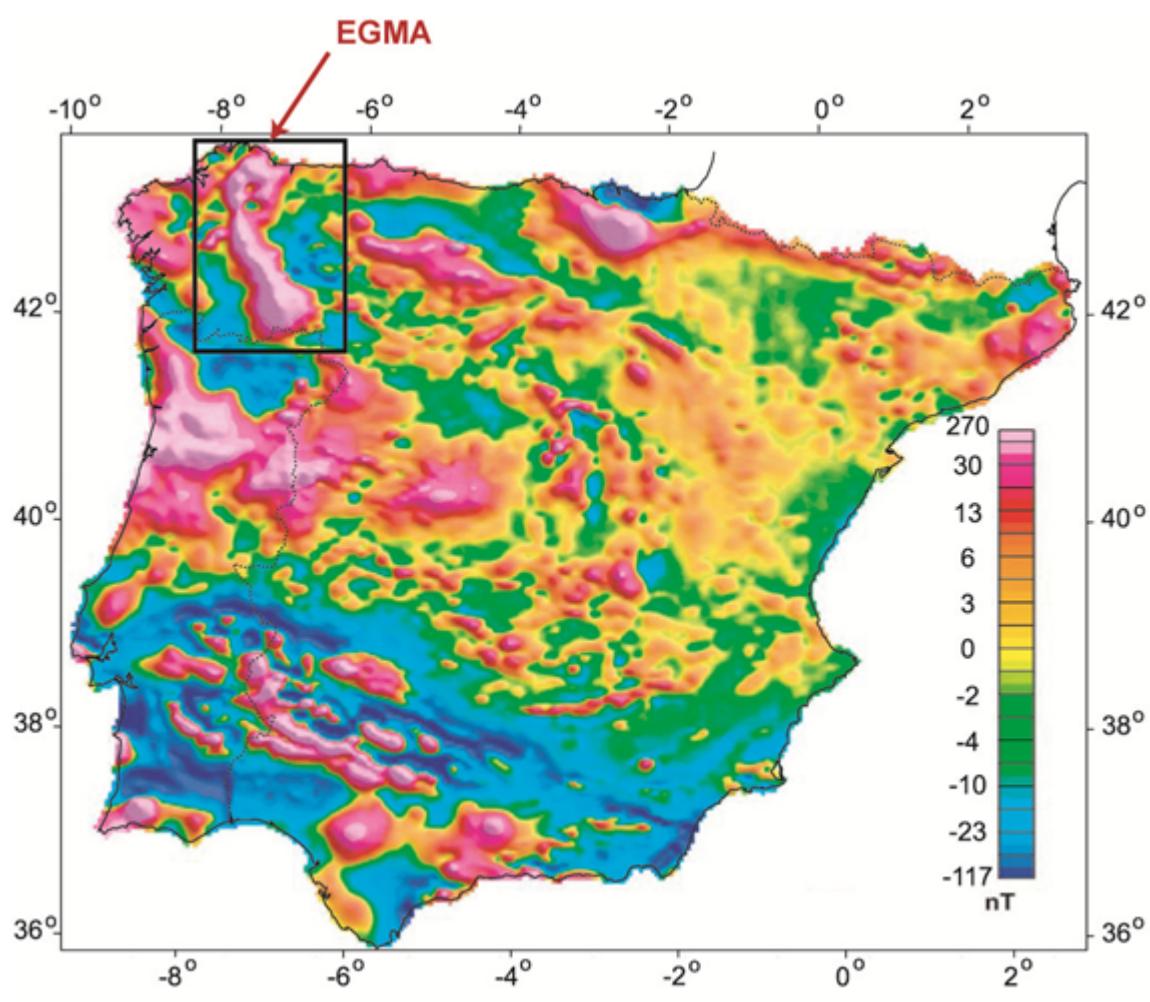
Durán Oreja, Manuela<sup>1</sup>; Martínez Catalán, José Ramón<sup>1</sup>; Ayarza, Puy<sup>1</sup>; Álvarez Lobato, Fernando<sup>1</sup>, Villalaín, Juan José<sup>2</sup>

<sup>1</sup> Departamento de Geología. Área de Geodinámica Interna. Universidad de Salamanca. Plaza de los Caídos s/n. 37008 Salamanca, España. [manuduor@usal.es](mailto:manuduor@usal.es)

<sup>2</sup> Laboratorio de Paleomagnetismo, Universidad de Burgos. Avenida de Cantabria s/n. 09006 Burgos, España

### Resumen

La EGMA (Eastern Galicia Magnetic Anomaly), definida por Aller et al. (1994), es una de las anomalías más extensas y de mayor amplitud que se observan en el mapa aeromagnético de Iberia peninsular (Ardizone et al., 1989; Miranda et al. 1989). Se localiza sobre los domos migmatíticos de Lugo y Sanabria, y forma parte del núcleo del Arco Centro Ibérico, dibujado por las anomalías magnéticas (Figura 1).

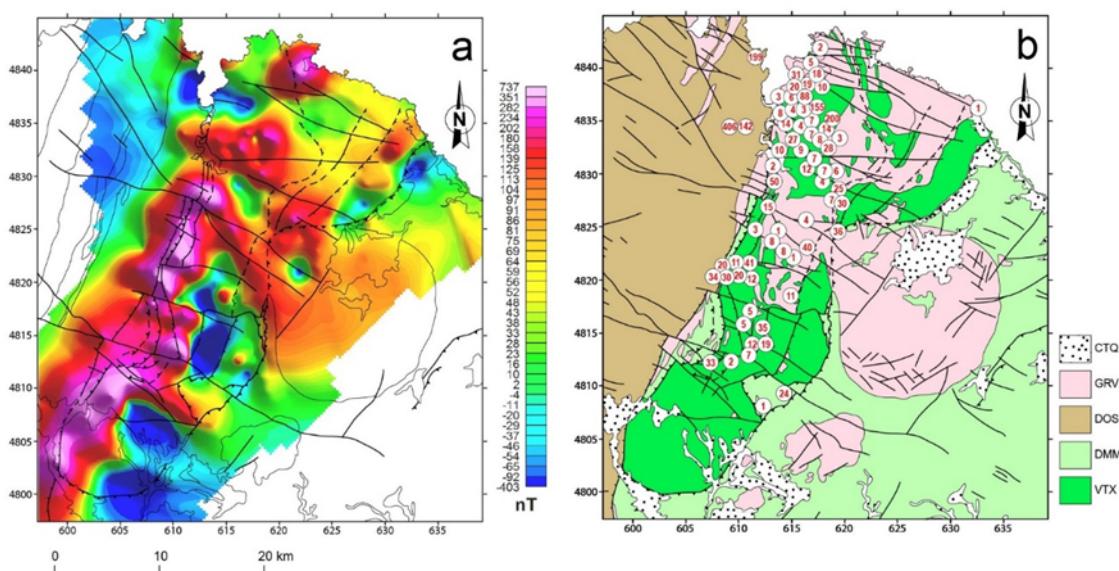


**Figura 1.-** Mapa aeromagnético de la Península Ibérica (datos de Ardizone et al., 1989 para España y Miranda et al., 1989 para Portugal). La EGMA es la anomalía localizada en el NO de Iberia, con orientación N-S y cóncava hacia el E.

Hace varias décadas que la EGMA está siendo modelizada e interpretada (Aller, 1986; Aller et al., 1994; Ayarza and Martínez Catalán, 2007; de Pouliquet, 2012; Martínez Catalán et al., 2018). Algunos de esos trabajos la relacionan con la presencia de rocas básicas y/o ultrabásicas en profundidad, pero Ayarza y Martínez Catalán (2007) identificaron en superficie las rocas portadoras de la anomalía en la Ventana Tectónica de Xistral, que hace aflorar el autóctono relativo del Manto de Mondoñedo en la parte septentrional del Domo de Lugo. Se trata de metasedimentos pelíticos y grauváquicos, y de migmatitas y granitoides inhomogéneos derivados de ellos. Estos autores propusieron que la fuente magnética de la EGMA se habría generado durante la etapa de colapso extensional de la orogenia en zonas relativamente profundas de la corteza continental, engrosada previamente durante la colisión Varisca.

Hasta el trabajo de Martínez Catalán et al. (2018), todos los modelos de la anomalía magnética utilizaban los datos del mapa aeromagnético, adquiridos a 3.000 metros de altura sobre el nivel del mar, a lo largo de líneas paralelas N-S separadas entre sí 10 km, y con líneas de control de dirección E-W cada 40 km.

En 2015 y en 2016, nuestro equipo de la Universidad de Salamanca llevó a cabo dos campañas de toma de datos magnéticos en tierra en la Ventana Tectónica de Xistral. En la adquisición se utilizaron dos magnetómetros de precesión de protones Geometrics G-856 con una resolución de 0,1 nanoteslas. Uno de ellos registraba el campo magnético de la Tierra en una estación base cada 5 minutos con el fin de corregir la variación diurna y secular. Con el otro se tomaron medidas cada 1,5 km lo más lejos posible de líneas eléctricas, edificios, automóviles y otros objetos metálicos que influyeran en la señal magnética. Se buscó que la intensidad de señal fuera buena y que los valores del campo magnético en las zonas con fuerte gradiente fueran coherentes. Las campañas cubrieron una superficie aproximada de  $750 \text{ km}^2$ , con un total de 315 estaciones medidas. Se corrigieron las variaciones diurna y secular y se calculó la anomalía absoluta (Figura 2a) con respecto al Campo de Referencia Geomagnético Internacional (IGRF) utilizando el paquete Oasis Montaj de Geosoft® Inc. Todos los datos se refirieron al 14 de abril de 2015, que fue el primer día de medición en la campaña de 2015.

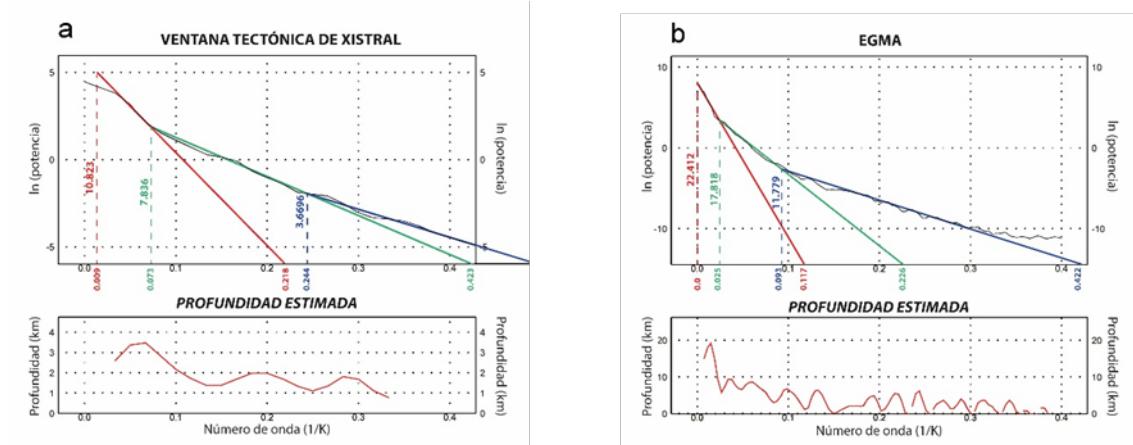


**Figura 2.-** (a) Mapa de la anomalía absoluta de la Ventana Tectónica de Xistral calculada a partir de 315 medidas en tierra. Se incluyen los contactos y las fallas para permitir la comparación con el mapa de los dominios geológicos. (b) Mapa de los dominios geológicos y de los valores de la susceptibilidad magnética medidos *in situ* que son iguales o mayores que 0.001 S.I. (multiplicados por  $10^3$  en el mapa). CTQ:

Cobertera terciaria y cuaternaria; GRV: Granitoides variscos; DOS: Dominio del “Ollo de Sapo”; DMM: Dominio del Manto de Mondoñedo; VTX: Ventana Tectónica de Xistral.

Simultáneamente se midió el valor de la susceptibilidad magnética de las rocas aflorantes y se representó en el mapa geológico la situación de aquellas que tenían una susceptibilidad magnética mayor o igual que 0.001 S.I.. Se comprobó que las litologías más magnéticas se localizaban sobre las estructuras extensionales variscas (Figura 2b).

El mapa de la anomalía magnética absoluta obtenido (Figura 2a) tiene una resolución mayor que el mapa aeromagnético y es la base para una modelización 2D-2.5D con GM-SYS más precisa que las realizadas hasta el momento (Martínez Catalán et al., 2018). Los modelos resultantes reflejan una relación espacial directa entre las estructuras extensionales (Falla de Vivero, despegue extensional de Viveiró y Despegue Basal del Manto de Mondoñedo) y los máximos de la anomalía magnética absoluta. Las rocas portadoras de la magnetización son efectivamente los metasedimentos de alto grado del Neoproterozoico y Cámbrico inferior. Sin embargo, la magnetización no depende de manera estricta de la litología, sino del hecho de haber cristalizado en un contexto extensional, caracterizado por una descompresión más o menos isotérmica. Las rocas se tornaron magnéticas dentro de las zonas de cizalla extensionales, pero su distribución dentro de tales estructuras es muy heterogénea.



**Figura 3.-** Espectros de potencia radialmente promediados y profundidades estimadas de las fuentes que generan las anomalías magnéticas. (a) Basado en las medidas tomadas durante las campañas terrestres en la Ventana Tectónica de Xistral. (b) Basado en los datos del mapa aeromagnético de Iberia peninsular que cubren toda la EGMA. En ambos casos se han trazado en distintos colores las pendientes,  $m$ , que representan las diferentes contribuciones a la anomalía y que son necesarias para calcular la localización de las fuentes profundas (en rojo), intermedias (en azul) y superficiales (en verde) a partir del cociente  $m/4\pi$ .

El mapa de anomalía absoluta en la Ventana de Xistral también ha permitido calcular su espectro de potencia radialmente promediado, que da idea de la profundidad a la que se encuentran las fuentes que la generan (Figura 3a). Se deduce de él que no se precisan cuerpos magnéticos a profundidades mayores de 5 km para explicar la anomalía adquirida en tierra, como de hecho muestran los modelos de Martínez Catalán et al. (2018). Sin embargo, el mismo espectro, calculado para toda la EGMA usando los datos del mapa aeromagnético, proporciona profundidades de hasta 12.5 km (Figura 3b). Esta diferencia se debe, por un lado, a que el mapa aeromagnético abarca un área mayor y tiene un intervalo de muestreo mayor, por lo que registra anomalías de mayor longitud de onda. Por otro lado, el antiforme que hace aflorar la

Ventana Tectónica de Xistral muestra una inmersión hacia el sur, de modo que los despegues que se observan en ésta no afloran en el resto de la EGMA, con excepción de la Falla de Viveiro. La continuación de la EGMA por el centro y sur del Domo de Lugo y hasta el Domo de Sanabria indica que los mismos despegues continúan en profundidad, aparte de que pueden existir otros aún más profundos que ni siquiera llegan a aflorar en la ventana.

Durante la adquisición de datos magnéticos en tierra se obtuvieron testigos orientados de las rocas magnéticas aflorantes con el fin de estudiar la anisotropía de la susceptibilidad magnética, la magnetización remanente, e identificar los minerales portadores de la magnetización mediante análisis de las curvas termomagnéticas usando una balanza de traslación de campo variable. Estos resultados serán la base de un próximo artículo que tratará de interpretar los procesos que dan lugar a la remanencia y la magnetización en la Ventana Tectónica de Xistral.

### Agradecimientos

Esta aportación ha sido financiada por los proyectos de investigación CGL2011-22728 del Ministerio de Ciencia e Innovación y CGL2016-78560-P y CGL2016-77560 del Ministerio de Economía y Competitividad, dentro del Programa Nacional de Fomento de la Investigación Científica y Técnica de Excelencia, en el marco del Plan Nacional de Investigación Científica y Técnica e Innovación 2013-2016. También ha sido financiada por el proyecto SA065P17 de la Junta de Castilla y León. Agradecemos a I. Socías, del Instituto Geográfico Nacional, y a J. M. Miranda, del Centro de Geofísica da Universidade de Lisboa, por proporcionar los datos utilizados para trazar el mapa de anomalías magnéticas de la Península Ibérica.

### Referencias

- Aller, J. (1986)** Una hipótesis sobre la estructura geológica profunda causante de la anomalía magnética regional de una parte del área del Manto de Mondoñedo, *Breviora Geológica Asturica*, 28 (1-2): 4-12
- Aller, J., Zeyen, H.J., Pérez-Estaún, A., Pulgar, J.A. and Pares, J.M. (1994)** A 2.5D interpretation of the eastern Galicia magnetic anomaly (northwestern Spain): geodynamical implications, *Tectonophysics*, 237: 201-213.
- Ardizone, J., Mezcuia, J. y Socías, I. (1989):** *Mapa aeromagnético de España peninsular. Escala 1:1.000.000*. Instituto Geográfico Nacional, Madrid.
- Ayarza, P. and Martínez Catalán, J.R. (2007)** Potential field constraints on the deep structure of the Lugo gneiss dome (NW Spain). *Tectonophysics*, 439: 67-87.
- de Pouliquet, J. (2012)** L'arc magnétique ibéro-armoricain est-il la trace d'un rift avorté d'âge cambro-ordovicien, *Trabajos de Geología*, Universidad de Oviedo, 32: 76-86.
- Martínez Catalán, J. R., Ayarza, P., Álvarez Lobato, F., Villalaín, J. J., Durán Oreja, M., Martín Paramio, M., Rodríguez Gómez, S. (2018)** Magnetic anomalies in extensional detachments: The Xistral Tectonic Window of the Lugo Dome (NW Spain). *Tectonics*, 37: 4261-4284.
- Miranda, J.M., Galdeano, A., Rossignol, J.C. and Mendes Victor L.A. (1989)** Aeromagnetic anomalies in mainland Portugal and their tectonic implications, *Earth and Planetary Science Letters*, 95, 161-172.

## Unraveling Deccan-induced environmental acidification by using rock magnetism: example of the Galanderud section, Iran

Eric Font<sup>1,2\*</sup>, Thierry Adatte<sup>3</sup>, Masoud Asgharian Rostami<sup>4</sup>, Joana Ribeiro<sup>1,5</sup>, Guillaume LeHir<sup>6</sup>, Mohammad Javad Razmjooei<sup>7</sup>, Nicolas Thibault<sup>7</sup>, Anne Nédélec<sup>8</sup>, Frédéric Fluteau<sup>6</sup>, Fabrizio Frontalini<sup>9</sup> and Mark Leckie<sup>10</sup>

<sup>1</sup> Departamento de Ciências da Terra, Faculdade de Ciências e Tecnologia, Universidade de Coimbra, 3000-272 Coimbra, Portugal ([font\\_eric@hotmail.com](mailto:font_eric@hotmail.com))

<sup>2</sup> IDL-FCUL, Instituto Dom Luís, Faculdade de Ciências da Universidade de Lisboa, Campo Grande, Lisbon, Portugal

<sup>3</sup> ISTE, Geopolis, CH-1015 Lausanne, Switzerland

<sup>4</sup> Department of Geological Sciences, University of Florida, Gainesville, FL, USA

<sup>5</sup> Instituto de Ciências da Terra – Polo da Universidade do Porto, 4169-007 Porto, Portugal

<sup>6</sup> Institut de Physique du Globe de Paris, Université de Paris, Bureau 130, 1, rue Jussieu, 75238 Paris cedex 05, France

<sup>7</sup> Department of Geosciences and Natural Resource Management, University of Copenhagen, Øster Voldgade 10, DK-1350 Copenhagen K, Denmark

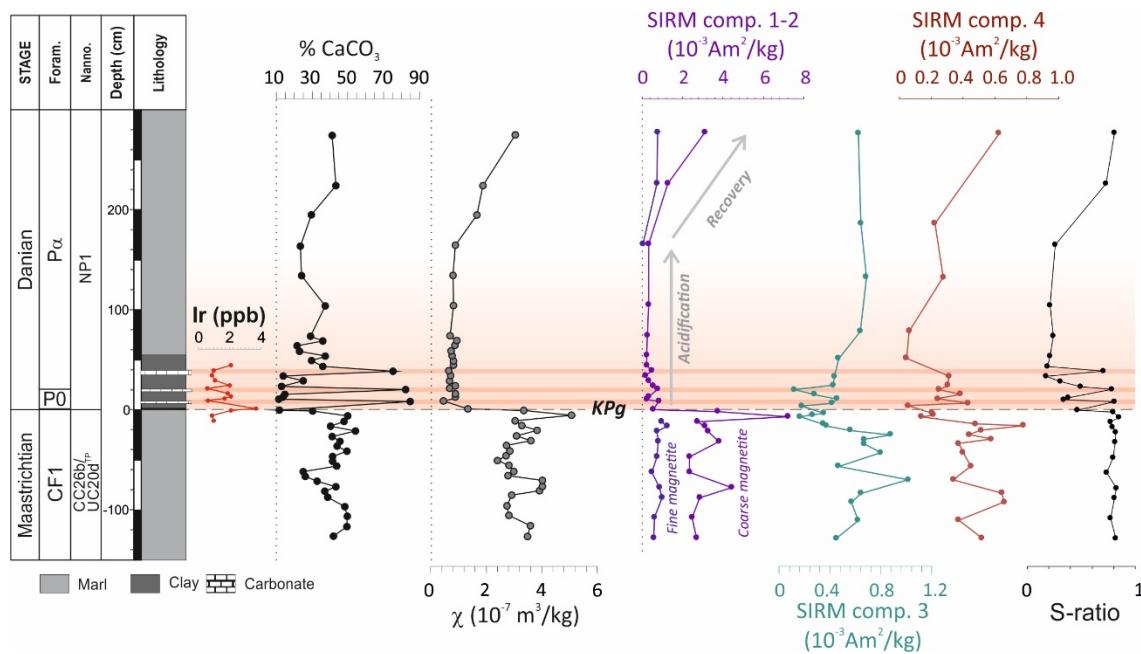
<sup>8</sup> Géosciences Environnement Toulouse, Observatoire Midi-Pyrénées, Université de Toulouse, France

<sup>9</sup> Department of Pure and Applied Sciences, Università degli Studi di Urbino “Carlo Bo”, Italy

<sup>10</sup> Department of Geosciences, University of Massachusetts, Amherst, MA, USA

### Abstract

During the Cretaceous-Paleogene (KPg) transition about 66 million years ago, eruptions of the Deccan Traps magmatic province released massive amounts of carbon dioxide and acid aerosols into the atmosphere, leading to global warming, environmental acidification and biological crisis. However, linking the age of the Deccan-induced climate and environmental perturbations to the Cretaceous-Paleogene mass extinction is still a matter of debate. Here we investigated the unusual occurrence of three carbonate beds intercalated by clays at the base of the Danian (biozone P0) of the Galanderud section (Iran), the mass extinction interval where carbonate productivity was globally very low. In these carbonates, we found the presence of pyrolytic carbon and macerals with cracks indicative of wildfire. The sedimentary interval where these carbonates are found exhibit anomalously low values of magnetic susceptibility, suggested to result from the dissolution of detrital magnetite by acid rains (Fig. 1). Mercury anomalies of 20-30 ppb, together with an absence of significant correlation between mercury and total organic content comforts the contribution of the Deccan volcanism. In addition, microscopic observations show that the Danian carbonates are constituted by microcrystalline calcite, with absent or very few nannofossils, suggesting a diagenetic or early calcite precipitation origin. Enigmatic chlorinated frambooidal iron oxides are also observed in the carbonates and interpreted as the relics of microbially-reduced akaganéite (a mineral hypothesized to be formed by the interaction of volcanic aerosols with the atmosphere). We hypothesized that these enigmatic carbonates were precipitated during major Deccan pulses. Increased weathering by acid rains would have led to the rapid injection of bicarbonate into the surficial Tethys ocean, triggering ocean carbonate saturation overshoot and resulting in the precipitation of these enigmatic abiotic carbonates. Chlorinated iron oxides, mercury and organic particles charred by wildfire were then deposited through the atmosphere. These findings represent an unprecedented piece of evidence of the climate perturbations induced by the Deccan Traps volcanism and its link with the end-Cretaceous mass extinction.



**Figure 1.-** Rock magnetic properties of the Galanderud section (Iran). SIRM is the saturation isothermal remanent magnetization of component 1 (soft magnetite) and component 2 (hard magnetite). Iridium content, % CaCO<sub>3</sub> and mass specific magnetic susceptibility ( $\chi$ ) are also shown (Rostami et al., 2018).

## References

- Rostami, M.A., Leckie, R.M., Font, E., Frontalini, F., Finkelstein, D., Koeberl, C., (2018). The Cretaceous-Paleogene transition at Galanderud (northern Alborz, Iran): A multidisciplinary approach. *Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology* 493, 82-101.

## A new Cretaceous paleomagnetic pole for Iberia

Eric Font<sup>1,2\*</sup>, André Dias<sup>1</sup>, Rafael Dinis<sup>4</sup>, Gabriela Cunha<sup>1</sup>, Daniel Duarte<sup>1</sup>, Maria Beatriz Alexandre<sup>1</sup>, Bruno Figueiredo<sup>1</sup>, Daniela Nascimento<sup>1</sup> and Marta Neres<sup>2,3</sup>

<sup>1</sup> Departamento de Ciências da Terra, Faculdade de Ciências e Tecnologia, Universidade de Coimbra,  
3000-272 Coimbra, Portugal ([font\\_eric@hotmail.com](mailto:font_eric@hotmail.com))

<sup>2</sup> IDL-FCUL, Instituto Dom Luís, Faculdade de Ciências da Universidade de Lisboa, Campo Grande, Lisbon,  
Portugal

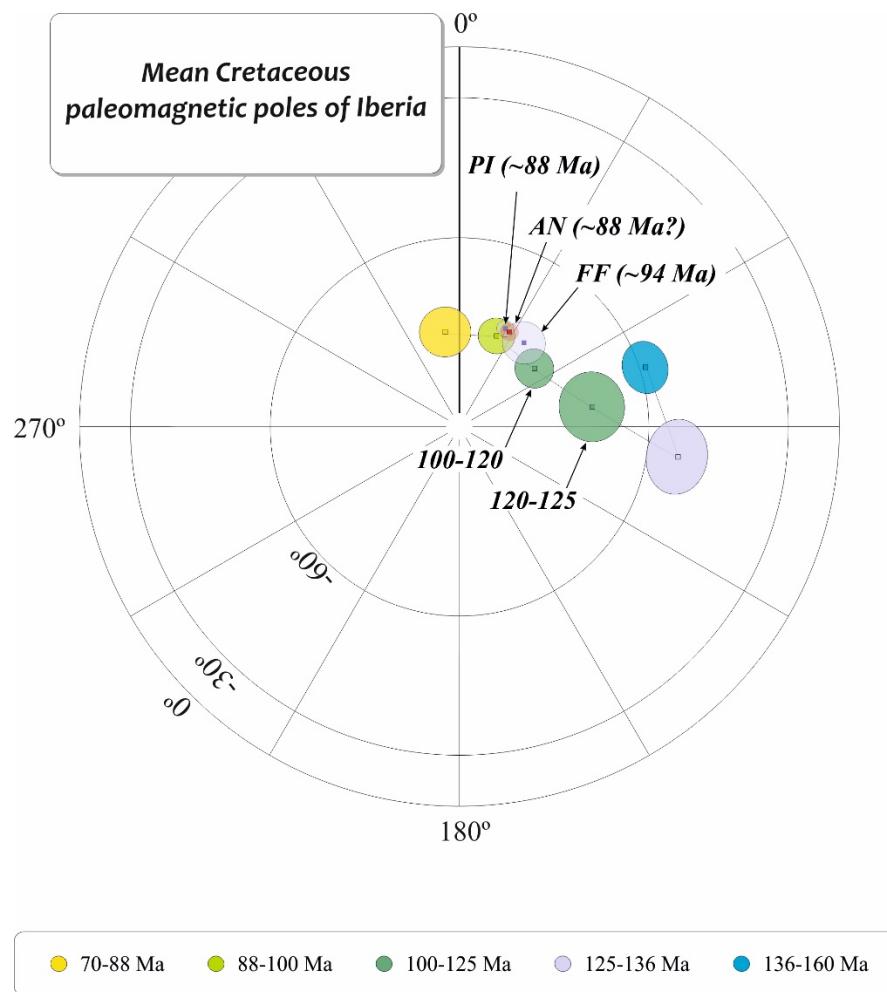
<sup>3</sup> IPMA, IPMA, Instituto Português do Mar e Atmosfera, Lisboa, Portugal

### Abstract

The kinematic of the Iberian plate during Mesozoic is a challenging topic. Limitations resides in the paucity of high quality paleomagnetic poles and widespread remagnetization events (Neres et al., 2012). Here we investigated the Anços sill of Mafra (Lisbon area), which is part of the Cretaceous alkaline magmatic pulse that emplaced in the Lusitanian Basin during Mesozoic, in order to i) investigate the age of the sill and ii) provide a new paleomagnetic pole for Iberia. We collected more than 50 samples from 11 sites located from the base to the top of the sill (Fig. 1). More than 70 specimens were treated using alternating field (AF) demagnetization, among which 65 provided stable and reliable paleomagnetic directions. After AF demagnetization at 50 mT, more than 90% of the remanence was cleaned suggesting that magnetite is the main magnetic carrier in these rocks. The mean direction of the characteristic remanent magnetization calculated based on these 65 specimens is D=349.3° and I=43.1° (k=163 and alpha 95=1.4°). The coordinates of the corresponding paleomagnetic pole, oriented Plat=-73.6° and Plong=27.3°, is similar to those of the sill of Paço d'Ilhas, recently dated at 88 Ma by K-Ar dating (Miranda et al., 2009) (Fig. 2). These results provide better constrains on the age of the Cretaceous magmatism that affected the Lusitanian basin during Mesozoic and suggest that the intrusion of these sills correspond to a very short magmatic episode. However, more data are required in the near future to evaluate whether the secular variation has been correctly minimized in the case of the Anços sill.



**Figure 1.-** Field photograph of the Anços sill, Mafra (Lisbon area).



**Figure 2.-** Position of the Anços (AN) paleomagnetic pole compared to the mean Mesozoic Iberian paleomagnetic poles from Neres et al. (2012). Poles of the Paço d'Ilhas (PI) and Foz da Fotne (FF) sills are also indicated.

### References

- Miranda, R., Valadares, V., Terrinha, P., Mata, J., Azevedo, M.d.R., Gaspar, M., Kullberg, J.C., Ribeiro, C., (2009).** Age constraints on the Late Cretaceous alkaline magmatism on the West Iberian Margin. *Cretaceous Res* 30, 575-586.
- Neres, M., Font, E., Miranda, J.M., Camps, P., Terrinha, P., Mirao, J., (2012).** Reconciling Cretaceous paleomagnetic and marine magnetic data for Iberia: New Iberian paleomagnetic poles. *Journal of Geophysical Research-Solid Earth* 117.

## Tectonic magnetic fabrics in Cretaceous sedimentary rocks from the McCartney Mountain Salient (SW Montana): preliminary results

García-Lasanta, Cristina<sup>1</sup>; Housen, Bernard<sup>1</sup>; Fillman, Tess<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Geology Department, Western Washington University, Bellingham, WA, 98225-9080;  
cristina.garcialasanta@wwu.edu

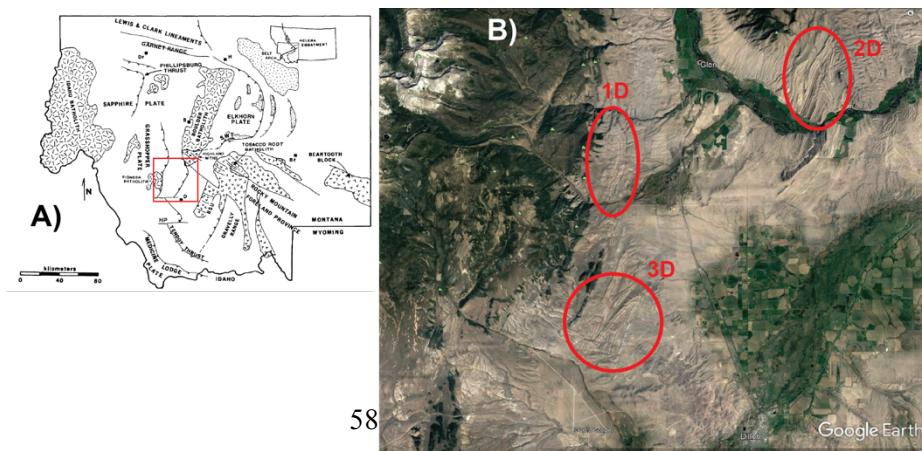
### Abstract

Preliminary magnetic fabric results from the Lower Cretaceous Kootenai Fm in SW Montana (US) are presented to illustrate the tectonic development of one of the curved structures found along the North American Cordillera Thrust Belt: the McCartney Mountain Salient. The area involves mainly continental stratigraphic sequences in a thin-skinned tectonic setting. The targeted Kootenai Fm includes continental red beds (mudstones, sandstones, sometimes gray, and conglomerates to the base) interbedded with lacustrine limestones and fossil-rich limestones. Despite the low magnetic susceptibility values in some of the Kootenai units, magnetic lineations generally cluster around NNE-SSW and NE-SW, mainly parallel to the structure's trend and following the curvature of this part of the fold and thrust belt. This study is currently in process to be expanded with additional magnetic fabric results from neighbor localities, LT magnetic fabrics and ARM analyses, as well as with paleomagnetic measurements in order to infer about potential VAR rotations and their role in the tectonic configuration of the salient.

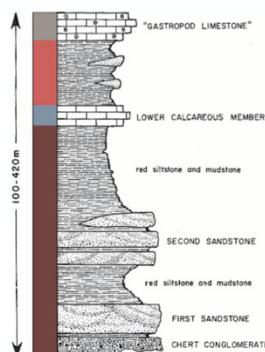
### Introduction and geological setting

The Sevier and Laramide orogenies configured the Western Cordilleran Thrust Belt in the North American plate during the Cretaceous and mid-Cenozoic (e.g. DeCelles, 2004 and references therein). The presence of previous elements, evolution of multiple thrust sheets and accommodation of localized stresses resulted in strain partitioning and complex tectonic settings, such as curved geometries, along the belt. The Helena Salient (Fig. 1A) is one of the most remarkable curved structures in this fold-and-thrust belt. To the south, it is bounded by a strike-slip system of faults (Southwest Montana Transverse Zone, SWT in Fig. 1A) and progresses to another curved structure of minor entity: the McCartney Mountain Salient (Fig. 1).

The tectonic evolution of these salients involved the Mesozoic rocks in sequences of folds (Fig 1B) rotated and faulted to accommodate different degrees of deformation by means of vertical axis rotations and heterogeneous buttressing (e.g. Eldredge and Van der Voo, 1988). This study provides AMS results from the Early Cretaceous Kootenai Formation (Fig. 2) in two localities in SW Montana, E from the Pioneer Batholith and NW from the city of Dillon (Figs. 1 and 4).



**Figure 1.- A)** Simplified structural configuration of SW Montana (taken from DeCelles, 1986). McCartney Salient in the red square. **B)** Satellite image of the 59rea, showing the sampled localities (Google Earth)



**Figure 2.-** Stratigraphic profile of the Kootenai Fm in SW Montana (from Eldredge and Van der Voo, 1988).

The nonmarine Kootenai Fm is stratigraphically bound by the underlying Upper Jurassic Morrison Fm and the Albian Blackleaf Fm to the top. It can be simplified into four main members (e.g. Myers, 1952), from base to top (Fig. 2): reddish basal sandstones to mudstones (limited to the base by a characteristic chert conglomerate); lower calcareous member (fine-grained grey and yellow limestones); upper red silty mudstones (interbedded with gray sandstones); massive grey gastropod-rich limestone (gastropod limestone).

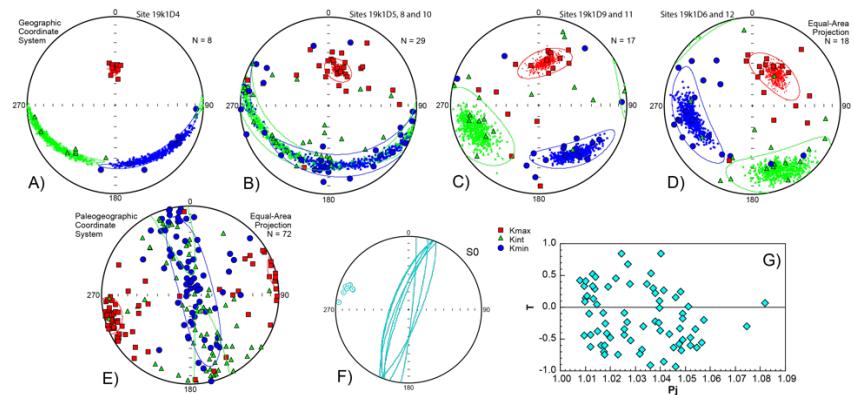
### Sampling strategies, methods and preliminary results

A previous paleomagnetic study by Eldredge and Van der Voo (1988) focused on the red beds from Kootenai's lower member in the Helena and McCartney Mountain tectonic domains. The sampling strategy of the present project was restricted to three localities in the McCartney Mountain Salient. The calcareous and upper sandstone members were the sampling main target, although a set of sites were collected as well in lower materials with the aim of evaluating the previous models in literature. This abstract gathers magnetic fabric results from sites in two of the three localities (1D and 3D in Fig. 1B). A total of 113 standard samples from 16 sites were subjected to RT-AMS measurements in a KLY3-S Kappabridge susceptometer (AGICO Inc, Czech Republic) available in the Geology Department at WWU.

In locality 1D (Fig. 1B), a total of 75 samples from eight sites were collected in outcrops from the four members of the Kootenai Fm (Fig. 2), using a gas-powered drill machine and oriented in situ with a magnetic compass. They are distributed along the western limb of an anticline whose axial plane shows a general trend of around N020E (NNE-SSW; Fig. 3D). Beds were overturned in five out of the eight sites (Fig. 3F).

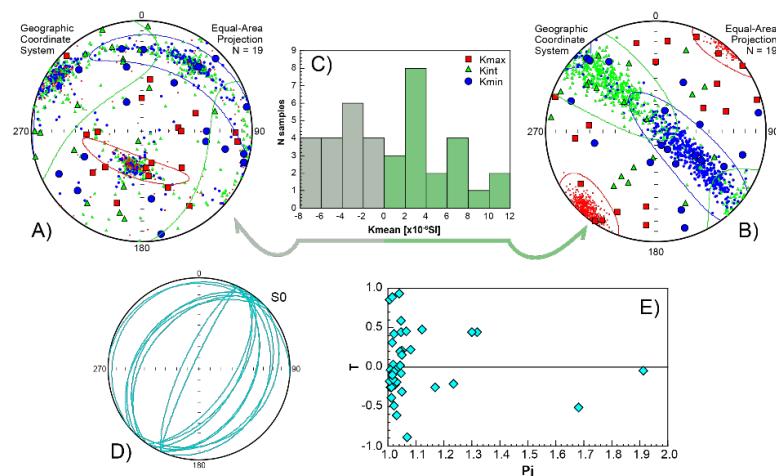
Site 19k1D4 (Fig. 3A) is located in the basal Kootenai member and it is composed by fine-grained red sandstones. The mean bulk susceptibility of this site is  $74.0 \times 10^{-6}$  SI and its three magnetic axes show a remarkable degree of grouping, with  $k_{max}$  steeply plunging to the N (359/57) before tectonic correction. Sites 19k1D5, 8 and 10 were collected in the lower calcareous member (Fig. 3B). The mean bulk susceptibility is  $56.5 \times 10^{-6}$  SI for these limestones and the magnetic fabric axes shown a larger scattering degree than the previous lithology. However, a clear magnetic lineation is observed with a plunge similar to the results in the lower member and oriented around NNE-SSW (015/56). Two sites (19k1D9 and 11) gather materials from the upper reddish member (Fig. 3C), although the specific sampled lithology was a grey sandstone from the same layer in two different outcrops along the fold limb. Bulk magnetic susceptibility in these sites is

$72.2 \times 10^{-6}$  SI and the magnetic lineation orients plunging NNE-SSW, similarly to the results from the previous members (008/50). The gastropod limestone was studied in this locality through two sites (19k1D6 and 12). Three samples registered negative bulk magnetic susceptibilities (pointing to the presence of a large concentration of diamagnetic contributors) and they were not considered in this analysis. The remaining results show the lowest bulk susceptibilities of the locality,  $33.7 \times 10^{-6}$  SI in average, as well as the largest scattering degrees of the three magnetic axes (Fig. 3D). In any case, a magnetic lineation can be described, with an orientation close to the results above but slightly NE-SW (037/54). When restoring bedding to horizontal, magnetic lineations arrange in the horizontal plane (Fig. 3E) showing a similar degree of grouping and oriented around ENE-WSW.



**Figure 3.-** AMS and structural results from sites in locality 1D. See text for details.

The eight sites (38 samples) in locality 3D (Fig. 4) were collected from the gastropod limestones (upper member of Kootenai Fm) in outcrops located in different limbs of two consecutive anticlines (Fig 1B and 3A) whose axial planes trend around NE-SW, i.e. around N035E according to the average bedding values in the sampling sites (Fig. 4D). A total of 19 samples (from cores in 6 sites out of the 8 studied in the locality) show negative bulk magnetic susceptibilities (Fig. 4A), pointing to a diamagnetic behavior. Resultant magnetic fabrics show a large degree of scattering in the three magnetic axes, with magnetic lineation average roughly oriented NNE-SSW and steeply plunging towards the SW (193/64; Fig. 4A) before tectonic correction. The other 19 samples in the locality (from cores in 6 sites) show positive but low bulk susceptibility values, of  $50.1 \times 10^{-6}$  SI in average (Fig. 4B). The resultant magnetic fabrics are better grouped in this case, with a maximum magnetic lineation close to the horizontal plane and oriented NW-SE (222/05) before tectonic correction, whereas  $k_{\min}$  and  $k_{\text{int}}$  arrange in an incipient girdle.



**Figure 4.-** AMS and structural results from sites in locality 3D.

### Discussion and ongoing work

Despite the relatively low values of magnetic susceptibilities, which seem to point to a small concentration of para- and ferromagnetic minerals in the studied lithologies, magnetic lineations predominantly orient N-S to NE-SW in all sites before tectonic correction. This lineation is parallel to the fold axes in the two studied localities, so we can interpret a tectonic origin of the AMS ellipsoids, in relation with the development of those folds.

The  $k_{\max}$  axes in locality 1D show a remarkable degree of imbrication towards the NNE ( $55^\circ$  in average for the locality). This effect could be associated to the tilting of the structures in the area. Moreover, when restored to horizontal, magnetic ellipsoids still show what could be interpreted as a tectonic fabric (grouped  $k_{\max}$  axes and girdle interchanging  $k_{\min}$  and  $k_{int}$  axes) with a horizontal magnetic lineation oriented ENE-WSW. This fabric would be consistent with a weak layer-parallel shortening fabric developed prior to folding, with the shortening direction perpendicular to this AMS lineation. How this is linked to the effect of vertical axis rotations and/or heterogeneous buttressing of the folded structures during the evolution of the McCartney Mountain Salient, specifically to a CCW rotation, should be supported with additional AMS, structural and paleomagnetic data before suggesting further interpretations.

Oriented blocks were sampled in 24 additional sites along the two presented localities plus an additional one (Fig. 1B) and they will provide around 350 additional standard paleomagnetic samples. The AMS results from this new set, together with the demagnetizations results from the whole collection, will provide robust data to illustrate the structural configuration of the McCartney Mountain Salient within the tectonic context of the Cordilleran Thrust Belt.

### Acknowledgments

The eight studied sites from locality 3D were collected by WWU students enrolled in a field mapping course in 2008; and their AMS results were collected as part of a students' class project in a follow-up magnetic fabrics course at WWU in 2012.

### References

- DeCelles, P. G. (1986). Sedimentation in a tectonically partitioned, nonmarine foreland basin: The Lower Cretaceous Kootenai Formation, southwestern Montana. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 97(8), 911-931.
- DeCelles, P. G. (2004) Late Jurassic to Eocene evolution of the Cordilleran thrust belt and foreland basin system, western USA, *Am. J. Sci.*, 304(2): 105-168.
- Eldredge, S., Van der Voo, R. (1988) Paleomagnetic study of thrust sheet rotations in the Helena and Wyoming salients of the northern Rocky Mountains. In: Interaction of the Rocky Mountain foreland and the Cordilleran thrust belt (Schmidt, C. J. and Perry, W. J., eds.). *GSA Memoir*, 171: 319-332.
- Myers, W. B. (1952) Geology and mineral deposits of the northwest quarter Willis quadrangle and adjacent Brown's Lake area, Beaverhead County, Montana. *USGS Open-File Report 52-105*, 46p.

## **Datación arqueomagnética de un horno romano excavado en el yacimiento arqueológico de Casa del Mitreo (Mérida, Extremadura España)**

García-Redondo, Natalia<sup>1</sup>; Calvo-Rathert, Manuel<sup>1</sup>; Carrancho-Alonso, Ángel<sup>2</sup>; Bustamante-Álvarez, Macarena<sup>3</sup>

<sup>1</sup> Laboratorio de Paleomagnetismo, Dpto. Física, Avda Cantabria s/n, Universidad de Burgos, 09006 Burgos, Spain. ngredondo@ubu.es ; mcalvo@ubu.es

<sup>2</sup> Área de Prehistoria, Departamento de Historia, Geografía y Comunicación, Universidad de Burgos, Edificio I+D+I, Plaza Misael Bañuelos s/n, 09001 Burgos, Spain. acarrancho@ubu.es

<sup>3</sup> Facultad de Filosofía y Letras. Campus Cartuja s/n, 18071, Granada, Spain. mbustamante@ugr.es

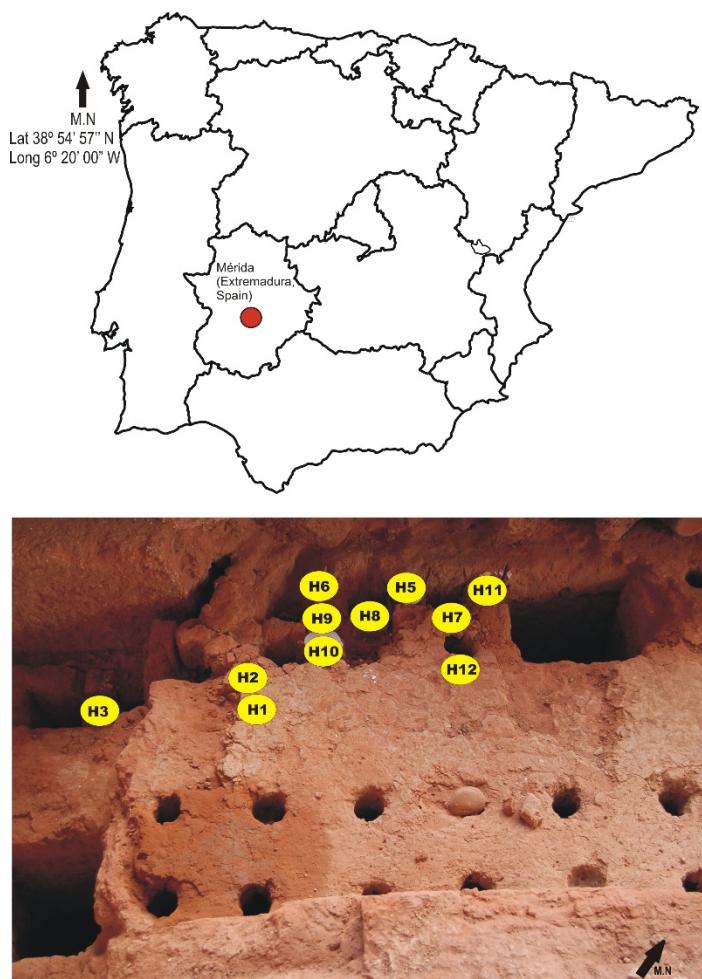
### **Resumen**

Presentamos un estudio arqueomagnético y de propiedades magnéticas de las rocas realizado en un horno excavado en el yacimiento arqueológico de Casa del Mitreo (Mérida, Extremadura, España). El objetivo principal del trabajo es determinar cuándo se produjo su último uso. Por otra parte, el valor de este trabajo radica también en la posibilidad de obtener un vector arqueomagnético completo. Mientras que los datos direccionales son abundantes para la época romana en la Península Ibérica, no ocurre lo mismo con los datos de intensidad debido a la dificultad metodológica que supone su obtención, provocando así que sean mucho más escasos. Además, la curva de variación secular de la Península Ibérica durante la época romana se caracteriza por la ausencia de notables variaciones tanto en la declinación como en la inclinación. Debido a este problema la intensidad es, por tanto, un elemento crucial a la hora de datar arqueomagnéticamente estructuras de combustión de este periodo, ya que los valores de intensidad serán los que ayuden a acotar el intervalo de edad en momentos en que la dirección apenas varía.

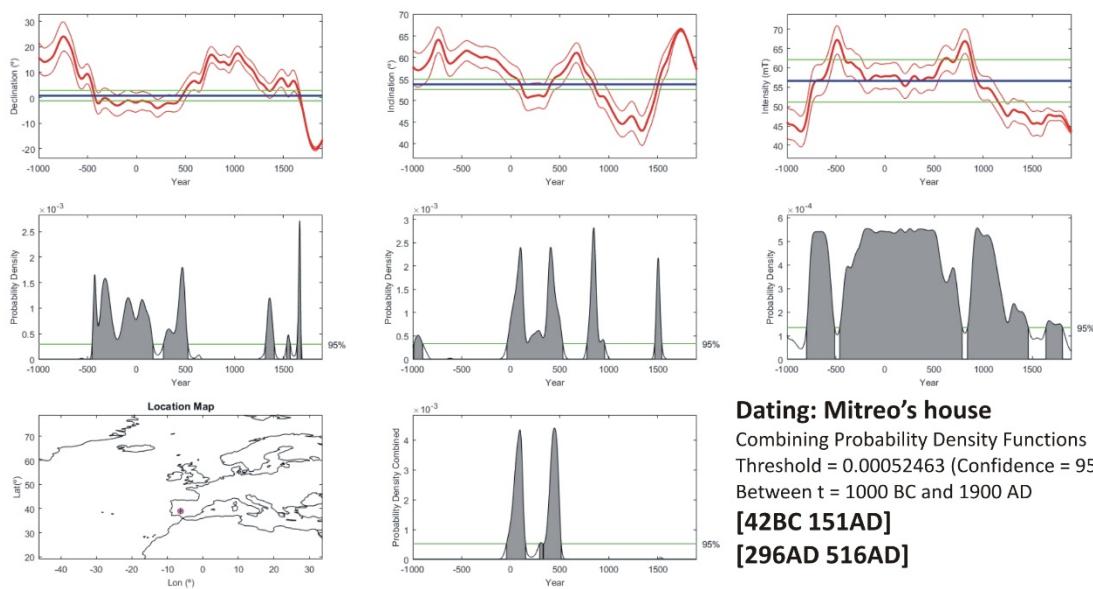
El horno estudiado presentaba condiciones de haber sido quemado a altas temperaturas y de estar conservado *in situ*. Esta última condición nos ha permitido realizar experimentos de paleomagnetismo (desmagnetización térmica y desmagnetización por campos alternos decrecientes de la NRM). Además, se han realizado análisis de magnetismo de las rocas con el objetivo de identificar los principales minerales portadores de la termorremanencia y su estado de dominios así como evaluar la estabilidad de la señal magnética para conocer si el material era susceptible de ser utilizado en experimentos de arqueointensidad absoluta. Los experimentos del magnetismo de las rocas consistieron en la medida de curvas de adquisición progresiva de la magnetización remanente isotérmica (IRM), ciclos de histéresis (+/- 1 T), curvas de *backfield* y curvas termomagnéticas (magnetización vs. temperatura) hasta 700°C en aire. Los análisis de arqueointensidad se realizaron con el método clásico de tipo Thellier (Thellier and Thellier, 1959) siguiendo su variante de Coe (Coe, 1967). Posteriormente estas determinaciones fueron corregidas a partir de los resultados obtenidos en experimentos de anisotropía de la termorremanencia.

La dirección paleomagnética media obtenida a partir de las técnicas de desmagnetización es la siguiente: Declinación = 0.8°; Inclinación = 53.8°; (N = 32; k = 425;  $\alpha_{95}$  = 1.2°). Se han obtenido determinaciones técnicamente aceptables en 26 de las 28 muestras procesadas, obteniendo así una tasa de éxito de más del 90%. Los análisis de arqueointensidad de tipo Thellier-Coe

permitieron obtener un valor medio de  $57.9 \pm 3.8 \mu\text{T}$ . Teniendo en cuenta el efecto de la anisotropía, el valor medio de la arqueointensidad con la corrección de este parámetro es:  $56.6 \pm 5.5 \mu\text{T}$ . La comparación del vector arqueomagnético completo con el modelo geomagnético SCHA.DIF.14k (Pavón Carrasco et al. 2014) ha aportado dos posibles intervalos de edad: 42 BC – 151 AD y 296 – 516 AD, ambos con un 95% de precisión. De acuerdo con el contexto arqueológico, el intervalo cronológico más coherente es 42 BC – 151 AD (95%). Este intervalo de edad concuerda perfectamente con la información cronológica aportada por la cerámica asociada al horno arqueológico. La mayor parte de este grupo cerámico pertenece a un menaje cerámico producido en Mérida en un momento muy concreto, mediados del I d.C. También han sido utilizados para datarlo algunos ejemplares cerámicos poco comunes de sigillata itálica. De estas piezas la más moderna dataría entre 40 – 80 d.C, intervalo cronológico que casa perfectamente con el intervalo obtenido mediante el método arqueomagnético. Este estudio es un buen ejemplo de aplicación de la técnica de datación arqueomagnética, la cual está cada vez más integrada en la arqueología peninsular.



**Figura 1.-** Mapa de la Península Ibérica con la localización del yacimiento arqueológico Casa del Miitreo y el horno muestreado con los bloques de mano recogidos para este estudio.



**Figura.- 2.** Resultados de datación arqueomagnética obtenidos con la herramienta Matlab de Pavón-Carrasco et al., (2011) para la declinación, inclinación e intensidad del horno. La dirección y arqueointensidad media obtenida y su error asociado son comparadas con el modelo SCHA.DIF.14k (Pavón Carrasco et al. 2014) en las coordenadas del sitio estudio. Los intervalos de datación obtenidos están expresados al 95% de probabilidad.

## Referencias

- Coe, R., Grommé, S., Mankinen, E. (1978).** Geomagnetic paleointensities from radiocarbon-dated lava flows on Hawaii and the question of the Pacific nondipole low. *J. Geophys. Res.* 85 (B4), 1740–1756.
- Pavón-Carrasco, F.J., Osete, M.L., Torta, J.M., De Santis, A. (2014).** A geomagnetic field model for the Holocene based on archaeomagnetic and lava flow data. *Earth Planet. Sci. Lett.* 388, 98–109. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2013.11.046>
- Thellier, E., Thellier, O. (1959).** Sur l'intensité du champ magnétique terrestre dans le passé historique et géologique. *Ann. Geophys.* 15, 285–376.

## Avaliação das propriedades magnéticas dos sedimentos de um sistema fluvial afetado por contaminação de origem mineira

Gomes, Patrícia<sup>1</sup>; Valente, Teresa<sup>1</sup>; Font, Eric<sup>2,3</sup>

<sup>1</sup>Institute of Earth Sciences (ICT), University of Minho, Campus de Gualtar, 4710-057 Braga, Portugal

<sup>2</sup>Departamento de Ciências da Terra, Faculdade de Ciências e Tecnologia, Universidade de Coimbra, 3000-272 Coimbra, Portugal

<sup>3</sup>IDL-FCUL, Instituto Dom Luís, Faculdade de Ciências da Universidade de Lisboa, Lisboa, Portugal

### Introdução

Escombeiras ricas em sulfuretos, quando expostas a processos de meteorização, desenvolvem efluentes conhecidos por águas de drenagem ácida (AMD). Os materiais presentes nas escombeiras reagem, produzindo lixiviados ácidos ricos em sulfato e metais (Valente et al., 2016). Na Faixa Piritosa Ibérica (FPI) existem inúmeras minas que foram abandonadas sem a consideração de medidas de proteção dos sistemas aquáticos. A mina de São Domingos, localizada no setor português da FPI, foi um importante centro mineiro de sulfuretos maciços desde os tempos pré-romanos, e permaneceu em atividade até 1966, quando foi definitivamente suspensa (Álvarez-Valero et al., 2008). Atualmente, as escombeiras estão dispersas ao longo de aproximadamente 5,5 km, até à margem do rio Chança, afetando a qualidade e capacidade de armazenamento de várias barragens na sua extensão, sendo esse o principal foco de contaminação do sistema hídrico (Gomes et al., 2018). Os sedimentos dos sistemas fluviais afetados podem conter fases magnéticas ricas em elementos potencialmente tóxicos, incorporados na estrutura cristalina dos minerais ou retidos por processos de adsorção na superfície das partículas que constituem este material sedimentar (Kukier et al. 2003).

A presente contribuição concentra-se em estudar as propriedades magnéticas dos sedimentos acumulados nas barragens construídas e na ribeira que recebe a drenagem da mina de São Domingos como potenciais indicadores de poluição mineira, especialmente a partir da sua relação com os elementos potencialmente tóxicos mobilizados a partir dos resíduos mineiros.

### Materiais e métodos

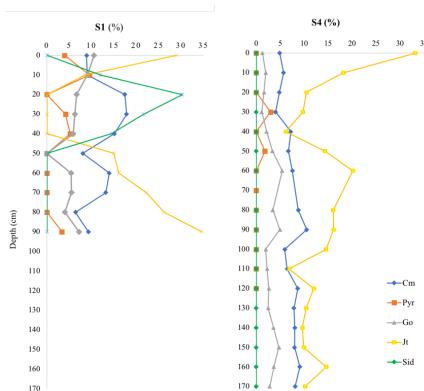
Foram realizadas cinco sondagens em pontos selecionados ao longo do sistema fluvial (ver Gomes et al., 2017 para identificação do local). Para este trabalho, selecionaram-se duas sondagens, por serem aquelas situadas em locais de grande relevância no que concerne à contaminação ambiental a partir dos resíduos: S1 (0,9 m) e S4 (1,70 m). Em cada sondagem foram recolhidas amostras a cada 10cm. A composição mineralógica na fração <2 mm foi obtida por difração de raios-X (DRX), usando o equipamento Philips PW1710. Para análise química, os sedimentos foram analisados por espectrometria de massa com fonte de plasma (ICP/MS) no laboratório Actlabs (Canadá).

As propriedades magnéticas dos materiais foram medidas no laboratório de paleomagnetismo do Departamento de Ciências da Terra da Universidade de Coimbra. A suscetibilidade magnética foi medida com um MS2 meter (Bartington) e normalizada por massa ( $\chi$  em  $m^3/kg$ ). A suscetibilidade magnética dependente da frequência (% Kfd) foi calculada usando a fórmula:  $Klf - Khf/Khf * 100$ , onde Klf e Khf são a suscetibilidade magnética em baixa e alta frequência, respectivamente. As amostras foram limpas por tratamento em campos alternados (AF) e submetidas a medidas de IRM usando um magnetizador de impulso (IM-10-30). A magnetização do remanescente isotérmico (IRM) foi medida com um magnetômetro Minispin (Molspin). As

curvas de IRM foram então analisadas usando uma função cumulativa log-gaussiana (Kruiver et al., 2001) para discriminar fases magnéticas através dos respetivos espectros de coercividade. Os dados de IRM foram normalizados pela massa (unidade em  $\text{Am}^2/\text{kg}$ ) com um volume constante de  $10 \text{ cm}^3$ .

### Resultados e discussão

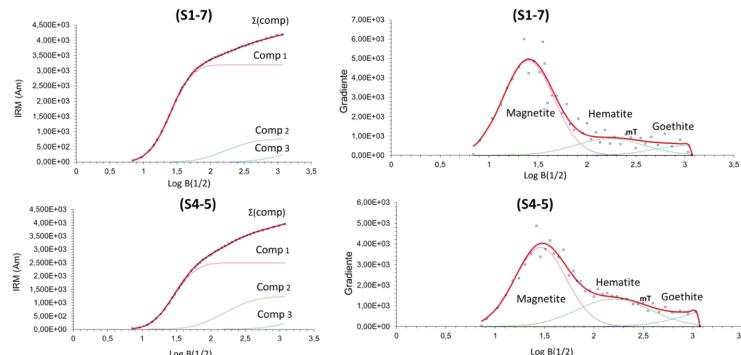
Na figura 1 representa-se um conjunto de fases selecionadas pela sua relevância em termos de abundância/ubiquidade. A jarosite ( $\text{K}_2\text{Fe}_6(\text{OH})_{12}(\text{SO}_4)_4$ ), está presente em praticamente todas as amostras e tem maior abundância.



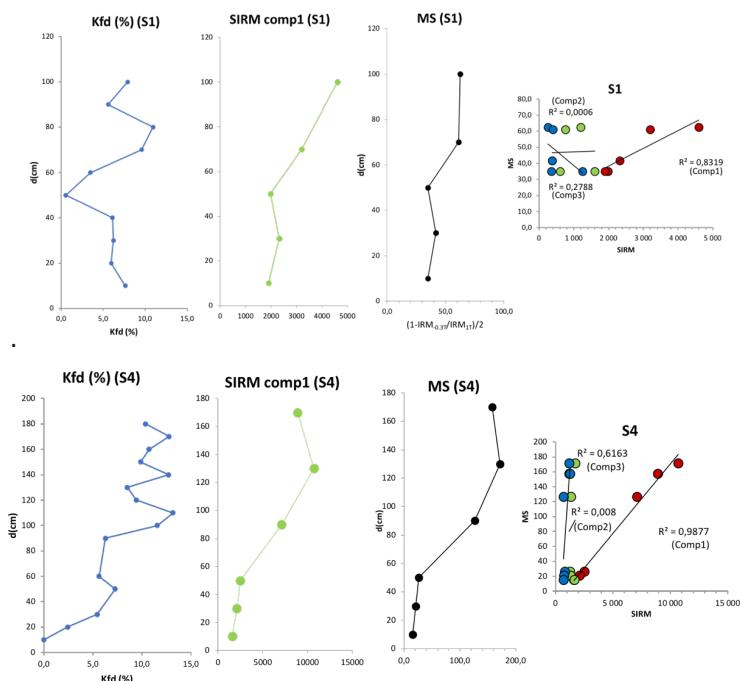
**Figura 1.-** Composição mineralógica em profundidade das sondagens amostradas. Cm=minerais de argila; Pyr=pirrotite; Go=goethite; Jt=jarosite; Sid=siderite.

Após o tratamento das curvas IRM pela função acumulativa Log-Gaussiana, três componentes principais foram obtidas em todas as amostras (Figura 2). O B1/2 da componente 1 possui um valor entre 25,1 a 28,8 mT e parâmetro de dispersão (DP) de 0,26 para as duas amostras, correspondendo à faixa de coercividade da magnetite detritica. A magnetite contribui para 73,4 % do remanescente total, para a amostra representada da S1, e 54,9 para a amostra correspondente à S4. A componente 2 possui valores B1/2 de 169,8 a 158,5 mT e DP de 0,35 a 0,37, típicos de hematite. A hematite contribui para 17,4 % a 27,5 % do total remanescente, para cada amostra, respetivamente. Para a goethite (componente 3) o B1/2 varia entre 1000 a 1995,3. No que diz respeito ao DP, este representa valores de 0,32 a 0,40, com uma % de 9,2 a 17,6 de goethite. Desta forma, é possível observar que a componente 1, magnetite, apresenta uma maior representatividade. A figura 3 mostra os resultados de Kfd, SIRM e a suscetibilidade magnética (MS). A MS estaria principalmente controlada pela magnetite, ou mineral de coercividade similar, como a pirrotite. O Kfd varia entre 0,6 e 10,9 % no perfil S1 e 0,0 e 13,2 % no perfil S4, o que sugere uma contribuição relativamente fraca das partículas superparamagnéticas (Dearing, 1999). Essas partículas superparamagnéticas podem ter origem nos resíduos mineiros ou serem de origem pedogénica. Contudo, as análises de DRX não permitiram identificar a magnetite. Para melhor compreensão destes resultados, apresentam-se em seguida alguns aspectos da geoquímica dos sedimentos estudados. Nesse sentido, foram selecionados os elementos químicos Fe, Pb, As e Cu por serem aqueles que representam a paragénese primária, possuírem elevadas concentrações no sedimento e apresentarem perigosidade ambiental (Gomes et al., 2015). A Tabela 1 evidencia a correlação entre esses mesmos elementos, a MS e SIRM nas sondagens estudadas. Os resultados revelam que a MS e SIRM apresentam elevadas correlações para as duas sondagens, com 0,97 e 1,00, respetivamente. Segundo Cunha et al. (2019) estes resultados são indicativos que a MS é

controlada principalmente pela concentração dos óxidos de ferro ferromagnéticos (magnetite e hematite), como relatado anteriormente. Comparando os valores SIRM da magnetite e hematite nos sedimentos estudados com valores da literatura para sedimentos de planície aluvial de terraços quaternários (Cunha et al., 2019) verifica-se que os materiais fluviais de São Domingos são mais magnéticos.



**Figura 2.-** Exemplo de curvas IRM tratadas através da função cumulativa log-gaussiana para as duas sondagens analisadas.



**Figura 3.-** Dados de kfd, SIRM, MS e coeficiente de correlação para as 3 componentes analisadas. S4 (vermelho: comp.1; azul: comp.2; verde: comp.3).

No entanto, quando se procede à análise da correlação com os elementos químicos (tabela 1), os resultados revelam baixos coeficientes de correlação. No que diz respeito ao Fe, por exemplo, é possível observar também uma baixa correlação entre este, a MS e a IRM. Estes resultados sugerem que o Fe não se encontra associado às partículas magnéticas identificadas com a MS e as curvas IRM, pois não existe uma boa correlação entre esses parâmetros. É possível observar alguma correlação entre os elementos tóxicos, nomeadamente o As e Pb (0,83 em S4) e o As e Cu (0,7 em S1). Outras correlações, tais como entre o Fe, As e Cu, são também de notar, apesar de menos expressivas (entre 0,5 e 0,6). Tal como foi referido acima, estes elementos potencialmente tóxicos constituem parte integrante da paragénese primária, possuindo por isso origem comum que se expressa nesta correlação. De acordo com Gomes et al. (2015), o Fe pode

estar associado a partículas argilosas e/ou óxi-hidroxidos e hidroxisulfatos de ferro. No entanto, a correlação entre o Fe, Mg e Al é praticamente inexistentes em S4, o que sugere que o Fe também não está associado às argilas. Assim, deduz-se que a jarosite deverá ser o principal reservatório de Fe, pois é um mineral muito abundante em todo o ambiente, e em especial nesta sondagem (figura 1).

**Tabela 1.** Correlações de Spearman entre a SIRM, MS e a geoquímica dos sedimentos.

	(S1)					(S4)						
	SIRM	MS	Fe	Pb	As	Cu	SIRM	MS	Fe	Pb	As	Cu
SIRM	1						1					
MS	<b>0,975</b>	1					<b>1,000</b>	1				
Fe	0,3	0,41	1				-0,543	-0,543	1			
Pb	0	0,205	0,3	1			0,029	0,029	0,429	1		
As	-0,5	-0,36	<b>0,6</b>	<b>0,5</b>	1		0,086	0,086	<b>0,6</b>	<b>0,829</b>	1	
Cu	-0,4	-0,31	0,1	0,6	<b>0,7</b>	1	-0,257	-0,26	0,6	0,314	0,2	1

## Conclusão

Os óxidos, óxidos-hidróxidos e hidroxisulfatos de ferro presentes nas sondagens realizadas advêm da paragénese primária e neoformada. O Fe, com elevada concentração nos sedimentos, parece não estar associado às argilas nem as partículas ferromagnéticas identificadas através das análises IRM. Concluímos que as altas concentrações de Fe refletem a importância da jarosite, um mineral não magnético cuja abundância nas amostras tem sido verificada através das análises geoquímicas e mineralógicas. Não existe relação considerável entre os elementos potencialmente tóxicos e os parâmetros magnéticos, o que sugere que a maior parte das partículas magnéticas não vem da contribuição dos resíduos mineiros, mas representa a fração detritica do próprio sedimento.

## Referências

- Álvarez-Valero, A.M., Pérez-López, R., Matos, J.X., Capitán, M.A., Nieto, J.M., Saez, R., Delgado, J., Caraballo, M. (2008)** Potential environmental impact at São Domingos mining district (Iberian Pyrite Belt, SW Iberian Peninsula): evidence from a chemical and mineralogical characterization. *Environ Geology*. 55, 1797–1809.
- Cunha, P., Gouveia, M., Ferreira, C., Martins, A., Buylaert, J., Murray, A., Font, E., Pereira, T., Figueiredo, S., Bridgland, D., Yang, P., Stevaux, J., Mota, R. (2019)** The Lowermost Tejo River Terrace at Foz do Enxarrique, Portugal: A Palaeoenvironmental Archive from c. 60–35 ka and Its Implications for the Last Neanderthals in Westernmost Iberia. *Quaternary*, doi:10.3390/quat2010003
- Dearing, J. (1999)** Environmental Magnetic Susceptibility. Using the Bartington MS2 System, second edition. *Chi Publishing, England*, 54.
- Gomes P.; Valente T.; Sequeira Braga M.A.; Grande J.A.; de la Torre M.L. (2015)** Enrichment of trace elements in the clay size fraction of mining soils. *Environ Sci Pollut R*.10.1007/s11356-015-4236-x.
- Gomes, P., Valente, T., Grande, A. (2017)** Occurrence of sulphate efflorescences in São Domingos mine. *Comun. Geológicas* 104:16.
- Gomes, P., Valente, T., Pereira, P. (2018)** Addressing Quality and Usability of Surface Water Bodies in Semi-Arid Regions with Mining Influences. *Environ Process* 5:707 doi: 10.1007/s40710-018-0329-0
- Kruiver, P.P., Dekkers, M.J., and Heslop, D. (2001)** Quantification of magnetic coercivity components by the analysis of acquisition curves of isothermal remanent magnetisation: *Earth Planet Sc Lett*, 189, 269–276, doi:10.1016/S0012-821X(01)00367-3.
- Valente, T., Rivera, M.J., Almeida, S.F.P., Delgado, C., Gomes, P., Grande, A., de la Torre, M.L., Santisteban, M. (2016)** Characterization of water reservoirs affected by acid mine drainage: geochemical, mineralogical, and biological (diatoms) properties of the water. *Environ Sci Pollut Res* 23:6002–6011. doi: 10.1007/s11356-015-4776-0.

## Estudo do *fabric* magnético e a definição da estruturação e modo de instalação do Plutão Esmolfe-Matança (Fornos de Algôdres, Norte de Portugal): resultados preliminares

Gonçalves, Ana<sup>1\*</sup>; Sant’Ovaia, Helena<sup>1</sup>; Noronha, Fernando<sup>1</sup>

<sup>1</sup> Departamento de Geociências, Ambiente e Ordenamento de Território da Faculdade de Ciências da Universidade do Porto, Instituto de Ciências da Terra (Polo Porto), Rua do Campo Alegre, 1021/1055, 4169-007 Porto, Portugal

**Resumo:** O *fabric* do Plutão de Esmolfe-Matança (ca.  $298 \pm 11$  Ma) foi estudado usando a técnica de anisotropia da suscetibilidade magnética (ASM), petrografia e microestruturas. A avaliação dos valores de suscetibilidade magnética permitiu verificar um comportamento paramagnético homogéneo para todo o plutão, sendo estes granítoides do tipo-Ilmenite, onde o principal mineral portador de Fe (II) é a biotite. A contribuição paramagnética deste silicato é evidenciada por elipsóides de ASM achatados. O estudo microestrutural e petrográfico permitiu verificar uma passagem gradual de microestruturas magmáticas-submagmáticas a microestruturas pós-magmáticas, de altas-, médias- e baixas-temperaturas. As microestruturas mais evidentes são as do estado magmático-submagmático, correspondendo a valores de anisotropia paramagnética inferiores a 3%, típicos dos granitos não deformados pós-tectónicos Variscos. As foliações magnéticas médias dos granitos são N70°E e N40°E sub-horizontais para Esmolfe e Matança, respetivamente. Uma orientação principal de fluxo magmático evidenciado pelas lineações magnéticas médias apresenta orientação geral NNO-SSE sub-horizontal. Os granítoides apresentam características petrográficas, microestruturais e petrofísicas idênticas sugerindo pertencer a um mesmo plutão com uma única raiz.

### 1. Introdução

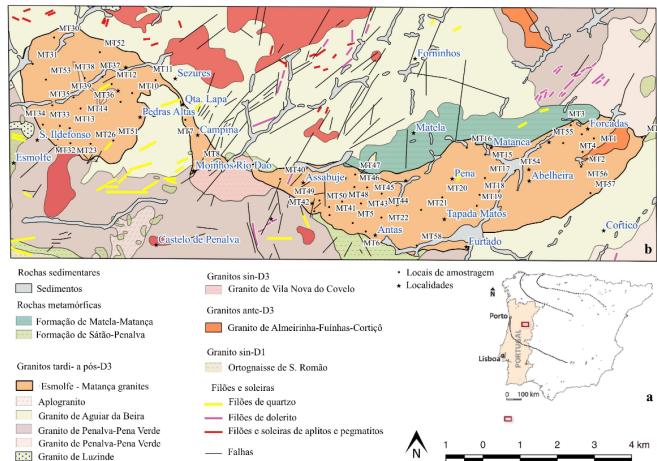
As rochas graníticas *s.l.* tem sido alvo de estudo ao longo de vários anos com a perspetiva de melhor compreender a evolução da crista, visto que, estas tendem a registar na sua composição e no seu *fabric* interno os diversos fenómenos evolutivos que presidiram à sua génese e desenvolvimento de um determinado orógeno. A Anisotropia da Suscetibilidade Magnética (ASM), no século XXI, tornou-se um método fundamental para a compreensão da estrutura e cinemática de instalação de granitos na crista. O contexto geológico em que se encontra instalado o plutão de Esmolfe-Matança (PEM) é complexo pelo que o seu estudo do ponto de vista da ASM associado a estudos petrográficos e microestruturais poderão contribuir para uma melhor compreensão de todos os processos envolvidos durante a sua génese, ascensão e instalação.

### 2. Contexto geológico

A área de Esmolfe-Matança localiza-se na zona Centro Ibérica, na região de Fornos de Algôdres e, caracteriza-se pela ocorrência de vários afloramentos graníticos, de diversas texturas e composições, cortando metassedimentos de diferentes idades ([Figura 1](#)). Com as exceções dos gnaisses de S. Romão, dos granitos ante-D<sub>3</sub><sup>1</sup> de Almeirinhas-Fuínhas-Cortiçô e do granito sin-D<sub>3</sub> de Vila Nova do Covelo, a maioria os maciços graníticos apresentam um caráter intrusivo e discordante com as estruturas D<sub>3</sub> Variscas, classificando-se assim como tardi- a pós e pós-D<sub>3</sub> ([Ferreira et al., 1987](#)). Do ponto de vista estrutural, a área em estudo situa-se na terminação

<sup>1</sup> Fase de deformação Varisca D<sub>3</sub> cerca de 310 Ma.

oeste da zona de cisalhamento Jurbado-Penalva do Castelo de orientação ENE-OSO. O PEM é constituído por dois afloramentos, Esmolfe e Matança, de granitos de grão médio, com duas micas ( $Bt > Ms I$ ), de tendência porfiróide, que no seu conjunto ocupam uma área de cerca de  $31 \text{ km}^2$ . O afloramento de Esmolfe apresenta uma forma circular e compreende uma faixa no quadrante NE que se estende para SE com uma largura inferior a 500 m. Relativamente ao de Matança, este apresenta uma forma alongada, com eixo maior orientado E-O a ENE-OSO. O PEM está classificado como pós-D<sub>3</sub> com idades Rb-Sr de  $298 \pm 11 \text{ Ma}$  e  $298 \pm 13 \text{ Ma}$  (Azevedo e Nolan, 1998).



**Figura 1.-** (a) Mapa simplificado da Península Ibérica com representação da área em estudo (retângulo vermelho) na zona Centro Ibérica. (b) Mapa geológico simplificado da área em estudo na escala 1/50000 (adaptado de Gonçalves et al., 1990), granito de Esmolfe (a Oeste) e granito de Matança (a Este).

### 3. Amostragem e metodologias

A amostragem para os estudos de ASM foi realizada em toda a extensão dos dois afloramentos da forma mais homogénea possível considerando o estado de alteração e disponibilidade de rocha aflorante ( $\approx 1$  amostragem /  $0,5 \text{ km}^2$ ). Num total foram amostrados 23 locais em Esmolfe (162 cilindros orientados) e 31 locais em Matança (200 cilindros orientados). Estas amostras foram posteriormente usadas para fazer lâminas delgadas orientadas para os estudos petrográficos e microestruturais. A técnica de ASM permite a obtenção de dados escalares (susceptibilidade magnética, magnitude da anisotropia paramagnética e forma do elipsoide de ASM) e dados vetoriais (foliação magnética -  $\perp$  ao eixo  $K_3$ , e lineação magnética, // ao eixo  $K_1$ ). A medição destes parâmetros foi realizada na balança KLY-4S Kappabridge ( $\pm 3,8 \times 10^{-4} \text{ T}$ ; AGICO Ltd., República Checa) do DGAOT-FCUP-ICT<sup>2</sup>.

### 4. Resultados

#### 4.1. Petrografia e microestruturas

O PEM é caracterizado pela ocorrência de feldspatos potássicos (FK, microclina > ortoclase), plagioclase (Pl) e quartzo (Qtz) como minerais essenciais; apresentando como minerais acessórios biotite, moscovite, clorite, ilmenite, apatite e zircão. O estudo microestrutural permitiu identificar uma passagem gradual de microestruturas do tipo magmático-submagmático e pós-magmáticas de altas-, médias- e baixa-temperaturas; sendo que, as mais representativas são as primeiras. As microestruturas pós-magmáticas ocorrem essencialmente nos bordos NE e SO do plutão.

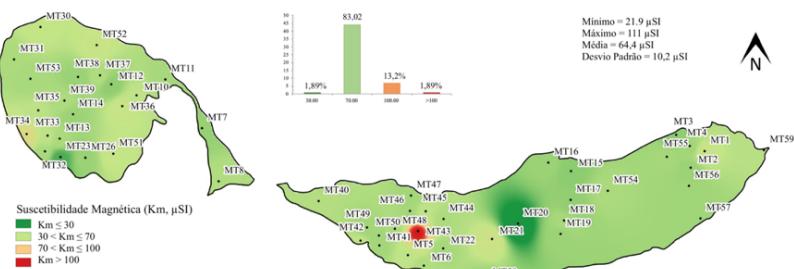
<sup>2</sup> Departamento de Geociências, Ambiente e Ordenamento de Território, Faculdade de Ciências da Universidade do Porto, Instituto de Ciências da Terra- Polo Porto

**Tabela 1** Principais microestruturas identificadas nos granitos de Esmolfe e Matança.

Estado	Aspectos de deformação
Pós-magmático	Extinção ondulante incipiente no Qtz; texturas pertíticas no FK; microfraturas na PI preenchidas por Qtz; grãos de micas euédricos não deformados.
	Recristalização do Qtz em grãos poligonais; microclinização; cristalização de bordos mais sódicos na PI.
	Grãos de Qtz anédricos de dimensões distintas e bordos suturados; FK e PI com maclas dobradas; dobramento das clivagens das micas.
Baixa-T	Bulging no Qtz; ortoclase com maclas muito deformadas; sericitização intensa da PI; clivagens das micas curvadas e dobradas.

#### 4.2. Suscetibilidade Magnética ( $K_m$ ), forma do elipsóide (T) e magnitude da anisotropia paramagnética ( $P_{para}$ )

A  $K_m$  consiste na capacidade que determinado material possui em se magnetizar (M) quando sujeito a um campo magnético externo (H), expressa-se segundo a expressão matemática  $M=K_m H$ , é adimensional nas unidades do S.I. A distribuição espacial da  $K_m$  nos granitos do PEM é extremamente homogénea, correspondendo a um comportamento paramagnético típico de granitos com duas micas do tipo-Ilmenite (Ishihara, 1977) ( $\bar{x} K_m \approx 64 \mu\text{SI}$ , Figura 2), onde a biotite é o principal mineral portador de Fe (II). A forma do elipsóide de ASM (T) apresenta-se na sua maioria achatada (ca. 58% das medições compreendidas entre  $0 < T \leq 0.5$ ) indicando um fabric planar, consequência de uma contribuição magnética por parte de minerais com hábito lamelar.  $P_{para}$  apresenta valores compreendidos entre 0,69 e 22,58%; contudo, os locais com  $P_{para}$  superiores a 3% correspondem a anomalias pontuais, maioritariamente, nas periferias do plutão, resultantes da instalação de um magma no encosto de um granito já cristalizado. Assim, e considerando o momento de instalação do granito é de salientar que este não apresenta caráter deformado pois, 75% das medições são valores de  $P_{para} < 3\%$ .

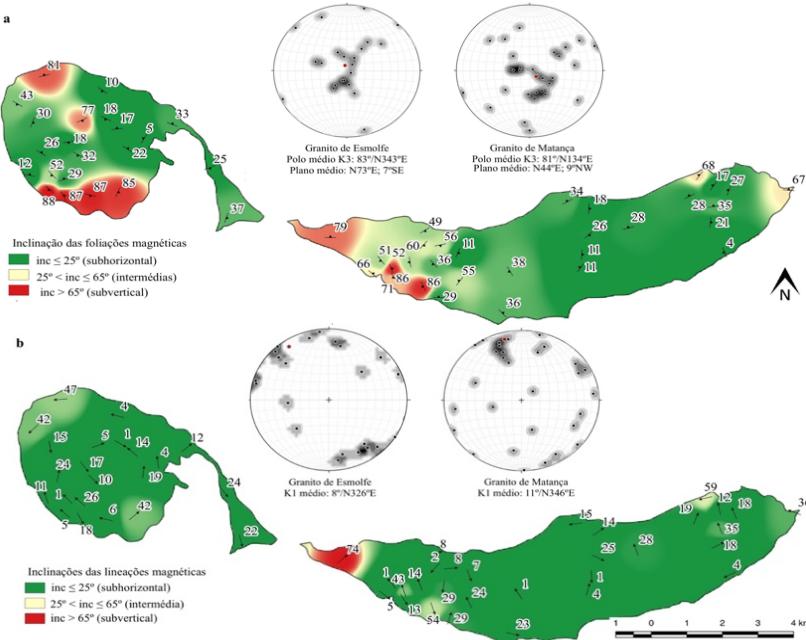


**Figura 2.-** Mapa da distribuição espacial do parâmetro suscetibilidade magnética no plutão de Esmolfe-Matança. Distribuição subdividida em quatro classes:  $K_m \leq 30 \mu\text{SI}$  – zonas essencialmente constituídas por K-Fl e micas;  $30 < K_m \leq 70 \mu\text{SI}$  – granito com duas micas (Ms > Bt);  $70 < K_m \leq 100 \mu\text{SI}$  – granito com duas micas (Bt > Ms);  $K_m > 100 \mu\text{SI}$  – granito essencialmente biotítico com evidência de zonas com epissienitzação.

#### 4.3. Foliações e lineações magnéticas

Do ponto de vista da orientação do seu *fabric* magnético (ou magmático), no granito de Matança as foliações magnéticas apresentam uma orientação geral NNE-SSO a E-O sub-horizontais na grande maioria da área estudada, com exceção do bordo SO onde apresentam uma direção NNO-SSE a N-S, essencialmente, subverticais. No caso do granito de Esmolfe as foliações magnéticas, na maioria, apresentam orientações NO-SE que variam de sub-horizontais no bordo N a subverticais no bordo S. Relativamente, às lineações magnéticas, no granito de Matança as orientações são essencialmente NNO-SSE a NE-SO sub-horizontais com inclinações opostas e tendem a adquirir orientações E-W nos contactos com as litologias encaixantes. No caso de

Esmolfe, as lineações definem trajetórias circulares. De referir que a disposição do *fabric* magnético nos maciços parece evidenciar alguns padrões, no caso de Matança as trajetórias das foliações parecem definir um alinhamento semelhante a um sigmoidal a grande escala. Em contrapartida, no granito de Esmolfe o fabric magnético distribui-se segundo um padrão circular.



**Figura 3.-** (a) Mapa da distribuição espacial das foliações magnéticas no PEM e os estereogramas Schmidt (hemisfério inferior) de densidade de  $K_3$ . (b) Mapa da distribuição espacial das lineações magnéticas no PEM e os estereogramas Schmidt (hemisfério inferior) de densidade de  $K_1$ .

## 5. Conclusões preliminares

Os resultados obtidos, pelos estudos petrográficos, microestruturais e de ASM, sugerem que os granitos de Esmolfe e Matança pertencem a um mesmo plutão. A associação espacial de  $K_1$  subhorizontais e  $K_3$  subverticais, foliações com a mesma orientação e inclinações opostas, e a aparente forma sigmoidal exibida pelo PEM, especificamente por Matança, sugere uma instalação condicionada por uma zona com desligamento ativo.

## Agradecimentos

Este trabalho foi financiado pela FCT (SFRH/BD/115324/2016). Os autores agradecem ao DGAOT-FCUP por permitirem a utilização dos laboratórios e ao ICT (Pólo Porto) através do Projeto COMPETE 2020 (UID/GEO/04683/2013) de referência POCI-01-0145-FEDER-007690. Os autores agradecem também ao Projeto POCTEP- Interreg Project 0284\_ESMIMET\_3\_E “Development of exploitation environmental and energy techniques in metallic mining”.

## Referências

- Gonçalves, L.S.M., Araújo, J.R.F., Fonseca, E.C., Serrano Pinto, M.C., Ferreira Pinto, A.F. (1990) Folha 17-B (Fornos de Algôdres) na escala 1/50,000 da Cartografia Geológica de Portugal, Serviços Geológicos de Portugal.
- Ferreira, N., Iglesias, M., Noronha, F., Pereira, E., Ribeiro, A., Ribeiro, M.L. (1987) Granitoides da Zona Centro Ibérica e seu enquadramento geodinâmico. In: Bea, F., Carnicer, A., Gonzalo, J., Lopez Plaza, M., Rodriguez Alonso, M. (Eds.), *Geología de los Granitoides y Rocas Asociadas del Macizo Hesperico*. Editorial Rueda, Madrid. Libro de Homenaje a L.C. García de Figuerola, 37–51.
- Ishihara, S. (1977) The magnetite-series and ilmenite-series granitic rocks. *Mining Geology*, 27: 293–305.

## Decaimiento e impulsos del campo magnético terrestre y su relación con transiciones de polaridad futuras

González-López, Alicia<sup>1</sup>; Campuzano, Saioa A.<sup>3</sup>; Molina-Cardín, Alberto<sup>1,2</sup>; Pavón-Carrasco, F. Javier<sup>1,2</sup>; Osete, M. Luisa<sup>1,2</sup>

<sup>1</sup> Dpto. Física de la Tierra y Astrofísica, Universidad Complutense de Madrid (UCM), Avd. Complutense s/n, 28040, Madrid, España

<sup>2</sup> Instituto de Geociencias IGEO (UCM-CSIC), Calle Severo Ochoa 7, Edificio Entrepabellones 7 y 8, 28040, Madrid, España

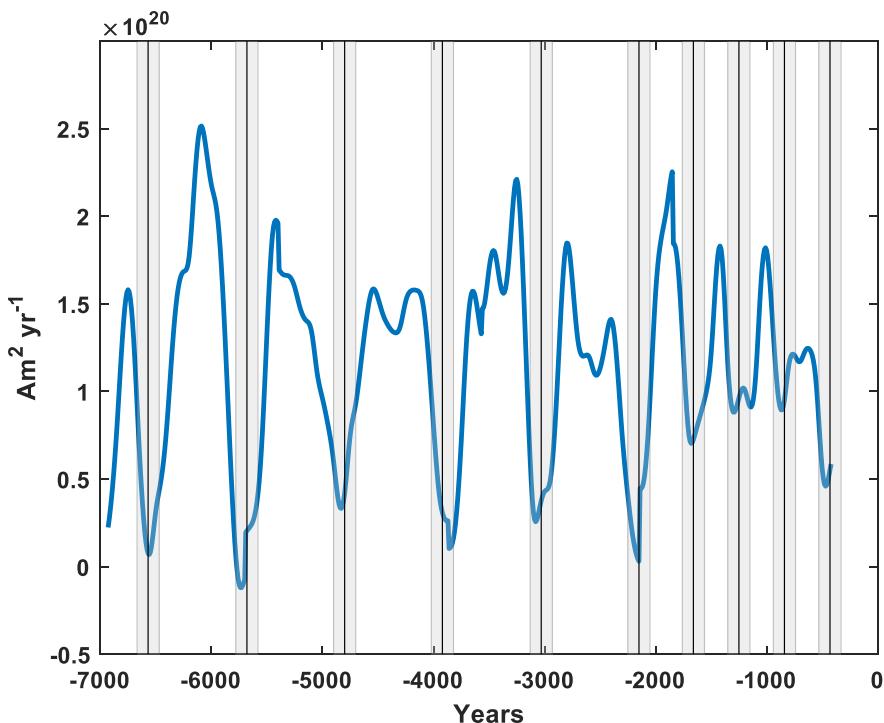
<sup>3</sup> Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia (INGV), Via Vigna Murata, 605, 00143, Roma, Italia.

### Resumen

Una de las principales características del campo magnético terrestre de origen interno es su variabilidad temporal. La intensidad del campo magnético en los últimos miles de años ha mostrado en igual medida períodos de crecimiento y decrecimiento, aunque actualmente y desde el año 1400 se observa una caída del momento dipolar (Finlay et al., 2016) que ha suscitado la pregunta de si podría estar encaminándose el campo magnético terrestre a un proceso de inversión o excursión (De Santis et al., 2013; Laj & Kissel, 2015; Pavón-Carrasco & De Santis, 2016).

En este trabajo se presentan los primeros resultados del estudio de estos procesos de crecimiento y decrecimiento de la intensidad del campo a partir del uso de los modelos geomagnéticos SHA.DIF.14k (Pavón-Carrasco et al., 2014) y SHAWQ2k (Campuzano et al., 2019) para los últimos 14000 y 2000 años, respectivamente. El análisis se centra en la tendencia y órdenes de magnitud de estas variaciones para el momento dipolar y la energía de los términos dipolar y cuadrupolar. En general, la variación del campo magnético con el tiempo presenta la forma de un patrón de sierra, en el que los crecimientos son más pronunciados que los decaimientos, característico de procesos de excitación – relajación. Este comportamiento puede descomponerse en tres partes: una tendencia general, una serie de impulsos y su posterior decaimiento. Se analiza para los dos modelos la ocurrencia de los impulsos buscando establecer si existe periodicidad y/o como varía su ocurrencia a lo largo del tiempo. Para llegar a visualizar el impulso se eliminan las contribuciones de la tendencia general y de los decaimientos, obteniendo una gráfica semejante a la función escalón. Si derivamos este último resultado se obtiene una serie de impulsos como los mostrados en la Figura 1.

Las tendencias generales estudiadas en los últimos 10000 años se comparan con la variación secular antes de una inversión a partir del modelo desarrollado por Leonhardt & Fabian (2007) para la transición Matuyama – Brunhes, discutiendo la utilidad del uso de la magnitud de las pendientes como parámetro a tener en cuenta en el análisis de un nuevo cambio de polaridad en los próximos milenios.



**Figura 1.-** Pulsos desde el año 7000 a.C hasta el año 100 a.C. La ocurrencia de pulsos se acelera a partir del año 2000 a.C, aumentando su frecuencia casi al doble.

### Agradecimientos

Este estudio está siendo posible gracias al programa de becas FPU del MEC (FPU17/03635) y al proyecto CGL2017-87015-P financiado por el MINECO. Los autores también agradecen la financiación de la Red de trabajo y laboratorios MAGIBER-II (CGL2017-90632-REDT) del Ministerio de Ciencia, Innovación y Universidades.

### Referencias

- Campuzano, S.A., Gómez-Paccard, M., Pavón-Carrasco, F.J., Osete, M.L. (2019).** Emergence and evolution of the South Atlantic Anomaly revealed by the new paleomagnetic reconstruction SHAWQ2k. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 512: 17-26. doi: 10.1016/j.epsl.2019.01.050.
- De Santis, A., Qamili, E., Wu, L. (2013).** Toward a possible next geomagnetic transition? *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.*, 13: 3395-3403. doi: 10.5194/nhess-13-3395-2013.
- Finlay, C.C., Aubert, J., Gillet, N. (2016).** Gyre-driven decay of the Earth's magnetic dipole. *Nat. Commun.*, 7: 10422. doi: 10.1038/ncomms10422.
- Laj, C. y Kissel, C. (2015).** An impending geomagnetic transition? Hints from the past. *Front. Earth Sci.*, 3: 61. doi: 10.3389/feart.2015.00061.
- Leonhardt, R. y Fabian, K. (2007).** Paleomagnetic reconstruction of the global geomagnetic field evolution during the Matuyama/Brunhes transition: Iterative Bayesian inversion and independent verification. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 253: 172-195. doi: 10.1016/j.epsl.2006.10.025.
- Molina-Cardín, A. (2019).** Análisis de las fluctuaciones del campo geomagnético principal. Tesis Doctoral. Universidad Complutense de Madrid, Madrid.
- Pavón-Carrasco, F.J. y De Santis, A. (2016).** The South Atlantic Anomaly: The Key for a Possible Geomagnetic Reversal. *Front Earth Sci.*, 4: 40. doi: 10.3389/feart.2016.00040
- Pavón-Carrasco, F.J., Osete, M.L., Torta, J.M., De Santis, A. (2014).** A geomagnetic field model for the Holocene based on archaeomagnetic and lava flow data. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 388: 98-109. doi: 10.1016/j.epsl.2013.11.046.

## Interacciones roca-aceite y variaciones en las propiedades magnéticas en muestras de la Cuenca Lusitánica

Gracia-Puzo, Franchó<sup>1</sup>; Osácar Soriano, María Cinta<sup>1</sup>; Casas Sainz, Antonio<sup>1</sup>; Román Berdiel, Teresa<sup>1</sup>; Marcén, Marcos<sup>1</sup>; Pérez-Arantegui, Josefina<sup>2</sup>; Calvín Ballester, Pablo<sup>3</sup>

<sup>1</sup> Dpto. de Ciencias de la Tierra, Geotransfer-IUCA, Universidad de Zaragoza, 50009 Zaragoza, España

<sup>2</sup> Dpto. de Química Analítica, GEAS-IUCA, Universidad de Zaragoza, 50009 Zaragoza, España

<sup>3</sup> Laboratorio de Paleomagnetismo, Dpto. de Física, Universidad de Burgos, 09006 Burgos, España

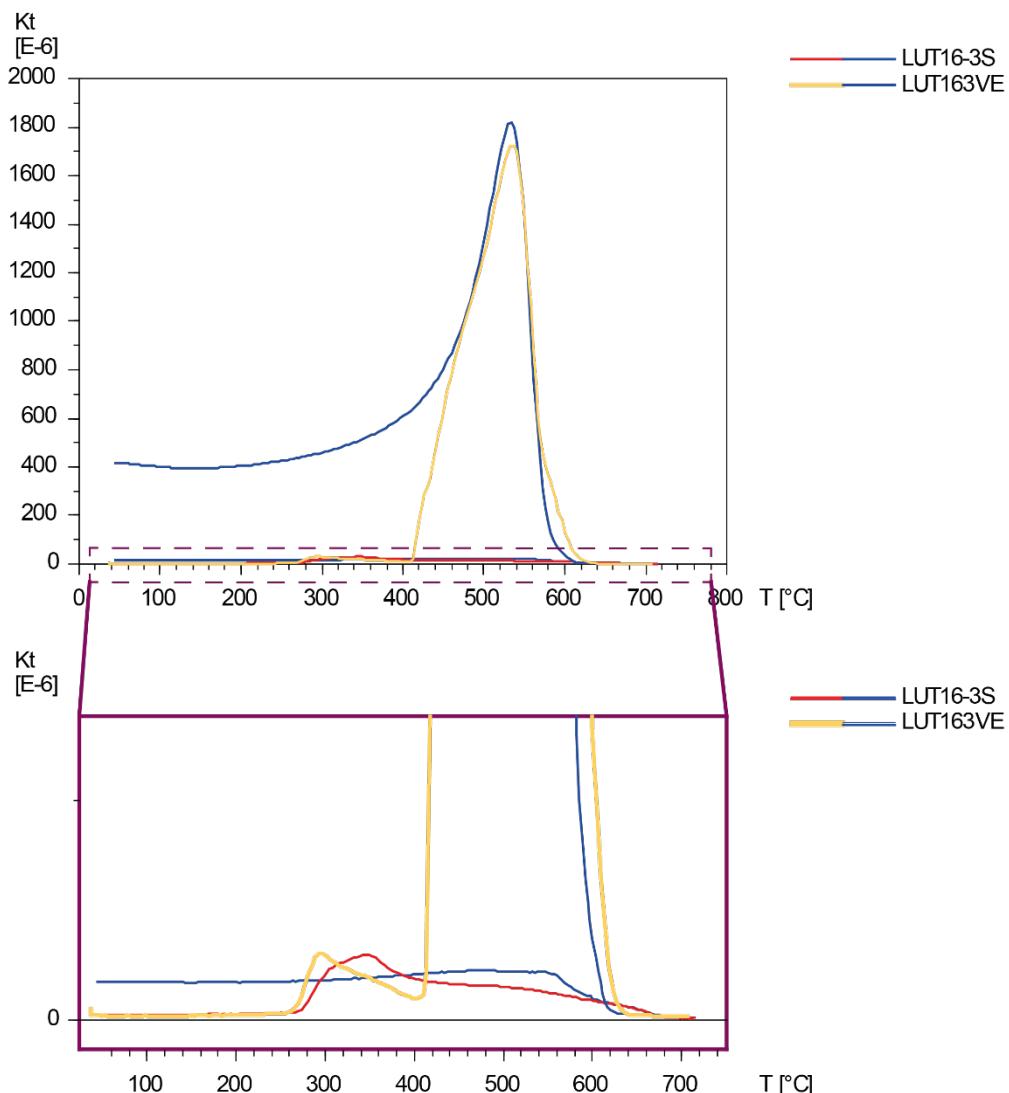
### Resumen

La interacción de los fluidos con las rocas, tanto ígneas como metamórficas o sedimentarias, es responsable de numerosos procesos físico-químicos relacionados, por ejemplo, con transformaciones minerales, concentración de determinados elementos, remagnetizaciones, incrementos de temperatura y gradiente térmico, migración y maduración de hidrocarburos, etc. En concreto, la relación entre compuestos orgánicos y rocas sedimentarias está en conexión con los procesos que dan lugar a la generación, migración, fijación y oxidación de dichos compuestos.

El objetivo primero del presente trabajo es estudiar de forma experimental los cambios mineralógicos que se producen en la roca al entrar en contacto con distintos compuestos orgánicos, ya que son escasos los trabajos en relación a los procesos que rigen las interacciones minerales ligadas al flujo de compuestos de origen orgánico (Aldana *et al.*, 2010; Guzmán *et al.*, 2011). Durante el desarrollo de trabajos relacionados con el paleomagnetismo y la anisotropía de la susceptibilidad magnética (Vernet, 2016), se comprobó de forma accidental que la mineralogía magnética de los materiales cambia al entrar en contacto con aceites de distintas naturalezas provocando un aumento de la respuesta magnética de la roca. A partir de este hallazgo fortuito, se ha contrastado esta afición en muestras de rocas sedimentarias de diferentes litologías: margas, calizas, areniscas.

En este resumen se presentan los resultados obtenidos en una serie de experimentos realizados sobre muestras de arenisca roja correspondientes a rocas del Triásico Superior-Hettangiense, pertenecientes al grupo Silves, muestreadas en el borde oriental de la Cuenca Lusitánica. En concreto, se han utilizado muestras estándar de las estaciones Lut16 y Lut17 del estudio de fábricas magnéticas de Soto *et al.* (2012). Ambas estaciones presentan color rojo y valores de susceptibilidad magnética muy similares, de  $179.5 \times 10^{-6}$  SI y  $157 \times 10^{-6}$  SI respectivamente.

Con tal fin, se molvió la muestra Lut16-3 para la realización de curvas termomagnéticas en un horno CS-3 acoplado a un KLY3-S (AGICO) en el Laboratorio de Fábricas Magnéticas de la Universidad de Zaragoza. El polvo resultante se homogeneizó y posteriormente se dividió en porciones de en torno a 0,45 g con las que realizar las curvas. Una de estas porciones se mantiene en estado natural, mientras otras tres fueron impregnadas cada una con 0,1 g de aceite de oliva virgen extra marca Mar de Olivos, taladrina para sierra Lortone y petróleo geológico facilitado por REPSOL (origen desconocido) con 0,87 gr/cm<sup>3</sup> de densidad.



**Figura 1.-** Comparación de la curva termomagnética de Lut16-3 sin impregnar (LUT16-3S, curva de calentamiento en rojo, curva de enfriamiento en azul) e impregnada en aceite de oliva (LUT163VE, curva de calentamiento en amarillo, curva de enfriamiento en azul).

La curva de calentamiento de la muestra en estado natural (sin impregnar con aceite) muestra un pequeño incremento y subseciente caída en la susceptibilidad magnética en torno a  $280^{\circ}C$  y  $360^{\circ}C$  respectivamente, lo que puede estar relacionado con la presencia de sulfuros de hierro. A continuación, la susceptibilidad se mantiene constante hasta los  $500^{\circ}C$ , a partir de esta temperatura decrece suavemente terminando de caer en torno a  $680^{\circ}C$ , temperatura de Néel de la hematites (LUT16-3S). Los resultados revelan una importante variación en las propiedades magnéticas de la roca entre las muestras impregnadas y la muestra sin impregnar (ver Figura 1). Se observa un aumento de hasta tres órdenes de magnitud en la susceptibilidad magnética en las curvas termomagnéticas correspondientes a las muestras impregnadas con aceites. Este aumento de susceptibilidad se produce a partir de los  $400^{\circ}C$  y se puede achacar a la neoformación de magnetita durante el calentamiento, puesto que la Temperatura de Curie de la curva se encuentra en el entorno de ésta ( $570-590^{\circ}C$ ). Además, también se observa en la curva de enfriamiento un aumento de la susceptibilidad con respecto a la inicial.

El segundo objetivo de este trabajo es caracterizar la reacción de neoformación del mineral ferromagnético que es responsable de este importante aumento en la susceptibilidad magnética en el caso de las muestras impregnadas en aceite frente a la muestra natural.

Para ello, se tomaron muestras cilíndricas estándar (2,5 cm de diámetro x 2,1 cm de altura) de las estaciones Lut16 y Lut17. Dos piezas de estos dos sets de muestras se calentaron a temperaturas crecientes (200°C, 300°C, 400°C, 500°C, 600°C y 700°C) en un horno mufla Hobersal JB-15“PAD” y se midió la Anisotropía de la Susceptibilidad Magnética (ASM) entre cada calentamiento. Uno de cada dos especímenes gemelos fue impregnado en aceite de oliva durante 24 horas antes de los calentamientos, mientras que el otro permaneció en estado “seco”. Este proceso de calentamiento fue repetido con fracciones disgregadas, también a partir de muestras de la estación Lut-16 en estado natural e impregnadas en aceite, y posteriormente tamizadas a 53 um para realizar Difracción de Rayos X de cada una de las muestras con un difractómetro Philips PW 1729 en la Universidad de Zaragoza. La muestra no tratada está compuesta mayoritariamente por cuarzo, con pequeñas cantidades de feldespatos, filosilicatos y hematites. A pesar de las diferentes respuestas magnéticas las variaciones mineralógicas en las muestras tratadas fueron mínimas. Para caracterizar los posibles cambios producidos durante los calentamientos de las muestras, tanto en estado natural como impregnadas en aceite, se realizaron también medidas de color y de reflectancia en el espectro visible (espectrómetro Minolta CM-2600d, Universidad de Zaragoza) en las muestras disgregadas, todas ellas de la estación Lut16. Los resultados obtenidos indican claramente que los espectros corresponden a la presencia de óxidos de hierro (III), con un evidente paralelo con el de la hematites, una curva siempre creciente entre 360 y 740 nm y con su punto de inflexión principal en torno a 580 nm.

Por último, otro set de muestras molidas similar al anterior se utilizó para medidas de IRM, *backfield*, y ciclos de histéresis en una balanza de translación de campo variable (MMAVMFTB, Petersen Instruments) en el Laboratorio de Paleomagnetismo de la Universidad de Burgos (Figura 2).



Figura 2.- Técnicas utilizadas para la caracterización de la roca.

Las medidas con este instrumental demostraron la neoformación de magnetita-maghemita con el aumento de la temperatura en rocas impregnadas en petróleo y aceite de oliva en tanto en cuanto la temperatura aumenta. En cuanto a las medidas de ASM, se observa un cambio en

la dirección de la lineación magnética ( $k_{max}$ ) de NW-SE a E-W, y un importante aumento del grado de anisotropía ( $P'$ ) paralelo a un aumento de la susceptibilidad en las mediciones para las muestras impregnadas. Este crecimiento aparece a partir de los 300°C, adquiere su máximo en los 500°C con una Km de  $8,59 \cdot 10^{-2}$  S.I. Posteriormente, y aunque manteniéndose los valores en un orden de magnitud similar, decaen los valores de susceptibilidad y anisotropía de forma ligera.

### Conclusiones

En este trabajo se muestran los resultados preliminares obtenidos hasta el momento en la investigación de las interacciones hidrocarburo-roca, utilizando bien directamente petróleo crudo o aceites vegetales como análogos de baja toxicidad. En nuestra opinión esta línea abre un campo de gran interés en la determinación de las propiedades magnéticas y sus cambios con la temperatura en diferentes tipos de roca. Además, la experimentación en este campo admite posibilidad de reproducir los resultados así como de introducir diferentes variables y de comprobar su repercusión tanto en las propiedades magnéticas como en la orientación del elipsoide de la Anisotropía de la Susceptibilidad Magnética.

### Agradecimientos

Este trabajo ha sido financiado por el contrato PUI/2018-329 y por el proyecto Geotransfer-E32\_17R del Gobierno de Aragón y Programa Operativo FEDER Aragón 2014-2020. Además, agradecemos al Servicio de Apoyo a la Investigación (SAI) y a Susana Torrescusa y a Repsol las facilidades para conseguir petróleo crudo.

### Referencias

- Soto, R., Kullberg, J. C., Oliva-Urcia, B., Casas-Sainz, A. M., & Villalaín, J. J. (2012).** Switch of Mesozoic extensional tectonic style in the Lusitanian basin (Portugal): Insights from magnetic fabrics. *Tectonophysics*, 536: 122-135.
- Aldana, M., Costanzo-Álvarez, V., Gómez, L., González, C., Díaz, M., Silva, P., & Rada, M. (2011).** Identification of magnetic minerals related to hydrocarbon authigenesis in Venezuelan oil fields using an alternative decomposition of isothermal remanence curves. *Studia Geophysica et Geodaetica*, 55(2), 343-358.
- Guzmán, O., Costanzo-Álvarez, V., Aldana, M., & Díaz, M. (2011).** Study of magnetic contrasts applied to hydrocarbon exploration in the Maturín Sub-Basin (eastern Venezuela). *Studia Geophysica et Geodaetica*, 55(2), 359-376.
- Vernet, E. (2016).** Aplicación de la Anisotropía de la Susceptibilidad Magnética al estudio de la cinemática del cabalgamiento de Monroyo. *Trabajo de Fin de Máster*. Universidad de Zaragoza, 47 p.

## **La preservación del registro arqueomagnético en estructuras de combustión experimentales con 2 y 5 años de antigüedad**

Herrejón-Lagunilla, Ángela<sup>1</sup>; Villalaín, Juan José<sup>1</sup>; Carrancho, Ángel<sup>2</sup>; Mallol, Carolina<sup>3</sup>; Hernández, Cristo Manuel<sup>3</sup>

<sup>1</sup>Departamento de Física, Universidad de Burgos. Escuela Politécnica Superior (Campus Vena), Avda. Cantabria s/n, 09006. Burgos (España)

<sup>2</sup>Área de Prehistoria, Departamento de Historia, Geografía y Comunicación. Laboratorio de Prehistoria. Edificio I+D+i. Plaza Misael Bañuelos s/n. Universidad de Burgos (España)

<sup>3</sup>Departamento de Geografía e Historia, Área de Prehistoria (Facultad de Humanidades), Universidad de La Laguna, Campus de Guajara, La Laguna, Tenerife (España)

<sup>4</sup>Archaeological Micromorphology and Biomarkers (AMBI Lab), Instituto Universitario de Bio-Orgánica Antonio González, La Laguna, Tenerife (España)

### **Resumen**

Las estructuras de combustión paleolíticas pueden verse afectadas por distintos procesos tafonómicos que pueden alterar su registro direccional. Sin embargo, no hay publicaciones experimentales que analicen en detalle los efectos de los procesos tafonómicos en la señal arqueomagnética. Por ello, presentamos en este trabajo un estudio de cinco fuegos experimentales (NFT-9, NFT-18, NFT-20-33, NFT-21, NFT-22) con una antigüedad de entre 2 y 5 años, realizados bajo condiciones controladas y preservados bajo distintas condiciones tafonómicas. Todas ellas fueron realizadas en el contexto del proyecto *Neanderthal Fire Technology*, cuya finalidad principal era recrear fuegos bajo distintas condiciones controladas para evaluar de manera multidisciplinar la señal resultante y generar un corpus de datos experimentales que ayude a comprender la formación de los hogares del Paleolíticos medio como los de El Salt (Alcoy, Alicante) o su vecino Abric del Pastor (Barranc del Cinc, Alicante). Todos los fuegos se realizaron en el entorno de El Salt. Algunos fueron hechos al aire libre y otros a la entrada de una pequeña cueva que se abre en el muro travertino de unos 40 metros de altura que resguarda el yacimiento. Mientras que una parte de las estructuras fue excavada inmediatamente después de su realización, otras no se excavaron hasta 2 y 5 años más tarde para evaluar los efectos de los procesos tafonómicos.

Las estructuras presentadas aquí incluyen ejemplos de fuegos al aire libre (NFT-9, NFT-18 y NFT-22) y ejemplos en cueva (NFT-20-33 y NFT-22). Todas se realizaron en 2010, aunque NFT-20-33 fue reencendida en 2013 (es decir, corresponde a dos eventos de quema realizados sobre la misma estructura con tres años de diferencia: uno [NFT-20] llevado a cabo en 2010 y otro [NFT-33] en 2013). Esta última estructura de combustión permite evaluar, además de la preservación de la señal arqueomagnética propiamente dicha, los efectos del reencendido. El muestreo de los cinco fuegos tuvo lugar en 2015.

El sustrato original sobre el que se realizaron los fuegos al aire libre era un sustrato seco sin vegetación sobre él, pero con un rico contenido en materia orgánica. En la cueva, el sustrato era una costra carbonatada. Sin embargo, los materiales que aparecen por debajo de dicha costra dependen del área que observemos. En la zona donde se hizo NFT-20-33, aparece una lámina detrítica, bajo la que se puede observar otra capa de material carbonatado. Sin embargo, la lámina detrítica no aparece en el área de NFT-21, donde directamente se observan más material carbonatado constituido por calizas oncolíticas.

Las condiciones de experimentación de cada fuego son distintas y en la figura 1 se resume brevemente la información más destacada al respecto.

**Figura 1.-** Tabla donde se resume la información más destacada sobre las condiciones de experimentación de cada uno de los fuegos estudiados.

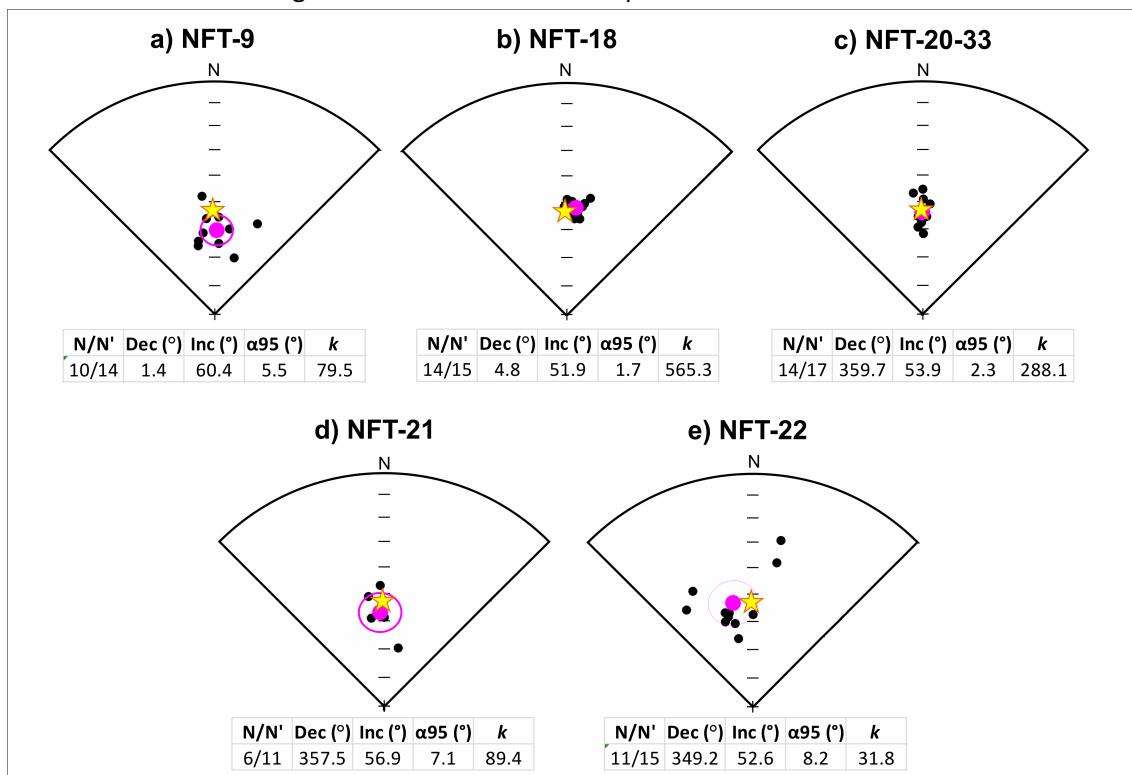
El control de los procesos tafonómicos a lo largo de los años permitió identificar claras señales de bioturbación en el área donde se realizaron los fuegos al aire libre. Ésta quedó cubierta de hojas de árboles a los pocos meses de haber realizado los fuegos y posteriormente, creció vegetación sobre ellos. Se detectó, además, la presencia de insectos excavadores. Debajo de la vegetación aparecía una capa con agregados grises y marrones, hojas y semillas marchitas de los árboles del entorno. En el caso de los fuegos en cueva, la única señal macroscópica de alteración fue la presencia de excrementos y huellas de pequeños carnívoros y telas de araña.

Durante la excavación de los fuegos, se detectaron dos facies: una capa de ceniza a techo y una capa negra subyacente. Las cenizas representan los restos de combustible, mientras que la capa negra corresponde al sustrato original (sobre el que se realiza el fuego) que resulta alterado por el fuego y adquiere un color oscuro probablemente debido a la carbonización de la materia orgánica presente (Mallol *et al.* 2013, Leierer *et al.* 2019). En alguna ocasión se observaron áreas rojizas dentro de esta capa. En los hogares en cueva, la capa negra no aparece o, si lo hace, es finísima (1-2 mm).

Para estudiar el registro direccional de los cinco fuegos mencionados se recogieron dos bloques de mano orientados por cada estructura de combustión, con el fin de realizar la desmagnetización térmica de una selección representativa de especímenes. Se tomó solamente la capa negra, puesto que las cenizas aparecían removidas y/o mezcladas con otras facies y por tanto no se preservaban estrictamente *in situ*. Adicionalmente, se tomó muestra suelta de todas las facies observadas (incluida la ceniza) para realizar experimentos de magnetismo de las rocas (curvas de adquisición de la magnetización remanente isotérmica (IRM), curvas de backfield, ciclos de histéresis y curvas termomagnéticas). A modo de control, se tomaron dos bloques de mano orientados del sustrato original (no quemado) de la zona donde se hicieron los fuegos al aire libre, y otros dos de la cueva.

El mineral portador de la magnetización predominante es magnetita con comportamiento de tamaño de grano pseudo-mono dominio (PSD). Las cenizas son la facies con mayor concentración de minerales ferromagnéticos, seguidas por la capa negra de los fuegos al aire libre y la costra carbonatada quemada de los fuegos en cueva. Sin embargo, las cenizas no parecen ser la mejor facies para realizar estudios arqueomagnéticos en este contexto puesto que sufren alteraciones mecánicas fácilmente.

El mecanismo de magnetización predominante en el sustrato quemado es la termorremanencia (TRM). Las temperaturas de desbloqueo son variables pero en la mayoría de los casos no superan los 500 °C, por lo que se trata de termorremanencias parciales (pTRM). Existen también algunos ejemplos en los que se interpreta que existen TRM completas y otros en los que se interpreta que se produjeron procesos químicos que dieron lugar a una magnetización remanente termo-química (TCRM). El registro direccional es bueno en general (Figura 2), incluso en la estructura pisoteada, y se ha observado una relación entre el grado de preservación de las estructuras de combustión y la calidad de las direcciones. El nivel de compactación o incluso litificación del sustrato original antes de la quema favorece la conservación del registro direccional. Además, las distintas características del sustrato original condicionan la señal magnética resultante tras el impacto térmico.



**Figura 2.-** Proyección de igual área con las direcciones arqueomagnéticas medias de los fuegos estudiados (círculo rosa relleno = dirección media; círculo rosa sin rellenar = semiángulo de error  $\alpha 95$ ; círculos negros = direcciones de los especímenes utilizados para calcular cada dirección media y su error asociado). Las estrellas amarillas representan la dirección esperada para cada fuego (dirección del campo geomagnético en la localización y fecha del experimento). Las tablas recogen los datos direccionales detallados (N/N': número de especímenes utilizados para calcular la dirección media/número total de especímenes desmagnetizados; Dec.: declinación; Inc.: inclinación; semiángulo de error  $\alpha 95$ ; k: parámetro de precisión).

## Agradecimientos

Queremos agradecer la contribución de todas las personas que han participado en la realización de los fuegos y en su posterior excavación. Vuestra colaboración ha sido muy importante para poder llevar a cabo este trabajo, i gracias!

El proyecto *Neanderthal Fire Technology* fue posible gracias a la financiación de The Leakey Foundation. La primera autora agradece a la Junta de Castilla y León (Consejería de Educación) y al Fondo Social Europeo (Operational Programme for Castilla y León) la concesión del contrato predoctoral que le ha permitido la realización de este estudio. C. Mallol agradece al Consejo Europeo de Investigación su financiación (ERC-Consolidator-648871-PALEOCHAR). De igual manera, los autores quieren agradecer el soporte brindado por los proyectos BU0066U16 y BU235P18 de la Junta de Castilla y León y el Fondo Europeo de Desarrollo Regional (FEDER) y los proyectos CGL2016-77560 y HAR2015-68321-P, cofinanciados por el Ministerio de Economía y Competitividad y FEDER.

### Referencias

- Mallol, Carolina; Hernández, Cristo Manuel; Cabanes, Dan; Sistiaga, Ainara; Machado, Jorge; Rodríguez, Ágata; Pérez, Leopoldo; Galván, Bertila (2013). The black layer of Middle Palaeolithic combustion structures. Interpretation and archaeostratigraphic implications, *Journal of Archaeological Science*, 40: 2515-2537.
- Leierer, Lucia; Jambrina-Enríquez, Margarita; Herrera-Herrera, Antonio V.; Connolly, Rory; Hernández, Cristo Manuel; Galván, Bertila; Mallol, Carolina (2019). Insights into the timing, intensity and natural setting of Neanderthal occupation from the geoarchaeological study of combustion structures: A micromorphological and biomarker investigation of El Salt, unit Xb, Alcoy, Spain, *PLoS ONE*, 14(4): e0214955.

## El plegamiento pre-orogénico en la Zona Norpirenaica: Evidencias y cuantificación a partir de datos paleomagnéticos y paleotermométricos

Izquierdo-Llavall, Esther<sup>1</sup>; Menant, Armel<sup>2</sup>; Aubourg, Charles<sup>1</sup>; Callot, Jean-Paul<sup>1</sup>

<sup>1</sup> E2S UPPA CNRS/TOTAL/UNIV PAU & PAYS ADOUR,

Laboratoire des Fluides Complexes et leurs Reservoirs-IPRA, UMR5150, Pau, France

<sup>2</sup> Institut de Physique du Globe de Paris, Sorbonne Paris Cité,

Univ. Paris Diderot, CNRS, F-75005 Paris, France

### Introducción

La estructura de la Zona Norpirenaica es el resultado de la inversión del margen hiper-extendido desarrollado en la transición entre las placas Ibérica y Europea durante el Cretácico Inferior. La geometría de este margen extensivo está en gran medida controlada por la presencia de niveles evaporíticos de edad Triásico Superior (facies Keuper) que favorecen el desarrollo de estructuras salinas tempranas (Canérot et al., 2005; Lagabrielle et al., 2010; Teixell et al., 2016).

Durante el Cretácico Superior-Mioceno la colisión entre Iberia y Europa produce la inversión de las estructuras extensionales previas y el desarrollo de un relieve estructural en el cual el margen hiper-extendido aflora parcialmente. A partir de las geometrías actuales, la correcta interpretación de la evolución cinemática de este margen requiere de la correcta distinción entre estructuras sin-extensivas y sin-compresivas, que es además clave de cara a la estimación de la cantidad de acortamiento acomodado durante la fase orogénica.

### Propuesta metodológica

Este trabajo propone el uso integrado de datos estructurales, paleomagnéticos y paleotermométricos para abordar la problemática de la distinción entre geometrías extensivas y compresivas en la Zona Norpirenaica. Los vectores paleomagnéticos y las isotermas (potencialmente definibles a partir de los datos de paleotermometría) constituyen dos referencias independientes de la estratificación que pueden emplearse para la restitución de las geometrías de pliegues a los momentos de máxima temperatura y de adquisición de la magnetización en las unidades consideradas.

El uso combinado de estos métodos ha sido aplicado en dos cortes a través de las Cadenas Bernesas, en la parte centro-occidental de la Zona Norpirenaica (Fig. 1.1). A lo largo de estos cortes, 75 muestras para el estudio paleotermométrico y 29 estaciones de paleomagnetismo han sido analizadas. Las muestras engloban tanto la cobertura sedimentaria de la Zona Norpirenaica como el basamento paleozoico de la parte Norte de la Zona Axial. La determinación de paleotemperaturas ha sido realizada mediante aplicación de la espectroscopía Raman en material carbonáceo (Beyssac et al., 2002; Lahfid et al., 2010). En cuanto al estudio paleomagnético, las unidades margosas albienses y paleozoicas fueron preferentemente muestreadas y desmagnetizadas térmicamente. Adicionalmente, hemos realizado desmagnetizaciones térmicas de la IRM compuesta (Lowrie, 1990) y medidas de la magnetización a baja temperatura (10-300K) para caracterizar la mineralogía magnética de las muestras analizadas.

### Resultados

#### 1. Estudio estructural y construcción de cortes geológicos

Los cortes realizados a través de la zona de estudio indican que esta parte de la Cordillera Pirenaica está afectada por un sistema de cabalgamientos de basamento con vergencia

dominante hacia el Sur (parte Norte de la Zona Axial) y un sistema retrovergente poco desarrollado asociado al cabalgamiento frontal Norpirenaico. La existencia de cambios de espesor bruscos en las unidades Mesozoicas indica que estas fallas de basamento corresponden en gran medida a fallas extensivas Jurásico-Cretácicas reactivadas posteriormente en compresión. Sobre este sistema de cabalgamientos de basamento, la cobertura Mesozoica está afectada por pliegues despegados en el Keuper con una vergencia dominante hacia el Norte. El Keuper es probablemente evaporítico en profundidad pero esencialmente arcilloso y carbonatado en superficie, asociado a importantes afloramientos de ofitas y, ocasionalmente, fragmentos de basamento y de materiales de origen mantélico. La cartografía geológica indica el adelgazamiento de las unidades jurásicas hacia las zonas de charnela de los anticlinales, en las que la base del Cretácico representa una discordancia angular plegada.

## 2. Estudio paleotermométrico

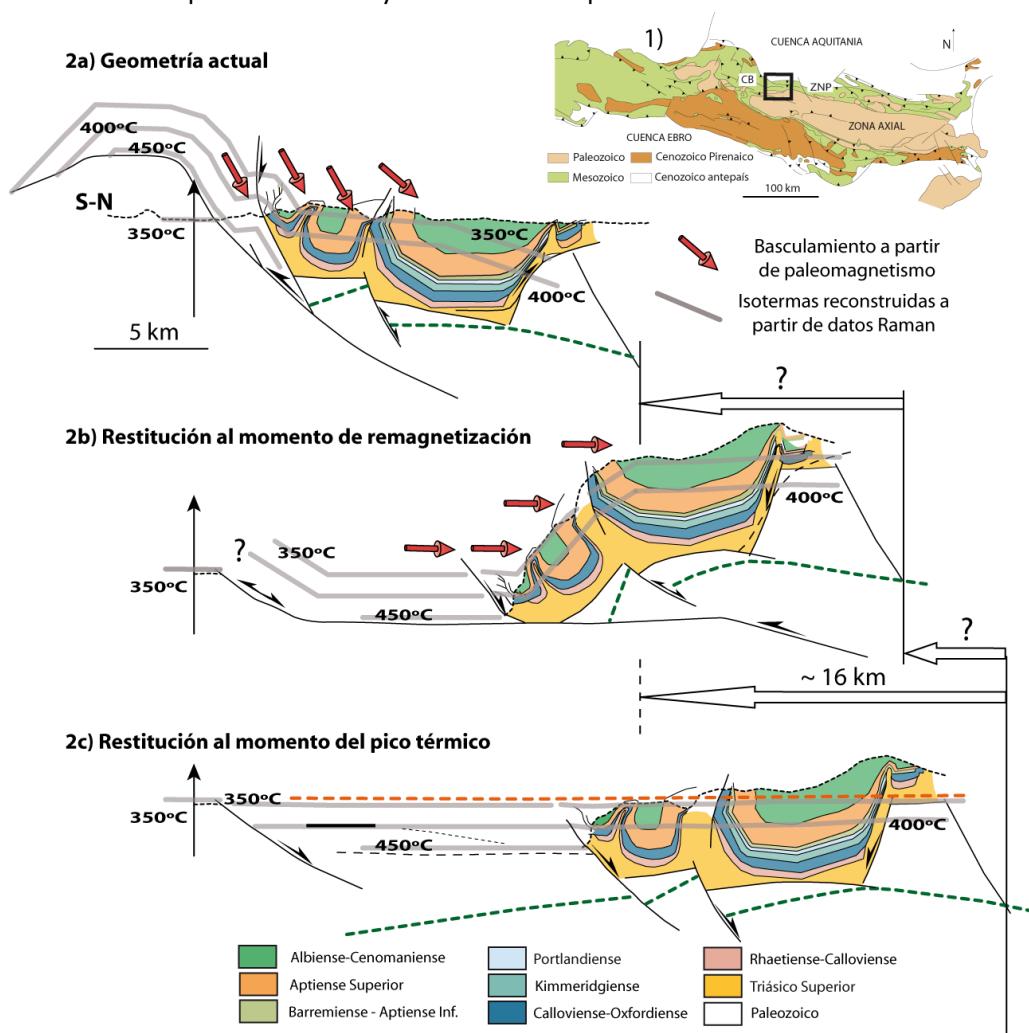
Los datos paleotermométricos indican que las unidades muestreadas han alcanzado temperaturas máximas que oscilan entre  $< 200^{\circ}\text{C}$  y  $\sim 480^{\circ}\text{C}$  (desviaciones estándar inferiores a  $20^{\circ}\text{C}$ , y menores de  $10^{\circ}\text{C}$  en el 65% de las muestras). Estas temperaturas son más elevadas en la parte sur de las Cadenas Bárdenas y parte Norte de la Zona Axial pero decrecen progresivamente hacia el Norte y hacia el Sur. A partir de los datos paleotermométricos hemos reconstruido la geometría regional de las isotermas en la zona de estudio: estas isotermas son subhorizontales o buzan hacia el Norte y atraviesan a las unidades plegadas en las Cadenas Bárdenas (Fig. 1.2a). Considerando la edad del pico térmico en la zona Norpirenaica (85-100 Ma, Clerc et al., 2015), esta relación de corte entre isotermas y pliegues indica que el plegamiento de la cobertura mesozoica se produce en gran medida en etapas anteriores a la compresión.

## 3. Estudio paleomagnético

El estudio paleomagnético revela que las Cadenas Bárdenas están afectadas por dos magnetizaciones, una de baja temperatura (temperatura de desbloqueo entre  $300\text{-}340^{\circ}\text{C}$ ), portada por pirrotina, y una de más alta temperatura, portada por magnetita (probablemente titanio-magnetita, con temperatura de desbloqueo máxima generalmente  $> 400\text{-}450^{\circ}\text{C}$ ). La presencia de pirrotina ha sido definida mediante curvas de magnetización a baja temperatura en las que puede reconocerse la transición de Besnus (Dekkers et al. 1989), característica de este mineral. La comparación entre estas magnetizaciones y los datos paleotermométricos indica que la presencia de magnetita ocurre en zonas en las que la temperatura máxima es inferior a  $350^{\circ}\text{C}$  mientras las componentes en pirrotina se observan en zonas donde las temperaturas máximas son superiores a este valor.

La magnetización de baja temperatura es una remagnetización esencialmente post-pliegue (definida también en trabajos anteriores hacia el Oeste de la zona de estudio, Oliva-Urcia et al., 2010). Los datos paleotermométricos (temperaturas superiores a  $350^{\circ}\text{C}$ ) indican que se trata de una remagnetización térmica que queda bloqueada cuando las unidades sin y pre-rift y el basamento se enfrian por debajo de la temperatura de Curie de la pirrotina ( $\sim 320^{\circ}\text{C}$ ). Teniendo en cuenta la edad del pico térmico (85-100 Ma) y datos previos de termocronología de baja temperatura (que indican un enfriamiento por debajo de  $220^{\circ}\text{C}$  entre los 27 y 50 Ma), hemos estimado que la adquisición de esta magnetización pudo producirse durante el Paleógeno, en las etapas compresivas tempranas. La comparación entre la dirección de la remagnetización en coordenadas geográficas y la referencia paleógena indica rotaciones de eje horizontal, post-

paleógenas y post-pliegue, que son importantes (~40 a 60° hacia el Norte) en la parte Sur de las cadenas Barnesas pero nulas o muy reducidas en la parte Norte de la Zona Axial.



**Figura 1.-** 1) Mapa geológico del Pirineo con indicación de la zona muestreada. CB = Cadenas Barnesas, ZNP = Zona Norpirenaica. 2A) Corte geológico a través de las Cadenas Barnesas. 2B) Restitución al momento de bloqueo de la remagnetización portada por pirrotina. C) Restitución al momento del pico térmico.

## Discusión

Los datos de paleotermometría y paleomagnetismo han sido empleados para reconstruir la geometría de la zona de estudio en el momento del pico térmico (85-100 Ma, final de la extensión) y el momento de bloqueo de la remagnetización portada por la pirrotina (Paleógeno, etapas compresivas tempranas). Para llevar a cabo estas restituciones las isotermas y vectores paleomagnéticos han sido empleados como marcadores de la paleohorizontal. Adicionalmente, la comparación de datos paleotermométricos en los bloques superiores e inferiores de las principales fallas de basamento ha permitido la estimación de los desplazamientos posteriores al pico térmico.

Estas restituciones indican que, en el momento de pico térmico (final de la extensión, Fig. 1.2c), la cobertura Mesozoica ya estaba en gran medida plegada. Esta restitución es acorde con las observaciones de campo (adelgazamiento y cambios de facies en las unidades mesozoicas hacia las zonas de charnelas de pliegues, discordancias angulares en la serie cretácica) e indica pliegues de vergencia Norte, que pueden ser interpretados como asociados a un proceso de

deslizamiento gravitacional de la cobertura mesozoica desde el margen Sur de la cuenca extensiva.

En el momento de la remagnetización, el plegamiento de la cobertura está prácticamente completado y las isotermas están afectadas por un pliegue de gran longitud de onda (Fig. 1.2b). Hemos interpretado que este plegamiento de las isotermas está relacionado con un cabalgamiento temprano de vergencia Sur que transporta en su bloque superior la cobertura plegada de las Cadenas Bernesas. El acortamiento posterior probablemente produce el desarrollo de cabalgamientos de basamento en el bloque inferior de este cabalgamiento temprano (comparar figuras 1.2a y 1.2b), así como el basculamiento conjunto del sistema hacia el Norte, con valores que alcanzan los 40-60º deducidos a partir de los vectores paleomagnéticos.

### Conclusiones

El estudio estructural, paleomagnético y paleotermométrico realizado en la Zona Norpirenaica pone de manifiesto que el uso combinado de estas metodologías tiene un enorme potencial para la restitución de geometrías que resultan de la superposición de diferentes etapas tectono-térmicas. En el caso de las Cadenas Bernesas, ha permitido definir que la cobertura mesozoica en esta parte del Pirineo estaba ya intensamente plegada durante las etapas extensionales tardías. Estas geometrías heredadas tienen una considerable importancia en los cálculos del acortamiento orogénico posterior.

### Agradecimientos

Este trabajo ha sido realizado en el marco de un contrato postdoctoral del programa E2S de la Universidad de Pau. Agradecemos la ayuda en el laboratorio de Juanjo Villalaín, Pablo Calvín, Elisa Sánchez, Jean-Baptiste Cuyala y Julia Lechantre.

### Referencias

- Beyssac, O., Goffé, B., Chopin, C., Rouzaud, J. N. (2002). Raman spectra of carbonaceous material in metasediments: a new geothermometer. *Journal of metamorphic Geology*, 20: 859-871.
- Canérot, J., Hudec, M. R., Rockenbauch, K. (2005). Mesozoic diapirism in the Pyrenean orogen: Salt tectonics on a transform plate boundary. *AAPG bulletin*, 89: 211-229.
- Dekkers, M. J., Mattéi, J. L., Fillion, G., Rochette, P. (1989). Grain-size dependence of the magnetic behavior of pyrrhotite during its low-temperature transition at 34 K. *Geophysical Research Letters*, 16: 855-858.
- Lahfid, A., Beyssac, O., Deville, E., Negro, F., Chopin, C., Goffé, B. (2010). Evolution of the Raman spectrum of carbonaceous material in low-grade metasediments of the Glarus Alps (Switzerland). *Terra Nova*, 22: 354-360.
- Lagabrielle, Y., Labaume, P., de Saint Blanquat, M. (2010). Mantle exhumation, crustal denudation, and gravity tectonics during Cretaceous rifting in the Pyrenean realm (SW Europe): Insights from the geological setting of the Iherzolite bodies. *Tectonics*, 29: 1-26.
- Teixell, A., Labaume, P., Lagabrielle, Y. (2016). The crustal evolution of the west-central Pyrenees revisited: Inferences from a new kinematic scenario. *Comptes Rendus Geoscience*, 348 : 257-267.
- Clerc, C., Lahfid, A., Monié, P., Lagabrielle, Y., Chopin, C., Poujol, M., de St Blanquat, M. (2015). High-temperature metamorphism during extreme thinning of the continental crust: a reappraisal of the North Pyrenean passive paleomargin. *Solid Earth*, 6 : 643-668.
- Lowrie W. (1990). Identification of ferromagnetic minerals in a rock by coercivity and unblocking temperatures properties. *Geophysical Research Letters* 17, 159-162.
- Oliva-Urcia, B., Casas, A. M., Pueyo, E. L., Román-Berdiel, T., Geissman, J. W. (2010). Paleomagnetic evidence for dextral strike-slip motion in the Pyrenees during alpine convergence (Mauléon basin, France). *Tectonophysics*, 494: 165-179.

## Correlación entre propiedades petrofísicas del granito de Marimanha (Pirineo Axial)

Loi, Francesca<sup>1</sup>; Román-Berdiel, Teresa<sup>1,2</sup>; Casas-Sainz, Antonio M.<sup>1,2</sup>; Pueyo, Emilio L.<sup>2,3</sup>

<sup>1</sup> Dpto. de Ciencias de la Tierra, Geotransfer-IUCA, Universidad de Zaragoza, 50009 Zaragoza, España

<sup>2</sup> Unidad Asociada IGME-UZ, 50006 Zaragoza, España

<sup>3</sup> IGME, Instituto Geológico y Minero de España, Unidad de Zaragoza

### Resumen

El objetivo de este trabajo es identificar posibles correlaciones entre las propiedades petrofísicas del granito de Marimanha. Se han medido cuatro propiedades petrofísicas, densidad, velocidad sísmica, susceptibilidad magnética y resistividad. Estas propiedades son fundamentales en la prospección geofísica, y en la modelización de la estructura en profundidad.

El granito de Marimanha, ubicado en la Zona Axial de los Pirineos, forma parte del conjunto de los plutones variscos pirenaicos, y presenta una superficie de afloramiento de unos 45 km<sup>2</sup>. Para la caracterización petrofísica del granito de Marimanha, se han analizado muestras de paleomagnetismo estándar (cilindros de 2,5 cm de diámetro x 2,1 cm de longitud) repartidas en 15 estaciones de muestreo. El plutón de Marimanha presenta una zonación composicional concéntrica desde gabros y granodioritas bióticas con anfíbol en las partes más externas, a granodioritas y granitos bióticos y leucogranitos en las partes internas (Palau i Ramírez 1998). La selección de las 15 estaciones se realizó teniendo en cuenta esta zonación, de manera que quedaran representados todos los tipos litológicos, y toda la gama de valores de susceptibilidad magnética (Antolín-Tomás *et al.* 2009).

Las medidas de densidad se han realizado mediante tres procedimientos, aplicando el principio de Arquímedes para las muestras sin parafinar, para las muestras parafinadas, y también calculando el volumen a partir de medidas precisas realizadas con un calibre, del diámetro y longitud sobre muestras sin imperfecciones. En total se han medido 111 muestras. Las densidades obtenidas varían entre 2,5 y 2,9 g/cm<sup>3</sup>.

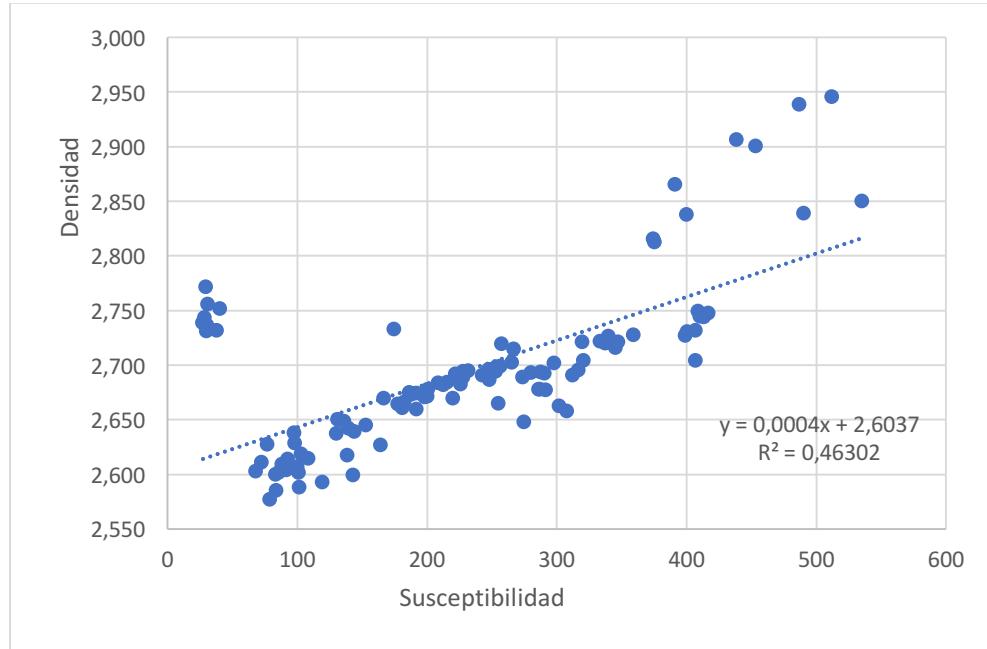
Para conocer la velocidad de propagación de las ondas P en las muestras, se ha utilizado el transductor ultrasónico Pundit (Portable Ultrasonic Non Destructive Digital Indicating Tester), que utiliza transductores con frecuencia de 250 KHz. Esta técnica consiste en la medida de la velocidad de propagación de un pulso ultrasónico transmitido en la muestra, con el fin de determinar las características elastomecánicas. Se han medido 111 muestras. Las velocidades sísmicas medias de las estaciones varían entre 2235 m/s y 3352 m/s. Este amplio rango depende de la densidad, presencia de imperfecciones o heterogeneidad de las muestras, así como de la presencia de microfracturas que causan fenómenos de dispersión, reflexión y refracción, que se manifiestan con una atenuación de la onda sonora.

Las medidas de susceptibilidad magnética se han realizado en un susceptómetro Kappabridge KLY3-S (AGICO), que trabaja a 300 A/m y 875 Hz. La susceptibilidad magnética (*K*) representa la capacidad de los materiales a ser magnetizados en presencia de un campo magnético dado, y se describe como un tensor de segundo orden que relaciona el campo aplicado (*H*) con la magnetización inducida (*M*):  $M = K \times H$ . En total se han medido 106 muestras. La susceptibilidad magnética media de las estaciones varía entre 31 y  $454 \times 10^{-6}$  SI. Estas variaciones se correlacionan con los diferentes tipos litológicos descritos previamente (Antolín-Tomás *et al.* 2009).

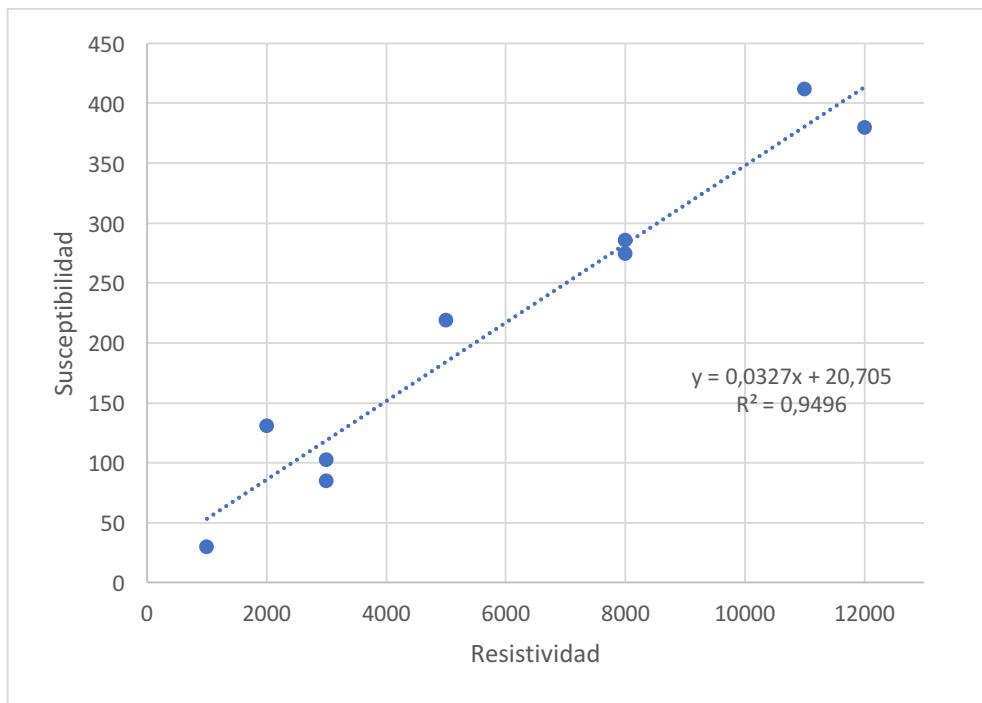
Las medidas de resistividad se han realizado con un medidor de conductividad KT-20S/C (TERRAPLUS). La resistividad de las rocas depende principalmente de su porosidad y de la saturación en agua. En este caso, debido a las altas resistividades del granito, y a las características del dispositivo de medida ha sido necesario utilizar muestras de mayor diámetro y menor longitud (4,5-5,5 cm de diámetro y 1 cm de longitud), que sólo han podido obtenerse para 10 de las estaciones. Las resistividades medias de las estaciones presentan un amplio rango de variación, entre 1000 ohm\*m y 12000 ohm\*m.

A partir de estos resultados, se observa una buena correlación positiva entre la susceptibilidad magnética y la densidad para la mayoría de las muestras (Fig. 1), así como una buena correlación positiva entre la resistividad y la media de la susceptibilidad magnética de las estaciones (Fig. 2); cuanto más alta es la densidad, más alta es la susceptibilidad, y más alta es la resistividad. Sin embargo, no se observa una relación con los valores de velocidad de propagación de las ondas P (Fig. 3 y Fig. 4), que podría estar relacionado con anisotropías de la roca, para lo que se prevé un estudio de las relaciones entre anisotropía de la susceptibilidad magnética, y anisotropía sísmica.

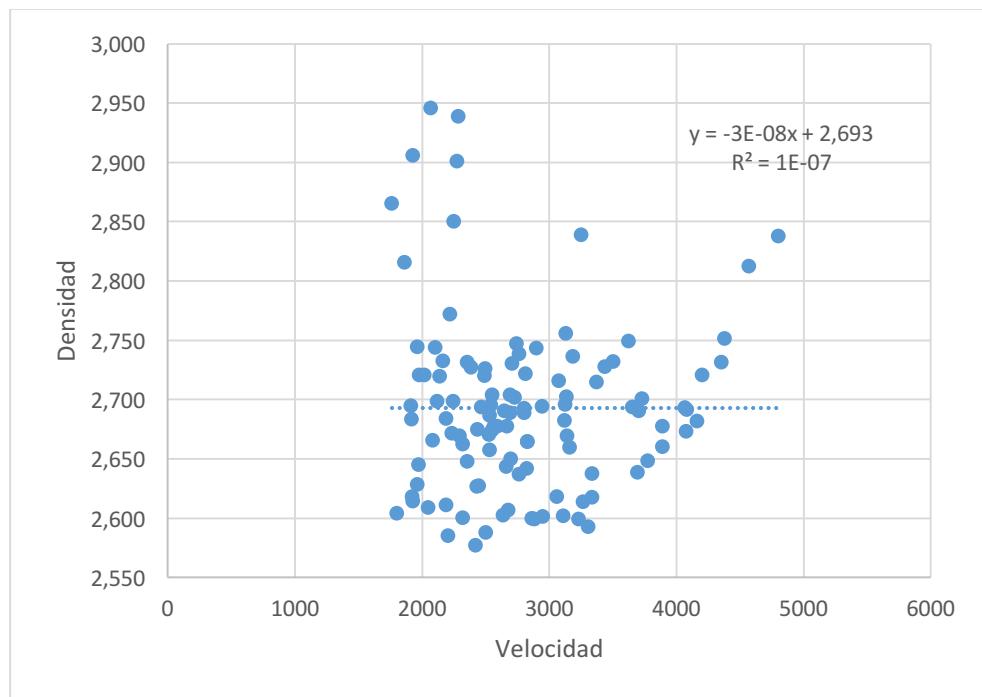
Teniendo en cuenta que la relación entre la susceptibilidad magnética y las facies petrológicas (tanto petrográficas como geoquímica de roca total) ya había sido probada (Gleizes et al., 1993), estas nuevas correlaciones abren nuevos horizontes al uso indirecto de propiedades petrofísicas de rocas graníticas.



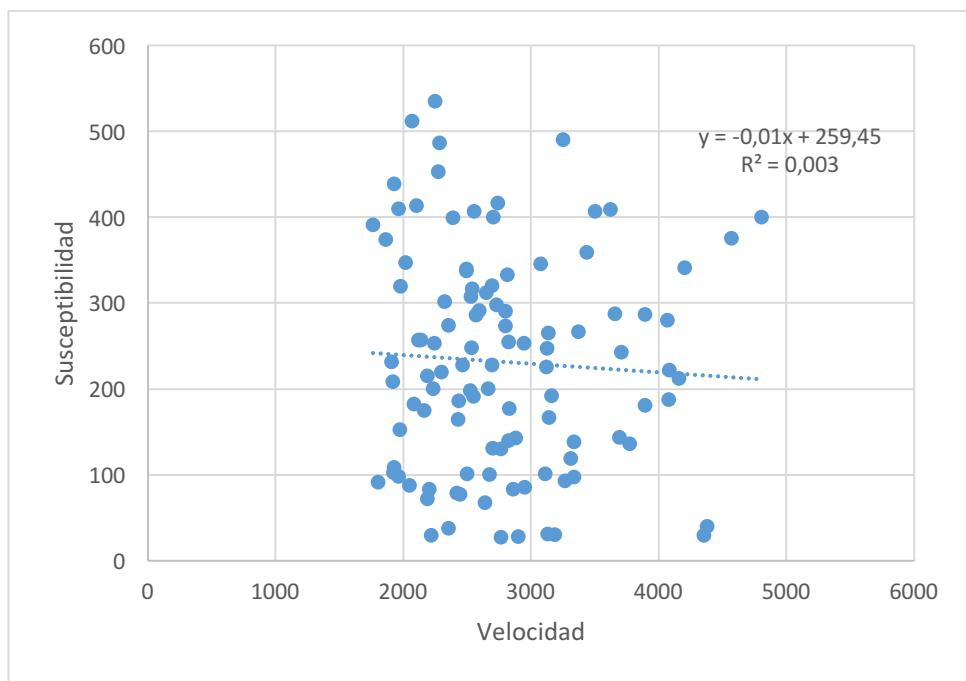
**Figura 1.-**Susceptibilidad magnética ( $10^{-6}$  S.I.) frente a densidad ( $g/cm^3$ ) para el total de las muestras medidas.



**Figura 2.-**Resistividad (ohm\*m) frente a susceptibilidad magnética media de las estaciones ( $10^{-6}$  S.I.).



**Figura 3.** – Velocidad sísmica (m/s) frente a densidad ( $g/cm^3$ ) para el total de las muestras medidas.



**Figura 4.** – Velocidad sísmica (m/s) frente a susceptibilidad magnética ( $10^{-6}$  S.I.) para el total de las muestras medidas.

### Agradecimientos

Este trabajo se ha llevado a cabo en el marco del Programa Erasmus+ Traineeship (beca concedida a Francesca Loi) y en el de los proyectos CGL2017-84901-C2-2-P y CGL2017-90632-REDT del Ministerio de Ciencia, Innovación y Universidades. Desarrollos metodológicos alineados con el proyecto europeo 3DGeoEU- GeoERA (ERANET Cofund action 731166 [H2020], Project code GeoE.171.005)

### Referencias

- Antolín-Tomás, B., Román-Berdiel, T., Casas-Sainz, A., Gil-Peña, I., Oliva, B., Soto, R. (2009) Structural and magnetic fabric study of the Marimanha granite (Axial Zone of the Pyrenees), *International Journal of Earth Sciences*, 98: 427-441.
- Gleizes, G., Nédélec, A., Bouchez, J. L., Autran, A., & Rochette, P. (1993). Magnetic susceptibility of the Mont-Louis andorra ilmenite-type granite (Pyrenees): A new tool for the petrographic characterization and regional mapping of zoned granite plutons. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 98(B3), 4317-4331.
- Palau i Ramírez, J. (1998) El magmatisme calcoalcalí del massís de Marimanya I les mineralizations As-Au-W associades. *Institut cartogràfic de Catalunya. Monografies techniques*, 4: 1-340.

## Variaciones del momento dipolar axial del campo geomagnético y asimetría temporal a partir de fluctuaciones brownianas

Molina-Cardín, Alberto<sup>1,2</sup>; Dinis, Luis<sup>1,3</sup>; Osete, María Luisa<sup>1,2</sup>

<sup>1</sup> Universidad Complutense de Madrid. Facultad de CC. Físicas. Avda. Complutense, s/n. 28040 Madrid.

<sup>2</sup> Instituto de Geociencias (CSIC-UCM), c/Severo Ochoa 7, Edificio Entrepabellones 7 y 8, Facultad de Medicina, Ciudad Universitaria. 28040, Madrid.

<sup>3</sup> GISC (Grupo Interdisciplinar de Sistemas Complejos)

### Resumen

El campo magnético interno de la Tierra presenta complejas variaciones temporales. Las diferencias de temperatura y composición dentro del núcleo externo producen corrientes de convección que, unidas a la rotación de la Tierra, generan el campo magnético y determinan su evolución. Dada la alta complejidad del sistema y la imposibilidad de medirlo directamente resultan útiles las descripciones estadísticas de su comportamiento. De la misma forma, los modelos simplificados basados en procesos estocásticos constituyen una alternativa interesante a los modelos magnetohidrodinámicos especialmente cuando se desean estudiar procesos de gran escala temporal para los que se requieren largas simulaciones que resultarían demasiado costosas de obtener mediante modelos magnetohidrodinámicos.

En este trabajo se presenta un modelo simplificado basado en dinámica browniana que describe las principales variaciones del momento dipolar axial (ADM) del campo magnético interno. El modelo está compuesto por dos partículas brownianas que interactúan entre sí a través de una fuerza atractiva proporcional a la distancia y que se encuentran inmersas en un potencial simétrico (figura 1) con dos pozos de potencial que representan los estados estables de polaridad (normal e invertida). Cada partícula se encuentra sometida a fluctuaciones aleatorias gaussianas así como a una fuerza de fricción que tiende a frenarlas. Ambas partículas presentan distintos valores de su masa (que determina su inercia) y distintas intensidades de las fluctuaciones. El valor del ADM se determina mediante una media ponderada de las posiciones de ambas partículas.

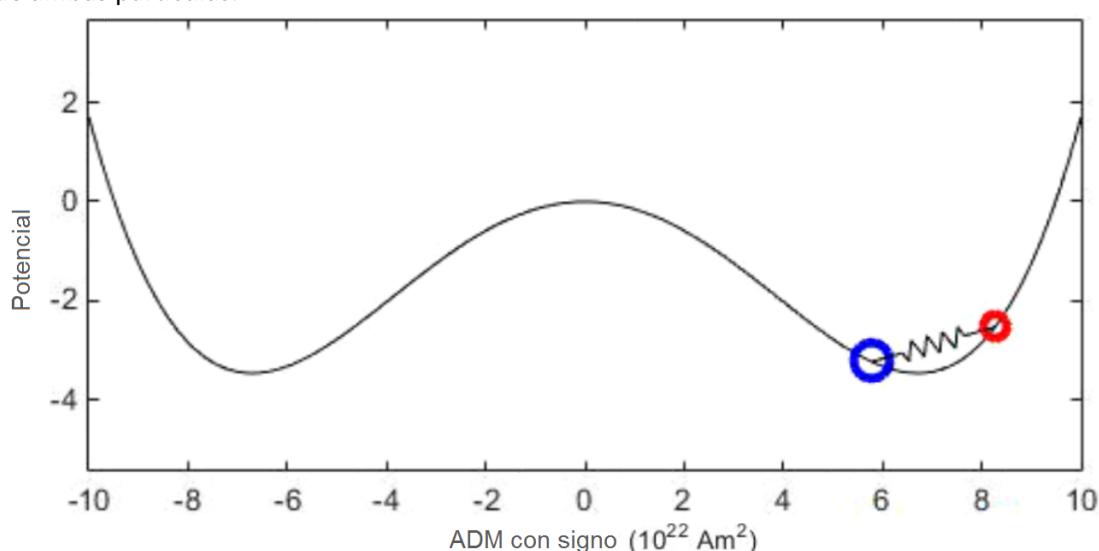
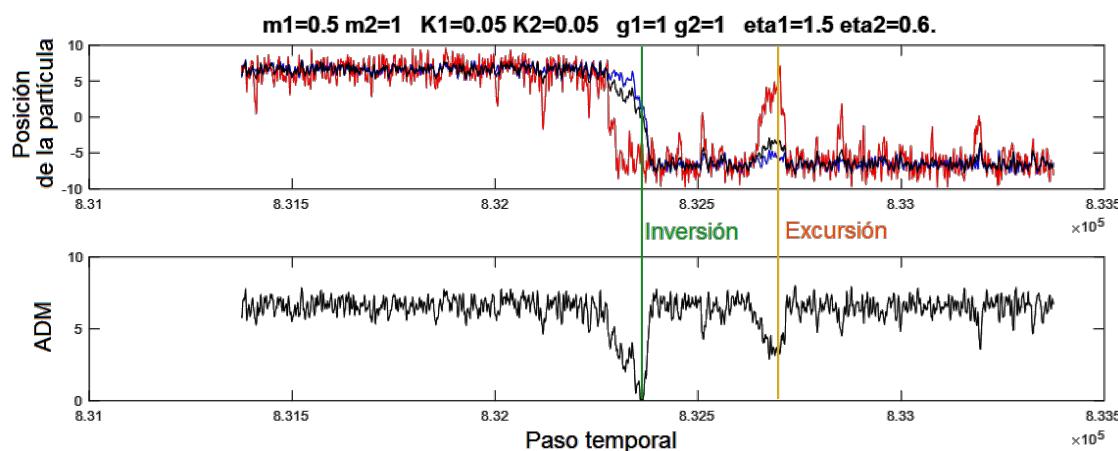


Figura 1.- Esquema del modelo de dos partículas brownianas.

El modelo que se presenta procede de la modificación de un modelo anterior con una única partícula browniana (Molina-Cardín et al., 2016). Este primer modelo ya era capaz de reproducir las fluctuaciones del ADM en torno a unos valores típicos interrumpidos de forma ocasional por cambios de signo (inversiones) que se producían de manera aleatoria sin ninguna regularidad. El nuevo modelo, además de lo anterior, representa excursiones como un estado previo al de inversión y es capaz de reproducir la lenta caída del momento dipolar antes de una inversión y la rápida recuperación que ocurre justo después (Valet et al., 2005).

Se ha analizado el comportamiento del modelo para diferentes valores de los parámetros para determinar qué condiciones son fundamentales para obtener el comportamiento de caída lenta y recuperación rápida, observándose que esta asimetría temporal aparece debida a la existencia de una diferencia en la intensidad de las fluctuaciones que afectan a cada partícula. A continuación se discute el significado físico de los diferentes elementos del modelo.



**Figura 2.-** Fragmento de simulación obtenida con el modelo de dos partículas brownianas. Evolución de la posición de la partícula roja y azul (arriba) y el momento dipolar axial con signo (negro, arriba) y en valor absoluto (negro, abajo). Se indica, además, el momento en que se observa una inversión y una excusión. En la parte superior se especifican los valores de los parámetros de cada partícula (1 y 2) utilizados en la simulación: m, masa; K, interacción entre las partículas (análoga a la constante elástica de un muelle); g, coeficiente de fricción (y); eta, intensidad de las fluctuaciones gaussianas ( $\eta$ ).

### Agradecimientos

Este trabajo ha sido financiado mediante el programa de becas FPU 2014 (ref: FPU14/02422) y los proyectos CGL2017-87015-P y CGL2017-92285-EXP del Ministerio de Ciencia, Innovación y Universidades. Asimismo, los autores agradecen a la Red de trabajo y laboratorios MAGIBER-II (CGL2017-90632-REDT) del Ministerio de Ciencia, Innovación y Universidades la financiación proporcionada para la presentación de este trabajo.

### Referencias

- Molina-Cardín, A., Dinis, L., Osete, M.L. (2016) Un modelo browniano para el momento dipolar axial del campo geomagnético, *Geo-temas*, 16: 849-852.
- Valet, J.P., Meynadier, L., Guyodo, Y. (2005) Geomagnetic dipole strength and reversal rate over the past two million years, *Nature*, 435: 802-805.

## Combining high resolution marine magnetic and seismic reflection data

Marta Neres<sup>1,2</sup>, Pedro Brito<sup>1</sup>, Marcos Rosa<sup>1</sup>, Pedro Terrinha<sup>1,2</sup>, João Noiva<sup>1</sup>, Eveline Almeida<sup>2</sup>, Mariana Antunes<sup>2</sup>, Celso Aleixo Pinto<sup>3</sup>

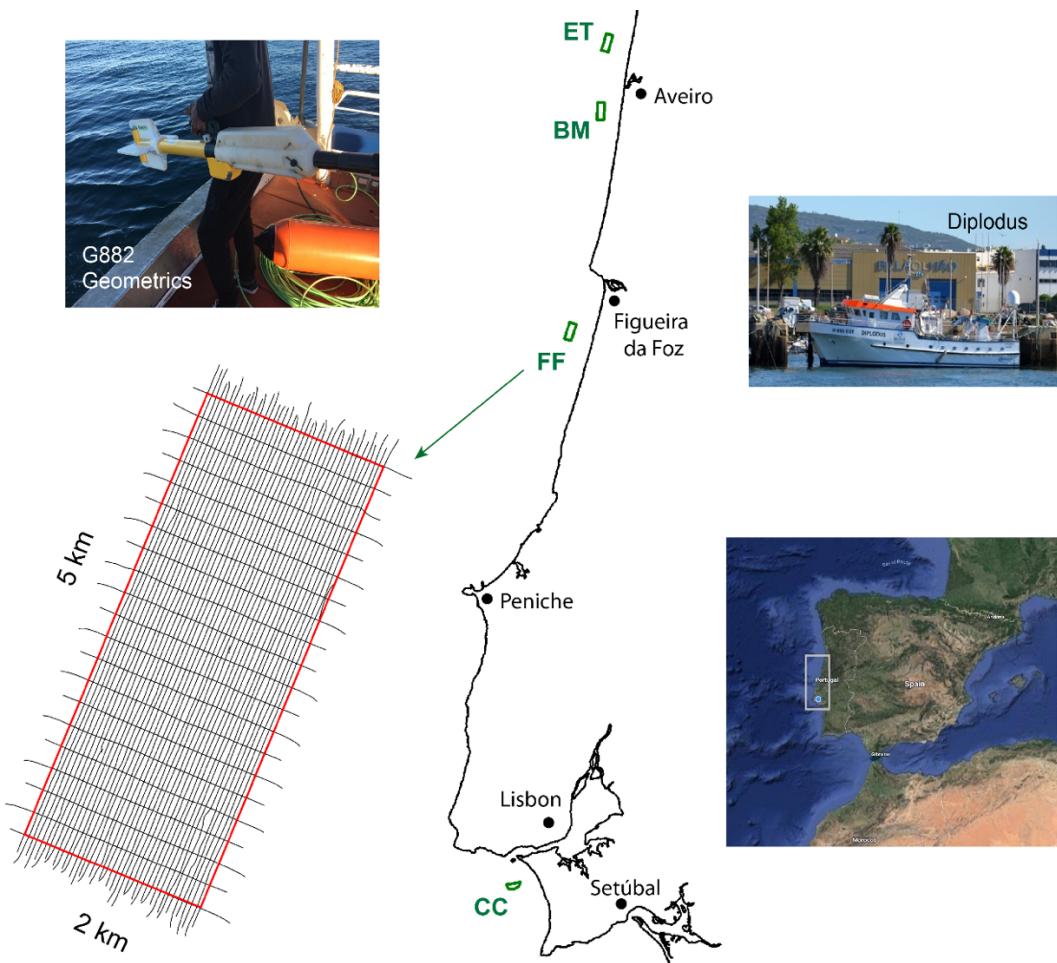
<sup>1</sup> Portuguese Institute for the Sea and Atmosphere - IPMA, Lisbon, Portugal

<sup>2</sup> Instituto Dom Luiz, Lisbon University, Portugal

<sup>3</sup> Portuguese Environment Agency, Lisbon, Portugal

### Introduction

The CHIMERA project aimed at characterizing the sedimentary record of four areas (10 and 5 km<sup>2</sup>) in the Portuguese inner shelf (Figure 1), for evaluating their potential as sand nourishment areas. High resolution marine magnetic data were acquired together with multibeam bathymetry and backscatter, parametric echo-sounder and ultra-high resolution multichannel seismics (MCS). Magnetic surveys aimed at detecting eventual archeological artefacts that could interfere with the future dragging operations, but the diversity, large density and high quality of geophysical data allowed for a multidisciplinary geological interpretation of the datasets. Here we present preliminary results of the joint interpretation of magnetic and multichannel seismic data, in particular for the surveyed area FF.

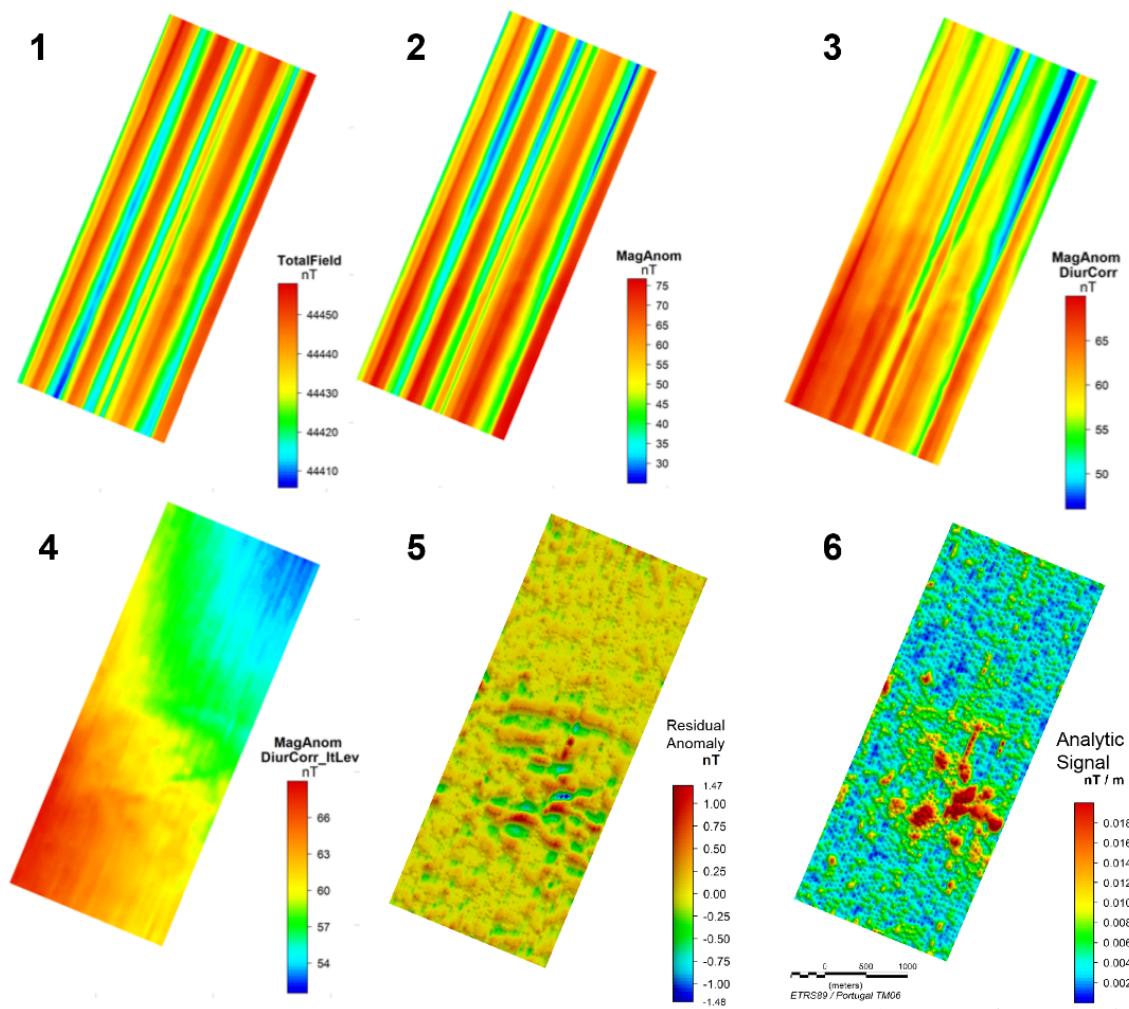


**Figure 1** – Location of the four areas surveyed for the CHIMERA Project. Lines and tielines along which magnetic data were acquired for the area FF (50 and 250 m line separation, respectively). Photos showing the R/V Diplodus and the G-882 marine magnetometer used for collecting total field magnetic data.

### Data acquisition and processing

Magnetic data were acquired using a total field scalar magnetometer G882 (Geometrics, Cesium vapor) at 10 Hz acquisition frequency, along lines spaced of 50 m and tielines spaced of 250 m. The magnetometer was towed with 60 m layback, to avoid noise generated by the vessel. The survey was conducted onboard the IPMA research ship Diplodus (Figure 1).

Magnetic data were processed in order to reveal local magnetic anomalies in the order of nT. Processing included: noise removal; IGRF correction; base station diurnal correction; iterative levelling with tielines; calculation of regional and residual magnetic anomaly; minimum curvature gridding; calculation of the analytic signal; and Euler deconvolution for estimation of potential source depths. In Figure 2 the main steps of data processing for the area FF are shown.



**Figure 2 –** Processing of magnetic data for the area FF. (1) Total magnetic field data (raw); Magnetic anomalies after successive: (2) IGRF (international georeference field) correction; (3) base station correction; (4) iterative levelling using tielines; (5) low-wavelength anomaly extraction – residual anomaly;

$$(6) \text{ analytic signal: } as = \left( \left( \frac{\partial T}{\partial x} \right)^2 + \left( \frac{\partial T}{\partial y} \right)^2 + \left( \frac{\partial T}{\partial z} \right)^2 \right)^{1/2}$$

MCS data were processed with high-standard processing techniques, which ensure lateral and vertical resolution of m- and dm-scales, respectively. Depth conversion of the MCS profiles uses 1507 m/s velocities for the water column (measured by sound velocity profile) and 1700 m/s for the sediments (taken from velocity analysis during seismic processing).

## Results

The (regional) magnetic anomaly showed varying characteristics among the four surveyed areas, with amplitudes varying from 12 nT in FF (Figure 3A) to 200 nT in BM. In general, in the four areas the total anomaly expresses long wavelength anomalies that are due to the deep, regional geology, not observed in the structure imaged by the used high-resolution seismics with shallow penetration (100 ms shown in Figure 3C seismic profile correspond to ~45 m below seafloor). In Figure 3A is showed the magnetic anomaly for the area FF.

The residual anomaly is characterized by very low amplitudes: ~2 nT for FF (Figure 3B), ET and BM, and ~10 nT for CC. The geological significance of the residual anomaly varies among the four study areas. According to the joint analysis with multichannel seismics, it reflects either the intra-basement structure (FF and CC cases) or some supra-basement sedimentary features such as buried channels and coastal barriers (ET and BM cases).

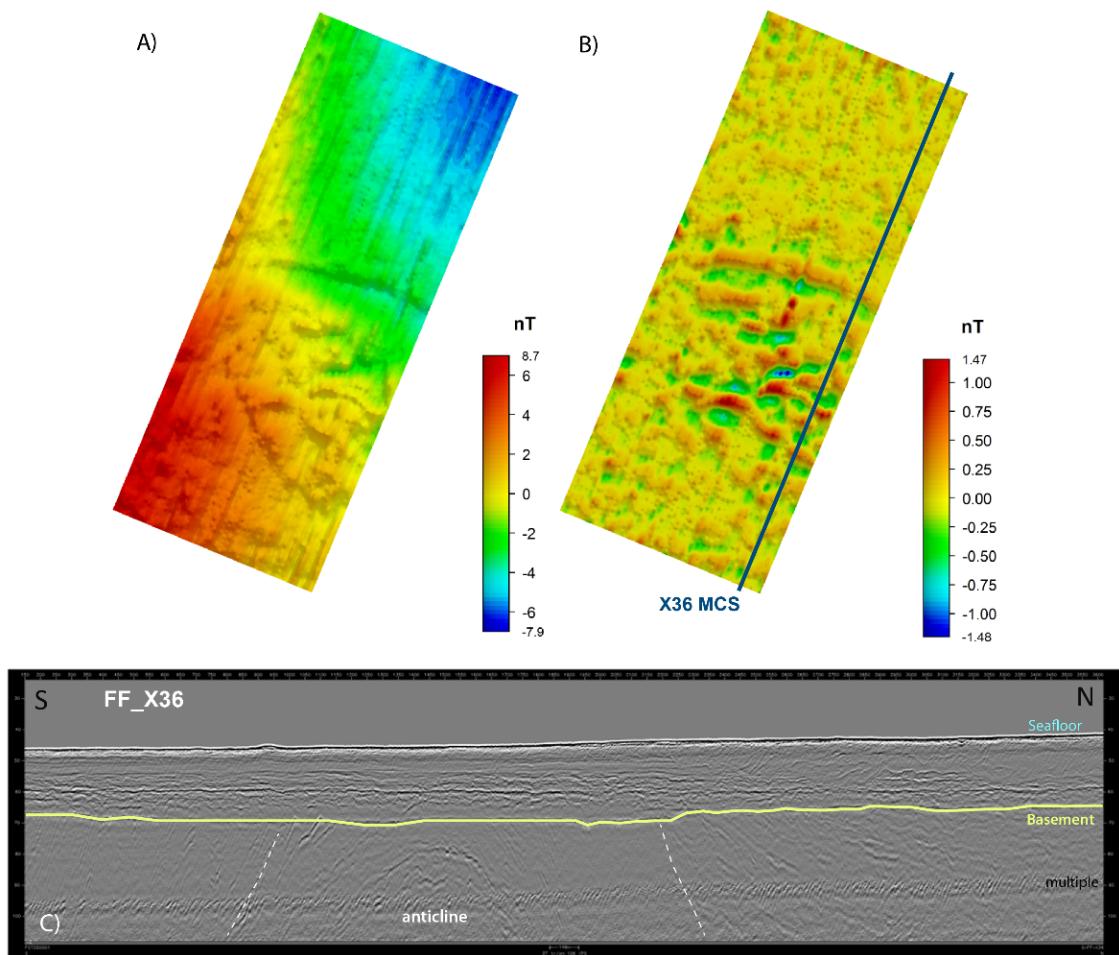
In Figure 3B is shown the residual magnetic anomaly for the area FF. Despite the very low residual anomaly (about 2 nT in absolute value) and its non-significant gradients in the northern and southern parts of the area, there are outstanding ~E-W magnetic lineations at its central-south part. These lineations are restricted to a region about 2 km wide.

Inspection of the MCS data along the several acquired lines reveals a first, horizontally stratified seismic unit below the seafloor (35 – 40 m below sea-level among the whole area) down to a basement level (52 – 55 m below sea-level), with no evidence for eventual magnetic sources. In contrary, the intra-basement structure appears to be significantly deformed, and an anticlinal structure, about 2 km wide along line and 55 m deep below sea-level, stands out. Figure 3C shows the interpreted seismic profile for the MCS line FF\_X36.

The correspondence between the E-W oriented magnetic anomalies and the anticlinal intra-basement structure appears to be clear and suggests variation of magnetic susceptibility between the basement layers. Susceptibility variations would give rise to edge effects along the direction perpendicular to the hinge of the anticline, causing a residual magnetic anomaly variation pattern. Given the very low amplitude of the residual anomaly (~2 nT) and the basement depth, it is likely that the basement is constituted by sedimentary layers, with susceptibility variations being due to variation of the type and amount of terrigenous input.

## Conclusions

The multidisciplinarity of the CHIMERA project allowed the combination and joint interpretation of different high resolution marine geophysical methods. In particular, it allowed searching for a geological interpretation of the measured magnetic anomalies. Given the very low amplitudes of the anomalies, a careful processing scheme, including base station correction and tie-line leveling, was needed to enhance the real low gradients and to remove spurious noise. For the studied areas, a relation was found between the low residual magnetic anomalies and either the intra-basement structure (imaged by ultra-high resolution MCS down to ~75 m deep below sea-level) or the hydrographic features of the sedimentary cover. Magnetic surveying is a potentially strong method for supporting the geological interpretation of marine acoustic data.



**Figure 3 –** Magnetic and multichannel seismic (MCS) data joint interpretation for the area FF. (A) Magnetic anomaly; (B) residual magnetic anomaly; (C) MCS line FF\_X36 with interpreted seafloor (at 41-47 ms two-way time; 31-36 m depth converted) and basement (at 64-70 ms twt; 51-56 m deep) reflectors. Note the deformation within the basement, showing an anticline structure about 2 km wide.

## Acknowledgements

The CHIMERA project was contracted by the Portuguese Environment Agency (APA) and co-funded by the European Union Cohesion Fund (Portugal 2020 | POSEUR).

## Magnetic fabric in two volcanic edifices in the Bransfield Basin, at ca. 62° latitude South

Oliva-Urcia, B.<sup>1</sup>; López-Martínez, J.<sup>1</sup>; Maestro, A.<sup>1,2</sup>; Gil-Imaz, A.<sup>3</sup>

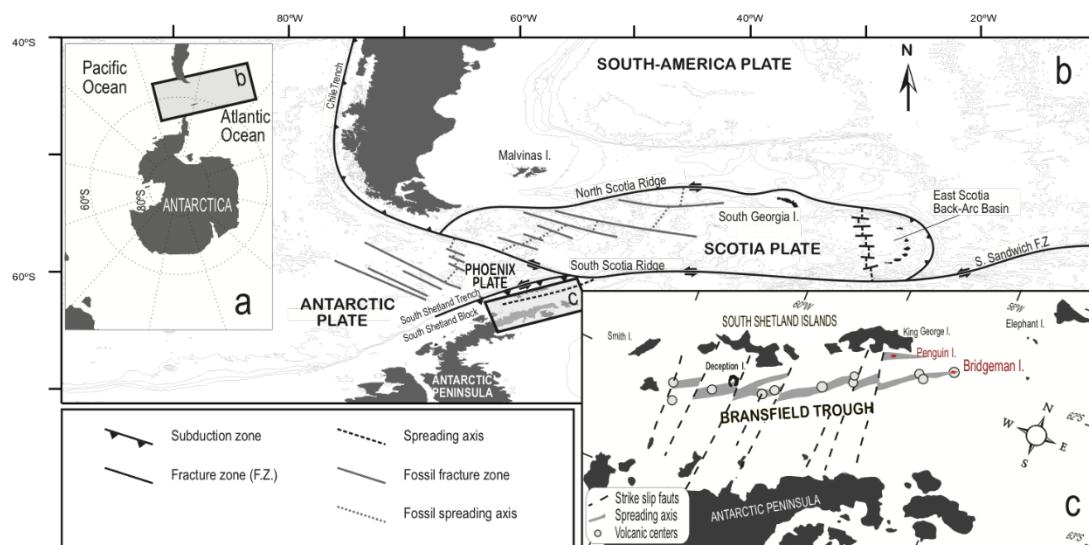
<sup>1</sup> Universidad Autónoma de Madrid, Facultad de Ciencias, Departamento de Geología y Geoquímica,  
Carretera de Colmenar km 15, 28049 Madrid, Spain

<sup>2</sup> Instituto Geológico y Minero de España (IGME), Calle Calera, 1, 28760, Tres Cantos, Madrid, Spain

<sup>3</sup> Universidad de Zaragoza, Departamento de Ciencias de la Tierra, Calle Pedro Cerbuna 12, 50003  
Zaragoza, Spain

### Abstract

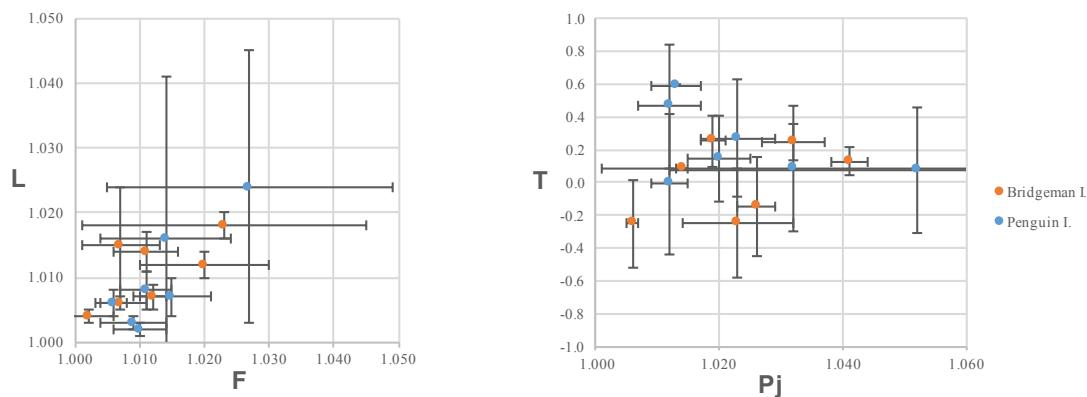
The Bransfield Basin is a narrow, elongated ENE-WSW basin. It is a back-arc basin formed as consequence of the final stages of the continuous subduction of the former Phoenix Plate under the Antarctic Plate during Meso-Cenozoic times, and the interaction with the motion of the Scotia Plate along the South Scotia Ridge towards the east. The South Shetland Islands are part of a magmatic arc developed during the middle Jurassic-Miocene. The late subduction phase lead to the formation of the Bransfield Basin from the Miocene until Quaternary, where the volcanic ridges and spurs are parallel to the NE-SW basin axis. The Quaternary volcanism in these volcanic ridges is recorded in Deception, Penguin and Bridgeman islands as well as on several seamounts and submarine ridges between those islands and in fewer other locations in the archipelago (Fig. 1).



**Figure 1.-** a) General location of the Bransfield Basin, b) geotectonic setting and c) particular location of Penguin and Bridgeman Islands.

A standard anisotropy of magnetic susceptibility study was carried out in Penguin and Bridgeman islands in order to constrain the magnetic fabric signature of these volcanic edifices. The analyses were carried out at the Magnetic Fabric laboratory of the University of Zaragoza. The averages of the bulk magnetic susceptibility are quite similar in both islands, they vary from 1.15 E-2 SI (standard deviation 1.53 E-3 SI) in Bridgeman Island to 1.68 E-2 SI (standard deviation 3.89 E-3 SI) in Penguin Island. The averaged values of magnetic lineation (L) and foliation (F), the

corrected anisotropy degree ( $P_j$ ) and shape (T) parameters are represented together with their standard deviation in Fig. 2.



**Figure 2.-** Representation of the magnetic fabric parameters, their average and standard deviation values obtained for the two islands.

A preliminary view of the results of the magnetic fabric orientation shows an almost horizontal foliation plane with oblate magnetic ellipsoids for both islands. The magnetic lineation is oriented perpendicular to the spreading direction of the Bransfield Basin in Penguin Island, and parallel in Bridgeman Island. Further analyses are required to interpret the magnetic fabric in this tectonic context.

### Acknowledgements

Project CTM2014-57119-R from the Spanish Research and Development National Plan (I+D+i). The Geotransfer group of the University of Zaragoza is acknowledged for the free use of the laboratory and fruitful discussions. The presentation of this work is possible thanks to the Working NETWORK and Laboratories MAGIBER-II (CGL2017-90632-REDT) from the Spanish *Ministerio de Ciencia, Innovación y Universidades*.

## Propiedades magnéticas del depósito detrítico de la Cueva del Granito (Valle de Bujaruelo, Pirineo Central)

Oliva-Urcia, B.<sup>1</sup>; Calvín-Ballester, P.<sup>2</sup>; Bartolomé-Úcar, M.<sup>3</sup>; Rodríguez-Pintó, A.<sup>4</sup>; Leunda, M.<sup>5</sup>; Falcón, I.<sup>2</sup>

<sup>1</sup> Dpto. Geología y Geoquímica, Fac. Ciencias, Universidad Autónoma de Madrid. Madrid

<sup>2</sup> Grupo Paleomag-UBU. Escuela Politécnica Superior, Dpto. de Física. Burgos

<sup>3</sup> Museo Nacional de Ciencias Naturales, Madrid

<sup>4</sup> Universidad de Vigo-Centro de Apoyo Científico y Tecnológico a la Investigación (C.A.C.T.I.). Vigo

<sup>5</sup> Grupo de Paleoambientes cuaternarios. Instituto Pirenaico de Ecología-CSIC. Zaragoza

### Resumen

En este trabajo se presentan las propiedades magnéticas analizadas en el depósito detrítico de la Cueva del Granito localizada en el valle de Bujaruelo, Pirineo Central. La cueva, con un desarrollo pseudo-horizontal se abre en materiales carbonatados de edad paleocena. Recibe su nombre debido a la presencia en su interior de clastos de granito procedentes del batolito de Panticosa. Dentro, aparecen diversos depósitos internos de origen químico como estalagmitas, coladas y banderas, destacando los depósitos de la secuencia detrítica que aparece a lo largo de toda la cavidad. La sedimentación de estos materiales parece estar relacionada con la obturación de la entrada de cueva por parte del glaciar del río Ara durante alguna fase glaciar, probablemente durante el MIS 3 (60 ka), tal como evidencia las morrenas glaciares situadas aguas abajo de la cueva (Sancho et al., 2018) y correspondiente con la máxima extensión glaciar conocida en el Pirineo Central. Los sedimentos están formados principalmente por arcillas, limos y arenas finamente laminados, y se diferencian tres tipos diferentes de facies, *backswamps*, *slackwater* y *channel*, relacionadas con los procesos de llenado y vaciado de la cavidad en respuesta a la fusión de la nieve o a precipitaciones en el pasado. Entre las estructuras sedimentarias destacan los limos finamente laminados, estratificaciones cruzadas, *climbing ripples* y estructuras de licuefacción, estas últimas, ligadas probablemente al aumento de carga hidrostática debido al llenado con agua de la cavidad. El objetivo de este trabajo es analizar las propiedades magnéticas de los materiales detríticos de la cueva del granito y ver su relación con el tipo de material, facies y las posibles implicaciones paleoambientales de dichos parámetros.

El muestreo se ha realizado de manera continua, tras la limpieza de sucesivas superficies verticales a lo largo de toda la secuencia, y utilizando *u-channels* cortados y adaptados a la longitud de la sección a muestrear; en algunos sectores se han muestreado secciones solapadas en la vertical con el fin de facilitar la correlación así como observar posibles variaciones laterales en sus propiedades magnéticas. Además, se ha realizado de manera paralela un muestreo discontinuo utilizando un extractor de blandos, obteniendo muestras discretas cilíndricas en cajas de plástico (cada 10 cm) y muestras discretas cilíndricas en cajas de vidrio (Figs. 1 y 2); las primeras serán usadas para comparar con los datos magnéticos en continuo de los *u-channels*, mientras que las segundas están destinadas a la realización de experimentos térmicos. Con la ayuda de un distanciómetro laser se calculó la posición (x, y, z) de puntos seleccionados a lo largo de las secciones muestreadas, permitiendo situar con detalle todas las muestras analizadas a lo largo del conjunto de 26 m de relleno sedimentario.



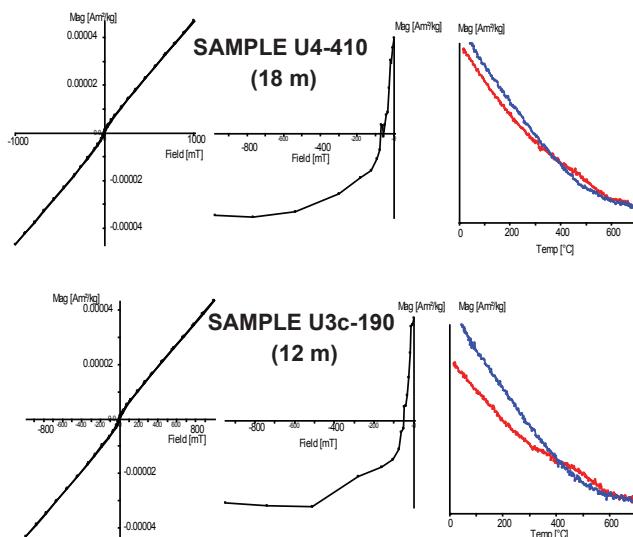
**Figura 1.** - Toma de medias de dirección en inclinación en las muestras discretas

Los análisis en los *u-channels* abarcan la medida de la NRM (magnetización remanente natural), la desmagnetización por campos alternos (AF), la aplicación de una magnetización remanente anhisterética (ARM) en un campo AF de 100 mT y un DC de 50  $\mu$ T. Posteriormente se ha procedido a la desmagnetización progresiva por campos alternos (AF) de esa ARM. Finalmente, se han aplicado 3 magnetizaciones remanentes isotérmicas (IRM) a 1 T, 300 mT y 150 mT. Las dos segundas se han aplicado tras saturar en sentido contrario el *u-channel* con un campo de 1T. El mismo protocolo se está realizado actualmente en las muestras discretas. La fábrica y la medida de la susceptibilidad magnética también han sido medidas en parte de las muestras discretas. Se han seleccionado muestras discretas para analizarlas en la balanza de traslación de campo variable (VFTB por sus siglas en inglés) (Petersen Instruments).



**Figura 2.-** Sección de afloramiento donde se han extraído el *u-channel* y las muestras cilíndricas discretas. Se ha marcado la sección cada 10 cm (etiquetas naranjas).

Esta cueva supone el primer estudio que permite conocer las variaciones de las propiedades magnéticas en un registro continental durante el Estadio Isotópico Marino 3 (MIS 3) en la península ibérica. Los resultados preliminares muestran variaciones de las propiedades magnéticas a lo largo del perfil de sedimentos detríticos muestreados. Las caídas en los valores que se observan en las medidas en “u-channels” son debidas a los efectos de borde (medidas próximas a los límites del “u-channel”). Las variaciones de las propiedades magnéticas se mantienen dentro de un rango aunque los valores parecen disminuir hacia el techo del perfil muestreado (susceptibilidad magnética en muestras discretas, ARM en “u-channels”). El mineral magnético predominante parece ser un ferromagnético “blando” (Fig. 3).



**Figura 3.-** Selección de resultados de magnetismo de rocas obtenidos en la balanza de traslación de campo variable (VFTB). La columna de la izquierda muestra los ciclos de histéresis sin corregir la componente paramagnética, la columna central muestra la coercitividad de la remanencia, y la columna de la derecha las variaciones de la magnetización inducida con la temperatura. Se especifica el número de muestra y la altura a la que se encuentra dentro del perfil.

### Agradecimientos

Este trabajo ha sido posible gracias a la colaboración con los laboratorios de paleomagnetismo de las Universidades de Vigo - C.A.C.T.I. y Burgos, donde se han y se están llevando a cabo los análisis magnéticos, a las personas que integran el Grupo de investigación Geotransfer de la Universidad de Zaragoza, el Grupo de Paleoambientes cuaternarios IPE-CSIC, y a Carlos Sancho por transmitirnos su curiosidad e interés por la espeleogénesis y su relación con los cambios ambientales. La presentación de este trabajo ha sido posible gracias a la Red de trabajo y laboratorios MAGIBER-II (CGL2017-90632-REDT) del Ministerio de Ciencia, Innovación y Universidades

### Referencias

- Sancho, C., Arenas, C., Pardo, G., Peña-Monné, J.L., Rhodes, E.J., Bartolomé, M., García-Ruiz, J.M. and Martí-Bono, C. (2018). Glaciolacustrine deposits formed in an ice-dammed tributary valley in the south-central Pyrenees: new evidence for late Pleistocene climate. *Sedimentary Geology*, 366, 47-66.

## Anisotropia de Suscetibilidade Magnética do pôrfiro granítico de Loivos (Vila Pouca de Aguiar, norte de Portugal)

Oliveira, A.<sup>1,2\*</sup>, Sant’Ovaia, H.<sup>1,2</sup>, Martins, H.C.B.<sup>1,2</sup>

<sup>1</sup> Faculdade de Ciências da Universidade do Porto, DGAOT, Rua do Campo Alegre, s/n, 4169-007 Porto

<sup>2</sup> Instituto de Ciências da Terra, Polo do Porto, Rua do Campo Alegre, s/n, 4169-007 Porto, Portugal

\* up201107754@fc.up.pt

### Introdução

Pôrfiros são rochas de natureza ígnea subvulcânica, sendo caracterizados por possuírem uma composição mineralógica felsica e textura porfirítica. Na Zona Centro Ibérica (ZCI), quer em território português quer espanhol, a ocorrência destas rochas tem sido brevemente descrita em trabalhos como Sant’Ovaia et al. (2011), Silva & Ribeiro (1991) e Corretgé & Suárez (1994). Contudo, o estado atual do conhecimento sobre estas litologias encontra-se bastante subdesenvolvido. No setor português da ZCI, as rochas hipabissais ocorrem sob a forma de filões ou massas.

De modo a decifrar os mecanismos de instalação associados aos magmas a partir dos quais os pôrfiros cristalizaram, é crucial proceder ao estudo do *fabric* magnético através de análises de anisotropia de suscetibilidade magnética (ASM). Segundo Hrouda et al. (2016) existem três tipos de *fabric* magnético que as rochas filonianas podem apresentar: (i) *fabric* normal ou tipo I – mais comum, em que a foliação e lineação magnéticas são aproximadamente paralelas à orientação do filão, e a lineação pode ser vertical, horizontal ou oblíqua (em função do fluxo magmático); (ii) *fabric* intermédio ou tipo II – muito menos frequente que o anterior, verificando-se uma relação de perpendicularidade entre o filão e a respetiva foliação magnética, e paralelismo entre a orientação do filão e sua lineação magnética; (iii) *fabric* inverso, reverso, ou tipo III – mais raro, revelando uma foliação e lineação magnéticas perpendiculares à intrusão filoniana.

No presente trabalho são apresentados e interpretados dados de ASM relativos ao pôrfiro granítico de Loivos, o qual aflora na região de Vila Pouca de Aguiar (VPA), com o objetivo de contribuir para uma melhor compreensão da cinemática magmática na área em estudo.

### Contexto Geológico

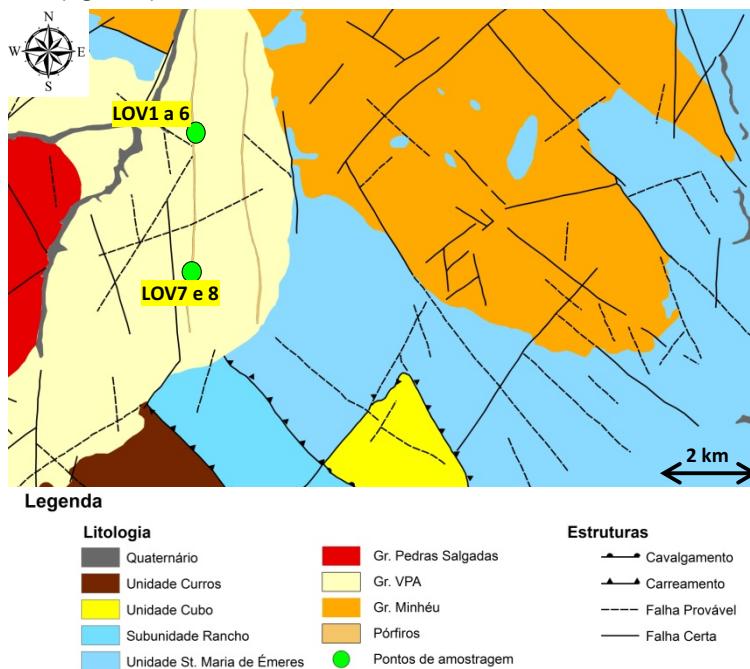
A região de Vila Pouca de Aguiar (norte de Portugal, situada aproximadamente 117 km a NE do Porto) está localizada na transição entre a ZCI e a Zona Galiza Trás-os-Montes (ZGTM), sendo a primeira composta por unidades autóctones, e a segunda representada por unidades alóctones e parautóctones da cadeia Varisca (Ribeiro et al., 2006). Segundo a Carta Geológica de Portugal 6-D (Vila Pouca de Aguiar) à escala 1:50 000, existem dois pôrfiros de composição granítica/riolítica, os quais intruem o granito biotítico, pós-tectónico, de grão médio a grossoiro, porfiróide de Vila Pouca de Aguiar (datado em  $299 \pm 3$  Ma; Martins et al., 2009). Ambos os filões apresentam orientação geral N-S e espessura aproximada de 45 m, sendo designados por pôrfiros de Loivos (para Oeste) e de Póvoa de Agrações (para Este) (figura 1). Enquanto o pôrfiro de Loivos se estende por mais de 7 km, o de Póvoa de Agrações apresenta uma extensão de cerca de 6.5 km. Tendo em conta o seu elevado estado de alteração hidrotermal, o pôrfiro de Póvoa de Agrações não foi estudado no âmbito da ASM.

### Amostragem e Metodologias

Amostras orientadas do pôrfiro de Loivos foram obtidas em 8 estações de amostragem, nos locais assinalados na figura 1. Em cada ponto realizaram-se 5 a 7 furos através de uma perfuradora portátil, tendo sido obtido um total de 48 amostras, orientadas recorrendo a uma bússola geológica e a um orientador.

As medições de ASM foram efetuadas na balança de suscetibilidade magnética KLY-4S kappabridge do laboratório de ASM do ICT, polo do Porto, por indução de um campo magnético de 300 A/m. Os resultados das medições foram determinados através do software SUFAR (versão 1.1). Os parâmetros escalares de anisotropia como a suscetibilidade média ( $K_m$ ), o grau de anisotropia ( $P$ ) e a forma do elipsoide de ASM ( $T$ ) foram calculados com base nas equações de Nagata (1961) e Jelínek (1981):  $K_m = (K_1 + K_2 + K_3)/3$ ;  $P =$

$K_1/K_3$ ;  $T = (2\eta_2 - \eta_1 - \eta_3)/(\eta_1 - \eta_3)$ , em que  $K_1 \geq K_2 \geq K_3$  representam as suscetibilidades principais,  $\eta_1 = \ln K_1$ ,  $\eta_2 = \ln K_2$ ,  $\eta_3 = \ln K_3$ . A análise estatística da ASM para cada estação de amostragem foi realizada recorrendo ao programa ANISOFT (versão 4.2). A orientação das foliações e lineações magnéticas, assim como as respetivas direções médias são apresentadas em projeções estereográficas em rede de igual área no hemisfério inferior (figura 2).



**Figura 1 –** Mapa geológico da região de Loivos (adaptado a partir da folha 61 da Carta Militar de Portugal, à escala 1:25 000) com a respetiva legenda.

### Petrografia e Geoquímica

Através da microscopia ótica foi possível confirmar a natureza granítica/riolítica do pórfiro de Loivos, sendo este composto por uma paragénese mineral de quartzo + feldspato potássico (ortóclase ou adulária) + plagioclase ( $An_0 - An_8$ ) + moscovite (sericite) + biotite + minerais máficos + apatite  $\pm$  clorite  $\pm$  zircão  $\pm$  monazite  $\pm$  alanite  $\pm$  minerais opacos. O filão revela microestruturas submagnéticas, nomeadamente golfos de corrosão em fenocristais e microfenocristais de quartzo, assim como *kinks* e arqueamento das clivagens em cristais de micas. Geoquimicamente, os teores em elementos traço nos filões de VPA, bem como os respetivos diagramas de Terras Raras, sugerem que ambos os pórfiros não estão geneticamente relacionados com o granito que intruem (Oliveira et al., 2019).

### Anisotropia de Suscetibilidade Magnética

A análise de ASM sobre as estações de amostragem revelou uma variação da suscetibilidade magnética média ( $K_m$ ) no pórfiro de Loivos entre 22.03 e 49.55  $\mu$ SI, apresentando um valor médio de 35.88  $\mu$ SI (tabela I). Contudo, e possivelmente devido à maior proximidade espacial com o granito de Vila Pouca de Aguiar, em determinadas amostras foram registados valores de  $K_m$  na ordem de 100  $\mu$ SI. De modo geral, o grau de anisotropia magnética é fraco ( $P\%$  médio = 3.45%), variando entre 0.92 e 6.20%. Quanto ao parâmetro de forma do elipsóide de ASM, foram verificados elipsóides ligeiramente achatados ( $T = -0.343$ ) a constritos ( $T = 0.573$ ), sendo o valor médio sensivelmente neutro ( $T = 0.090$ ). Embora tendencialmente seja verificado um aumento do grau de anisotropia com a suscetibilidade magnética, os resultados obtidos não permitiram identificar alguma relação discernível entre os parâmetros  $K_m$  e  $P\%$ .

No que diz respeito aos parâmetros vetoriais de ASM é possível afirmar que o *fabric* magnético do pórfiro de Loivos é de tipo normal, uma vez que quer a lineação magnética média ( $3^\circ \rightarrow N2^\circ$ ), quer a foliação magnética média ( $N183^\circ E - 60^\circ W$ ) são paralelas à orientação geral do filão. A lineação magnética é subhorizontal e está menos definida quando comparada à foliação magnética (subvertical) (figuras 2 e 3), o que é melhor verificado nas estações de amostragem em que  $K_1$  e  $K_2$  apresentam orientações próximas

(como por exemplo LOV2). O *fabric* normal sugere que a instalação do magma foi acompanhada por um fluxo magmático subhorizontal que conduziu à orientação dos minerais portadores de ferro segundo um plano NS paralelo às paredes do filão, mas com o eixo maior destes minerais alinhado NS subhorizontal materializando o fluxo magmático. Por outro lado, as foliações magnéticas subverticais apontam para um enraizamento profundo do magma que alimentou o filão.

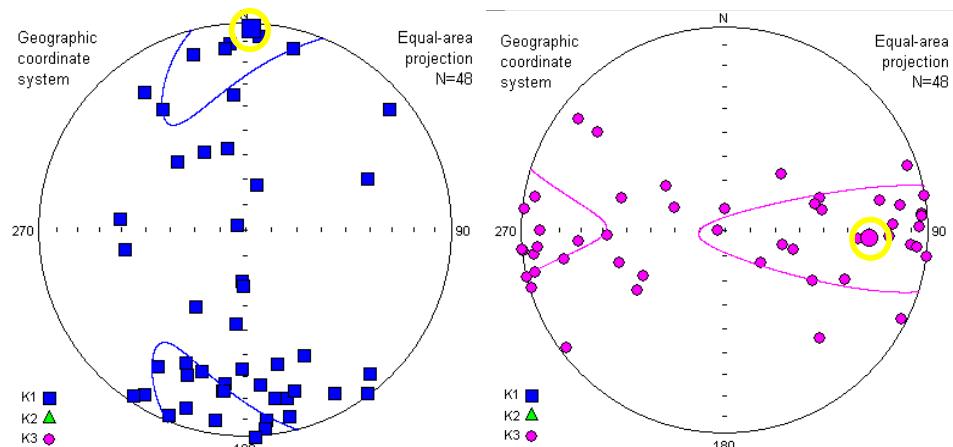
### Conclusões

Tendo em conta os valores de suscetibilidade magnética média, o pórfiro de Loivos é caracterizado por apresentar uma paragénese mineral de cariz paramagnético. Este comportamento é justificado através da presença de minerais ricos em ferro como biotite e ilmenite, sendo o *fabric* magnético do filão dominado pela orientação dos grãos da mica negra.

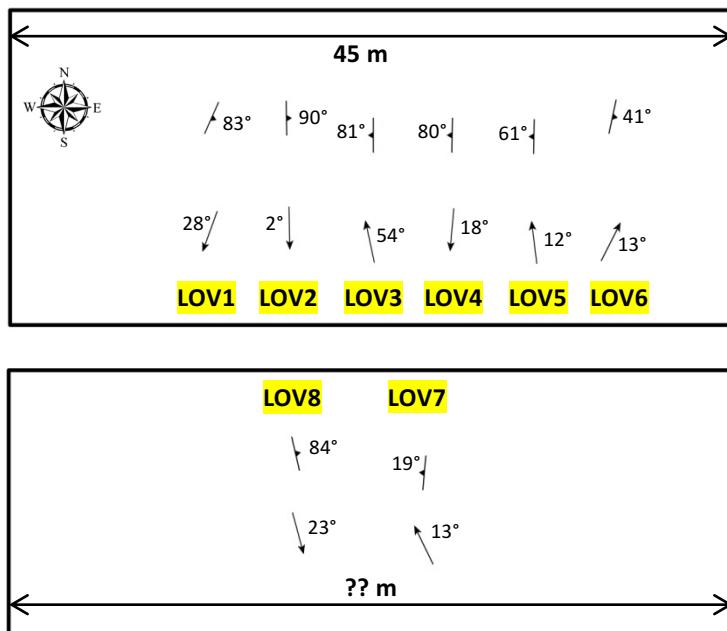
Em Loivos, o *fabric* magnético é de tipo normal, a foliação magnética encontra-se melhor definida que a lineação, sendo a primeira subvertical e a última predominantemente subhorizontal, o que sugere um enraizamento profundo do pórfiro e fluxo magmático subhorizontal a um nível estrutural mais elevado. O *fabric* magnético do granito de Vila Pouca de Aguiar é puramente discordante relativamente aos dados de ASM do pórfiro de Loivos (Martins et al., 2009; Sant’Ovaia et al., 2011), corroborando a interpretação dos dados geoquímicos no sentido de ausência de uma relação genética entre o granito e o pórfiro (Oliveira et al., 2019).

**Tabela I – Resultados de ASM do pórfiro de Loivos.**

Ponto de Amostragem	Latitude	Longitude	$K_m$ ( $\mu\text{SI}$ )	$P(\%)$	$T$	Lineação Magnética ( $K_1$ )	Foliação Magnética
LOV1	41°37'27"N	7°30'16"W	35.12	3.70	0.29	28°→N200°	N24°-83°SE
LOV2	41°37'27"N	7°30'16"W	32.53	1.53	0.32	2°→N179°	N359°-90°E
LOV3	41°37'27"N	7°30'16"W	28.90	2.12	0.57	54°→N348°	N180°-81°NW
LOV4	41°37'27"N	7°30'16"W	22.03	1.48	0.08	18°→N185°	N181°-80°NW
LOV5	41°37'27"N	7°30'16"W	32.55	2.18	-0.23	12°→N353°	N179°-61°W
LOV6	41°37'27"N	7°30'16"W	48.40	3.95	-0.34	13°→N27°	N12°-41°SE
LOV7	41°35'52"N	7°32'22"W	49.55	6.20	0.16	13°→N334°	N195°-19°NW
LOV8	41°35'52"N	7°32'22"W	37.99	0.92	-0.13	23°→N165°	N347°-84°NE



**Figura 2 – Projeção estereográfica das lineações magnéticas ( $K_1$ ) e dos polos das foliações magnéticas ( $K_3$ ) para todas as amostras analisadas (projecção em rede de igual área no hemisfério inferior). Os círculos amarelos assinalam os valores médios. As elipses representam áreas de confiança.**



**Figura 3 – Representação esquemática das lineações e foliações magnéticas do pórfiro de Loivos. As orientações na estação LOV6 sugerem que a parede oriental do pórfiro é menos inclinada que a ocidental.**

### Agradecimentos

Os autores prestam o seu agradecimento à FCT (Fundação para a Ciência e Tecnologia) pelo financiamento providenciado através de uma bolsa individual de doutoramento (referência SFRH/BD/138818/2018), assim como ao ICT (Instituto de Ciências da Terra), projeto COMPETE 2020 (UID/GEO/04683/2013), referência POCI-01-0145-FEDER-007690. São também devidos agradecimentos a José Carlos Oliveira e à doutoranda Ana Marta Gonçalves por todo o apoio prestado na colheita de amostras e na utilização da balança de suscetibilidade magnética.

### Referências

- Corretgé, L. G. & Suárez, O. (1994).** A Garnet-Cordierite Granite Porphyry Containing Rapakivi Feldspars in the Cabeza de Araya Batholith (Extremadura, Spanish Hercynian Belt). *Mineralogy and Petrology*, 50, pp. 97-111.
- Hrouda, F., Verner, K., Kubínová, Š., Buriánek, D., Faryad, S. W., Chlupáčová, M., Holub, F. V. (2016).** Magnetic fabric and emplacement of dykes of lamprophyres and related rocks of the Central Bohemian Dyke Swarm (Central European Variscides). *Journal of Geosciences*, 61, pp. 335-354.
- Jelínek, V., 1981.** Characterization of the magnetic fabric of rocks. *Tectonophysics*, 79, pp. 63–67.
- Martins, H. C. B., Sant’Ovaia, H., Noronha, F. (2009).** Genesis and emplacement of felsic Variscan plutons within a deep crustal lineation, the Penacova-Régua-Verín fault: an integrated geophysical and geochemical study (NW Iberian Peninsula). *Lithos*, 111, pp. 142-155.
- Nagata, T. (1961).** Rock Magnetism. Maruzen, Tokyo, pp. 1–366.
- Oliveira, A., Martins, H. C. B., Sant’Ovaia, H. (2019).** Geoquímica de rocha total dos pórfiros graníticos de Vila Pouca de Aguiar (norte de Portugal), integrada com análise petrográfica e microanálise de raios-X/Whole-rock geochemistry of the Vila Pouca de Aguiar granitic porphyries (northern Portugal), integrated with petrographic and SEM-EDS analysis. Congresso Ibérico de Geoquímica 2019. Universidade de Évora (unpublished).
- Ribeiro, A., Pereira, E., Rodrigues, J. (2006).** Tectónica. In: Pereira, E. (coord.) Carta Geológica de Portugal, Notícia Explicativa da folha 2, Publ. IGN/INETI, Lisboa, pp. 69-76.
- Sant’Ovaia, H., Ribeiro, M. A., Martins, H., Noronha, F. (2011).** Carta Geológica de Portugal na escala 1:50000. Notícia Explicativa da folha 6-D (Vila Pouca de Aguiar). *Laboratório Nacional de Energia e Geologia*, 37 pp.
- Silva, A., Ribeiro, M. L., 1991.** Carta Geológica de Portugal na Escala 1:50.000 e Notícia Explicativa da Folha 15-A (Vila Nova de Foz Côa), 52 pp. *Serviços Geológicos de Portugal*, Lisboa.

## SCHA.DIF.4k: an updated regional archeomagnetic model for Europe for the last 4 millennia

F.J. Pavón-Carrasco<sup>1,2</sup>, S.A. Campuzano<sup>3</sup>, M. Rivero-Montero<sup>1,2</sup>, M. Gómez-Paccard<sup>2</sup>, M.L Osete<sup>1,2</sup>

<sup>1</sup> Dpto. Física de la Tierra y Astrofísica, Universidad Complutense de Madrid (UCM), Avd. Complutense s/n, 28040, Madrid, España

<sup>2</sup> Instituto de Geociencias IGEO (UCM-CSIC), Calle Severo Ochoa 7, Edificio Entrepabellones 7 y 8, 28040, Madrid, España

<sup>3</sup> Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia (INGV), Via Vigna Murata, 605, 00143, Roma, Italia.

### Summary

Since the last publication of the European regional archeomagnetic model in 2009, the number of paleomagnetic data coming from heated archeological structures and volcanic units has considerably increased in our continent. The 2009-model, called SCHA.DIF.3k (Pavón-Carrasco et al., 2009), involved all the available archeomagnetic data in Europe for the last 3 millennia, i.e. about 1430 declinations, 1980 inclinations and 915 intensities. Today, and thanks to the effort of the international paleomagnetic community, these numbers have increased by about 60% for directional data and around 100% for intensities. Taking advantage of this significant increasing of archeomagnetic information, here we provide an updated regional archeomagnetic field model, called SCHA.DIF.4k, covering the European continent and adjacent areas and moving back in time up to the last four millennia.

To develop the paleoreconstruction of the Earth's magnetic field in Europe, we use all the data available in a spherical cap of 30° centered at 40°N of latitude and 10°E of longitude. In addition, in order to better constraint the paleofield during the last centuries, we include the historical data of the HISTMAG compilation (Arneitz et al., 2017). We use the RSCHA-2D technique (Thébault, 2008) in space and temporal basis of cubic splines, to jointly model the three geomagnetic elements, i.e. declination, inclination and intensity. This new regional model allows us to have a better definition of the paleomagnetic field over Europe as well as to generate new paleosecular variation curves for archeomagnetic dating purposes.

### Acknowledgements

The authors are grateful to the Spanish research projects PGC2018-099103-A-I00, CGL2017-87015-P, CGL2017-92285-EXP, CGL2015-63888-R. FJPC thanks the Univ. Complutense project FEI-EU-2018-11. He also thanks Erwan Thébault for providing the set of Mehler functions. SAC thanks the Limadou Scienza project (ASI, Italy). MRM thanks her FPI grant BES-2016-077257.

### References

- Arneitz, P., Leonhardt, R., Schnepf, E., Heilig, B., Mayrhofer, F., Kovacs, P., Hejda, P., Valach, F., Vadasz, G., Hammerl, C., Egli, R., Fabian, K., Kompein, N. (2017) The HISTMAG database: combining historical, archaeomagnetic and volcanic data, *Geophysical Journal International*, 210(3), 1347-1359.
- Pavón-Carrasco, F. J., Osete, M. L., Torta, J. M., & Gaya-Piqué, L. R. (2009) A regional archeomagnetic model for Europe for the last 3000 years, SCHA. DIF. 3K: Applications to archeomagnetic dating, *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 10(3).
- Thébault, E. (2008) A proposal for regional modelling at the Earth's surface, R-SCHA2D, *Geophysical Journal International*, 174(1), 118-134.

## Registro arqueo/geomagnético en árboles afectados por incendios y rayos?

Pueyo, E.L.<sup>1,2</sup>; Egli, R.<sup>3</sup>; Camarero, J.J.<sup>4</sup>; Sánchez-Moreno, E.M.<sup>5</sup>; Calvín, P.<sup>5</sup>; Scholger, R.<sup>6</sup>; Mata, M.P.<sup>1</sup>; Beamud, E<sup>7</sup>; García-Gil, A.<sup>1</sup>; Compairod, F.<sup>8</sup>

<sup>1</sup> IGME, Unidad de Zaragoza, C/ M. Lasala 44, 9ºB 50006 Zaragoza (unaim@igme.es)

<sup>2</sup> Unidad Asociada en Ciencias de la Tierra IGME/Univ. Zaragoza

<sup>3</sup> Zentralanstalt Meteorologie und Geodynamik (ZAMG)-Geophysik, Wien, Austria

<sup>4</sup> Instituto Pirenaico de Ecología (IPE-CSIC), Avda. Montañana 1005, 50192 Zaragoza

<sup>5</sup> Grupo Paleomag-UBU. Escuela Politécnica Superior, Dpto. de Física. Burgos

<sup>6</sup> Angewandte Geowissenschaften und Geophysik, Montanuniversität Leoben, Austria

<sup>7</sup> Laboratorio de Paleomagnetismo CCiTUB – ICTJA CSIC

<sup>8</sup> Servicio de Planificación y Gestión Forestal. Dpto. Medio Ambiente. Gobierno de Aragón

### Resumen

Además de la conocida aplicación de propiedades magnéticas de cortezas y hojas de árboles como proxies ambientales y/o de contaminación en ambientes antrópicos (Kletetschka et al., 2003, Maher et al, 2013 y Vezzola et al., 2017 y referencias citadas), es sabido que los árboles en medios naturales poco alterados también contienen partículas ferromagnéticas (Krs et al, 1994). Estos autores aplicaron técnicas paleomagnéticas convencionales (demagnetizaciones TH y AF, curvas IRM, etc.) en troncos de árboles vivos y fósiles y demostraron la presencia de minerales de baja coercitividad, con temperaturas de desbloqueo normalmente (pero no sólo) intermedias (300°C) y registros arqueomagnéticos dudosos (y viscosos magnéticamente), pero sin aportar datos relevantes sobre el origen de las partículas ferromagnéticas en el interior de los árboles. Por otra parte, algún trabajo posterior (Kletetschka et al., 2007 y Kletetschka 2011) ha sugerido algunas propiedades magnéticas como proxies climáticos en árboles sanos, no afectados por eventos traumáticos, de gran longevidad (sequoias). A día de hoy, muchas preguntas sobre el origen de la magnetización, los mecanismos de bloqueo y su estabilidad siguen sin resolverse.

En la biosfera existen varias especies de árboles muy longevas distribuidas principalmente en hábitats templado-húmedos (también en algunas zonas escarpadas y de montaña). Algunas especies de pinos, abetos, cipreses, cedros, sequoias, sabinas, alerces, abetos, tejos, castaños, robles, olivos, baobabs, ficus, etc... pueden superar fácilmente los 500 años y varias de ellas sobrepasar los 2000 o más (\*). Por otra parte, el registro dendrocronológico y las evidencias de campo han demostrado que algunos árboles pueden llegar a sobrevivir varios incendios y/o impactos directos y reiterados de rayos. A este respecto, no existen trabajos sobre la remanencia magnética en árboles afectados por incendios o por rayos, si bien es cierto que el efecto de incendios (TRM) o el de impacto de rayos (LIRM) en rocas y suelos son mucho más conocidos (Graham 1961; Sakai et al., 1998; Verrier y Rochette, 2002 y centenares de referencias arqueomagnéticas).

En este trabajo presentaremos los primeros resultados diseñados en el marco de una hipótesis que fusiona los conceptos anteriores y que enunciamos así: “*Las estructuras relacionadas con impactos de rayos o con incendios en árboles (incluidas las generadas en su interior para curar los daños y sobrevivir) pueden haber registrado de forma estable el Campo Magnético de la*

Tierra ya sea en el momento inmediatamente posterior al incendio (TRM y/o CRM) o en el periodo posterior al impacto del rayo (CRM?? adquirida en el periodo de curación). Teniendo en cuenta las edades y la distribución de algunas especies de árboles, esta fuente de registro geomagnético podría contribuir a mejorar sustancialmente el conocimiento de la variación secular del campo magnético terrestre de los últimos 2000 años”.

Con el fin de validar o falsar dicha hipótesis de trabajo, varios árboles afectados por rayos o por incendios fueron muestreados en la Sierra de Sto. Domingo (provincia de Zaragoza) y en la Sierra de Gúdar (Teruel) entre 2014 y 2019. Las muestras de los troncos se obtuvieron por medio de perforadoras y orientadores de paleomagnetismo convencionales y obteniendo rodajas o cuñas triangulares sobre los que se obtuvieron finalmente cubos standard ( $2 \times 2 \times 2 \text{ cm}^3$ ) orientados. Los trabajos de muestreo siempre se realizaron con el permiso y bajo la supervisión de los agentes de protección de la naturaleza locales.

	Especie	Sigla original	Lugar	Muestreo	Evento	Fecha Evento	X	Y
<b>Arbol-01</b>	<i>Pinus nigra</i> (subsp <i>salzmannii</i> )	R1	Luesia-Lucentes	6/10/14	Rayo	?	42,4580120	-0,9776088
<b>Arbol-02</b>	<i>Pinus nigra</i> (subsp <i>salzmannii</i> )	R2	Luesia-Puy Abarca	28-ene-16	Rayo	18-jul-15	42,3797014	-0,9754577
<b>Arbol-03</b>	<i>Pinus nigra</i> (subsp <i>salzmannii</i> )	R3	Biel-Paco de Fardogás	28-ene-16	Rayo	jul-15	42,4220827	-0,9056571
<b>Arbol-05</b>	<i>Pinus nigra</i> (subsp <i>salzmannii</i> )	I-1	Luesia-La Val	2018	Incendio	24-agosto-00	42,3724000	-1,0318000
<b>Arbol-07</b>	<i>Pinus nigra</i> (subsp <i>salzmannii</i> )	I-3	Luesia-La Val	2018	Incendio	24-agosto-00	42,3724000	-1,0318000
<b>Arbol-08</b>	<i>Pinus nigra</i> (subsp <i>salzmannii</i> )	I-4	Luesia-La Val	2018	Incendio	24-agosto-00	42,3856000	-1,0221000
<b>Arbol-09</b>	<i>Pinus sylvestris</i>	PS-5	Gudar	2019	Rayo	1983	40,9300000	-1,0030556
<b>Arbol-10</b>	<i>Pinus nigra</i> (subsp <i>salzmannii</i> )	PN-3	Gudar	2019	Rayo	1983	40,9086111	-0,9330556

Las muestras se analizaron en los laboratorios paleomagnéticos de las universidades de Leoben, Burgos y de Barcelona. Los análisis realizados incluyen desmagnetización AF de la NRM, curvas de adquisición de IRM (y desmagnetización AF). En todos ellos las medidas de magnetización se obtuvieron con magnetómetros superconductores 2G. Además, se realizaron observaciones piloto con un microscopio electrónico de barrido JEOL 6010 Plus del IGME ubicado en su sede de Tres Cantos, observando la muestra en modo de bajo vacío con un detector de electrones retrodispersados y de micro análisis EDS

**Agradecimientos** Este trabajo ha sido financiado por un Proyecto “Salvador Madariaga” (PRX17 / 00462) y por el Grupo de Geología Aplicada (GeoAP-E0117R) del Gobierno de Aragón. También se ha beneficiado por la red de trabajo y laboratorios MAGIBER-II (CGL2017-90632-REDT) financiada por el Ministerio de Ciencia, Innovación y Universidades. La curiosidad de Clara P. y el descubrimiento fortuito en 2014 de una cicatriz de rayo en una corta de madera motivó este estudio. También agradecemos al Ministerio de Transición Ecológica y a la AEMET por proporcionar datos sobre incendios y rayos, respectivamente.

## Referencias

- Graham, K. W. T. (1961).** The re-magnetization of a surface outcrop by lightning currents. *Geophysical Journal International*, 6(1), 85-102.
- Sakai, H., Sunada, S., & Sakurano, H. (1998).** Study of lightning current by remanent magnetization. *Electrical Engineering in Japan*, 123(4), 41-47.
- Verrier, V., & Rochette, P. (2002).** Estimating peak currents at ground lightning impacts using remanent magnetization. *Geophysical Research Letters*, 29(18), 14-1.
- Kletetschka, G. (2011).** Magnetic measurements on maple and sequoia trees. In *The Earth's Magnetic Interior* (pp. 427-441). Springer, Dordrecht.

- Kletetschka, G., Pruner, P., Venhodova, D., & Kadlec, J. (2007).** Magnetic record associated with tree ring density: Possible climate proxy. *Geochemical transactions*, 8(1), 2.
- Kletetschka, G., Žila, V., & Wasilewski, P. J. (2003).** Magnetic anomalies on the tree trunks. *Studia Geophysica et Geodaetica*, 47(2), 371-379.
- Krs M, Krsová M, Pruner P, Čárová J, Parés JM (1994)** Magnetism of subfossil and fresh wood: initial reports. In: Růžičková E, Zeman A (eds) Holocene flood plain of the Labe River. *Geol Inst Acad Sci*, Praha, pp 51-65
- Maher, B. A., Ahmed, I. A., Davison, B., Karloukovski, V., & Clarke, R. (2013).** Impact of roadside tree lines on indoor concentrations of traffic-derived particulate matter. *Environmental science & technology*, 47(23), 13737-13744.
- Vezzola, L. C., Muttoni, G., Merlini, M., Rotiroti, N., Pagliardini, L., Hirt, A. M., & Pelfini, M. (2017).** Investigating distribution patterns of airborne magnetic grains trapped in tree barks in Milan, Italy: insights for pollution mitigation strategies. *Geophysical Journal International*, 210(2), 989-1000.
- (\*) [https://en.wikipedia.org/wiki/List\\_of\\_oldest\\_trees](https://en.wikipedia.org/wiki/List_of_oldest_trees)

## The magnetic signal of common holders in paleomagnetic and rock-magnetic analysis

Pueyo, E.L.<sup>1,2</sup>; Egli, R.<sup>3</sup>; Scholger, R.<sup>4</sup>; Dekkers, M.J.<sup>5</sup>; Beamud, B.<sup>6</sup>; Rodríguez-Pintó, A.<sup>7</sup>; Ruiz, V.C.<sup>8</sup>;  
Calvín, P.<sup>9</sup>; Herrejón, A.<sup>9</sup>; Palencia, A.<sup>8</sup>; Arauzo, A.<sup>10</sup>

<sup>1</sup> IGME, Unidad de Zaragoza, C/ M. Lasala 44, 9ºB 50006 Zaragoza (unaim@igme.es)

<sup>2</sup> Unidad Asociada en Ciencias de la Tierra IGME/Univ. Zaragoza

<sup>3</sup> Zentralanstalt Meteorologie und Geodynamik (ZAMG)-Geophysik, Wien, Austria

<sup>4</sup> Angewandte Geowissenschaften und Geophysik, Montanuniversität Leoben, Austria

<sup>5</sup> Paleomagnetic Laboratory Fort Hoofddijk, Utrecht University, The Netherlands

<sup>6</sup> Laboratori de Paleomagnetisme CCiTUB-CSIC, ICT "Jaume Almera", Barcelona, Spain

<sup>7</sup> Universidad de Vigo-Centro de Apoyo Científico y Tecnológico a la Investigación (C.A.C.T.I.). Vigo

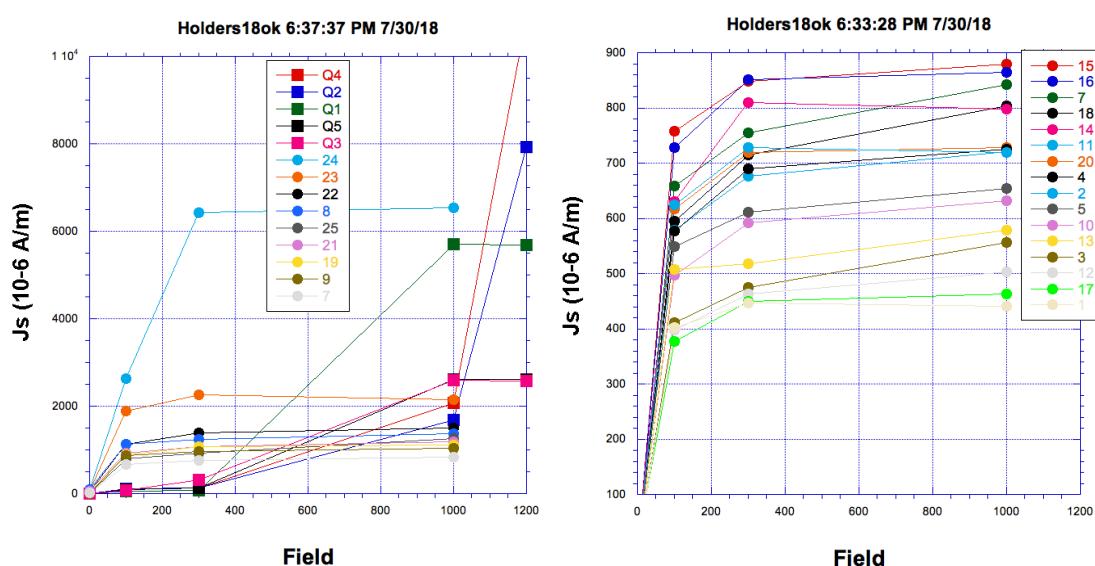
<sup>8</sup> Grupo de Paleomagnetismo, Dpto. de Física. Universidad Complutense de Madrid

<sup>9</sup> Grupo Paleomagnetismo -UBU. Dpto. de Física. Universidad de Burgos

<sup>10</sup> SAI Medidas Físicas. Universidad de Zaragoza

### Abstract

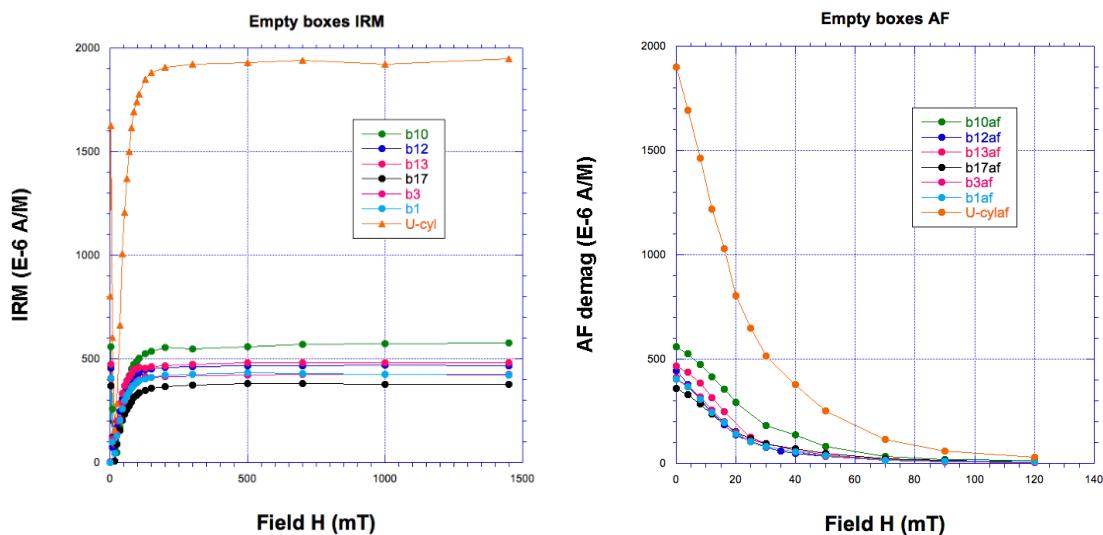
In paleomagnetic research groups it is well known that commonly used plastic boxes, holders, glues, fixers, markers, etc. display magnetic properties to a certain extent. However, beyond very few works on inter-calibration of instruments (Sagnotti et al., 2003), the identification of potential noise sources (García et al., 2009) and a description of magnetic properties of very specific holders (Bossi et al., 2004), detailed information on the intensity, coercivity, magnetic carriers of most common sample holders is hard to find in the literature. A comprehensive characterization of these holder materials was never done so far.



**Figure 1.-** Low resolution IRM acquisition curves (Barcelona, July 2018) of ASC plastic cubes sorted by intensity; higher (left), lower (right). Note that their ordinate axis differs by an order of magnitude in the maximum value. Q label attests for the Quartz cubes (see later). Magnetic moment ( $\text{Am}^2$ ) was normalized by the holder volume ( $8 \times 10^{-6} \text{ m}^3$ ) to see the actual contribution of the holder in the remanent magnetization (A/m)

For this purpose, we selected a collection of 25 brand-new standard ( $2 \times 2 \times 2 \text{ cm}^3$ ) plastic boxes (most of them by ASC Scientific Ltd.) and, after an ultrasonic cleaning, we screened their NRM intensities as well as their IRM at key steps (0.1, 0.3, and 1 T). This exercise was carried out in the paleomagnetic laboratories of Barcelona, Gams, Utrecht, Burgos and Madrid using superconducting 2G magnetometers (background noise level below  $10^{-6} \text{ A/m}$ ). Five quartz cubes (UB- provide by VIDRASA, Vidrio en Tubo y Varilla, S.A.) used for archaeomagnetic thermal demagnetization analysis, as well as one plastic cylinder (manufactured by Mark Sier-CENIEH) used in the in-house robotized 2G (UU) were subjected to this routine.

After this screening, we selected a smaller collection of holders displaying the lowest intensities. In this set, we carried out the following protocol in Gams (MUL): 1) one step (120 mT) AF demagnetization, 2) detailed IRM acquisition curve (more than 20 steps up to 1.45 T) and finally 3) a detailed AF demagnetization.



**Figure 2.-** Detailed IRM and AF demag screening of empty boxes (Gams, October 2018). An empty cylinder used in the Utrecht lab is also included (orange)

These analyses allow stating that:

- A) NRM of fresh boxes is very variable and not negligible (values ranging between  $3 \times 10^{-6} \text{ A/m}$  and  $127 \times 10^{-6} \text{ A/m}$ ). Therefore, NRM should be measured prior to any use in the laboratory to correct for its contribution in further measurements (e.g. AF demagnetization of natural samples).
- B) As it is well-known, ASC boxes (and the plastic cylinder) showed quick (soft) saturation (about 80% at 0.1 T) testifying for magnetite as the main magnetic contamination. Besides, magnetic saturation values at 1 T range more than 1 order of magnitude among the samples (from 441 to  $>6500 10^{-6} \text{ A/m}$ ). C) Surprisingly, the Q cubes are much more variable and did not saturate at 1.250 T. Their NRM and IRM magnitudes at low fields were smaller than the ASC boxes but is much higher above 0.3 T and, disturbingly, they showed a very viscous behavior (80% loss of IRM after 2 hours in extreme cases).

In the near future, we intend to apply these routines to a much larger collection of holders. Besides, we also want to test other materials commonly used to stick (sodium silicate, aluminum cement, plaster, cotton), tape and label (inks) samples, as well as other kind of holders (gel caps

used in the MPMS [Quantum] and MVSM [Lakeshore] instruments) or with a larger size (like the u-channel tray, UU robot, etc.). The MAGIBER and EPOS networks are the perfect environment to tackle this problem.

**Acknowledgments** This work has been funded by a Project "Salvador Madariaga" (PRX17 / 00462), by a TNA fellowship (EPOS-TNA-MSL-006/2017) and by the Applied Geology Group (GeoAP-E0117R) of the Government of Aragon. It has also benefited from the MAGIBER-II network (CGL2017-90632-REDT) funded by the Ministry of Science, Innovation and Universities.

## References

- Bossi, I., Dilley, N. R., O'Brien, J. R., & Spagna, S. (2004).** Optimization of sample holder materials for sensitive magnetometry measurements at low temperatures. *Mat. Res. Soc. Symp. Online Proceedings Library Archive*. Vol. 825E., G5.5.1-6.
- Garcia, M. A., Fernandez Pinel, E., De la Venta, J., Quesada, A., Bouzas, V., Fernández, J. F., ... & Costa-Krämer, J. L. (2009).** Sources of experimental errors in the observation of nanoscale magnetism. *Journal of Applied Physics*, 105(1), 013925.
- Sagnotti, L., Rochette, P., Jackson, M., Vadeboin, F., Dinarès-Turell, J., & Winkler, A. (2003).** Inter-laboratory calibration of low-field magnetic and anhysteretic susceptibility measurements. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 138(1), 25-38.

## Observatórios e estações geomagnéticas de Portugal: entre tradição e modernidade

Ribeiro, Paulo<sup>1,2</sup>; Cruz, Jorge<sup>3</sup>; Pinheiro, Fernando G.<sup>2</sup>; Pais, M. Alexandra<sup>2,4</sup>; Neres, Marta<sup>3</sup>

<sup>1</sup> OGAUC, Observatório Geofísico e Astronómico da Universidade de Coimbra

<sup>2</sup> CITEUC, Centro de Investigação da Terra e do Espaço da Universidade de Coimbra

<sup>3</sup> IPMA, Instituto Português do Mar e Atmosfera

<sup>4</sup> Departamento de Física da Universidade de Coimbra

### Resumo

Portugal tem uma longa tradição na observação e estudo do campo magnético terrestre. Desde cedo procurou alinhar-se com as correntes de desenvolvimento científico e de criação de institutos dedicados à observação geomagnética que atravessavam boa parte da Europa desde o segundo quartel do século XIX, com a criação dos observatórios geomagnéticos de Lisboa (1857) e Coimbra (1864). Estes foram construídos e apetrechados segundo o modelo do conceituado observatório de Kew, que servia de quartel-general à *Cruzada Magnética* da Associação Britânica para o Avanço da Ciência, que desde a década de 1840 procurava alargar a rede de observatórios da anterior União Magnética de Göttingen às diversas possessões britânicas e a outros países aderentes.

O observatório de Lisboa que tinha sido instalado no Observatório do Infante D. Luiz, localizado praticamente no centro da cidade, manteve-se em funcionamento somente até à viragem do século. Desde então, o observatório de Coimbra (COI), hoje integrado no Observatório Geofísico e Astronómico da Universidade de Coimbra (OGAUC), é o único observatório em Portugal continental a medir e a registar as variações do campo geomagnético, sendo dos mais antigos da rede de observatórios da Associação Internacional de Geomagnetismo e Aeronomia (IAGA). O observatório de Coimbra (COI) é presentemente uma infraestrutura científica nacional única e de importância fundamental na prossecução de diversos estudos e projetos de geomagnetismo e meteorologia espacial a decorrer no OGAUC e no Centro de Investigação da Terra e do Espaço da Universidade de Coimbra (CITEUC), envolvendo ainda membros do Instituto Dom Luiz (IDL) e do Instituto Português do Mar e da Atmosfera (IPMA). No entanto, a sua atual localização na envolvente da cidade de Coimbra, e as inseparáveis perturbações eletromagnéticas resultantes da atividade urbana, constituem um obstáculo ao bom funcionamento do observatório e à qualidade dos seus registos, ameaçando a breve prazo a sua continuidade. Procurando contrariar este desfecho, o OGAUC, em parceria com o IPMA, pretende levar a cabo a transferência e modernização do observatório geomagnético de Coimbra. É neste sentido que presentemente se conduzem estudos de geofísica na quinta do Palácio de S. Marcos (a cerca de 10 km a Oeste de Coimbra) com vista à avaliação do terreno onde se projeta o novo observatório, que se espera venha a integrar num futuro próximo a rede Intermagnet (International Real-time Magnetic Observatory Network).

Também o IPMA, entidade responsável pela gestão e ocupação da rede nacional de estações de repetição, abraça um projeto de criação dum observatório geomagnético na Ilha das Flores (Açores), tendo já iniciado os estudos de prospeção dos locais mais favoráveis à sua instalação. Este projeto decorre com a colaboração do Centro de Investigação de Geociências da Alemanha (GFZ, German Research Centre for Geosciences), que é ainda responsável pela recente instalação e operação do observatório da Ilha de Sta. Maria (Açores). Lembramos que o

interesse nacional na observação do campo geomagnético no Arquipélago dos Açores remonta a meados do século XX, aquando do funcionamento do antigo observatório da Ilha de S. Miguel, então a cargo do Instituto de Meteorologia e Geofísica Nacional. Adicionalmente, o IPMA pretende retomar o antigo projeto de São Teotónio (Alentejo) de instalação de um segundo observatório magnético em Portugal continental.

A presente comunicação relata um pouco da história das observações geomagnéticas em Portugal e de como vemos o seu futuro. Este passará pela modernização e criação de novos observatórios e estações, por uma maior interação entre as instituições envolvidas e pela partilha otimizada das infraestruturas, recursos e dados; objetivos que se inscrevem no espirito do projeto nacional C4G (*Colaboratório para as Geociências*) e do respetivo grupo de trabalho *Dados Magnéticos e Observatórios*, no qual participam, entre outros, a Universidade de Coimbra e o IPMA.

### **Agradecimentos**

CITEUC is funded by National Funds through FCT - (project: UID/MULTI/ 00611/2019) and FEDER – European Regional Development Fund through COMPETE 2020 – Operational Programme Competitiveness and Internationalization (project: POCI-01-0145-FEDER-006922). A presente comunicação é um resultado dos projectos C4G (Collaboratory for Geosciences) e MAG-GIC (PTDC/CTA-GEO/31744/2017).

## Modelado de variaciones rápidas del campo geomagnético (spikes) en el límite manto núcleo a partir de datos arqueomagnéticos

P. Rivera<sup>1</sup>, F.J. Pavón-Carrasco<sup>1,2</sup>, M.L Osete<sup>1,2</sup>

1 Dpto. Física de la Tierra y Astrofísica, Universidad Complutense de Madrid (UCM), Avd. Complutense s/n, 28040, Madrid, España

2 Instituto de Geociencias IGEO (UCM-CSIC), Calle Severo Ochoa 7, Edificio Entrepabellones 7 y 8, 28040, Madrid, España

Desde que tenemos medidas instrumentales del campo geomagnético (inicios del siglo XIX), la característica más notable del mismo es la presencia de una anomalía regional muy activa localizada en el Atlántico Sur (SAA, del inglés South Atlantic Anomaly). En dicha anomalía se encuentran valores muy bajos de la intensidad del c.m.t. (aproximadamente un 35% más bajos de los esperados para dichas latitudes geográficas). La posible existencia de anomalías regionales a esta escala espacial en el pasado y su evolución es tema de especial interés en este contexto.

La anomalía en Oriente Próximo estudiada inicialmente por Shaar et al. (2016) presenta la mayor intensidad y variación del c.m.t. observado en registros arqueomagnéticos con un máximo de intensidad en torno al año 1000 a.C. Nuevos datos paleomagnéticos obtenidos en diferentes materiales y en la misma región están confirmando dichos valores altos y anómalos de intensidad, lo que ha llevado a proponer (Shaar et al., 2017) la existencia de una intensa anomalía geomagnética positiva (que llamaremos spike) en torno al 1000 a.C que se ha denominado como la “Levantine Iron Age Anomaly” (LIAA) con una duración aproximada de 350 años, entre el 1050 a.C y 700 a.C.

Siguiendo el trabajo de Davies y Constable (2017) tratamos de analizar si el “Levantine spike” puede ser analizado de modo físico-matemático por un modelo realista de c.m.t. Para ello utilizamos modelos de reconstrucción de c.m.t en el Holoceno, el modelo paleomagnético CALS10k.2 (Constable et al., 2016), que cubre los últimos 10000 años, y el modelo SHA.DIF.14K (Pavón-Carrasco et al., 2014), que analiza el comportamiento del c.m.t hasta los últimos 14000 años. Posteriormente, perturbamos dichos modelos incluyendo un nuevo campo Br spike que simula el campo radial (Br) en el límite manto-núcleo externo (CMB, del inglés Core Mantle Boundary). Para obtener la función matemática que simula Br spike llevamos a cabo una continuación descendente de una función de distribución de probabilidad que mejor ajusta los datos de intensidad del spike en superficie.

### Referencias

- Constable, C., Korte, M., & Panovska, S. (2016). Persistent high paleosecular variation activity in southern hemisphere for at least 10 000 years. *Earth and Planetary Science Letters*, 453, 78-86. doi: 10.1016/j.epsl.2016.08.015.
- Davies, C. & Constable, C. (2017). Geomagnetic spikes on the core-mantle boundary. *Nature communications*, 8, doi: 10.1038/ncomms15593.
- Pavón-Carrasco, F. J., Osete, M.L., Torta, J. M., De Santis, A. (2014). A geomagnetic field model for the Holocene based on archaeomagnetic and lava flow data. *Earth and Planetary Science Letters*, 388, 98–

109.

**Shaar, R., Tauxe, L., Ron, H., Ebert, Y., Zuckerman, S., Finkelstein, I., & Agnon, A. (2016).** Large geomagnetic field anomalies revealed in Bronze to Iron Age archeomagnetic data from Tel Megiddo and Tel Hazor, Israel. *Earth and Planetary Science Letters*, 442, 173-185.

**Shaar, R., Tauxe, L., Ebert, Y.** (2017). Large short-term deviations from dipolar field during the Levantine Iron Age Geomagnetic Anomaly ca. 1050-700 BCE. AGU Fall Meeting Abstracts

## Geomagnetic field intensity changes during the last 3 millennia in the Central Mediterranean (Greece and Italy)

M. Rivero-Montero<sup>1</sup>, M. Gómez-Paccard<sup>1</sup>, D. Kondopoulou<sup>2</sup>, E. Tema<sup>3</sup>, E. Aidona<sup>2</sup>, F.J. Pavón-Carrasco<sup>1,4</sup>, J. Del Rio<sup>1</sup>.

<sup>1</sup>Instituto de Geociencias IGEO (CSIC-UCM), c/Doctor Severo Ochoa, 7, Edificio Entrepabellones 7 y 8, Ciudad Universitaria, 28040 Madrid, Spain.

<sup>2</sup>Aristotle University of Thessaloniki, Department of Geophysics, School of Geology, 54124 Thessaloniki, Greece.

<sup>3</sup>Università degli Studi di Torino, Dipartimento di Scienze della Terra, Via Valperga Caluso 35, 10125 Torino, Italy.

<sup>4</sup> Facultad de CC. Físicas, Dpto. de Física de la Tierra y Astrofísica, Universidad Complutense de Madrid, Avd. Complutense s/n, 28040-Madrid, Spain.

### Abstract

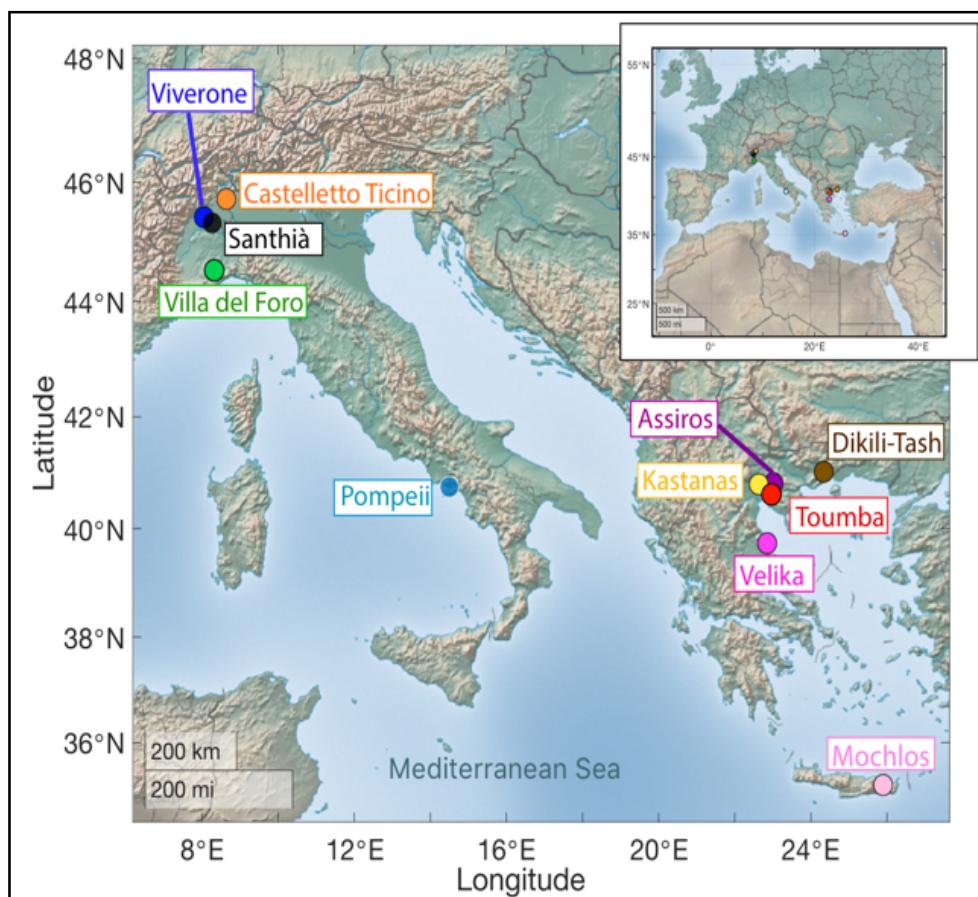
Recent studies have shown that the geomagnetic field has exhibited numerous intense, short-lived, regional maxima in intensity at various times and locations, such as in the Middle East and Europe (e.g. Gallet et al., 2003, 2014; Gómez- Paccard et al., 2016, Hervé et al., 2017; Shaar et al. 2016, Yutsis- Akimova 2018 a,b and among others). The global geomagnetic field models (e.g., Constable et al., 2016; Pavón-Carrasco et al., 2014) are unable so far to clearly reproduce such rapid intensity variations, mainly due to the lack of a large number of high-quality reference data that depict these short-lived changes. These intensity peaks, also called archeomagnetic spikes, are tied to Earth's core geodynamic behavior. However, their origin is not yet well understood. In order to understand the pattern of these spikes it is necessary to investigate the regional or global character of these features.

For this purpose, we will focus on the study of past geomagnetic field intensity changes in the Central Mediterranean (Greece and Italy, Fig. 1). Due to their important and extensive history, these two countries possess a great variety of interesting archaeological findings that can provide a unique opportunity to retrieve past intensities using archeomagnetic techniques. In order to obtain new high-quality intensity data according to severe quality criteria, we present here the archaeointensity study of several ceramics, kilns and bricks fragments collected from 12 archaeological sites with ages ranging between 1200 BC and 1600 AD. Samples from 6 sites from Greece were studied: Dikili-Tash (DT), Mochlos (MLO), Thessaloniki Toumba (TO), Assiros (AS), Kastanas (KA) and Velika (VE). In addition, 6 collections from Italy Viverone (VIV), Castelletto Ticino Briccola (CTBR), Castelletto Ticino Novella (CTNV), Villa del Foro (VF), Pompeii (PO) and Santhià (SAN) were also studied.

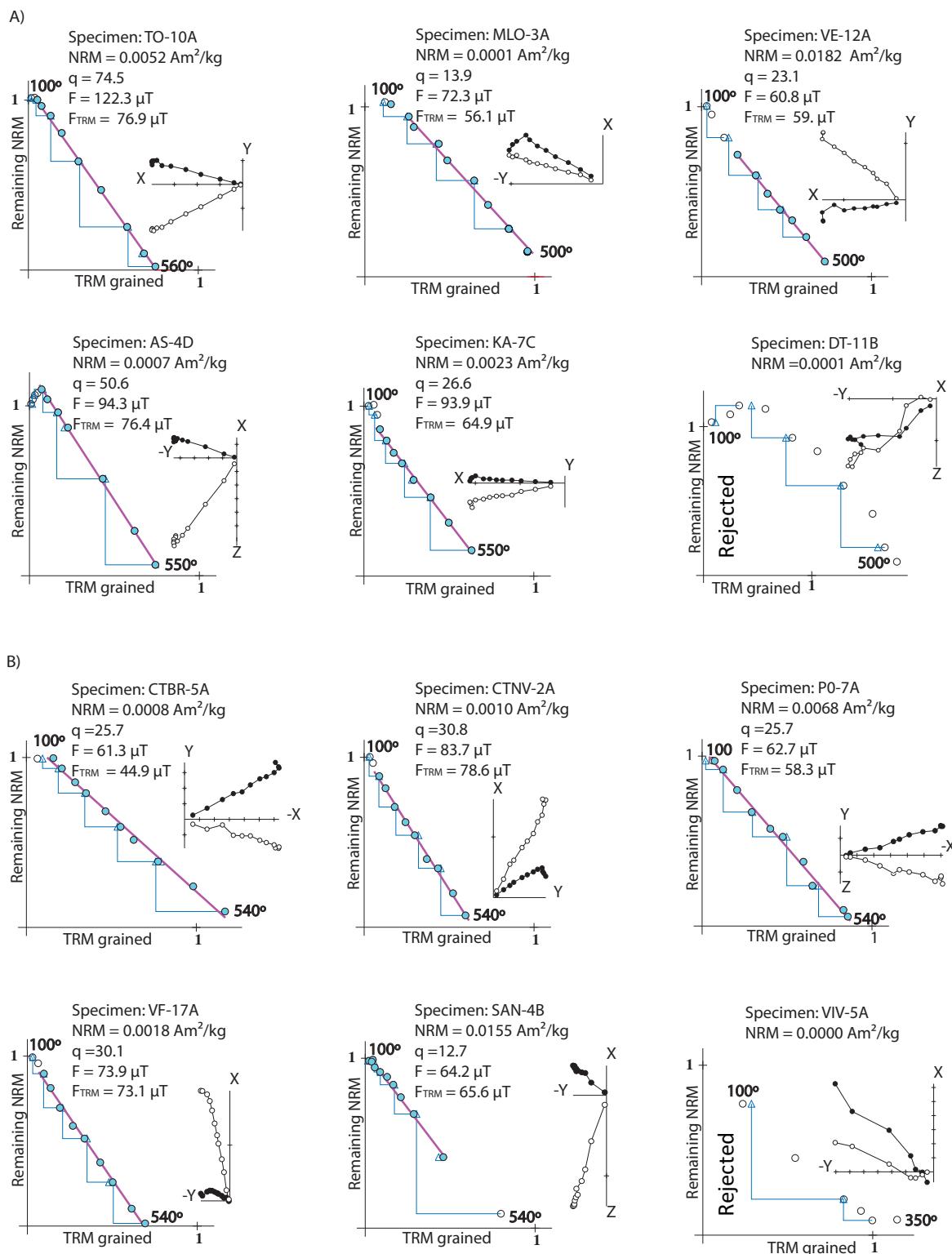
The samples were analyzed using the classical Thellier and Thellier method (Thellier & Thellier 1959) for paleointensity determination, including the correction for the anisotropy of the thermoremanent magnetization (TRM) and for the cooling rate dependence upon TRM acquisition. The accepted archeointensity results were obtained from one single component pointing through the origin in Zijderveld plots and linear Arai plots without any evidence of magnetochemical alteration (Fig. 2). The rejected experiments correspond to samples showing more than one component of magnetization or clear mineralogical changes during Thellier

experiments. (Fig. 2). Furthermore, several rock-magnetic experiments were also carried out in order to identify the main magnetic carriers of the studied samples.

In total, 20 new archeointensities for Greece and 13 for Italy were obtained. In order to decipher the geomagnetic field intensity changes in these two countries, the new data obtained are compared with previously published archeointensities and with regional and global geomagnetic field models. This study helps to better define different maxima and minima of intensity for these regions and, hence, improves the paleosecular intensity curves for Greece and Italy.



**Figure 1.-** Location map of the studied sites.



**Figure 2.-** NRM-TRM diagrams together with Zijderveld plots. Blue points and pink lines correspond to the temperature interval selected for archeointensity determination. NRM is natural remanent magnetization,  $q$  is quality factor,  $F$  is the archaeointensity before the TRM anisotropy correction and  $F_{\text{TRM}}$  is the corrected value. A) Archaeointensity results from Greece. B) Archaeointensity results from Italy.

## Acknowledgements

This research has been funded by the GEOMED project (CGL2015-63888-R), the Ramón y Cajal and MAGIBER-II (CGL2017-90632-REDT), Ministerio de Ciencia, Innovación y Universidades. Program of the Spain. FJPC thanks the UCM project FEI-EU-2018-11. MRM thanks her FPI grant BES-2016-077257.

## References

- Constable, C., Korte, M., & Panovska, S. (2016). Persistent high paleosecular variation activity in southern hemisphere for at least 10 000 years. *Earth and Planetary Science Letters*, 453, 78-86.
- Gallet, Y., Genevey, A., & Courtillot, V. (2003). On the possible occurrence of 'archaeomagnetic jerks' in the geomagnetic field over the past three millennia. *Earth and Planetary Science Letters*, 214(1-2), 237-242.
- Gallet, Y., D'Andrea, M., Genevey, A., Pinnock, F., Le Goff, M., & Mattheiae, P. (2014). Archaeomagnetism at Ebla (Tell Mardikh, Syria). New data on geomagnetic field intensity variations in the Near East during the Bronze Age. *Journal of Archaeological Science*, 42, 295-304.
- Gómez-Paccard, M., Osete, M. L., Chauvin, A., Pavón-Carrasco, F. J., Pérez-Asensio, M., Jiménez, P., & Lanos, P. (2016). New constraints on the most significant paleointensity change in Western Europe over the last two millennia. A non-dipolar origin?. *Earth and Planetary Science Letters*, 454, 55-64.
- Hervé, G., Faßbinder, J., Gilder, S. A., Metzner-Nebelsick, C., Gallet, Y., Genevey, A., ... & Wittenborn, F. (2017). Fast geomagnetic field intensity variations between 1400 and 400 BCE: New archaeointensity data from Germany. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 270, 143-156.
- Pavón-Carrasco, F.J., Gómez-Paccard, M., Hervé, G., Osete, M.L., Chauvin, A., (2014). Intensity of the geomagnetic field in Europe for the last 3 ka: influence of data quality on geomagnetic field modeling. *Geochem. Geophys. Geosyst.* 15. <http://dx.doi.org/10.1002/2014GC005311>
- Shaar, R., Tauxe, L., Ron, H., Ebert, Y., Zuckerman, S., Finkelstein, I., & Agnon, A. (2016). Large geomagnetic field anomalies revealed in Bronze to Iron Age archeomagnetic data from Tel Megiddo and Tel Hazor, Israel. *Earth and Planetary Science Letters*, 442, 173-185.
- Thellier, E., Thellier, O., (1959). Sur l'intensité du champ magnétique terrestre dans le passé historique et géologique. *Ann. Géophys.* 15, 285–376
- Yutsis-Akimova, S., Gallet, Y., & Amirov, S. (2018). Rapid geomagnetic field intensity variations in the Near East during the 6th millennium BC: New archeointensity data from Halafian site Yarim Tepe II (Northern Iraq). *Earth and Planetary Science Letters*, 482, 201-212.
- Yutsis-Akimova, S., Gallet, Y., Petrova, N., Nowak, S., & Le Goff, M. (2018). Geomagnetic field in the Near East at the beginning of the 6th millennium BC: Evidence for alternating weak and strong intensity variations. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 282, 49-59.

## Limite Luteciense/Bartoniense en la sección de Isuela (revisada), Pirineos suroccidentales.

Rodríguez-Pintó, A.<sup>1</sup>; Sánchez-Moreno, E. M.<sup>2</sup>; Pueyo, E.<sup>3</sup>; Oliva-Urcia, B.<sup>4</sup>; Barnolas, A.<sup>3</sup>; Izquierdo-Llavall, E.<sup>5</sup>.

<sup>1</sup> Universidad de Vigo-Centro de Apoyo Científico y Tecnológico a la Investigación (C.A.C.T.I.). Vigo

<sup>2</sup> Grupo Paleomag-UBU. Escuela Politécnica Superior, Dpto. de Física. Burgos

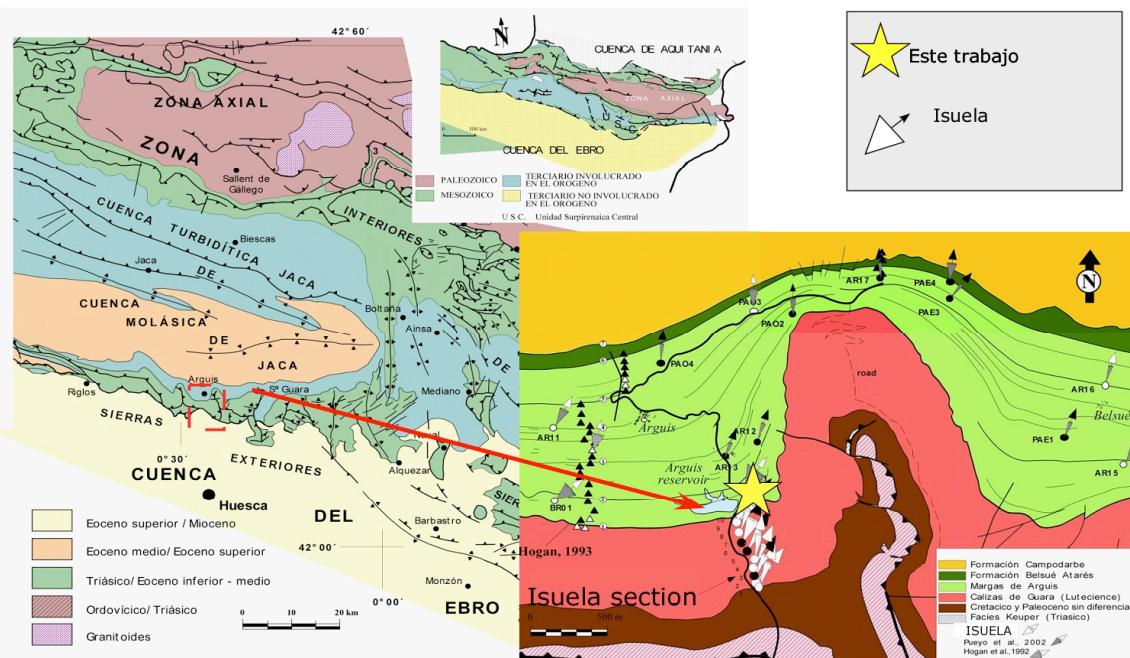
<sup>3</sup> Instituto Geológico y Minero de España. España.

<sup>4</sup> Dpto. Geología y Geoquímica, Fac. Ciencias, Universidad Autónoma de Madrid. Madrid

<sup>5</sup> E2S-UPPA, UPPA-CNRS-Total, Laboratoire des fluides complexes et leurs réservoirs, IPRA, Université de Pau et des Pays de l'Adour, Pau, France

### Resumen

El trabajo magnetoestratigráfico detallado de la sección del río Isuela (Figura 1), cerca de la localidad de Arguis (Rodríguez-Pintó et al., 2012), representa un perfil de referencia cronoestratigráfico en el que se propuso una nueva calibración de la biozonación de foraminíferos bentónicos (Shallow Benthic Zones SBZ) de edad Luteciense. Aunque en 2012 fue presentado con datos alternativos, de la zona en el límite entre las formaciones Guara y Arguis ("Gasline section"- por problemas de afloramiento en el propio perfil); recientemente, fue posible muestrear el límite. Exactamente donde está situado el perfil Isuela, se ha explorando un nuevo afloramiento expuesto durante la construcción de la autovía de Monrepós (Figura 2).



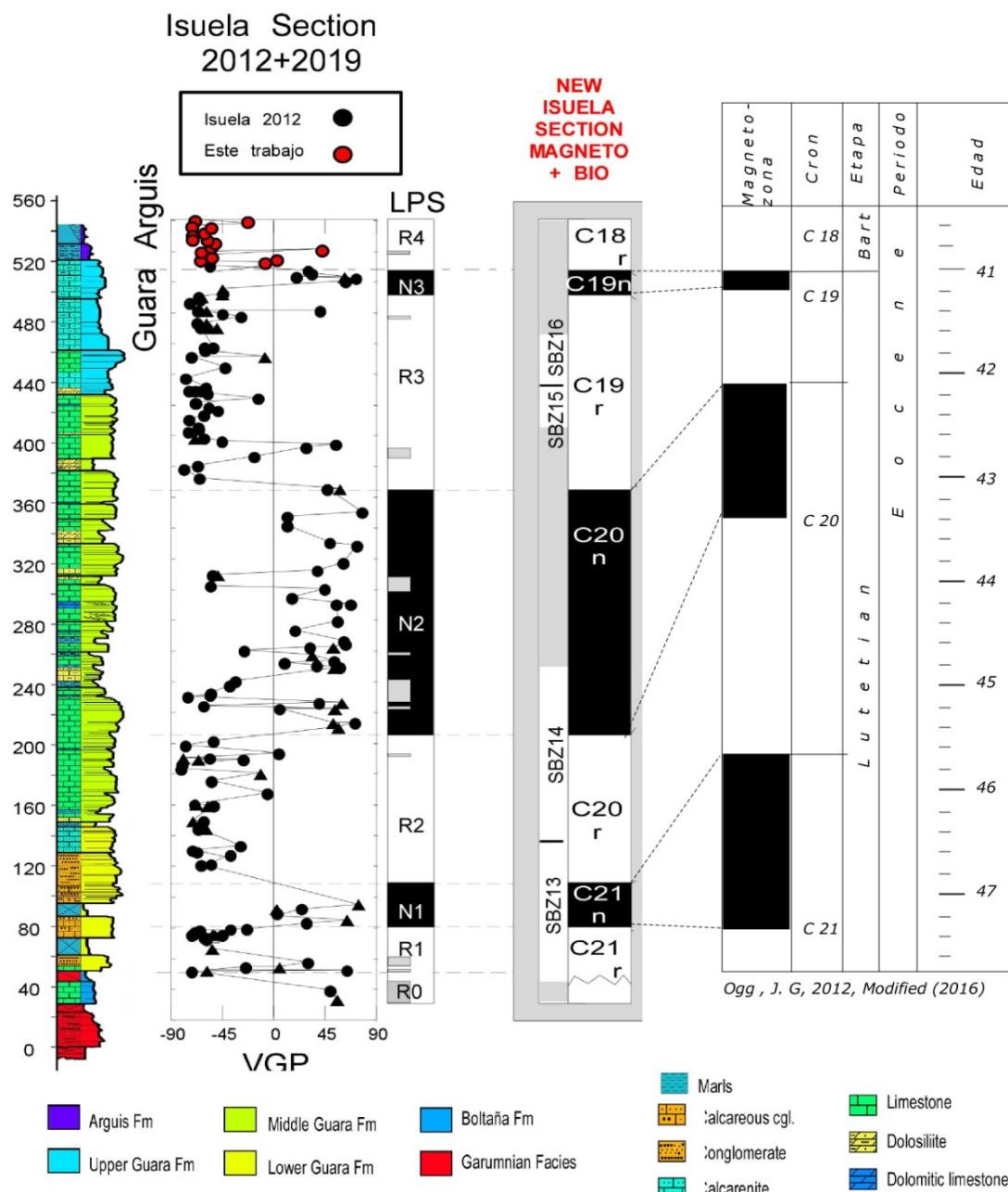
**Figura 1.-** Mapa geológico parcial de los pirineos y de la zona de estudio (de Millán, 1996 modificado por Pueyo et al., 2002). Conos blancos: datos paleomagnéticos del perfil "Isuela". Estrella amarilla: ubicación de este estudio.

En este trabajo se presentan, nuevos resultados del muestreo y análisis de 18 estaciones/sites (unos 35m de serie estudiados a lo largo del tránsito de calizas a margas), situados estratigráficamente por encima del perfil de Isuela, para completar la sección exactamente en el punto de referencia. Su localización exacta, es la continuación de la sección de Isuela (coordenadas: 42°18'18.13''N; 0°25'33.34''O).

Los *sites* se muestrearon sobre la roca expuesta con una perforadora de gasolina y un sistema de refrigeración con agua. Las muestras se orientaron con una brújula magnética. Las muestras se desmagnetizaron térmicamente con hasta 12 pasos de desmagnetización. Los análisis se realizaron en los Laboratorios de Paleomagnetismo y Geocronología de la Universidad de Burgos y del CENIEH respectivamente; utilizando magnetómetros criogénicos 2G y desmagnetizadores térmicos. En general, las direcciones paleomagnéticas muestran alineaciones que van hacia el origen que se definen con de 6 pasos de desmagnetización (promedio) y temperaturas entre 250 y 420°C. Se calcularon direcciones paleomagnéticas utilizando la técnica de PCA (Kirschvink, 1980) con el programa VPD (Ramón et al., 2017), obteniendo una media agrupada de polaridad inversa: n/N: 15/18; dec: 201, inc: -45.8, Alfa<sub>95</sub>: 19; coherente con los datos del resto de la sección.

Los datos aportan al perfil un nuevo fragmento de magnetozona que corresponde a R4 en la secuencia de polaridad local de la sección completa de Isuela (Fig. 2), y que se extiende tanto a techo de las calizas como en los primeros metros de las margas de Arguis (sin conocer su límite superior aún). Esta nueva sección magnetoestratigráfica permite observar claramente el cambio de polaridad de normal a inversa, correspondiente a la transición entre los cronos C19n y C18r. Estos nuevos datos acotan la magnetozona local N3 (Fig. 2) y confirman que el tránsito de las calizas de Guara a las margas de Arguis ocurre en la parte inferior del crono C18r. De acuerdo con esta información magnetoestratigráfica, y en ausencia de una definición formal de un GSSP para la base del Bartoniano, el tránsito de calizas de Guara a margas de Arguis, en esta en esta localidad es Bartoniano, atendiendo a los criterios expuestos en Vandenberghe et al. (2012) y Ogg et al. (2016).

Esta nueva sección permite completar el perfil de referencia de Isuela en Sierras Exteriores de la Cuenca Surpirenaica. Por consiguiente, este trabajo corrige, tal y como se sugirió en Rodriguez-Pintó et al. (2012), la interpretación del perfil de Arguis de Kodama et al. (2010), y discrepa parcialmente con las interpretaciones recientes del tránsito Luteciense-Bartoniano en el sector Occidental del Sierras Exteriores (Silva-Casal et al., 2019, - en revisión). La ambigüedad en la señal del límite de Guara abre posibilidades a reinterpretaciones del crono C19n y/o a una posible diacronía del techo de la Formación Guara.



**Figura 2.-** Modificación del perfil magneto- bioestratigráfico de la sección e Isuela (Rodríguez-Pintó et al.; 2012), con los datos del perfil AR-RA incluidos a techo del perfil de esta publicación.

## Referencias

- Hogan, P.J., Burbank, D.W., 1996. Evolution of the Jaca piggyback and emergence of the External Sierra, southern Pyrenees. *Tertiary Basins of Spain: The Stratigraphic Record of Crustal Kinematics*. pp. 153–160.
- Kirschvink, J.L., 1980. The least-squares line and plane and the analysis of paleomagnetic data. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society* 62, 699–718.
- Kodama, K.P., Anastasio, D.J., Newton, M.L., Pares, J.M., Hinnov, L. A., 2010. High-resolution rock magnetic cyclostratigraphy in an Eocene flysch, Spanish Pyrenees. *Geochemistry, Geophys. Geosystems* 11 (6), 1–22.
- Ogg, J. G., et all, 2016. A concise geologic Time Scale. Elsevier Book Edition.

- Pueyo, E. L.; Millán, H.; Pocoví, A., 2002.** Rotation velocity of a thrust: a paleomagnetic study in the External Sierras (Southern Pyrenees). *Sedimentary Geology*, 146: 191 – 208.
- Ramón, M. J., Pueyo, E. L., Oliva-Urcia, B., & Larrasoña, J. C. (2017).** Virtual directions in paleomagnetism: A global and rapid approach to evaluate the NRM components. *Frontiers in Earth Science*, 5, 8.
- Rodríguez-Pintó, A; Pueyo, E. L.; Serra-Kiel, J.; Samsó, J. M.; Barnolas, A.; Pocoví, A., 2012.** Lutetian magnetostratigraphic calibration of larger foraminifera zonation (SBZ) in the Southern Pyrenees: The Isuela Section; *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 333-334, 107-120p.
- Silva-Casal, R.; Aurell, M.; Payros, A.; Pueyo, E.L.; Serra-Kiel, J. 2019 (in review).** Carbonate ramp drowning caused by flexural subsidence: a case study from the South Pyrenean middle Eocene foreland basin. *Sedimentary Geology*.
- Vandenbergehe, N., Hilgen, F.J., Speijer, R.P., Ogg, J.G., Gradstein, F.M., Hammer, O., Hollis, C.J., Jooker, J.J., 2012.** The Paleogene period. In: Gradstein, F.M., Ogg, J.G., Schmitz, M.D., Ogg, G.M. (Eds.), *The Geologic Time Scale 2012*. Elsevier, Amsterdam, pp. 855-922.

## Aporte de la fábrica magnética al estudio de la evolución cenozoica y mesozoica del sector oriental del Alto Atlas Central

Román-Berdiel, Teresal<sup>1</sup>; Oliva-Urcia, Belén<sup>2</sup>; Casas-Sainz, Antonio M.<sup>1</sup>; Calvín, Pablo<sup>3</sup>; Pocoví, Andrés<sup>1</sup>; Gil-Imaz, Andrés<sup>1</sup>; Marcén, Marcos<sup>1</sup>; Villalaín, Juan José<sup>3</sup>; Torres, Sara<sup>3</sup>; Jiménez, Ángela<sup>3</sup>; Izquierdo-Llavall, Esther<sup>4</sup>; Mochales, Tania<sup>5</sup>; Moussaïd Bennacer<sup>6</sup>; El Ouardi, Hmidou<sup>7</sup>; Ruiz, Vicente Carlos<sup>8</sup>; Bogalo, María Felicidad<sup>3</sup>

<sup>1</sup> Dpto. de Ciencias de la Tierra, Geotransfer-IUCA, Universidad de Zaragoza, 50009 Zaragoza, España

<sup>2</sup> Dpto. de Geología y Geoquímica, Universidad Autónoma de Madrid, 28049 Madrid, España

<sup>3</sup> Laboratorio de Paleomagnetismo, Dpto. de Física, Universidad de Burgos, 09006 Burgos, España

<sup>4</sup> E2S-UPPA, UPPA-CNRS-Total, Laboratoire des Fluides Complexes et leurs Réservoirs, IPRA, Université de Pau et des Pays de l'Adour, Francia

<sup>5</sup> IGME, Instituto Geológico y Minero de España, Unidad Asociada IGME-UZ, 50006 Zaragoza, España

<sup>6</sup> École Normale Supérieure Casablanca (ENS), Université Hassan II de Casablanca, Marruecos

<sup>7</sup> Dép. de Géologie, Faculté des Sciences, Univ. Moulay Ismail, BP 11201 Zitoune, Meknès, Marruecos

<sup>8</sup> Dpto. de Física de la Tierra y Astrofísica, Universidad Complutense de Madrid, Madrid, España

### Resumen

En este trabajo se aplica el análisis de la anisotropía de la susceptibilidad magnética (ASM) con la finalidad de ayudar a descifrar la evolución mesozoica y cenozoica de un sector del Alto Atlas Central. El Atlas es la cadena intraplaca más importante del norte de África, resultado de una compleja evolución durante el Mesozoico y Cenozoico. Su evolución durante el Mesozoico se caracteriza por una importante tectónica extensional, actividad magmática y deformaciones asociadas a tectónica salina. La compresión durante el Cenozoico conlleva el levantamiento de la cadena y su estructuración actual.

El área de estudio se localiza en el sector oriental del Alto Atlas Central, entre las transversales de Amagmag (al oeste) y de Rich (al este) (Fig. 1). La estructura del área se caracteriza por pliegues de dirección dominante NE-SW. En relación con los núcleos de los anticlinales, en algunos casos afloran unidades del Triásico y rocas ígneas. Se analizan 86 estaciones (1109 especímenes estándar) distribuidas en afloramientos del Jurásico inferior y medio, y en algunas unidades del Cretácico y Cenozoico del borde de la cuenca. Las muestras se miden en un susceptómetro KLY3-S Kappabridge (AGICO) en la Universidad de Zaragoza. Los portadores de la fábrica se determinan mediante curvas termomagnéticas k-t (40-700°C) combinando el susceptómetro con un horno CS-3.

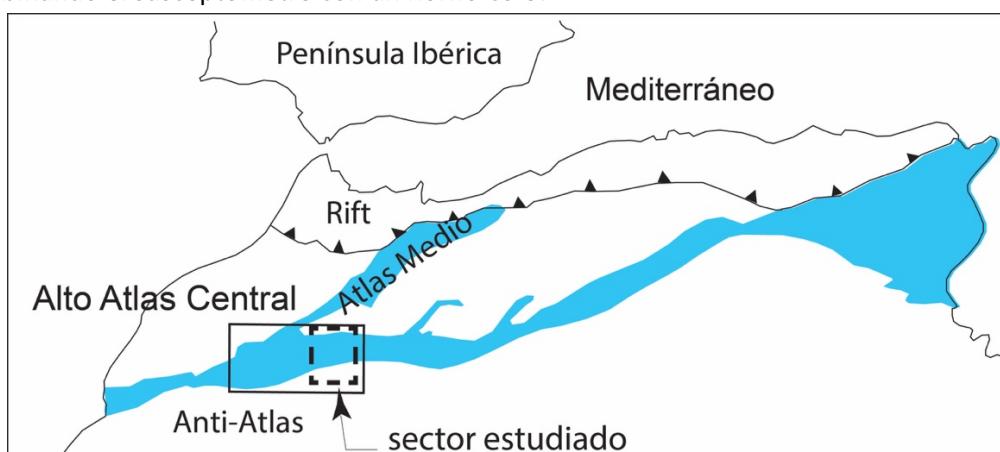
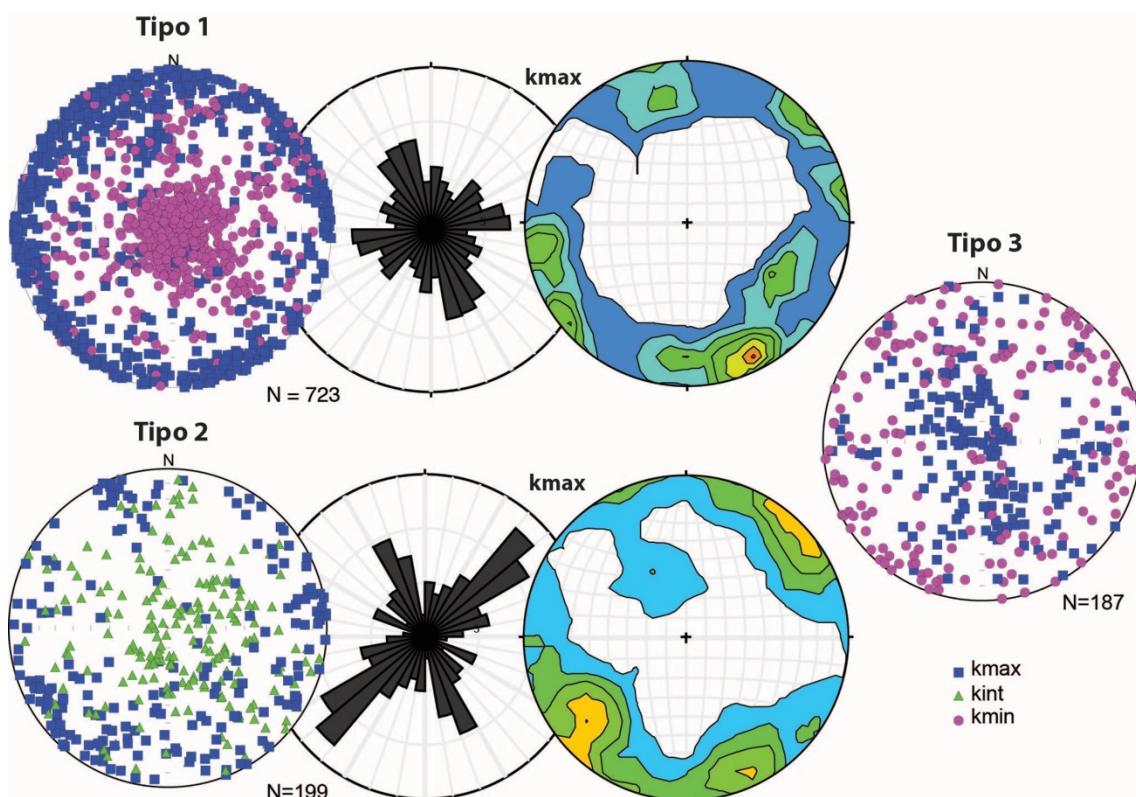


Figura 1.- Localización de la zona de estudio en el contexto de la cordillera del Atlas, norte de África.

La susceptibilidad magnética media de las estaciones varía entre  $14$  y  $1990 \times 10^{-6}$  SI, presentando el 92% de los especímenes valores inferiores a  $800 \times 10^{-6}$  SI. Las curvas termomagnéticas indican la presencia de minerales paramagnéticos en la mayoría de los casos y de magnetita como principal fase ferromagnética. Los elipsoides magnéticos pueden dividirse en tres tipos principales dependiendo de la orientación de los ejes principales (Fig. 2): 1)  $k_{\min}$  perpendicular a la estratificación (en el 63% de las estaciones), 2)  $k_{\text{int}}$  perpendicular a la estratificación (en el 19% de las estaciones), 3)  $k_{\max}$  perpendicular a la estratificación (en el 18% de las estaciones). En la fábrica de tipo 1,  $k_{\max}$  muestra un máximo principal de dirección N154E y dos máximos secundarios en dirección N078E y N050E. En la fábrica de tipo 2,  $k_{\max}$  muestra un máximo principal en dirección N50E y un máximo secundario en dirección N155E (Fig. 2, diagramas de Rosa y de densidades).



**Figura 2.-** Análisis direccional de los datos de ASM (proyección Schmidt): estereogramas globales de todos los especímenes divididos según el tipo de fábrica (tipos 1, 2 y 3; Anisoft software, Chadima y Jelinek, 2009), diagramas de Rosa y diagramas de densidad (Kamb Contouring, intervalo de contorno=2 sigma, significance level=3) de  $k_{\max}$  para los tipos 1 y 2 (Stereonet software; Cardozo y Allmendinger, 2013).

La fábrica de tipo 1 puede relacionarse con la tectónica mesozoica extensional, y la dirección dominante de  $k_{\max}$  (lineación magnética) indica la dirección de extensión mesozoica. La fábrica de tipo 2 se interpreta como una fábrica modificada por la tectónica compresiva subsecuente, la dirección dominante de la lineación magnética es coherente con la dirección de los pliegues, y la dirección dominante de  $k_{\min}$  indica la dirección de acortamiento asociada a la compresión. La fábrica de tipo 3, con la lineación magnética vertical, se localiza cerca de planos de cabalgamiento o del núcleo de anticlinales y puede relacionarse con la dirección de transporte y con un mayor apretamiento de las estructuras. Los tipos de fábricas 2 y 3 aparecen

dominados por distribuciones en guirnalda de los ejes  $k_{\min}$  y  $k_{\text{int}}$ , y  $k_{\text{int}}$  y  $k_{\max}$  respectivamente, característico de fábricas transicionales de sedimentarias-extensionales a tectónicas-compresivas (García-Lasanta et al., 2018).

### Agradecimientos

Este trabajo ha sido financiado por el proyecto CGL2016-77560-C2 del Ministerio de Ciencia, Innovación y Universidades.

### Referencias

- Cardozo, N., Allmendinger, R.W. (2013).** Spherical projections with OSXStereonet. *Computers & Geosciences*, 51, 0: 193 – 205.
- Chadima, M., Jelinek, V. (2009).** Anisoft 4.2: Anisotropy Data Browser for Windows. *Agico, Inc.*
- García-Lasanta, C., Oliva-Urcia, B., Casas-Sainz, A.M., Román-Berdiel, T., Izquierdo-Llavall, E., Soto, R., Calvín, P., Moussaid, B., El Houardi, H., Kullberg, J.C., Villalaín, J.J. (2018).** Inversion tectonics and magnetic fabrics in Mesozoic basins of the Western Tethys: A review. *Tectonophysics*, 745: 1-23.

## **Enfoque multimétodo para la obtención de paleointensidades absolutas sobre la secuencia plio-pleistocena de Dashbashi, Región volcánica de Djavakheti, Cáucaso Menor-Georgia.**

Sánchez-Moreno, E. M.<sup>1</sup>; Calvo-Rathert, M.<sup>1</sup>; Goguitchaichvili, A.<sup>2</sup>; Morales-Contreras, J.J.<sup>2</sup>; Pérez-Rodríguez, N.<sup>2</sup>; Vashakidze, G. T.<sup>3</sup>; Lebedev, V. A.<sup>4</sup>

<sup>1</sup> Departamento de Física, EPS Campus Rio Vena – Universidad de Burgos, Av. Cantabria, s/n, 09006 Burgos, España. emsanchez@es

<sup>2</sup> Laboratorio Interinstitucional de Magnetismo Natural, Instituto de Geofísica Unidad Michoacán, UNAM – Campus Morelia, 58990 Morelia, México.

<sup>3</sup> Alexandre Janelidze Institute of Geology – Ivane Javakhishvili Tbilisi State University, 1/9 M. Alexidze str., 0171 Tbilisi, Georgia.

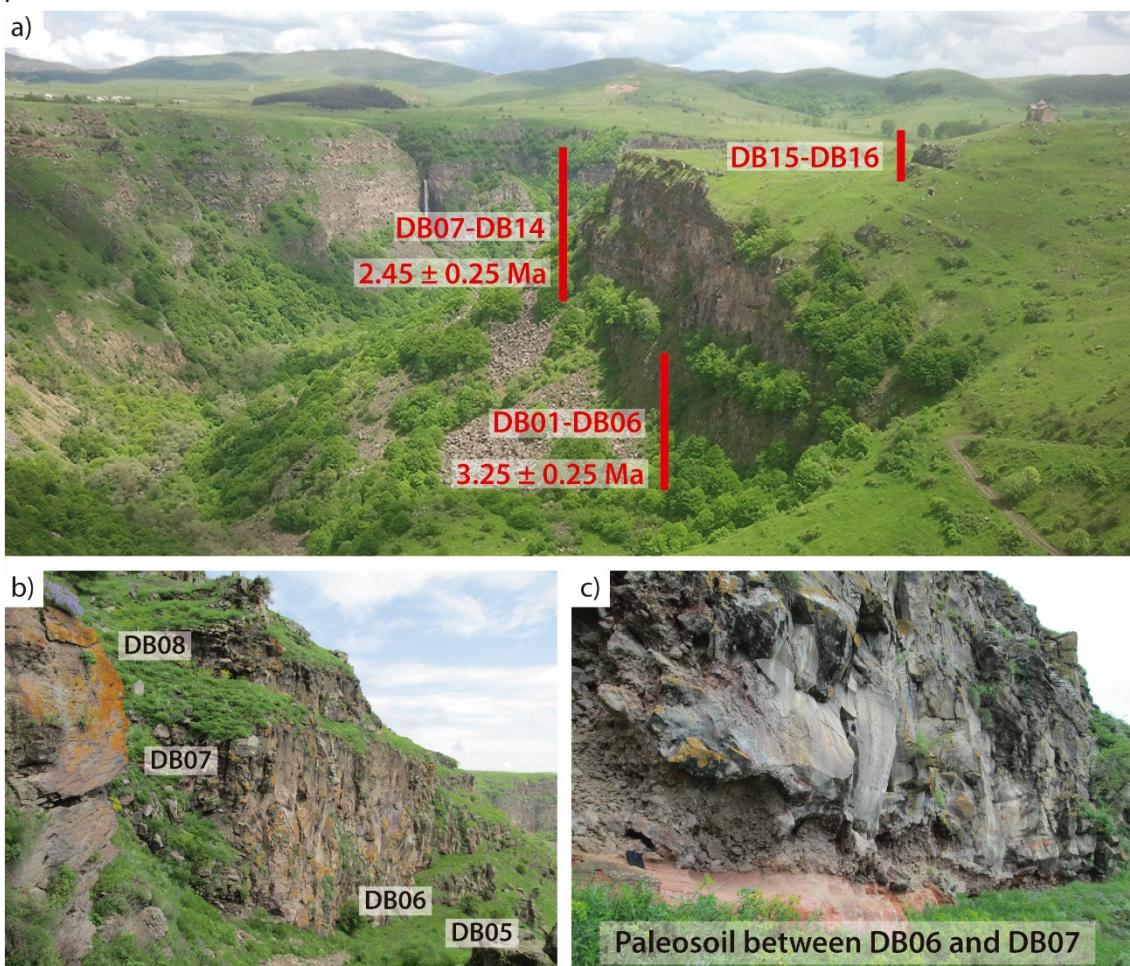
<sup>4</sup> Institute of Geology of Ore Deposits, Petrography, Mineralogy and Geochemistry – Russian Academy of Sciences (IGEM RAS), Staromonetny per., 35, 119017 Moscow, Russia.

### **Resumen**

Estudios previos de paleointensidad absoluta muestran diferentes resultados para rangos de edad similares, señalando la necesidad de obtener valores de intensidad del campo geomagnético antiguo de mayor calidad y con una fiabilidad añadida, a los que se venían obteniendo hasta ahora. Esta cuestión ha surgido al analizar los datos disponibles en la base de datos global MagIC con criterios de selección más estrictos o clasificándolos según diferentes metodologías de determinación de la paleointensidad. Por ejemplo, Cromwell et al. (2015b), Juarez y Tauxe (2000), Lawrence et al. (2009), Tauxe et al. (2013) o Wang et al. (2015), obtienen valores del momento dipolar axial virtual (VADM de sus siglas en inglés) promediado para los últimos 5 Ma, usando criterios de selección estrictos, aproximadamente la mitad del valor actual. Por contraste, hay otros trabajos que defienden un campo promediado para los últimos 5 Ma similar al actual (p. e. Heller et al., 2002 y McFadden y McElhinny, 1982), utilizando criterios de selección clásicos para evaluar determinaciones de paleointensidad. El análisis de los datos disponibles parece mostrar un sesgo importante causado por el grado de rigor de los criterios de selección aplicados. Cuando los VADMs promediados se calculan con datos ideales, el valor del campo magnético obtenido es mucho menor que con todos los datos disponibles en la base de datos.

En este trabajo se ha realizado un enfoque multimétodo para proporcionar una fiabilidad adicional a los resultados de paleointensidad absoluta sobre la secuencia de coladas basálticas de Dashbashi, situada en la región volcánica de Djavakheti, al sur de Georgia (Cáucaso Menor). Se trata de una secuencia de 17 coladas de lava separadas por dos paleosuelos que la dividen en 3 subsecuencias de 7, 8 y 2 coladas (Fig. 1.). La primera de ellas presenta una edad radioisotópica K-Ar de  $3.25 \pm 0.25$  Ma y la segunda de  $2.45 \pm 0.25$  Ma (Lebedev et al., 2008b). Los polos geomagnéticos virtuales (VGPs), calculados a partir de las direcciones paleomagnéticas obtenidas en todas las coladas de lava, muestran que las polaridades registradas son inversas y que aproximadamente la mitad de ellas presenta una latitud inferior a  $60^\circ$ , lo que podría indicar un comportamiento transicional. Unos resultados de paleointensidad

baja permitirían interpretar esta secuencia como un registro producido durante un cambio de polaridad.



**Figura 1.-** a) Vista panorámica de la secuencia volcánica de Dashbashi. b) Detalle de varias coladas de lava. c) Paleosuelo que separa las dos primeras subsecuencias de la secuencia de Dashbashi.

El uso de criterios de selección estrictos sobre resultados de métodos clásicos tipo Thellier reduce considerablemente el número de datos obtenidos en un estudio. Por ello se propone un enfoque multimétodo que consiste en la combinación de resultados iguales procedentes de dos metodologías basadas en diferentes protocolos que refuerza y respalda la fiabilidad de los valores de intensidad (p. e. Biggin et al., 2015; Biggin and Paterson, 2014; Calvo-Rathert et al., 2016; de Groot et al., 2013; Monster et al., 2015), y además proporciona un mayor número de resultados. Las metodologías utilizadas en la comparación de resultados, dentro de cada colada de lava, han sido el método IZZI (Yu et al., 2004) con criterios de selección clásicos, menos estrictos que los mencionados anteriormente, y el método multiespécimen con corrección del estado de dominios (MSP-DSC) (Fabian y Leonhardt, 2010). El método IZZI corresponde a los denominados tipo Thellier, basados en la obtención de paleointensidades absolutas en muestras con una mayor presencia de granos monodominio (SD). Los métodos multiespécimen se basan en la obtención de paleointensidades en muestras con una mayor presencia de granos multidominio (MD), mediante un protocolo en el cual se evita su alteración reduciendo el número de calentamientos realizados y aplicando una serie de correcciones.

## Agradecimientos

Trabajo se financiado por la Red de trabajo y laboratorios MAGIBER-II (CGL2017-90632-REDT) del Ministerio de Ciencia, Innovación y Universidades, los proyectos CGL2012-32149 (MINECO) y BU235P18 (Junta de Castilla y León) y el Fondo Europeo de Desarrollo Regional (FEDER).

## Referencias

- Biggin, A.J., Paterson, G.A. (2014)** A new set of qualitative reliability criteria to aid inferences on palaeomagnetic dipole moment variations through geological time, *Front. Earth Sci.*, 2: 1–9.
- Biggin, A.J., Piispa, E.J., Pesonen, L.J., Holme, R., Paterson, G.A., Veikkolainen, T., Tauxe, L. (2015)** Palaeomagnetic field intensity variations suggest Mesoproterozoic inner-core nucleation, *Nature*, 526: 245–248.
- Calvo-Rathert, M., Morales-Contreras, J., Carrancho, Á., Goguitchaichvili, A. (2016)** A comparison of Thellier-type and multispecimen paleointensity determinations on Pleistocene and historical lava flows from Lanzarote (Canary Islands, Spain), *Geochemistry, Geophys. Geosystems*, 17: 3638–3654.
- Cromwell, G., Tauxe, L., Halldórsson, S.A. (2015b)** New paleointensity results from rapidly cooled Icelandic lavas : Implications for Arctic geomagnetic field strength, *J. Geophys. Res. Solid Earth*, 120.
- de Groot, L. V., Mullender, T.A.T., Dekkers, M.J. (2013a)** An evaluation of the influence of the experimental cooling rate along with other thermomagnetic effects to explain anomalously low palaeointensities obtained for historic lavas of Mt Etna (Italy), *Geophys. J. Int.*, 193: 1198–1215.
- Fabian, K., Leonhardt, R. (2010)** Multiple-specimen absolute paleointensity determination: An optimal protocol including pTRM normalization, domain-state correction, and alteration test, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 297: 84–94.
- Heller, R., Merrill, R.T., McFadden, P.L. (2002)** The variation of intensity of earth's magnetic field with time, *Phys. Earth Planet. Inter.*, 131: 237–249.
- Juarez, M.T., Tauxe, L. (2000)** The intensity of the time-averaged geomagnetic field: the last 5 Myr, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 175: 169–180.
- Lawrence, K.P., Tauxe, L., Staudigel, H., Constable, C.G., Koppers, A., McIntosh, W., Johnson, C.L. (2009)** Paleomagnetic field properties at high southern latitude, *Geochemistry, Geophys. Geosystems*, 10.
- Lebedev, V.A., Bubnov, S.N., Dudauri, O.Z., Vashakidze, G.T. (2008b)** Geochronology of Pliocene Volcanism in the Dzhavakheti Highland (the Lesser Caucasus). Part 2: Eastern Part of the Dzhavakheti Highland. Regional Geological Correlation, *Stratigr. Geol. Correl.*, 16(2): 101–123.
- McFadden, P.L., McElhinny, M.W. (1982)** Variations in the Geomagnetic Dipole 2: Statistical Analysis of VDMs for the Past 5 Million Years, *J. Geomagn. Geoelectr.*, 34: 163–189.
- Monster, M.W.L., de Groot, L. V., Biggin, A.J., Dekkers, M.J. (2015)** The performance of various palaeointensity techniques as a function of rock magnetic behaviour - A case study for La Palma, *Phys. Earth Planet. Inter.*, 242: 36–49.
- Tauxe, L., Gee, J.S., Steiner, M.B., Staudigel, H. (2013)** Paleointensity results from the Jurassic: New constraints from submarine basaltic glasses of ODP Site 801C, *Geochemistry, Geophys. Geosystems*, 14: 4718–4733.
- Wang, H., Kent, D. V., Rochette, P. (2015)** Weaker axially dipolar time-averaged paleomagnetic field based on multidomain-corrected paleointensities from Galapagos lavas, *Proc. Natl. Acad. Sci.*, 112: 15036–15041.
- Yu, Y., Tauxe, L., Genevey, A. (2004)** Toward an optimal geomagnetic field intensity determination technique, *Geochemistry, Geophys. Geosystems*, 5.

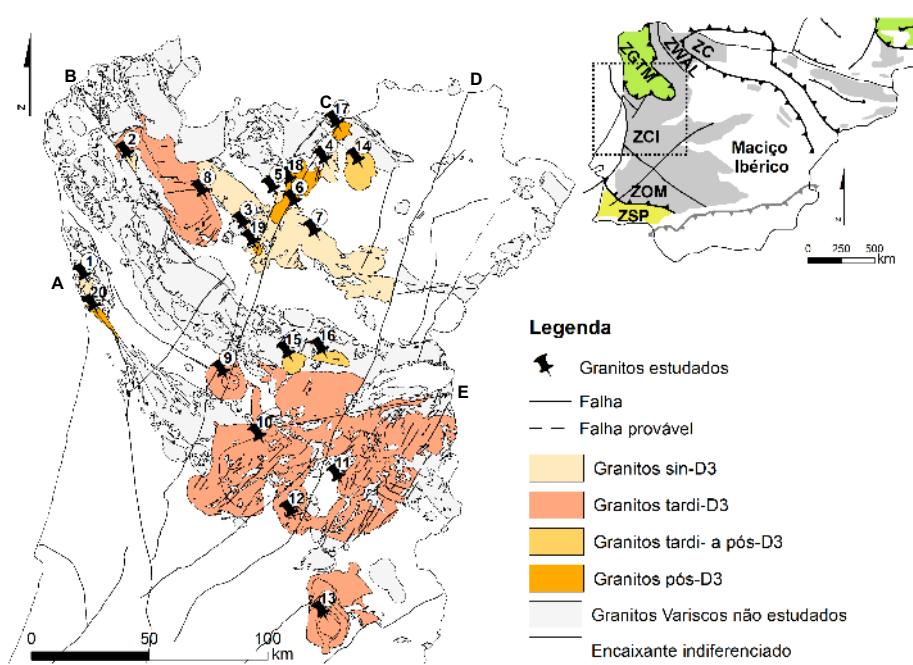
## Fabrics magnéticos em granitos variscos portugueses: marcadores estruturais da instalação

Sant’Ovaia, Helena<sup>1\*</sup>; Gonçalves, Ana<sup>1</sup>; Cruz, Cláudia<sup>1</sup>; Noronha, Fernando<sup>1</sup>

<sup>1</sup> DGAOT, FCUP, Instituto de Ciências da Terra (Polo Porto), Rua do Campo Alegre, 4169-007 Porto, Portugal; \*autor correspondente: hsantov@fc.up.pt

### Resumo

No Centro de Geologia da Universidade do Porto, que integra o Instituto de Ciências da Terra (ICT), têm vindo a ser realizados, ao longo dos últimos 20 anos, estudos sistemáticos de Anisotropia da Suscetibilidade Magnética (ASM) em maciços graníticos. Estes estudos permitem não só definir *fabrics* em granitos, aparentemente isotrópicos, como também estabelecer o paralelismo entre a suscetibilidade magnética ( $K_m$ ) e o quimismo da rocha, compreender as condições de geração dos magmas (e.g. fugacidade do oxigénio, condições redutoras ou oxidantes, etc) e suas implicações nas mineralizações, estabelecer a relação entre a magnitude da anisotropia e a taxa de deformação das rochas, e, finalmente, inferir sobre o campo de tensões atuante no momento de ascensão e instalação dos granitóides. Este trabalho centra-se no *fabric* magnético de 20 maciços graníticos variscos do Norte e Centro de Portugal. Os dados apresentados neste trabalho sistematizam resultados de ASM obtidos em cerca de 750 pontos de amostragem e foram publicados em artigos e dissertações de mestrado e de doutoramento desenvolvidas na FCUP. Na figura 1 estão representados todos os granitos estudados, estando estes subdivididos segundo critérios de datação U-Pb e critérios de campo e tendo em conta a cronologia da sua instalação realtivamente à fase D3 da orogenia varisca. Os granitos estudados são: (1) sin-D3: Porto (PO), S. Mamede (SM), Vila Real (VR) e Gralheira-Serapicos-Minheu-Lagoa (GSML); (2) tardi-D3: Vieira do Minho (VM), Serra da Estrela-Seia-Covilhã (SE), Castro Daire (CD) e Castelo Branco (CB); (3) tardi-pós-D3: Caria-Vila da Ponte (CVP) e Valpaços (VP); (4) pós-D3: Vila Pouca de Aguiar (VPA), Águas Frias-Chaves (AFC), Lamas de Olo (LO) e Madalena-Lavadores (ML).



**Figura 1.-** Mapa geológico simplificado com identificação dos granitos estudados (adapt. Ferreira et al., 1987): 1-Porto, 2-S. Mamede, 3-Vila Real, 4-Serapicos, 5-Minheu, 6-Lagoa, 7-Gralheira, 8-Vieira do Minho, 9-Castro Daire, 10-Mangualde, 11-Covilhã, 12-Seia, 13-Castelo Branco, 14-Valpaços, 15-Caria, 16-Vila da Ponte, 17-Águas Frias-Chaves,

18-Vila Pouca de Aguiar, 19-Lamas de Olo, 20-Lavadores-Madalena; A- Zona de Cisalhamento Porto-Tomar; B- Zona de Cisalhamento Malpica-Lamego; C- Falha Penacova-Régua-Verín; D- Falha da Manteigas-Vilarica-Bragança; E- Zona de Cisalhamento Juzbado-Penalva do Castelo; ZC-Zona Cantábrica, ZWAL-Zona Oeste Asturico Leonesa, ZGTM-Zona Galiza Trás-os-Montes, ZCI-Zona Centro Ibérica, ZOM-Zona Ossa Morena, ZSP-Zona Sul Portuguesa.

Nos maciços graníticos as lineações e as foliações magnéticas fornecem informações importantes relativas à orientação do fluxo magmático, enraizamento, relação do processo de instalação com acidentes tectónicos e campo de tensões. Na tabela 1 apresenta-se uma síntese dos dados de ASM nos maciços estudados.

Tabela 1. Valores médios de ASM; n - número de estações de amostragem, d, direção, i, inclinação. Dados em Cruz et al., 2016; Gonçalves et al., 2019; Sant’Ovaia et al., 2013.

	Plutão	$K_m$ ( $\times 10^{-6}$ SI)	P%	$K_1d$	$K_1i$	Lineação	$K_3d$	$K_3i$	Foliação	n
Sin-D <sub>3</sub>	SM	84	4,7	338	13	13°→N338°	16	27	N106°, 63°	8
	VR-GSML	57	3,6	144	20	20°→N144°	5	62	N95°, 28°	20
	PO	48	5,9	121	57	57°→N121°	13	6	N103°, 84°	6
Tardi-D <sub>3</sub>	VM	162	4,2	147	1	1°→N 147°	61	27	N151°, 63°	13
	SE	107	4,1	173	33	33°→N173°	267	17	N177°, 73°	201
	CD	83	3,4	348	20	20°→N348°	113	78	N23°, 12°	105
	CB	72	4,6	137	56	56°→N137°	51	2	N141°, 88°	84
Tardi- a pós-D <sub>3</sub>	CVP	76	1,8	340	10	10°→N340°	110	62	N20°, 28°	80
	VP	57	3,0	108	5	5°→N108°	359	61	N89°, 29°	34
Pós-D <sub>3</sub>	VPA	117	1,3	359	1	1°→N359°	129	83	N39°, 7°	105
	AFC	78	2,1	296	7	7°→N296°	181	80	N91°, 10°	13
	LO	811	5,1	169	28	28°→N169°	258	2	N168°, 88°	48
	ML	10436	18,4	99	16	16°→N99°	10	15	N100°, 75°	14

Nas foliações magnéticas verifica-se que nos maciços:

(1) sin-D3 são concordantes com estruturas variscas ~N120°, geralmente subverticais, indicando uma maior espessura e enraizamento mais profundo (PO e SM), com exceção dos granitos de VR e GSML que apresentam foliações, maioritariamente, sub-horizontais relacionadas com cisalhamentos; (2) tardi-D3 são, predominantemente, NNO-SSE a NNE-SSO subverticais (VM, SE e CB), contudo, em CD as foliações são sub-horizontais sugerindo uma instalação num nível estrutural mais alto; (3) tardi-pós-D3, os plutões de VP e CVP, apresentam direções ENE-OSO e N-S a NNE-SSO, respetivamente, estando estas estruturas associadas a  $\sigma_1$  orientado NE-SO, que facilitaram e condicionaram a sua instalação; as inclinações médias (<30°), sugerem corpos graníticos pouco espessos, mas com raízes profundas (caso de CVP); (4) pós-D3 estão espacialmente associados a estruturas regionais importantes, falha Penacova-Régua-Verin (maciços AFC, VPA, LO) e, zona de cisalhamento Porto-Tomar (maciço ML); de forma geral, possuem foliações com orientações relacionadas com as fases tardi-variscas e inclinações, maioritariamente, sub-horizontais em AFC e VPA sugerindo que ambos são plutões pouco espessos; em contrapartida, em LO e ML as inclinações médias (>70°) sugerem uma instalação em níveis mais profundos e uma maior espessura dos corpos graníticos.

Nas lineações magnéticas nota-se que nos maciços:

(1) sin-D3 de VR e GSML apresentam azimutes correspondentes aos dos cisalhamentos dúcteis e que materializam um *fabric* relacionado com a fase D3 varisca; porém, nos granitos de SM e PO, as lineações são subparalelas às zonas de cisalhamento Malpica-Lamego e Porto-

Tomar, respetivamente; (2) tardi-D3 são paralelizáveis com estruturas variscas; no granito VM, a zona de ascensão/alimentação mais provável terá sido a zona de cisalhamento Malpica-Lamego e, para SE a instalação esteve relacionada com a abertura de zonas de alimentação na interseção de duas famílias de fraturas reativadas, materializadas por lineações N150º e N25º; (3) tardi-pós-D3, possuem azimutes médios N340º (CVP) e N108º (VP), concordantes com estruturas NNO-SSE paralelizáveis com uma zona de cisalhamento regional; (4) pós-D3 há um paralelismo com estruturas regionais, nomeadamente com a falha Penacova-Régua-Verin para AFC, VPA e LO (~NNE-SSO), e a zona de cisalhamento Porto-Tomar para o plutão ML (~E-O). De uma maneira geral em todos os conjuntos de granitos em estudo há uma dominância de lineações fracamente inclinadas (inclinação < 57º) em detrimento de lineações subverticais, o que indica que as zonas de alimentação destes maciços estão distantes em profundidade, o que favorece a ideia de uma instalação em níveis estruturais altos.

### Agradecimentos

Os autores beneficiam do projeto COMPETE 2020; ICT, (UID/GEO/04683/2013), POCI-01-0145 - FEDER-007690. Ana Marta Gonçalves e Claudia Cruz beneficiam de BD financiadas pela FCT, referências SFRH/BD/115324/2016 e SFRH/BD/109693/2015.

### Referências

- Cruz, C., Sant’Ovaia, H., Noronha, F. (2016). Magnetic susceptibility and  $\delta^{18}\text{O}$  characterization of Variscan granites related to W-(Mo) and Sn-(W) mineralizations: Lamas de Olo Pluton case study, *Comunicações Geológicas*, 103, 1, 143-174.
- Ferreira, N., Iglésias, M., Noronha, F., Pereira, E., Ribeiro, A., Ribeiro, M.L. (1987) Granitóides da Zona Centro Ibérica e seu enquadramento geodinâmico. In: Bea, F., Carnicer, A., Gonzalo, J., Lopez Plaza, M., Rodriguez Alonso, M. (Ed.), *Geología de los Granitoides y Rocas Asociadas del Macizo Hesperico (37-51)*. Libro de Homenaje a L.C. García de Figuerola. Editorial Rueda, Madrid.
- Gonçalves, A., Sant’Ovaia, H., Noronha, F. (2019). Emplacement mechanism of Caria-Vila da Ponte Pluton (Northern Portugal): Building and internal magmatic record. *J. Struc. Geol.* 124, 91-111.
- Sant’Ovaia, H., Martins, H.C.B., Noronha, F. (2013). Oxidized and reduced Portuguese Hercynian granites associated with W and Sn hydrothermal mineralizations. *Comunicações Geológicas*, 100 (1): 33-39.

## Anisotropía de susceptibilidad magnética aplicada al conocimiento de la discordancia Sarda en el sector central de la Zona Axial pirenaica

Simón Muzás, Ana<sup>1</sup>; Casas Sainz, Antonio<sup>1</sup>

<sup>1</sup> Grupo de Investigación Geotranfer-IUCA, Departamento de Ciencias de la Tierra Universidad de Zaragoza.

### Introducción

La susceptibilidad magnética ( $k$ ) es una propiedad física de los sólidos y representa la capacidad de los materiales de adquirir magnetización ( $M$ ) cuando están sometidos a un campo magnético de intensidad  $H$ ;  $M=k \cdot H$ . Uno de los parámetros utilizado en el estudio de ASM es la orientación de los ejes del elipsoide de susceptibilidad. Este elipsoide presenta 3 ejes principales ortogonales ( $K_{\max}$ ,  $K_{\text{int}}$  y  $K_{\min}$ ) siendo respectivamente  $K_{\max} \geq K_{\text{int}} \geq K_{\min}$ . Las relaciones entre los ejes del elipsoide de susceptibilidad y la fábrica de la roca son distintas en función del grado de deformación. En rocas con grado de deformación intermedio, dos de los ejes del elipsoide guardan relación con elementos presentes en las fábricas de las rocas,  $K_{\max}$  con la lineación de intersección o con ejes de pliegues y  $K_{\min}$  es perpendicular a los planos de estratificación o foliación (Parés, 2015).

En este trabajo se estudia la fábrica magnética en las rocas del Cambro-Ordovícico de la Zona Axial Pirenaica (La Seu d'Urgell) con vistas a caracterizar la deformación asociada a la discordancia Sarda. El objetivo es realizar un estudio de ASM (Anisotropía de la Susceptibilidad Magnética) y de curvas termomagnéticas para conocer la distribución y orientación de los minerales y fábricas magnéticas de las muestras y su comparación con la fábrica observada en campo y en lámina delgada.

### Localización del área de estudio y caracterización de los materiales

El área de estudio se localiza en la Zona Axial de los Pirineos Orientales, concretamente en el extremo E de la unidad estructural del domo de l'Orri que es una unidad estructural con geometría alargada en dirección E-O formada principalmente por materiales del Cámbrico-Ordovícico y del Ordovícico superior (Gil Peña y Barnolas, 2004).

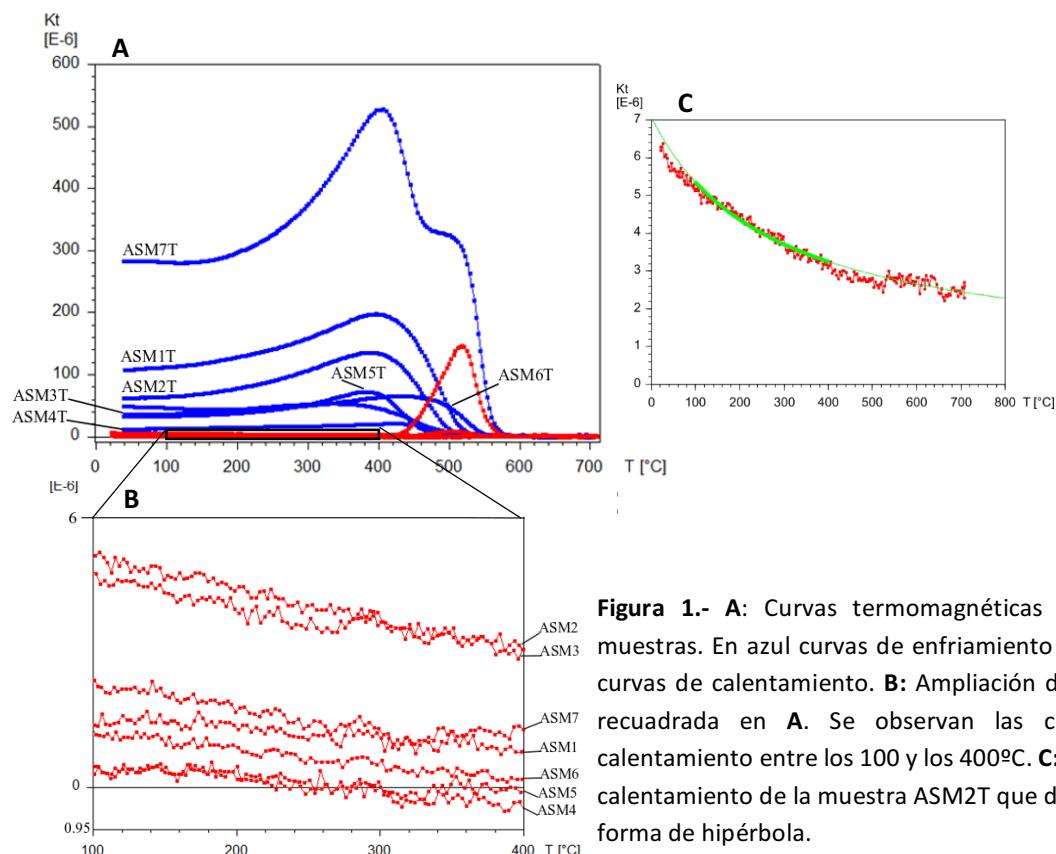
Los materiales implicados en este estudio pertenecen a la Formación Jújols a la que se atribuye una edad cambroordoviciana (por debajo del Caradociense, Casas et al. 2002) y la Formación Rabassa a la que por su posición estratigráfica respecto a las formaciones suprayacentes se le asigna una edad del Ordovícico superior (Caradociense, Casas et al. 2002). Estratigráficamente, la Formación Jújols se presenta como una secuencia rítmica de aspecto bandeadó formada por una alternancia milimétrica de pizarras y areniscas de grano fino interrumpida de forma recurrente por niveles de areniscas cuarcíticas de potencia centimétrica. La Formación Rabassa se caracteriza por presentarse como un tramo de conglomerados de cantos heterométricos, angulosos a subangulosos cuarcíticos y ocasionalmente de otras litologías como pizarras inmersos en una matriz anaranjada. Estos cantos presentan una cierta variabilidad de tamaños, aumentando el tamaño hacia el norte hasta alcanzar los 20 cm de diámetro.

### Metodología

Se ha realizado el estudio de la fábrica y mineralogía magnéticas a partir de 7 bloques distribuidos en un corte geológico de dirección aproximada E-W. Para la obtención de las curvas termomagnéticas o de Curie y de la fábrica magnética se han empleado 7 muestras, 4 en metapelitas de la Formación Jújols y 3 en los conglomerados de la Formación Rabassa. Para la obtención de la fábrica magnética se han preparado y analizado una media de 23 cubos de 2 cm de arista por muestra y para las curvas termomagnéticas o de Curie se han preparado y analizado 0,3 g de muestra pulverizada a partir de cada una de las 7 muestras tomadas en campo. En total se midieron 163 muestras para la obtención de la orientación de la fábrica magnética.

### Mineralogía magnética

Las rocas muestreadas muestran unos valores de susceptibilidad magnética bajos que oscilan entre  $80$  y  $308 \cdot 10^{-6}$  S.I. En general, las curvas termomagnéticas son semejantes en las 7 muestras (Figura 1); describen una hipérbola que se inicia a los  $100^{\circ}\text{C}$  y termina a los  $400^{\circ}\text{C}$  que es indicativa de la presencia importante de minerales paramagnéticos. Las curvas de enfriamiento presentan un aumento repentino de la susceptibilidad magnética entre los  $460^{\circ}\text{C}$  y los  $570^{\circ}\text{C}$ . La curva de la muestra ASM7T difiere del resto ya que presenta un segundo aumento de la susceptibilidad, siendo el valor más alto registrado, a los  $470^{\circ}\text{C}$ . Las curvas de calentamiento de las muestras ASM6T y ASM7T presentan un ascenso de la susceptibilidad en torno a los  $460^{\circ}\text{C}$  que es brusco en la ASM7T (pico de Hopkinson). Estos ascensos bruscos de la susceptibilidad magnética son indicativos de la creación de magnetita aunque son inferiores a la temperatura de Curie de este mineral ( $T_c=580^{\circ}\text{C}$ ).



**Figura 1.-** A: Curvas termomagnéticas de las 7 muestras. En azul curvas de enfriamiento y en rojo curvas de calentamiento. B: Ampliación de la zona recuadrada en A. Se observan las curvas de calentamiento entre los  $100$  y los  $400^{\circ}\text{C}$ . C: Curva de calentamiento de la muestra ASM2T que describe la forma de hipérbola.

Las muestras presentan una contribución de minerales paramagnéticos que oscila entre el 81% y el 100%. Teniendo en cuenta la mineralogía de las muestras, los minerales paramagnéticos corresponden probablemente a filosilicatos observados en microscopio, moscovita y clorita, presentes tanto en las metapelitas como en la matriz y en algunos de los clastos de los conglomerados. La contribución de minerales ferromagnéticos es en general menor, tan sólo en la muestra ASM3T alcanzan el 19%.

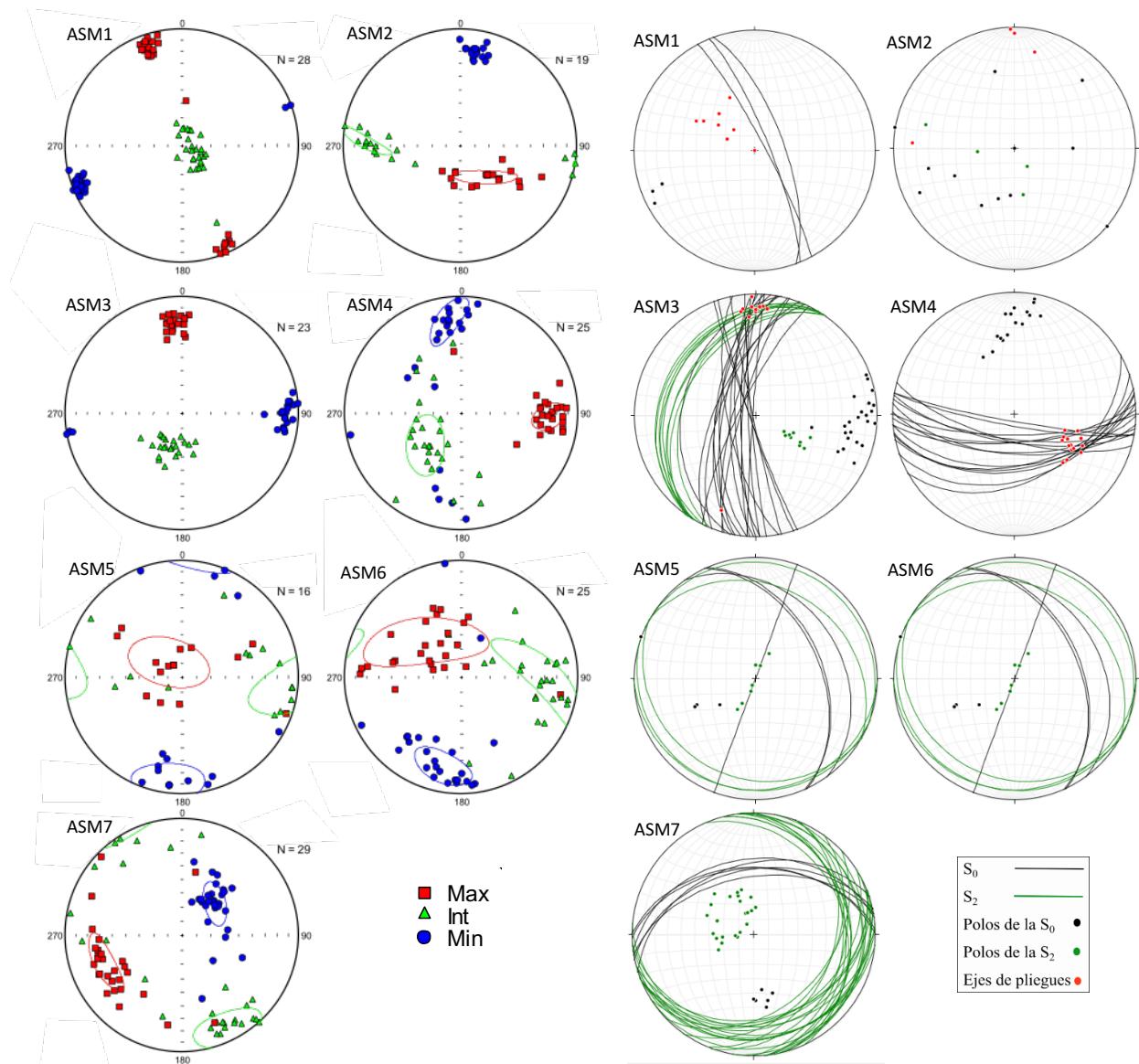
### Anisotropía de la susceptibilidad magnética (ASM)

En los materiales de la Formación Jújols los conjuntos de ejes que definen los ejes principales de susceptibilidad están concentrados (Figura 2). La lineación magnética que corresponde con el conjunto de ejes del  $K_{\max}$  está contenida en los planos de la estratificación para las muestras ASM1, ASM3 y ASM4. Además, se observa en las muestras ASM3 y ASM4 que el  $K_{\max}$  muestra una clara relación con los ejes de los pliegues (que crenulan las láminas de la estratificación) ahí donde están presentes. En las zonas donde no hay crenulación, no se observa una relación directa con otros elementos de la fábrica; por ejemplo en la muestra ASM2 la orientación de los ejes de los micropliegues observados en muestra de mano es subhorizontal con inmersión al oeste. En general, el  $K_{\max}$  presenta inmersiones bajas con valores inferiores a 20º hacia el N y el E. El conjunto de ejes del  $K_{\min}$  se superpone a los polos de la estratificación excepto para la muestra ASM2. Las inmersiones son en todos los casos próximas a la horizontal y con direcciones N-S, E-W y NE-SW. En los materiales de la Formación Rabassa, la relación de los ejes del elipsoide de susceptibilidad con los elementos de la fábrica no es evidente (Figura 2). Además, los conjuntos de ejes que definen cada uno los ejes principales del elipsoide de susceptibilidad se encuentran más dispersos. En las muestras ASM6 y ASM5 la media del  $K_{\max}$  se dispone subvertical y la media del  $K_{\min}$  subhorizontal y para la muestra ASM7 la media del  $K_{\min}$  se encuentra vertical. Para la muestra ASM7, la posición media de los ejes  $K_{\max}$  parece aproximarse a la lineación de intersección entre la estratificación y la foliación pero en todo caso es discutible. La orientación de los ejes de los elipsoides de susceptibilidad y su relación con los elementos de las fábricas de las muestras se presenta en la Figura 2.

### Interpretación

El estudio magnético muestra en la Formación Jújols que lineación magnética ( $K_{\max}$ ) está contenida en los planos de la estratificación y coincide con los ejes de pliegues de la crenulación. Los valores máximos de susceptibilidad están concentrados en estas direcciones porque es donde intersecan los planos de la  $S_0$  con la  $S_2$  y por tanto hay más cantidad de minerales magnéticos como la moscovita y la clorita. El  $K_{\min}$  es perpendicular a los planos de estratificación ( $S_0$ ) ya que es en esa dirección donde hay menor cantidad de estos minerales magnéticos. El estudio magnético no ha aportado resultados evidentes para los materiales de la Formación Rabassa ya que no se ha encontrado relación clara entre los ejes de susceptibilidad y los elementos de la fábrica. Pero aunque no hay una correspondencia directa con las estructuras medidas directamente en el afloramiento los resultados de la fábrica magnética son compatibles con la dirección de acortamiento tardía y con la desviación por parte de esta última de las estructuras correspondientes a la  $S_2$ . No obstante, la lineación magnética se sitúa probablemente acorde con la lineación de estiramiento y no de intersección. Este tipo de

relación es relativamente común en las fábricas controladas por la fracción ferromagnética (Casas *et al.*, 2017).



**Figura 2.-** Proyecciones estereográficas en coordenadas geográficas de los ejes de los elipsoides de susceptibilidad y estereogramas de los afloramientos donde se han tomado las muestras.

## Referencias

- Casas, J. M.; Alías, G.; Masachs, I.; Soler, A. y Vilaplana, J. M. (2002). Memòria del mapa geològic d'Andorra 1: 50.000. Coordinador: Casas, J. M. Institut d'Estudis Andorrans. Centre de Recerca en Ciències de la terra (CRECIT). 49 p.
- Casas-Sainz, A. M., Román-Berdíel, T., Oliva-Urcia, B., García-Lasanta, C., Villalaín, J. J., Aldega, L., Corrado, S., Caricchi, C., Invernizzi, C. y Osácar, M. C. (2017). Multidisciplinary approach to constrain kinematics of fault zones at shallow depths: a case study from the Cameros–Demandia thrust (North Spain). *International Journal of Earth Sciences*, 106(3), 1023-1055.
- Gil Peña, I. y Barnolas, A. (2004). El Domo del Orri (Pirineo central): un pliegue-manto reactivado por la tectónica alpina. *Geotemas*, 6,p.267-270.
- Parés, J. (2015): Sixty years of anisotropy of magnetic susceptibility in deformed sedimentary rocks. *Frontiers in Earth Science*. Vol. 3, p. 4.

## Paleo-arqueo magnetismo aplicado a la falla San Ramón, Santiago de Chile

Toloza, Regina<sup>1</sup>; Olmi, Hernán<sup>2</sup>; Sepúlveda, Nelson<sup>3</sup>

<sup>1</sup> Geólogo Docente Universidad Central de Chile

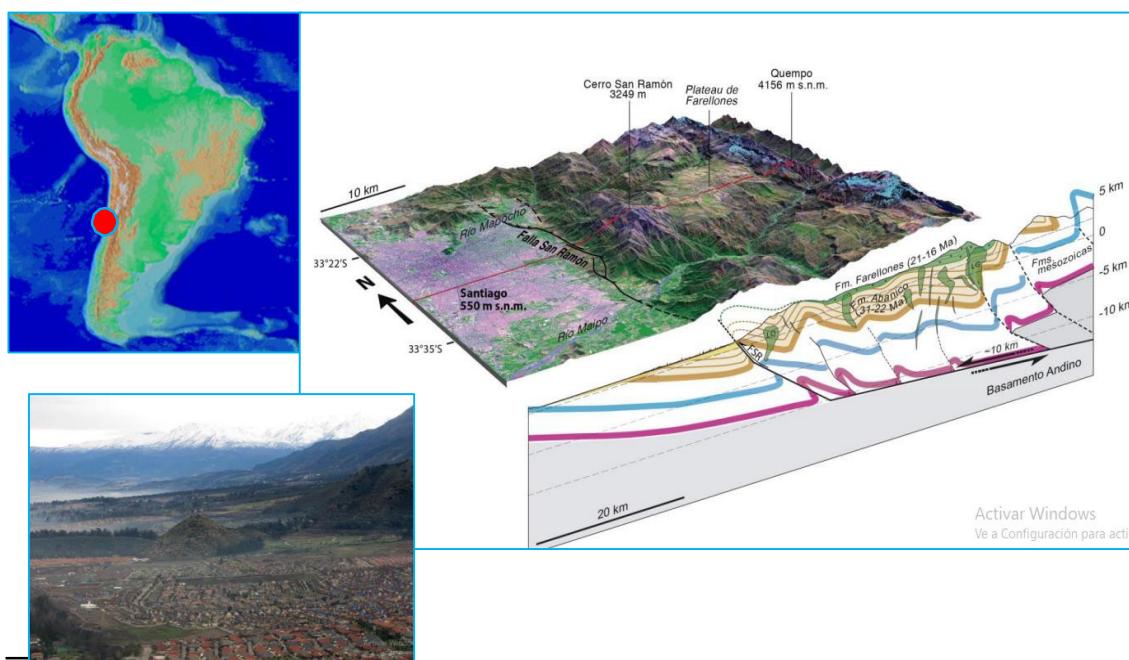
<sup>2</sup> Doctor en Cs. de la Ingeniería docente- investigador Universidad Central de Chile

<sup>3</sup> Doctor en Física docente- investigador Universidad Central de Chile

### Propuesta

La falla San Ramón es una falla cortical que se prolonga por lo menos desde unos 10-12 km de profundidad en la corteza hasta la superficie del territorio, extendiéndose por más de 30 km a lo largo de su traza, o ubicación en superficie, conocida entre los ríos Mapocho y Maipo y hacia el norte y sur de estos (Armijo, 2010) (Fig. 1). Registros paleo-sismológicos han permitido observar estratos del suelo de Santiago afectados por la estructura geológica, demostrando que es una falla activa que representa dos tipos de amenaza para la ciudad ,por una parte ,la posibilidad de ruptura en superficie a lo largo de su traza ,y por otra ,la posibilidad de fuertes intensidades sísmicas en sus inmediaciones (Vargas et al.2014).

El estudio que se propone, pretende realizarse a través de la arqueomagnetismo y el palomagnetismo aplicado a la neotectónica, para conocer los períodos de movimiento de la falla.Ya que según Vargas, en estudios de hasta comienzos del 2019 “hay una estimación probabilística tiempo-dependiente para un terremoto mayor con ruptura en superficie en la Falla de San Ramón, del orden de un 2,7 por ciento en los próximos 100 años”



**Figura 1.-** Ubicación de la falla San Ramón en el contexto de la ciudad de Santiago, Capital de Chile)

## Referencias

- Armijo, R., Rauld, R., Thiele, R., Vargas, G., Campos, J., Lacassin, R. & Kausel, E. (2010).** The West Andean Thrust, the San Ramon Fault, and the seismic hazard for Santiago, Chile. *Tectonics*, 29, TC2007, 1-34. <https://doi.org/10.1029/2008TC002427>
- Farias, M. , (2007)**,Tectónica y erosión en la evolución del relieve de Los Andes de Chile Central durante el Neógeno . Tesis para optar al grado de doctor en ciencias, mención Geología , Universidad de Chile,192 pgs
- Stehberg, R. y G. Sotomayor (2012).** Mapocho Incaico. Boletín del Museo Nacional de Historia Natural, Chile 61: 85-149
- Vargas , G., et al, (2018)** ,Misleading urbanization? The San Ramon fault as a new seismic risk scenario and the sustainability of Santiago, Chile, Revista de Urbanismo N°38 | Junio 2018 Departamento de Urbanismo | FAU | Universidad de Chile,pags 1 a 20.
- Vargas,G (2019)** en: <http://www.uchile.cl/noticias/153431/estudio-revela-por-lo-menos-50-km-mas-de-extension-de-falla-san-ramon>,Comunicaciones FCFM Universidad de Chile, Mayo 2019.
- <http://gefmontana.cl/descargas/9-sacralizacion-de-espacios-de-montana-en-el-mapocho.pdf>

## Estudio paleomagnético de alta resolución en el Alto Atlas Central de Marruecos. Nuevos resultados sobre la remagnetización regional cretácica del Atlas.

Juan José Villalaín<sup>1</sup>, Antonio M Casas-Sainz<sup>2</sup>, Teresa Román-Berdíel<sup>2</sup>, Pablo Calvín<sup>1</sup>, Sara Torres<sup>1</sup>, Irene Falcón<sup>1</sup>, Vicente C Ruiz-Martínez<sup>3</sup>, Belén Oliva-Urcia<sup>4</sup>, Andrés Pocoví<sup>2</sup>, Bennacer Moussaïd<sup>5</sup>, Esther Izquierdo<sup>6</sup>, Tania Mochales<sup>7</sup>, Ángela Jiménez<sup>1</sup>, María Felicidad Bógallo<sup>1</sup>, Adrián Gil-Imaz<sup>2</sup>, Marcos Marcén<sup>2</sup>, Elisa M Sánchez<sup>1</sup>, Ángela Herrejón<sup>1</sup> and Hmidou El Ouardi<sup>8</sup>

<sup>1</sup> Laboratorio de Paleomagnetismo, Departamento de Física, Escuela Politécnica Superior, Universidad de Burgos, 09006 Burgos, Spain

<sup>2</sup> Departamento de Ciencias de la Tierra, Geotransfer-IUCA, Universidad de Zaragoza, 50009 Zaragoza, Spain

<sup>3</sup> Departamento de Física de la Tierra y Astrofísica, Universidad Complutense de Madrid, 28040 Madrid, Spain

<sup>4</sup> Departamento de Geología y Geoquímica, Universidad Autónoma de Madrid, 28049 Madrid, Spain

<sup>5</sup> École Normale Supérieure Casablanca (ENS), Université Hassan II de Casablanca, Morocco

<sup>6</sup> E2S-UPPA, UPPA-CNRS-Total, Laboratoire des Fluides Complexes et leurs Réservoirs, IPRA, Université de Pau et des Pays de l'Adour, France

<sup>7</sup> IGME, Instituto Geológico y Minero de España, Unidad de Zaragoza, 50006 Zaragoza, Spain

<sup>8</sup> Dép. de Géologie, Faculté des Sciences, Université Moulay Ismail, BP 11201 Zitoune, Meknès, Morocco

### Resumen

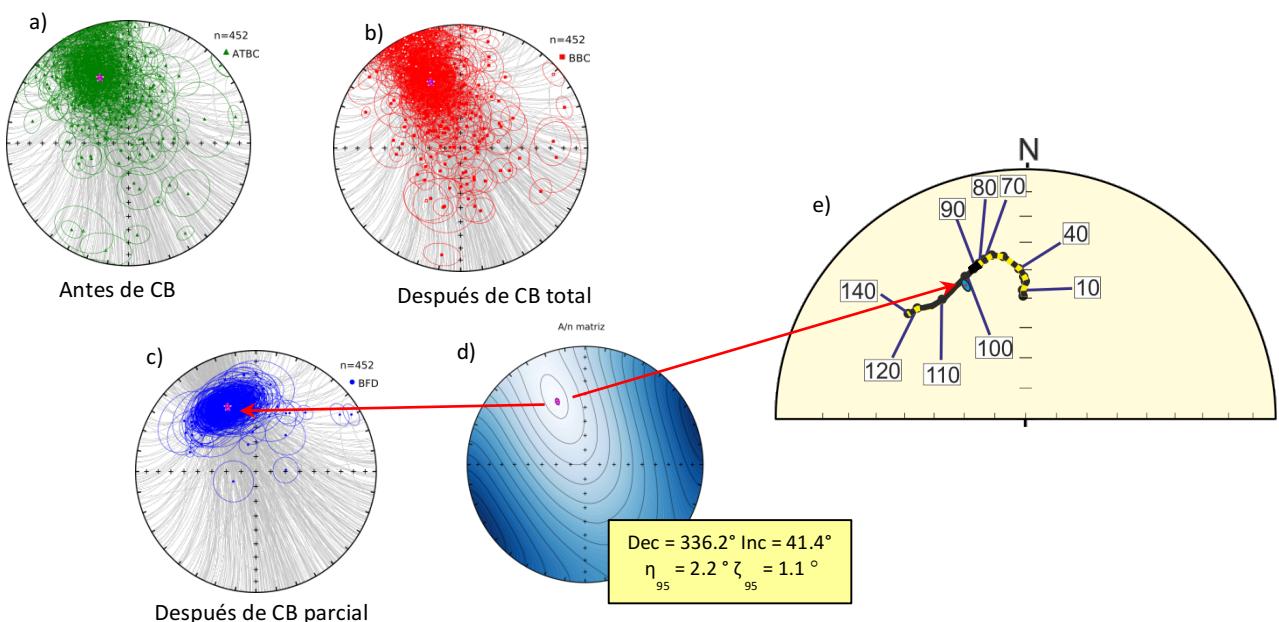
Las cuencas sedimentarias invertidas con un importante apilamiento de sedimentos presentan frecuentemente remagnetizaciones muy intensas y ubicuas que, en la mayoría de los casos, sustituyen la magnetización primaria en áreas muy extensas. El Atlas es una cadena intracontinental generada por la inversión de cuencas extensionales mesozoicas producida por la convergencia entre África y Europa durante el Cenozoico. Los trabajos que ha desarrollado nuestro grupo de investigación durante los últimos años en el Alto Atlas marroquí han demostrado que los sedimentos jurásicos que forman la mayor parte del relleno de la cuenca mesozoica del Atlas sufrieron una remagnetización regional de edad cretácica.

En este trabajo presentamos los resultados paleomagnéticos obtenidos en el marco de un nuevo y ambicioso proyecto que se está desarrollando en el Alto Atlas Central de Marruecos. Este proyecto se basa en la hipótesis de la existencia de la mencionada remagnetización cretácica, documentada en diferentes puntos de una región muy extensa de más de 10.000 km<sup>2</sup>. Este evento ha podido ser datado en aproximadamente 100 Ma, utilizando como criterio la comparación de sus direcciones con las direcciones paleomagnéticas esperadas a partir de la Curva de Deriva Polar Aparente de África (Torres et al., 2014; Moussaïd et al., 2015). Por lo tanto, esta magnetización secundaria separa en el tiempo diferentes fases tectónicas: la deformación pre-remagnetización relacionada con el desarrollo de la cuenca sedimentaria (extensión jurásica, tectónica salina, magmatismo, etc.) por una parte y la deformación post-remagnetización relacionada con la compresión cenozoica que generó la inversión de la cuenca.

En casos de remagnetizaciones de carácter inter-pliegue, como la remagnetización del Alto Atlas, es posible determinar los paleo-buzamientos de las capas en el momento de la adquisición

de la magnetización mediante el uso de técnicas que utilizan círculos menores (Villalaín et al., 2016). La remagnetización del Alto Atlas ofrece así una extraordinaria oportunidad para reconstruir la geometría de la cadena hace 100 Ma. Nuestro grupo ya ha desarrollado varias reconstrucciones de cortes geológicos correspondientes a 100 Ma utilizando las direcciones de la remagnetización que han permitido resolver problemas estructurales concretos en la zona (e.g., Torres et al., 2016; Calvín et al., 2017a; Calvín et al., 2018; Torres et al., 2018).

El objetivo principal de este proyecto es obtener un mapa de paleo-buzamientos y una reconstrucción 3D de una extensa región con el fin de obtener una imagen palinspástica correspondiente a una edad de 100 Ma. Para alcanzar este objetivo es necesario contar con una densa red de paleo-buzamientos calculados a partir del mismo número de estaciones paleomagnéticas. Esto se ha conseguido mediante un muestreo paleomagnético muy detallado a lo largo de 20 perfiles que cortan un área de 260 x 100 km, lo que ha requerido de la extracción y análisis de 600 estaciones paleomagnéticas.



**Figura 1.-** Proyecciones de igual área con las direcciones paleomagnéticas y círculos menores de una población de 452 estaciones del Alto Atlas marroquí. a) In situ, b) tras aplicar la corrección por el basculamiento (CB) total, c) después de realizar la corrección por basculamiento parcial a la solución mostrada por la intersección de los círculos menores, d) mapa del parámetro A que indica la suma de distancias angulares desde cada dirección de espacio hasta cada círculo menor (Waldhör y Appel 2006) y solución estadística de la intersección de círculos menores (Calvín et al., 2017b), e) direcciones paleomagnéticas esperadas a partir de la curva de deriva polar aparente global en coordenadas africanas (Torsvik et al., 2012) y la dirección obtenida con su elipse de confianza en azul.

En este trabajo presentamos los resultados de 556 estaciones paleomagnéticas, 374 de ellas inéditas, que cubren ya prácticamente todos los objetivos propuestos en el proyecto. Además de la reconstrucción 3D que se realizará en el futuro, el análisis de esta gran cantidad de datos paleomagnéticos permite obtener información sobre el fenómeno de la remagnetización, su extensión y su propagación. Se ha confirmado que, en toda la región estudiada, las rocas carbonatadas del jurásico presentan la remagnetización con sistemática polaridad normal,

portada por magnetita y con evidencias de adquisición de tipo químico, mientras que las lutitas y areniscas rojas (*red-beds*) presentan una remagnetización portada por hematites. Se ha calculado la dirección paleomagnética mediante la técnica de intersección de círculos menores con muy poca incertidumbre, con lo que se ha precisado de manera más detallada la edad de la remagnetización del Alto Atlas (Fig. 1).

La homogénea distribución de las estaciones ha permitido también comparar la dirección de la remagnetización entre diferentes áreas, unidades y litologías, arrojando información sobre la posible propagación de la remagnetización en el tiempo y en el espacio. Se han calculado también los paleo-buzamientos de todas las estaciones permitiendo separar los basculamientos generados antes de 100 Ma (deformación intramesozoica relacionada con el desarrollo de las cuencas sedimentarias durante el jurásico (i.e. actividad extensional, diapirismo, magmatismo, etc.) y los posteriores debidos a la compresión cenozoica. Se han encontrado algunas características interesantes en los patrones observados. A pesar de la alta precisión en los cálculos no se han encontrado diferencias en la dirección obtenida entre distintas zonas del área de estudio. Por otra parte, se observan pequeñas diferencias pero estadísticamente significativas entre las dirección calculada en carbonatos y *red-beds*. Todas estas características se discuten en relación con los mecanismos de adquisición de la remagnetización.

### Agradecimientos

Este trabajo ha sido financiado por los proyectos: CGL2016-77560 (Ministerio de Economía y Fondo Europeo de Desarrollo Regional) y BU0066U16 (Junta de Castilla y León y Fondo Europeo de Desarrollo Regional).

### Referencias

- Calvín, P., Casas-Sainz, A.M., Villalaín, J.J., Moussaid, B. (2017a)** Diachronous folding and cleavage in an intraplate setting (Central High Atlas, Morocco) determined through the study of remagnetizations. *J. Struct. Geol.* 97, 144–160.
- Calvín, P., Villalaín, J.J., Casas-Sainz, A.M., Tauxe, L., Torres-López, S. (2017b)** pySCu: A new python code for analyzing remagnetizations directions by means of small circle utilities. *Comput. Geosci.* 109, 32–42.
- Calvín, P., Casas-Sainz, A.M., Villalaín, J.J., Moussaid, B., (2018)** Extensional vs. compressional deformation in the Central High Atlas salt province: A paleomagnetic approach. *Tectonophysics* 734–735, 130–147
- Moussaid, B., Villalaín, J.J., Casas-Sainz, A., El Ouardi, H., Oliva-Urcia, B., Soto, R., Román-Berdiel, T., Torres-López, S. (2015)** Primary vs. secondary curved fold axes: Deciphering the origin of the Aït Attab syncline (Moroccan High Atlas) using paleomagnetic data. *J. Struct. Geol.* 70, 65–77.
- Shipunov, S.V. (1997)** Synfolding magnetization: detection, testing and geological applications. *Geophys. J. Int.* 130, 405–410.
- Torres-López, S., Villalaín, J.J., Casas, A.M., El Ouardi, H., Moussaid, B., Ruiz-Martínez, V.C. (2014)** Widespread Cretaceous secondary magnetization in the High Atlas (Morocco). A common origin for the Cretaceous remagnetizations in the western Tethys? *J. Geol. Soc. London.* 171, 673–687.
- Torres-López, S., Casas, A.M., Villalaín, J.J., El Ouardi, H., Moussaid, B. (2016)** Pre-Cenomanian vs. Cenozoic folding in the High Atlas revealed by palaeomagnetic data. *Terra Nov.* 28, 110–119.

- Torres-López, S., Casas, A.M., Villalaín, J.J., Moussaid, B., Ruiz Martínez, V.C., El-Ouardi, H. (2018)** Evolution of the Ridges of Midelt-Errachidia Section in the High Atlas Revealed by Paleomagnetic Data. *Tectonics*, 37 (9), pp. 3018-3040.
- 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., Cocks, L.R.M. (2012)** Phanerozoic polar wander, palaeogeography and dynamics. *Earth-Science Rev.* 114, 325–368.
- Villalaín, J.J., Casas-Sainz, A.M., Soto, R. (2016)** Reconstruction of inverted sedimentary basins from syntectonic remagnetizations. A methodological proposal. *Geol. Soc. London, Spec. Publ.* 425, 233–246.
- Waldhör, M., Appel, E. (2006)** Intersections of remanence small circles: new tools to improve data processing and interpretation in palaeomagnetism. *Geophys. J. Int.* 166, 33–45.



# Short course on magnetic hysteresis, FORC, and magnetic unmixing.

by Ramon Egli

*Zentralanstalt für Meteorologie und  
Geodynamik (ZAMG-Viena)*



**Magiber XI**  
**Condeixa-a-Nova**

4-7 September 2019

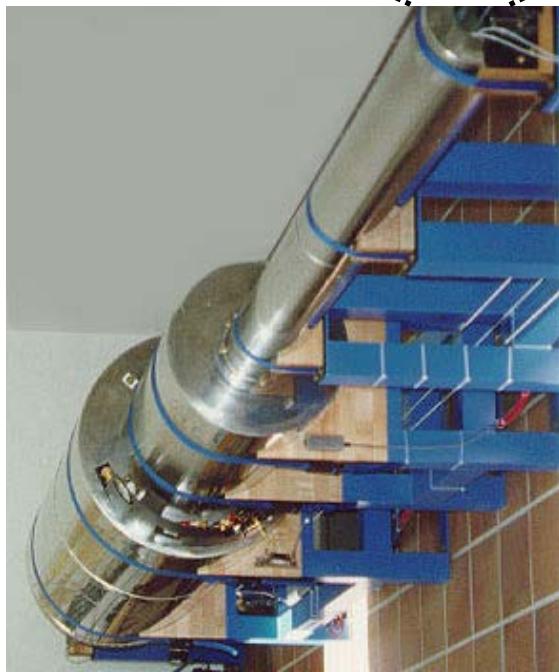
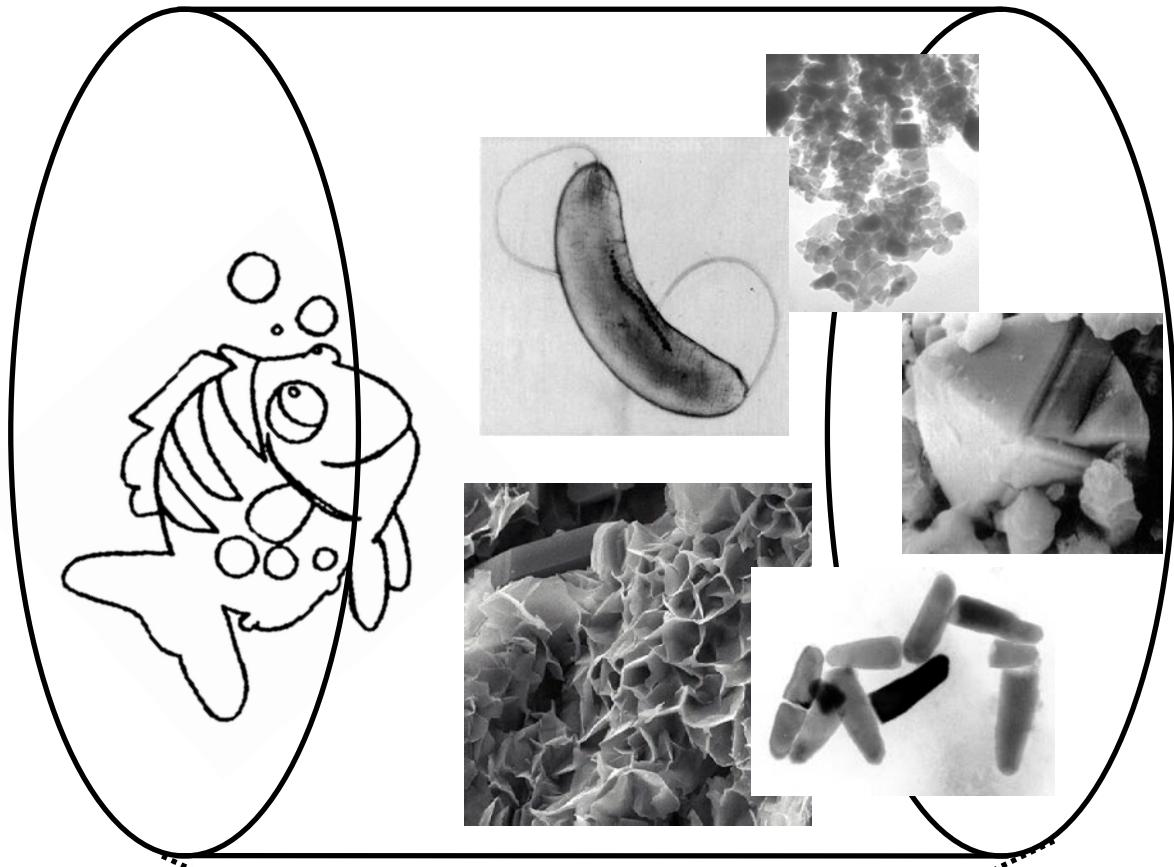
# **Short course on magnetic hysteresis, FORC, and magnetic unmixing**

by Ramon Egli

Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik (ZAMG)

[ramon.egli@zamg.ac.at](mailto:ramon.egli@zamg.ac.at)

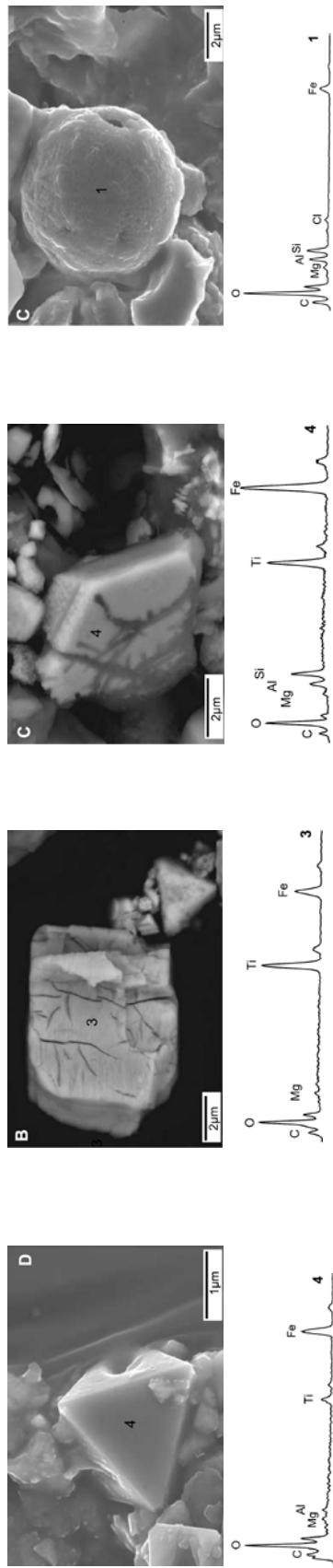
# Motivation | Understand magnetic mineralogy



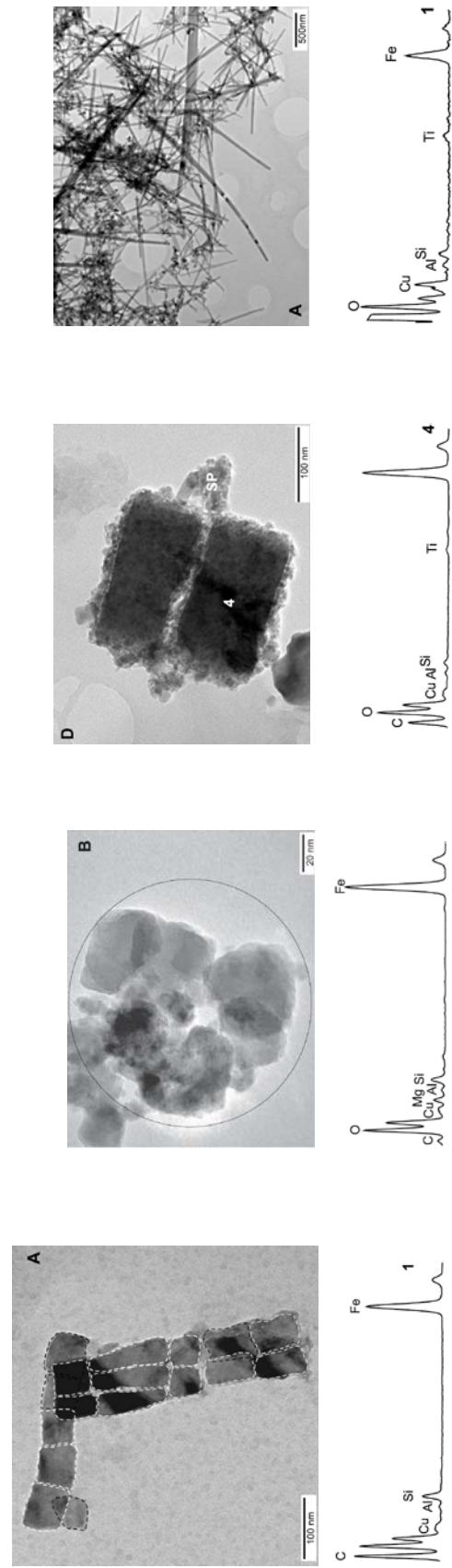
- detrital magnetite
- magnetosomes
- pedogenic magnetite
- goethite
- ...

# Motivation | Magnetic minerals in marine sediments

## Primary Fe minerals



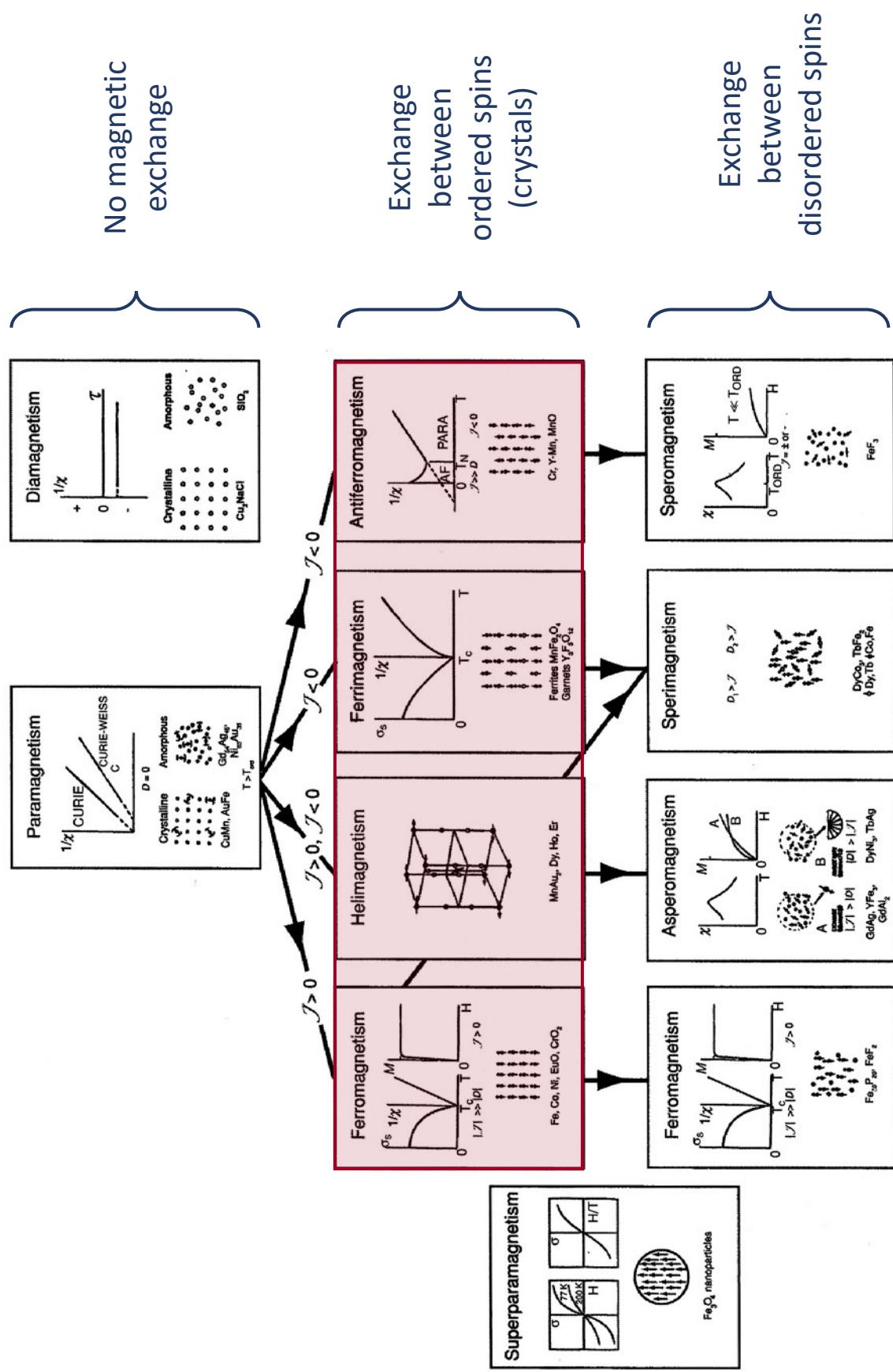
## Secondary Fe minerals



Franke et al. (2007)

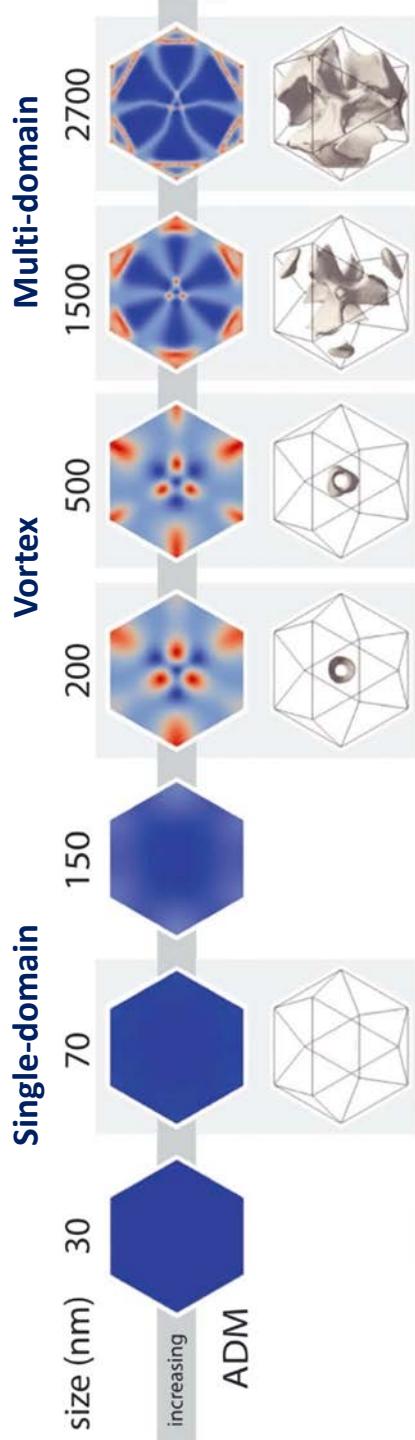
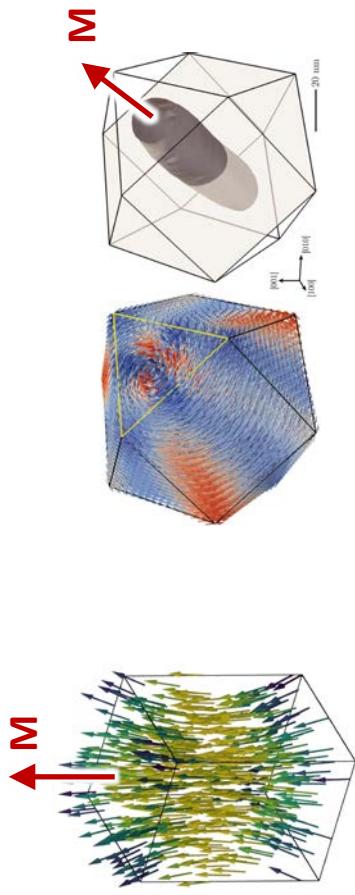
# Material magnetism in a nutshell

# Material magnetism | Magnetic order

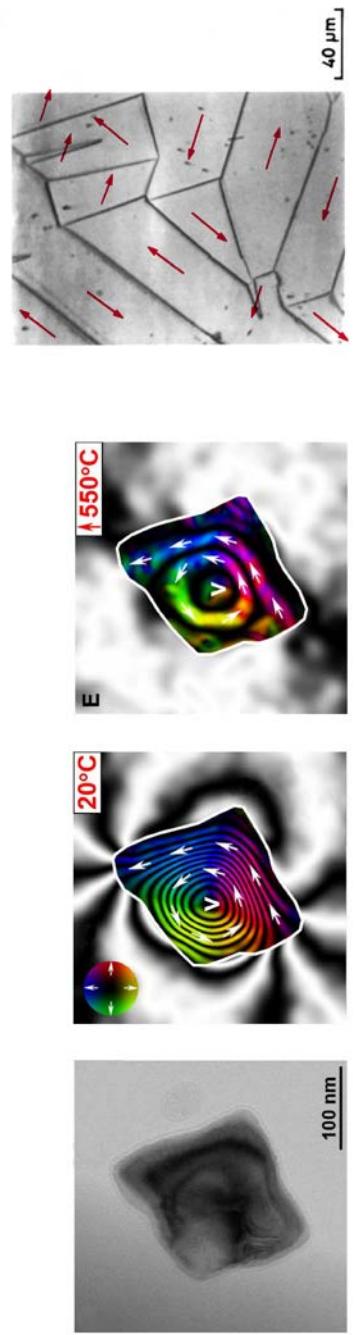


C. M. Hurd, *Contemp. Phys.* 23 (1982)

## Material magnetism | Size matters



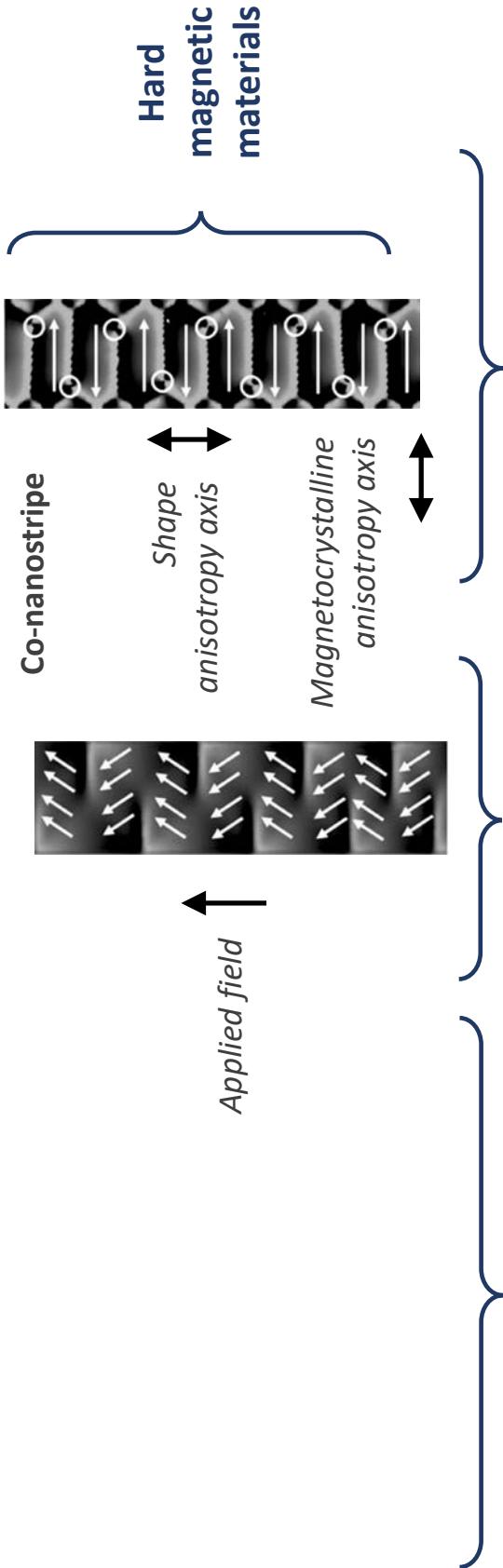
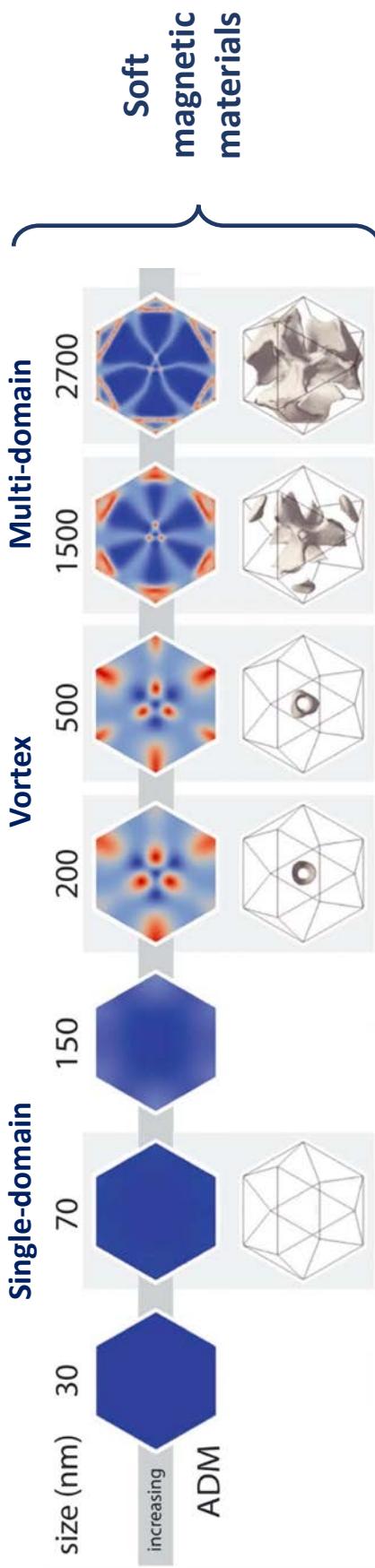
Nagy et al. (2019)



Almeida et al. (2016)

Dunlop (1997)

# Material magnetism | Domain states in soft and hard magnets



Nagy et al. (2019)

Vanov et al. (2013)

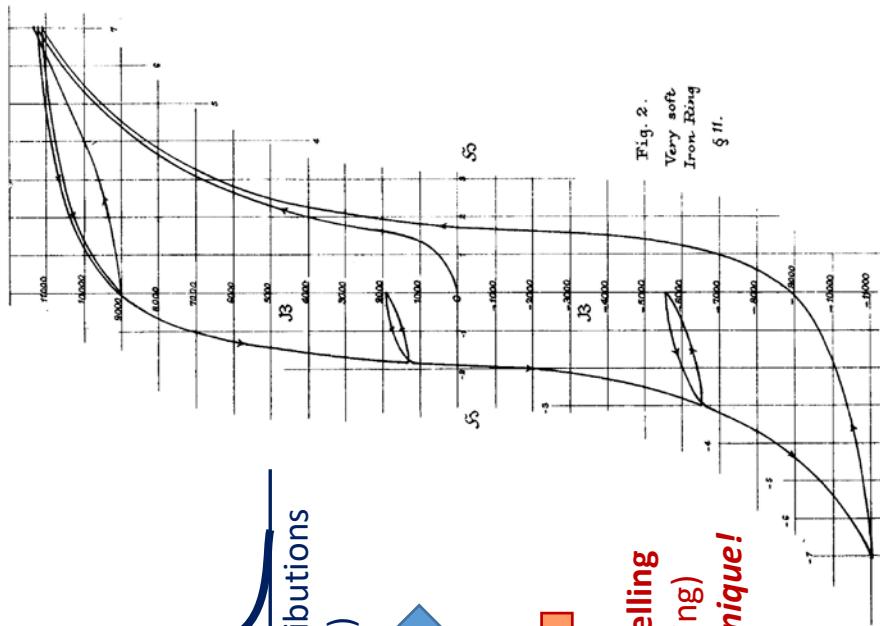
# Material magnetism | The uniqueness problem

1 Macrostate:  
 $M(H, T, t, \dots)$

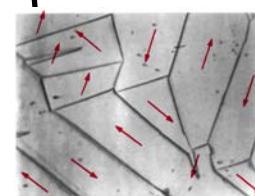
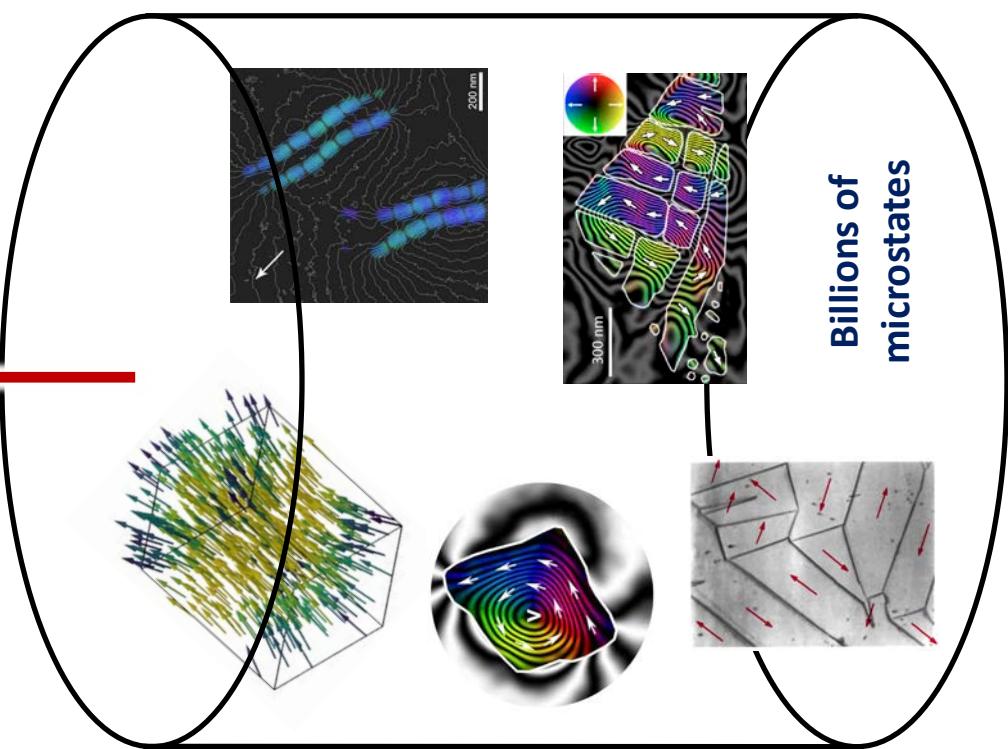
Measurement  
(collection of macrostates)



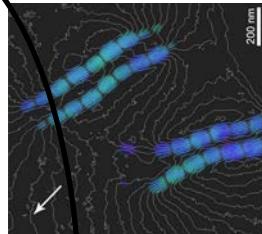
Inverse modelling  
(e.g. unmixing)  
Always non-unique!



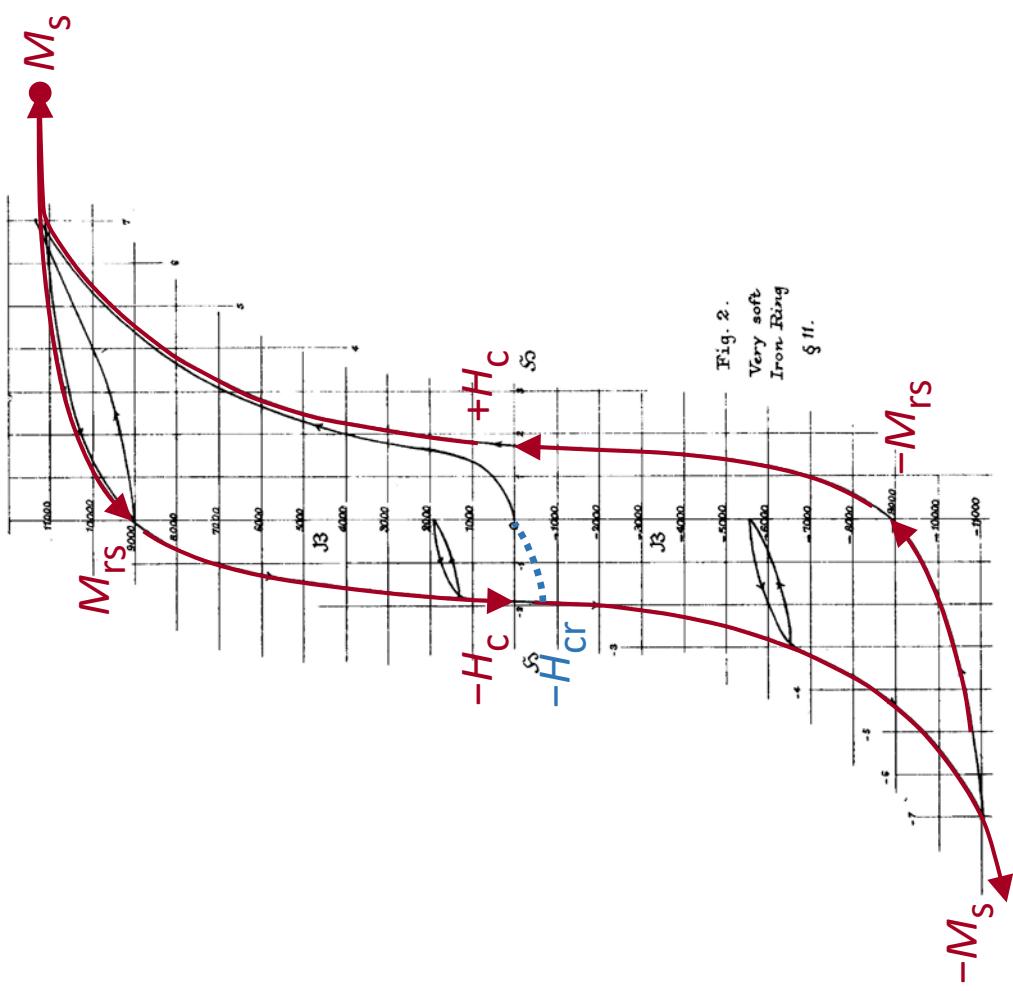
West & Neeman & C° Ltd.



Billions of  
microstates



## Material magnetism | The main properties of hysteresis loops



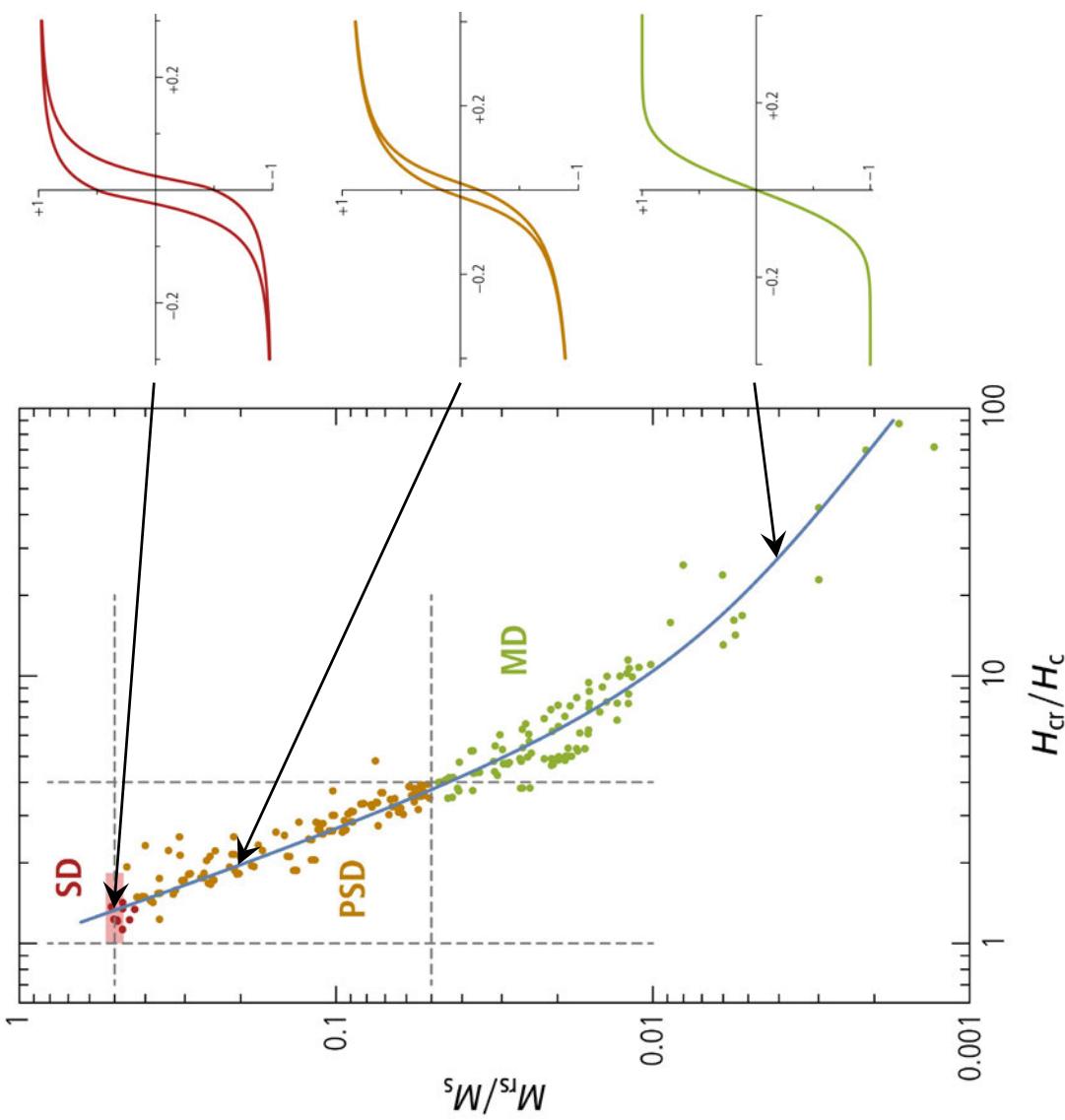
West. Norman & C° lith.

J. A. Ewing, Phil. Trans. Royal. Soc. London 176 (1885)

- The hysteresis loop obtained from very large limit fields is called **major loop**.
- Every sample is characterized by a single, unique major loop at given ambient conditions (e.g. temperature) and measurement conditions.
- The major loop is characterized by three main parameters:
  - the **saturation magnetization**  $M_s$
  - the **saturation remanence**  $M_{rs}$
  - the **coercive field**  $H_c$
  - the **remainant coercive field**  $H_{cr}$
- Materials with large  $M_s$  are **strongly magnetic** (e.g. magnetite, iron).
- Materials with large  $H_c$  are **magnetically hard** (e.g. permanent magnets). Materials with small  $H_c$  are **magnetically soft** (e.g. pure iron).

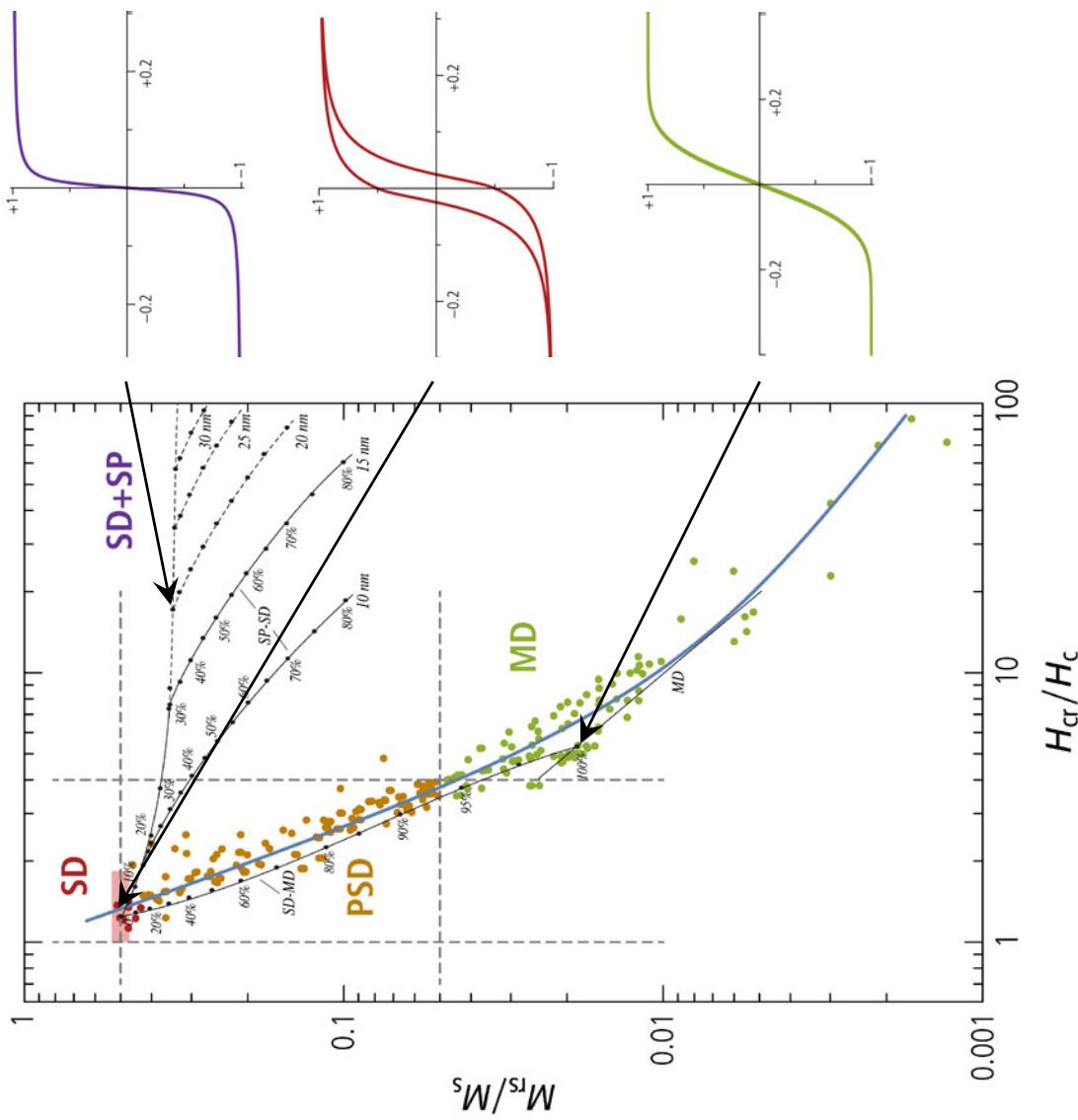
## Material magnetism | A summary of hysteresis properties: the Day diagram

- The **Day diagram** is a plot of  $H_{\text{cr}}/H_c$  vs.  $M_{\text{rs}}/M_s$  showing the main **concentration-independent** hysteresis properties of magnetic particles.
- Natural (titano)magnetite particles cluster along a **universal trend line** mainly according to their size.
- The Day diagram is conventionally divided into three regions which are representative for **SD**, **PSD** and **MD domain states**, respectively.
- The lack of clear SD-PSD and PSD-MD limits is due to:
  - volume distribution (coexistence of different domain states)
  - magnetic interactions between particles (SD→PSD).
  - crystal defects and asymmetric shapes (MD→PSD).



Data from D. Dunlop, *J. Geophys. Res.* 107 (2002), after the original publication of R. Day et al., *Phys. Earth Planet. Inter.* 13 (1977)

## Material magnetism | Magnetic non-uniqueness I: Mixing trends in the Day diagram



- The SD—PSD—MD grain size trend is reproduced by a **binary mixture of an SD and a MD end-member**.
- On the Day diagram, PSD particles are undistinguishable from SD—MD binary mixtures.
- Because of their closed hysteresis loops ( $H_c = 0$ ), **SP particles cannot be represented in the Day diagram**.
- However, the presence of SP particles **modifies the bulk hysteresis properties** of SD, PSD, and MD particles.
- SP—SD binary mixtures are of particular interest because they are easily generated by a monodispersed grain size distributions .

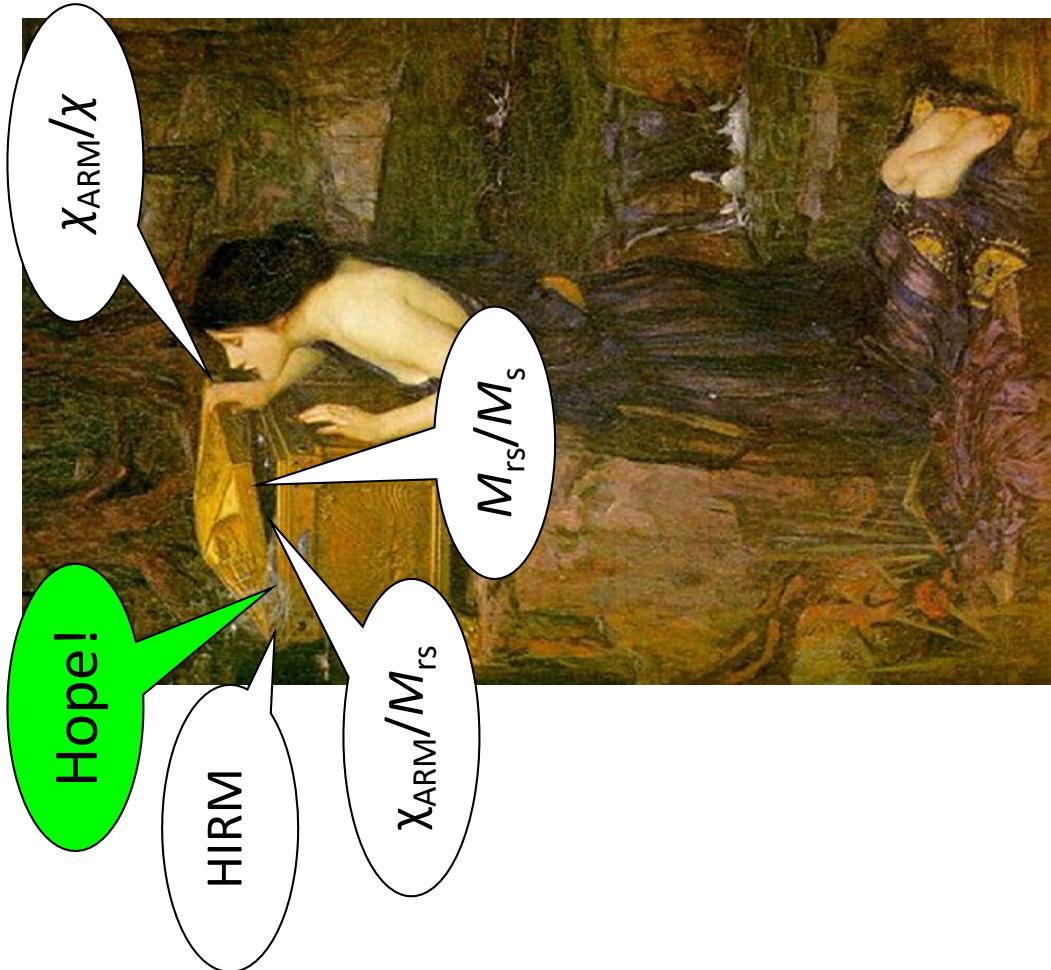
Data and mixing lines from D. Dunlop, *J. Geophys. Res.* 107 (2002)

## “Classic” unmixing strategies

## Bulk magnetic parameters | The Pandora box (nobody understands us)

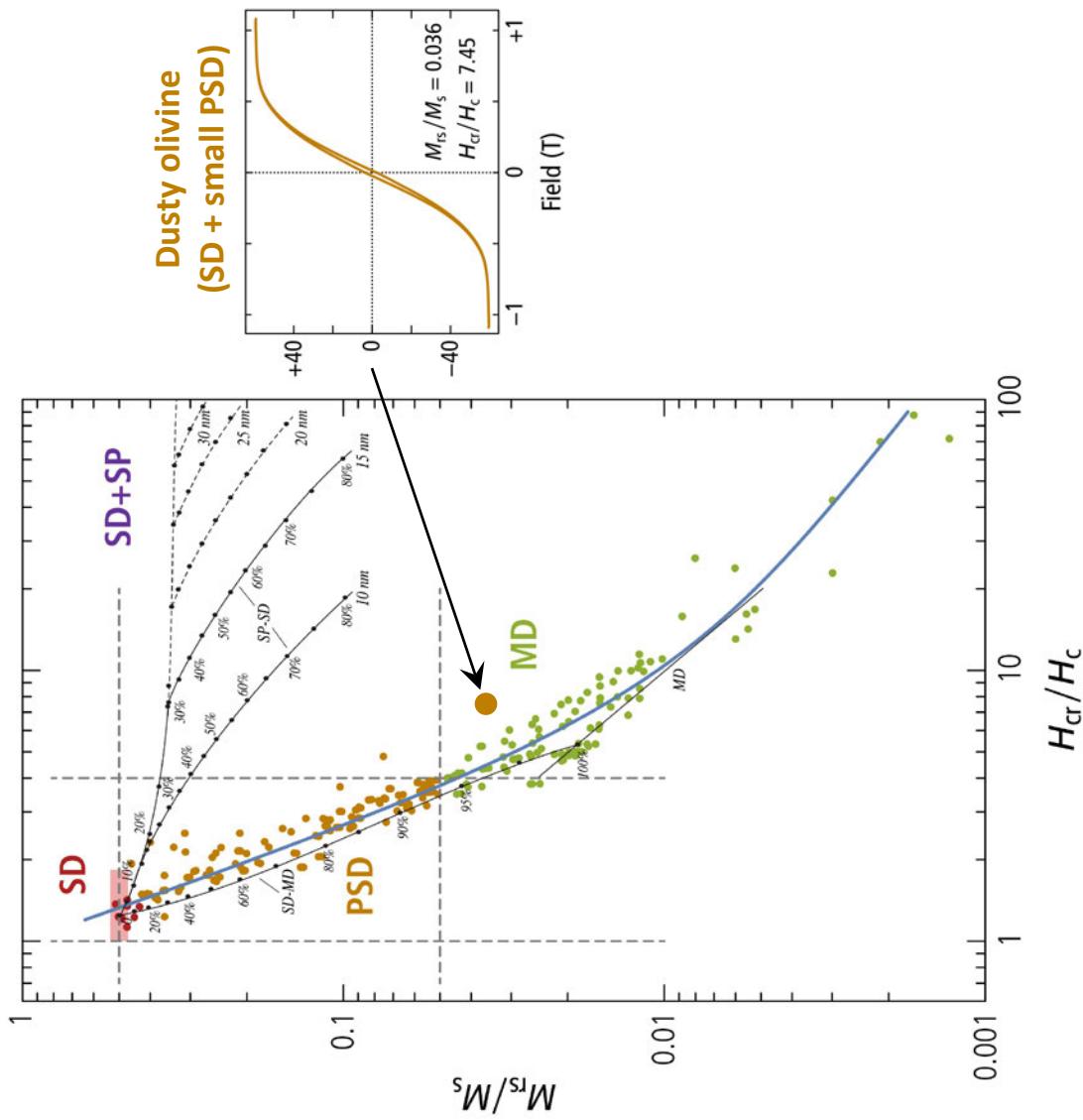
### Bulk magnetic parameters

- $\chi_{\text{ARM}}/\chi$   
„King plot“: grain size
- $M_{\text{rs}}/M_s$   
„Remanence ratio“: grain size
- $\chi_{\text{ARM}}/M_{\text{rs}}$   
„ARM ratio“, SD grains
- HIRM  
„Hard IRM“, high-coercivity minerals
- ...

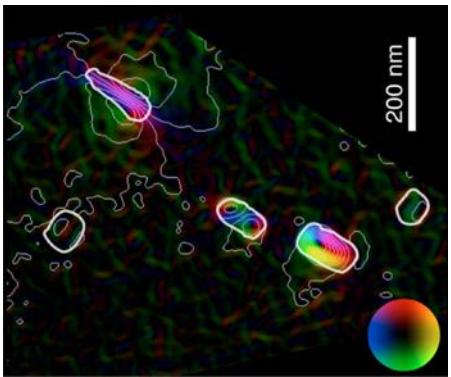


John William Waterhouse: *Pandora* (1896)

## Scatter plots | The Day diagram



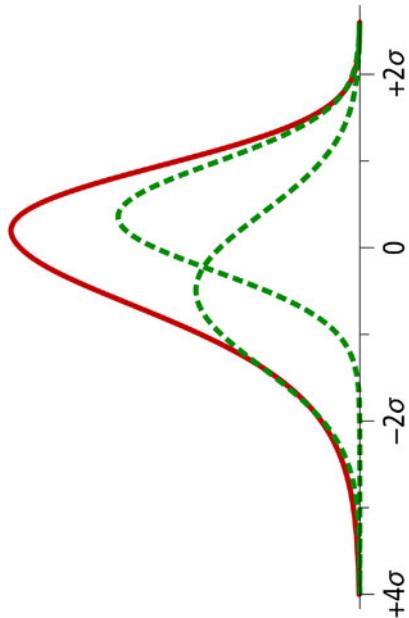
- “Dusty olivines” in chondritic meteorites contain FeNi particles with MD hysteresis.
- However, these particles have only SD and SV states, as revealed by the FORC diagram (features marked with 1-3), and by stray field imaging with electron holography.



## Physical models | Coercivity analysis

### Shape of coercivity distributions

- **SGG functions** (Egli, 2003)  
4 shape parameters  
Physical, more sensitive to noise
- **Gaussian functions** (Kruiver et al., 2001)  
2 shape parameters  
Unphysical, less sensitive to noise

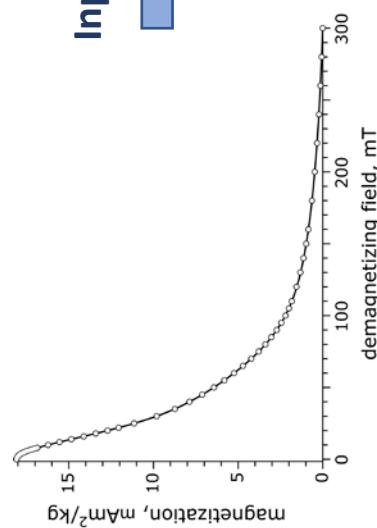
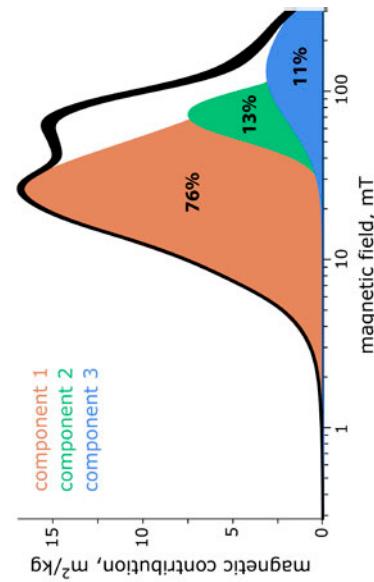


Constraints ↓

Output ↑

Input ↓

Model (least-squares fit) ↑



- ▲ AF demagnetization curve of ARM (lake sediment)

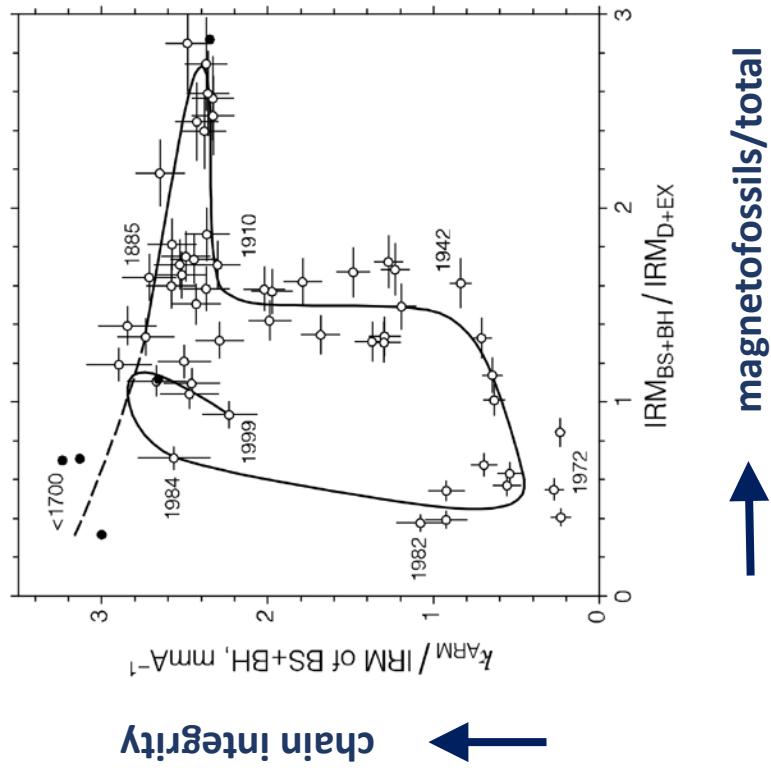
- ▲ Coercivity distributions of components (**detrital** + **bio1** + **bio2**)

# Physical models | Coercivity analysis & the first magnetofossil identification



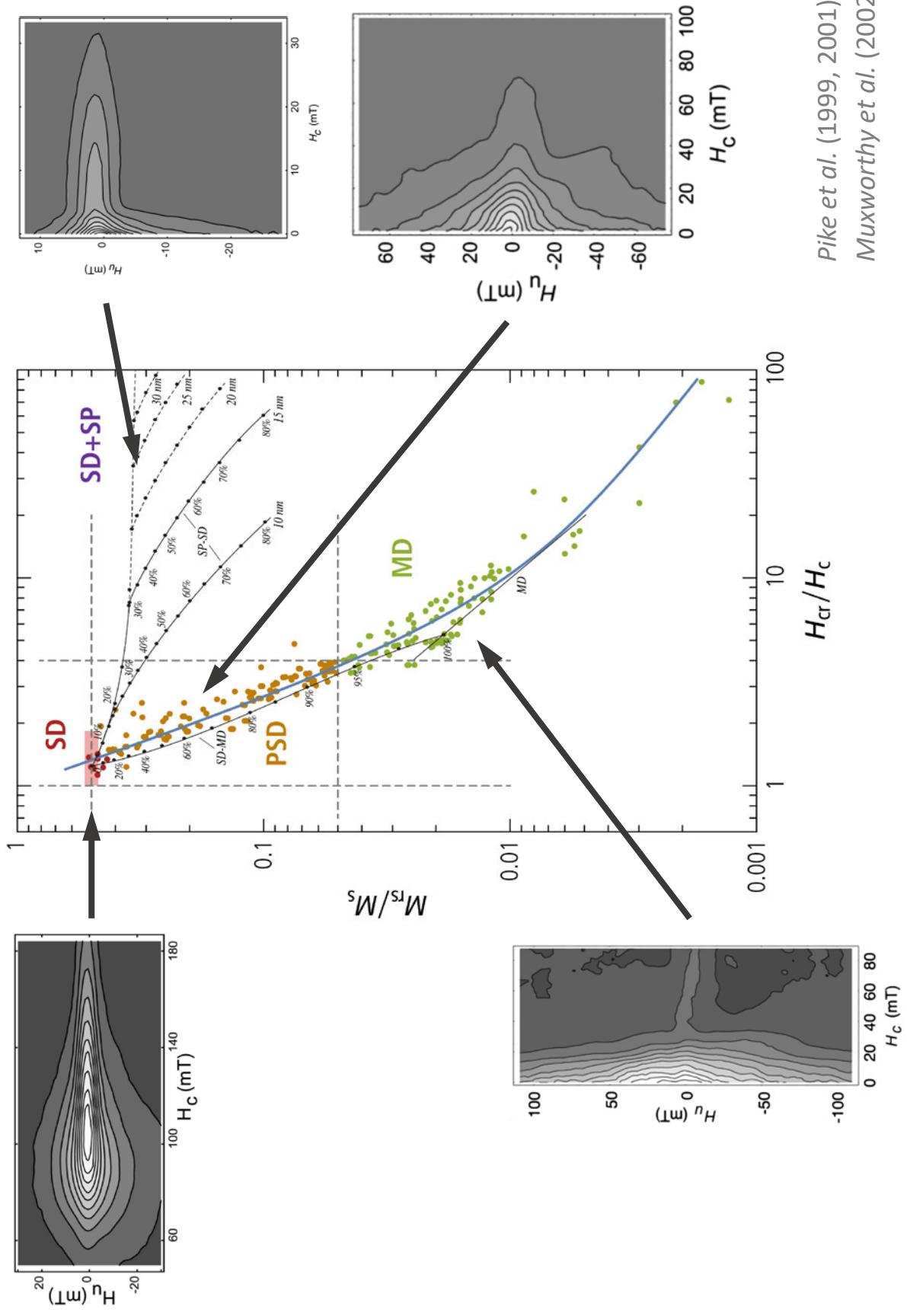
## Lake Baldeggsee (Switzerland)

Meromictic lake that underwent severe eutrophication between 1940 and 1980 due to anthropogenic phosphate load.



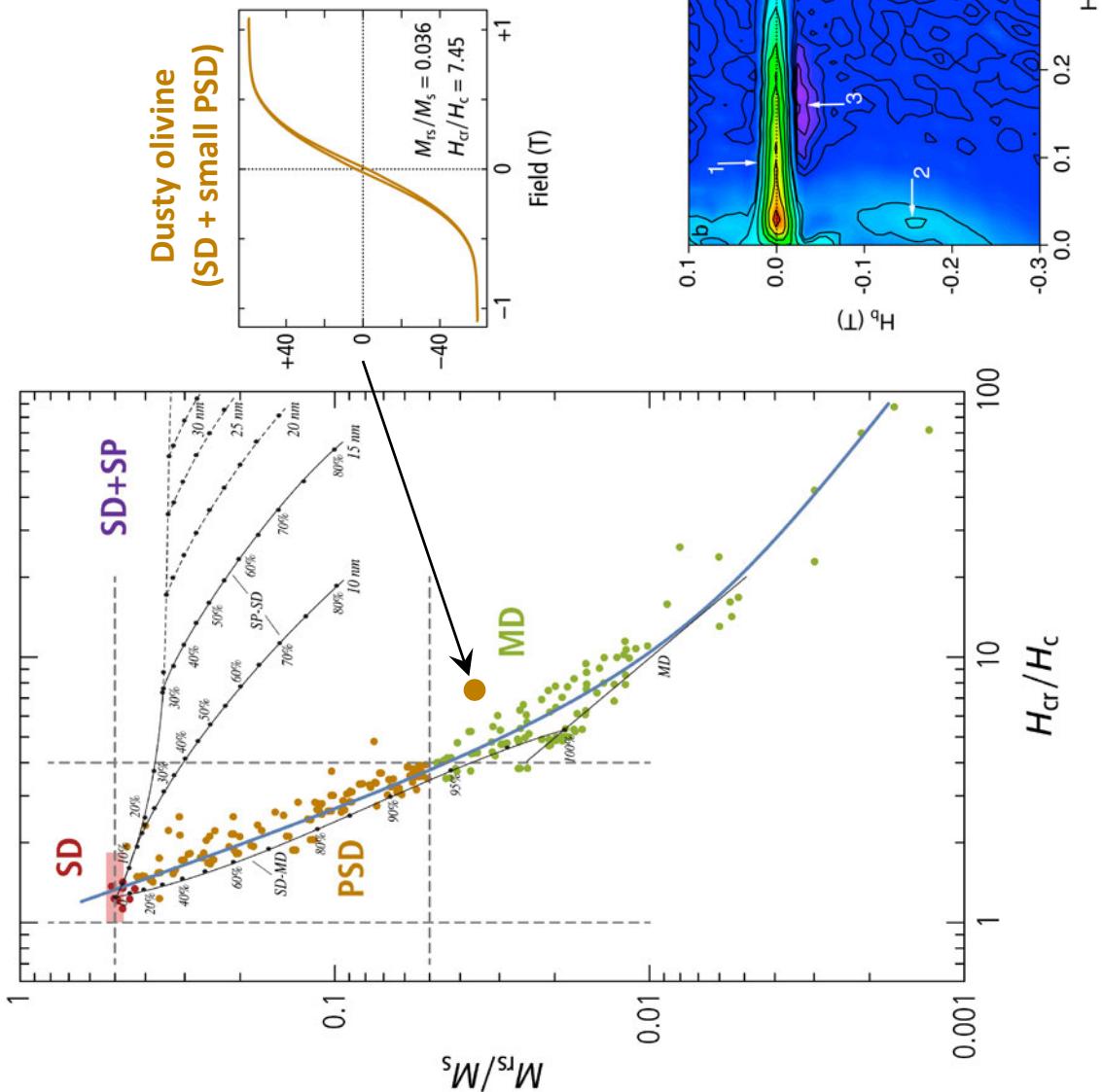
Egli (2004a,b,c)

## “Magnetic imaging” | Preisach & FORC



## “Magnetic imaging” | Preisach & FORC

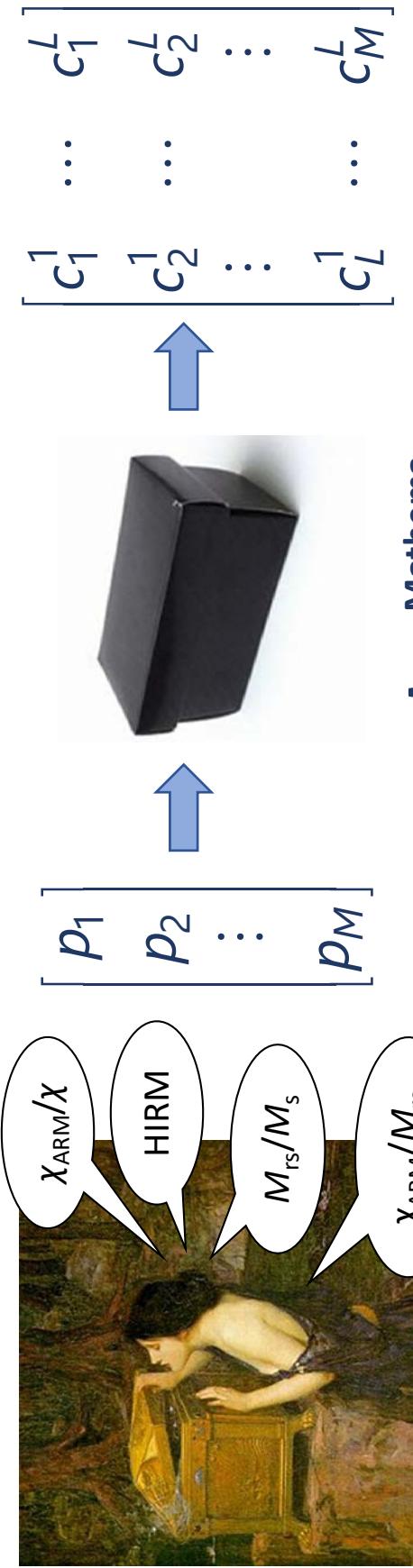
- “Dusty olivines” in chondritic meteorites contain FeNi particles with MD hysteresis.
- However, FeNi particles have only SD and SV states, as revealed by the FORC diagram (features marked with 1-3), and by stray field imaging with electron holography.



S. C. Lappe et al., *Geochem. Geophys. Geosys.* 12 (2011)

# Combined unmixing strategies

## Mathematical models | Principal component analysis



**M parameters**  
(*Singular value decomposition*)



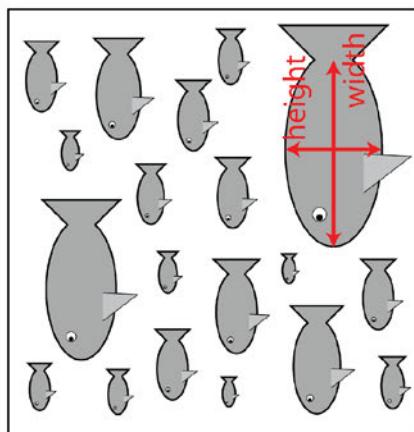
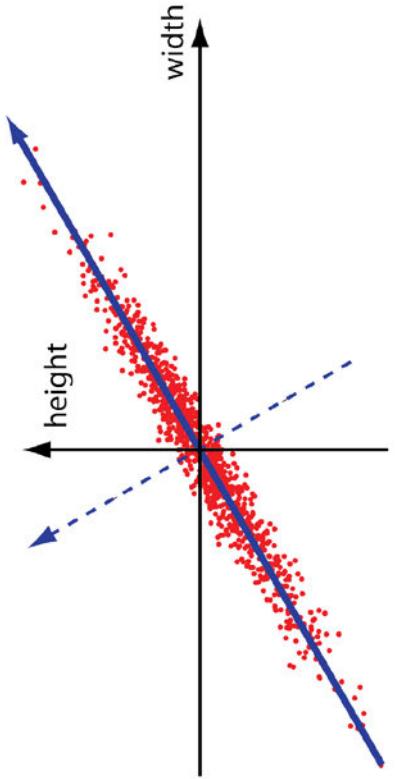
$L \leq M$  principal components



## Mathematical models | Principal component analysis

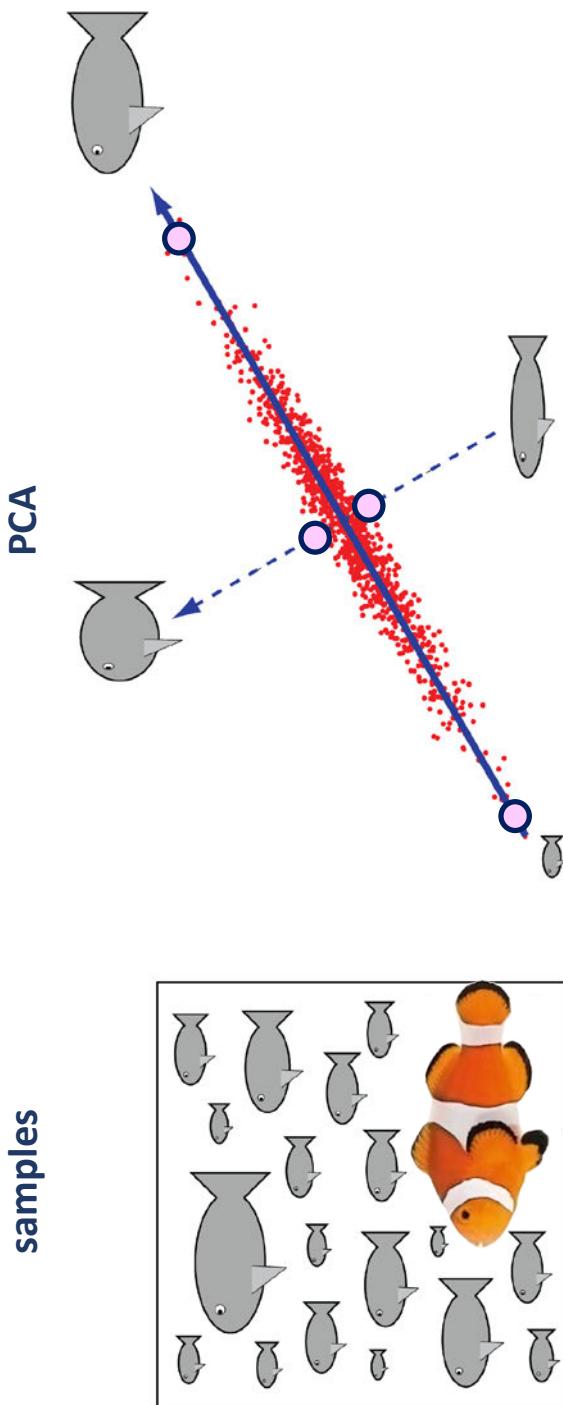
samples

PCA

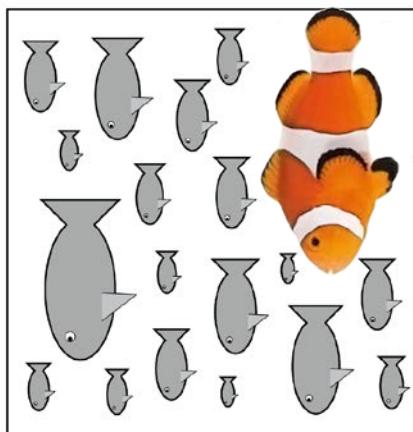


1. Define input
2. Calculate PC's

## Mathematical models | Principal component analysis

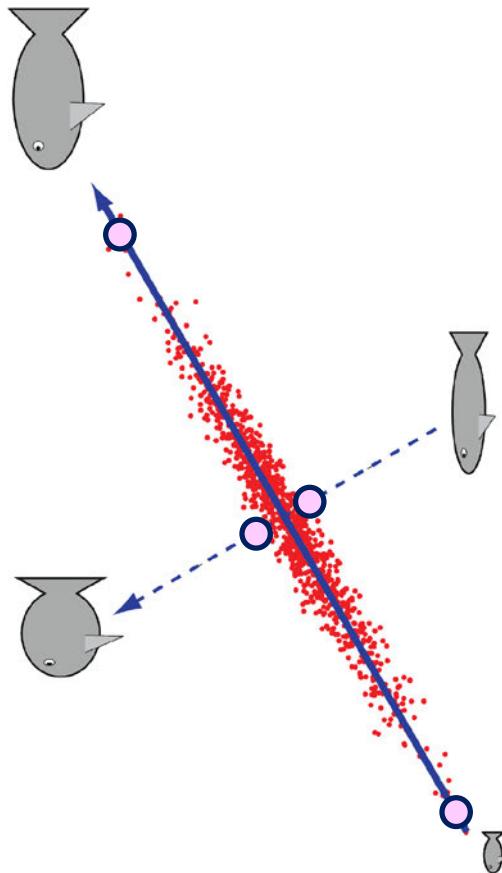


1. Define input
2. Calculate PC's
3. Define EM scores
4. Reconstruct EM's

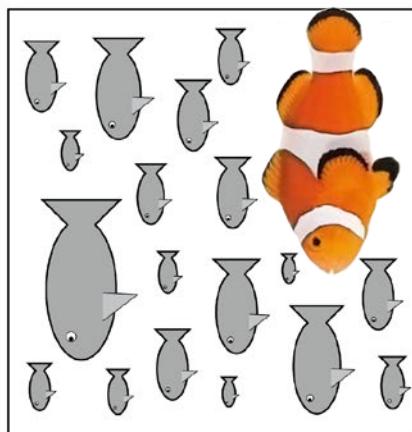


## Mathematical models | Principal component analysis

samples

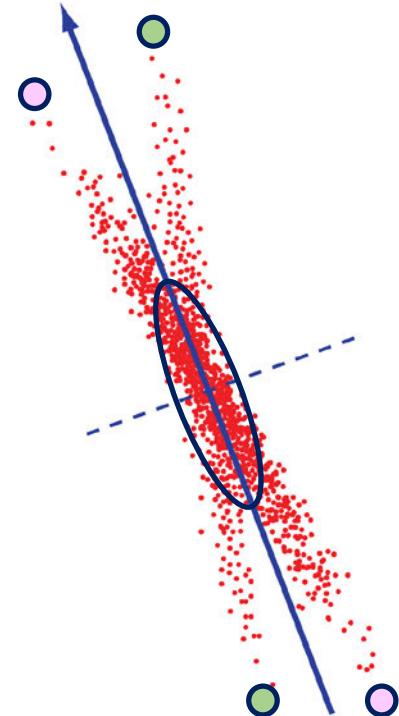


1. Define input
2. Calculate PC's
3. Define EM scores
4. Reconstruct EM's

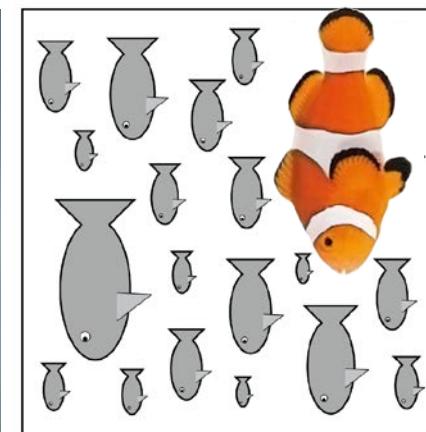


2 groups

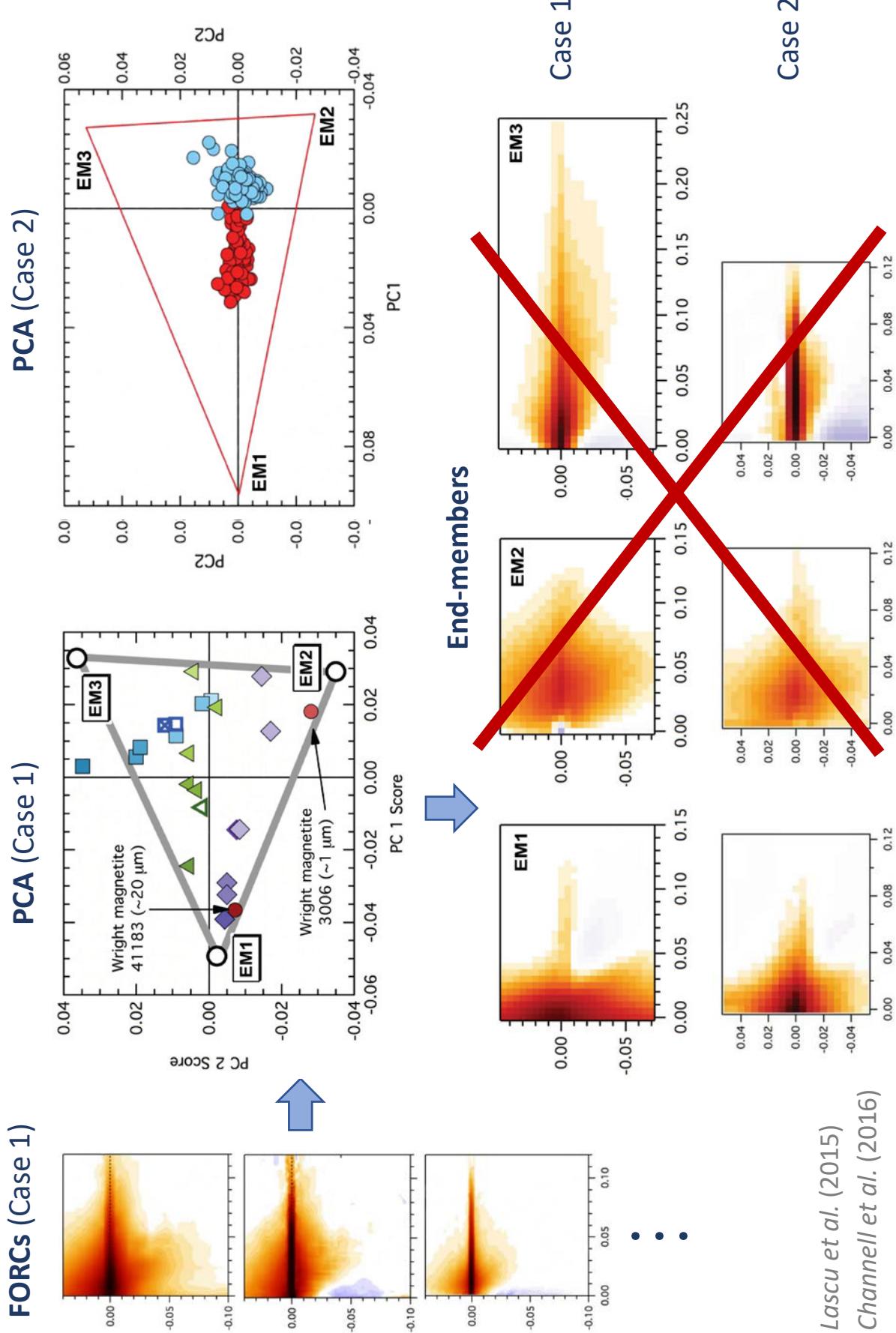
(normal + needle)



- Meaningless PC's  
(often the case)
- Distinct EM's
- **Discrimination**  
    **relies on scatter**
- Add dimensions  
(> # components)

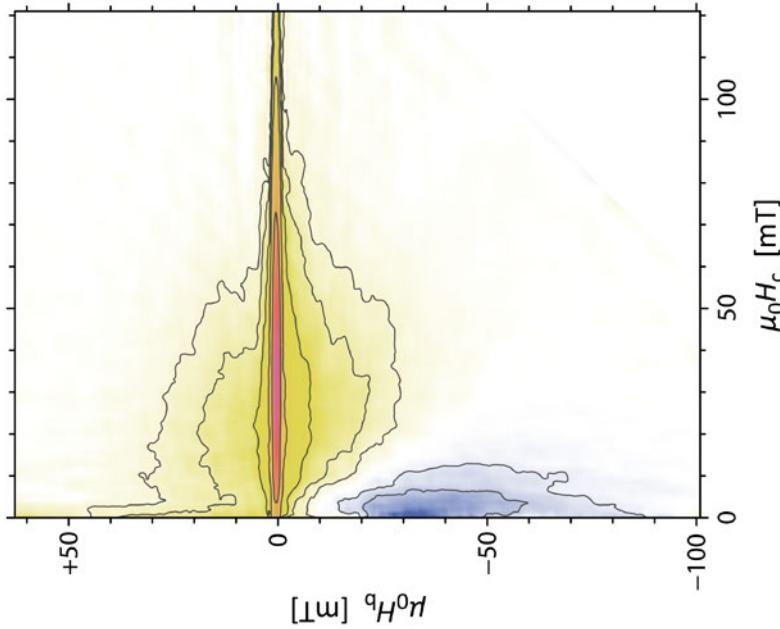


## FORC-PCA | Combining detailed measurements with PCA



## FORC-PCA | Reality and illusion

### Pelagic carbonate



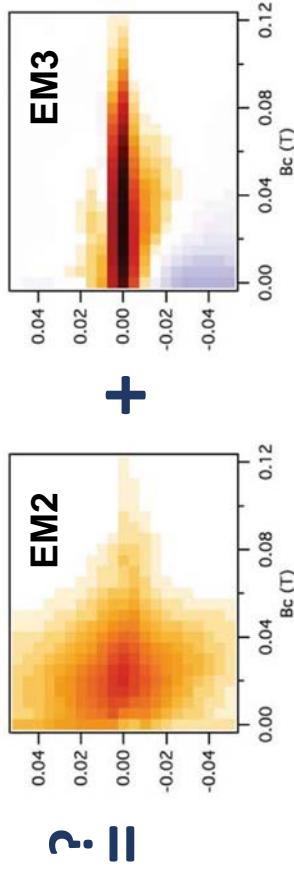
René Magritte: *La trahison des images* (1929)



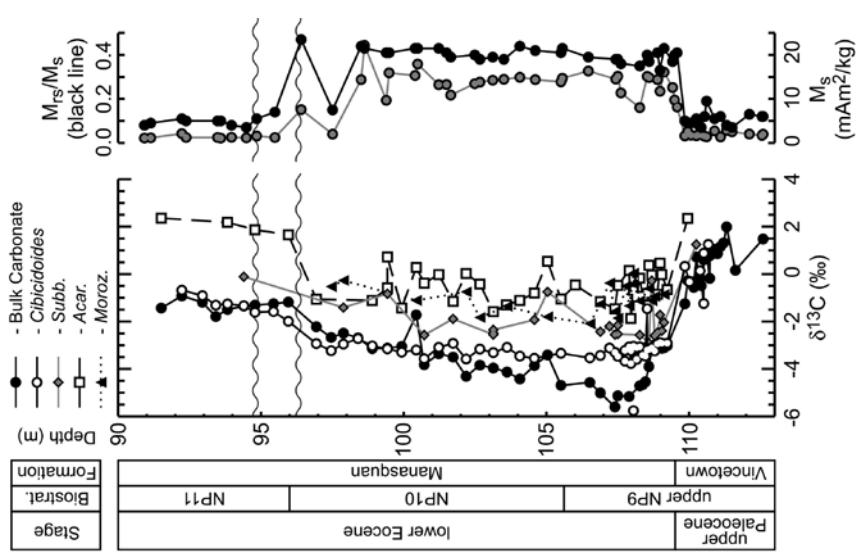
- FORC diagram is a projection of reality (**magnetic configuration of individual particles**) onto a two-dimensional parameter space representing hysteresis processes.

- **Uniqueness problem:**
  - 1 FORC diagram  $\Rightarrow$  infinite magnetic configurations

**Mathematically true,  
Physically false**



## Direct imaging | The strange case of the Paleocene-Eocene thermal maximum

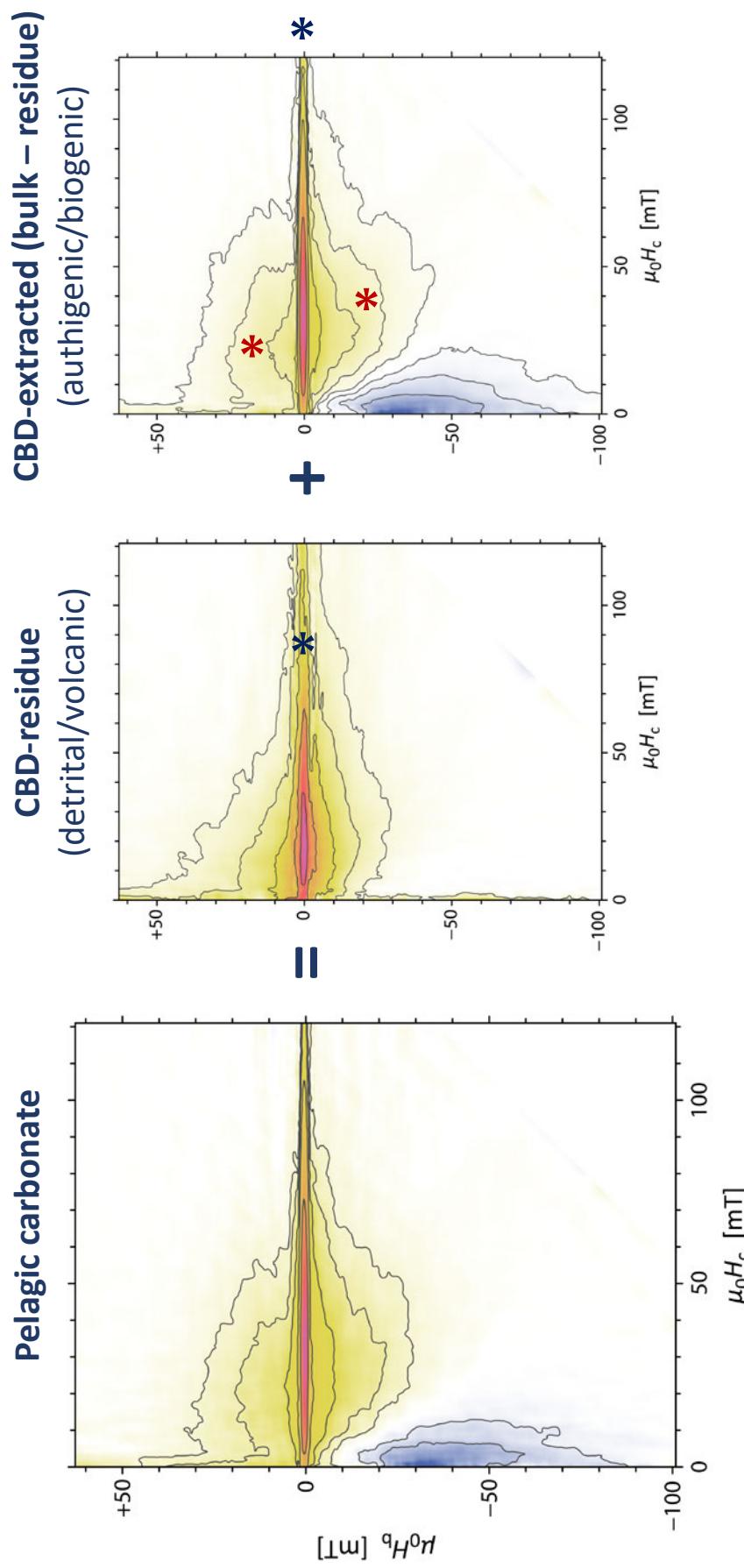


Lippert & Zachos (2007)



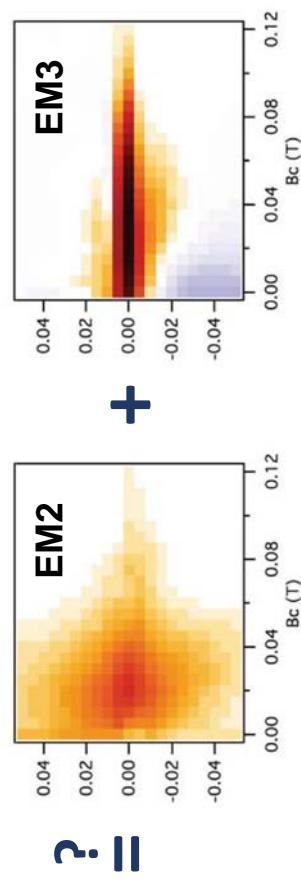
- Magnetic extraction is **selective** and **destroys structures**.
- In-situ observations almost **impracticable**.
- In all cases: **not quantitative** (observation bias)

## Physical/chemical unmixing | CBD beats FORC-PCA



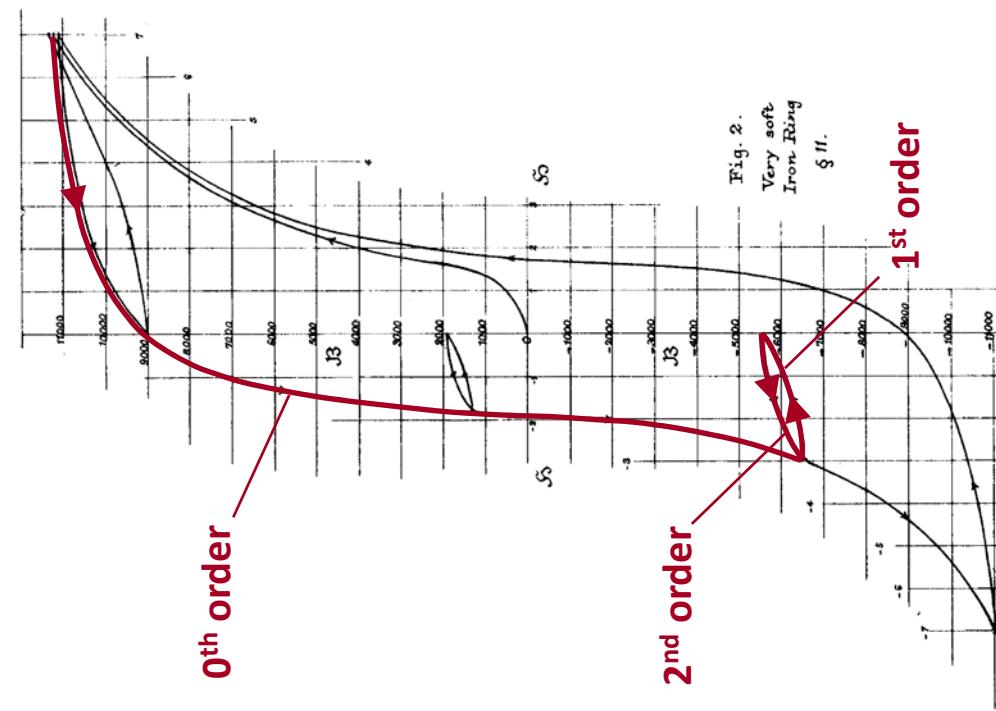
\* Central ridge → non-interacting SD particles  
magnetofossils?

\* Rest → “interacting” SD authigenic?



# Understanding FORC diagrams

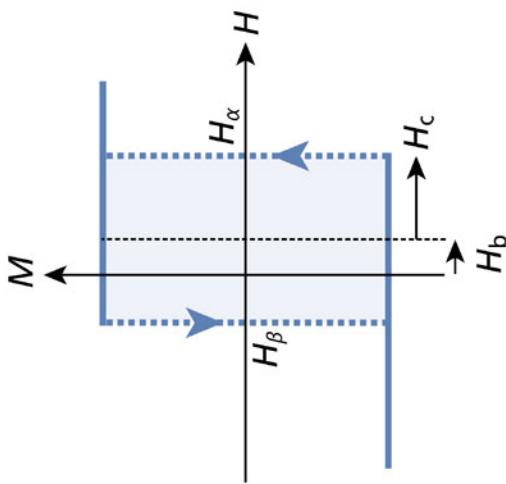
## Preisach & FORC | Magnetization curves



- The major hysteresis loop (here part of the descending branch) starts with a well-defined magnetic state that erases all the previous magnetic history of the material: **saturation**. Hysteresis loop branches are therefore called **zero-order** magnetization curves.
- Magnetization curves branching from zero-order curves (i.e. the major hysteresis) by reversing the field sweep direction are called **first-order** magnetization curves.
- Magnetization curves branching from first-order curves by reversing the field sweep direction are called **second-order** magnetization curves.
- All sets of magnetization curves from zero to infinite order are required to **exactly** define all magnetic properties of a sample at given temperature.
- Fortunately, an **excellent approximation** is obtained already with first-order curves.

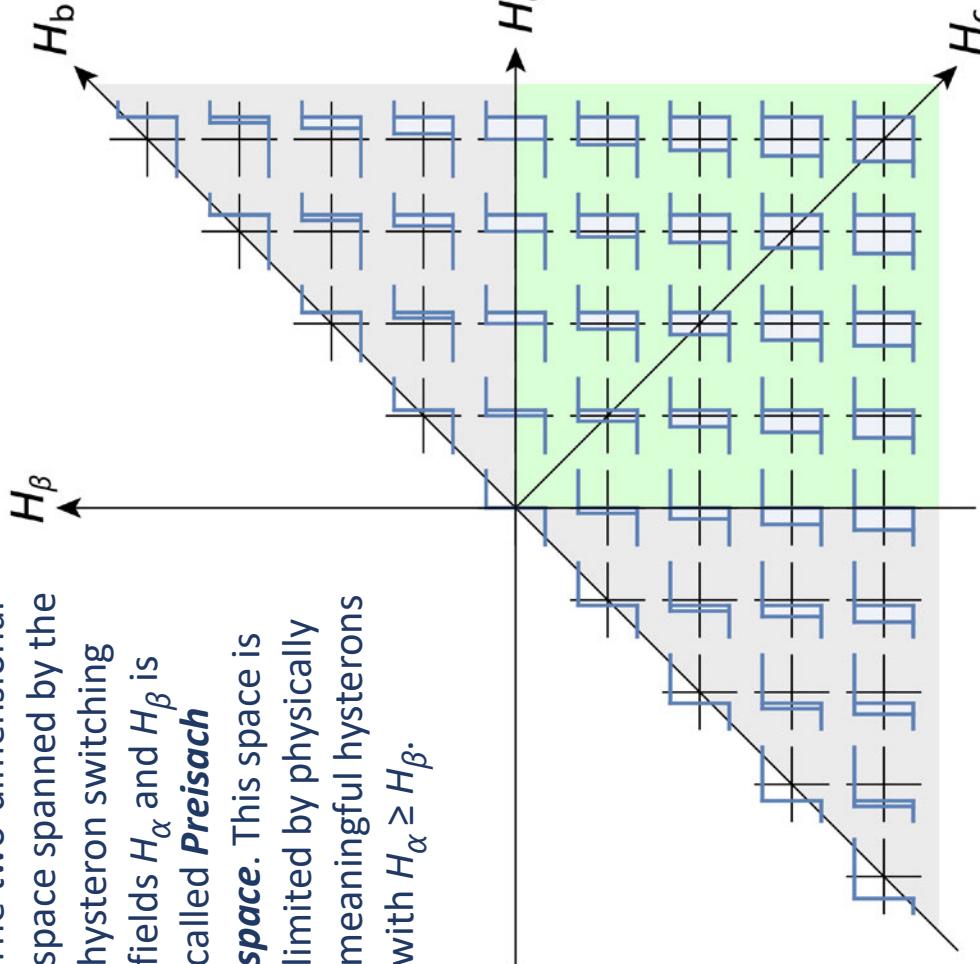
J. A. Ewing, *Phil. Trans. Royal. Soc. London* 176 (1885)

## Preisach & FORC | The Preisach parameter space



### ▼ The Preisach space:

The two-dimensional space spanned by the hysteron switching fields  $H_\alpha$  and  $H_\beta$  is called **Preisach space**. This space is limited by physically meaningful hysterons with  $H_\alpha \geq H_\beta$ .



### ▲ The hysteron:

In Preisach theory, the **hysteron** is the **most elemental form of hysteresis**. It is defined as a rectangular loop with two magnetic states ( $M = +1$  and  $M = -1$ ) that are switched in the magnetic fields  $H_\alpha$  and  $H_\beta$ .

A fully equivalent definition of the hysteron is given by:

- the **coercive field**  $H_c = (H_\alpha - H_\beta)/2$
- the **bias field**  $H_b = (H_\alpha + H_\beta)/2$

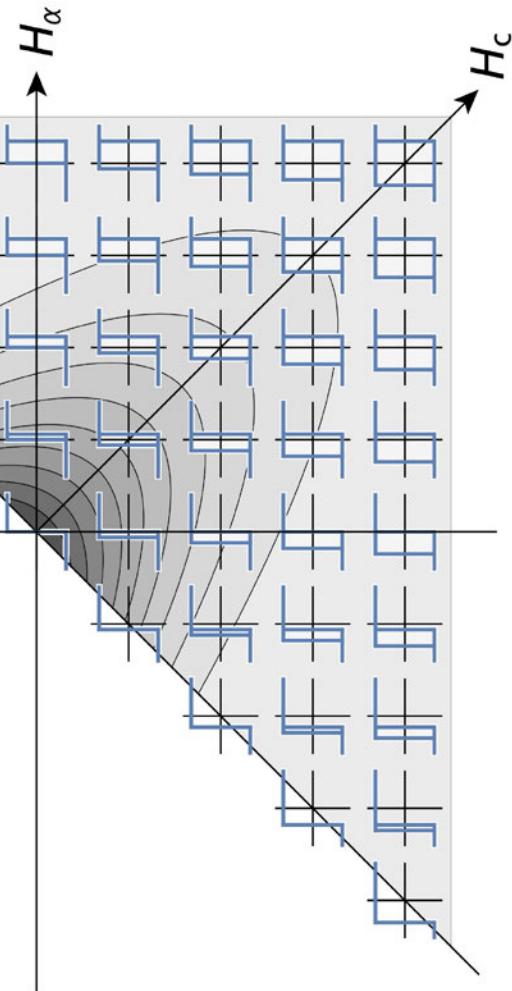
## The Preisach distribution:

In Preisach theory, the sample is assumed to contain a large number of hysterons, each with its switching fields  $H_\alpha$  and  $H_\beta$ .

The total contribution of all hysterons sharing the same  $H_\alpha$  and  $H_\beta$  to the saturation magnetization  $M_s$  is given by

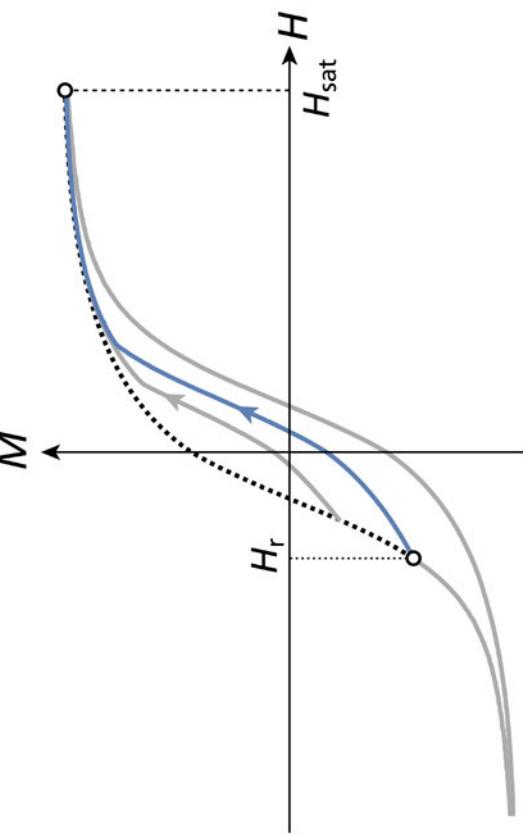
$$M_s \cdot P(H_\alpha, H_\beta)$$

where  $P$  is the **Preisach function**. This function can be understood as the **joint probability density function** of  $H_\alpha$  and  $H_\beta$ .

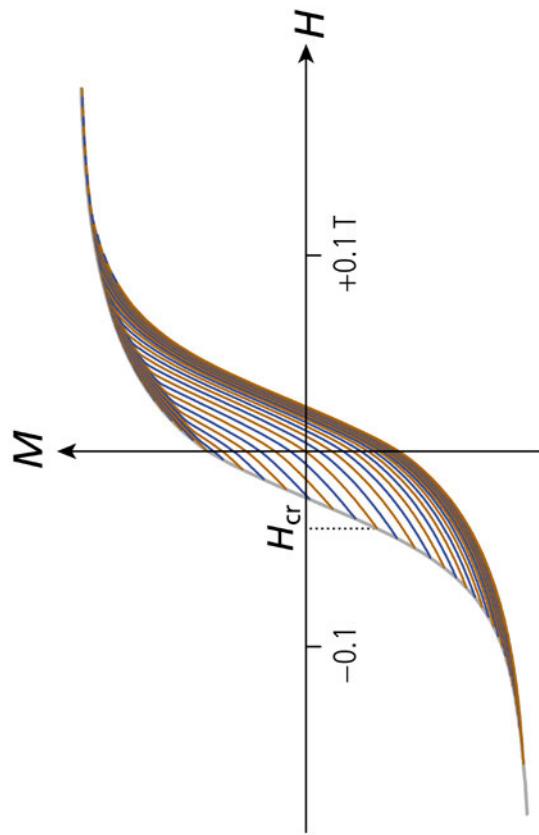


- Hysterons do not necessarily correspond to physical entities inside the sample: they are just a useful mathematical construct.
- In Preisach theory,  $P(H_\alpha, H_\beta)$  provides a **complete description** of the hysteresis properties and can be used to calculate **any magnetization curve** in a changing magnetic field. It is therefore equivalent to a magnetic fingerprint.

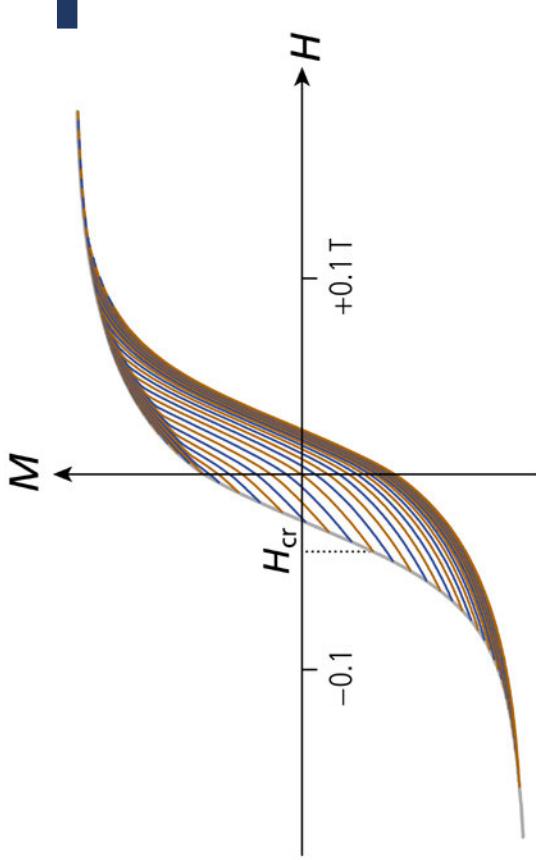
## Preisach & FORC | The FORC measurement protocol



- Each FORC measurement starts with a well-defined magnetic state that must be the same during the whole measurement. Usually, it is the magnetization obtained in a positive field  $H_{sat}$  in the saturation range of the major hysteresis loop.
- The field is then swept from  $H_{sat}$  to a so-called **reversal field**  $H_r < H_{sat}$  without performing any measurement.
- Once  $H_{sat}$  is reached, the field is swept back to positive saturation while performing measurements. These measurements build the first-order reversal curve  $M(H_r, H)$ .
- The same operation is repeated for regularly spaced values of  $H_r$ , until a family of curves are obtained, which cover a predefined range of  $H_r$  and  $H$ .

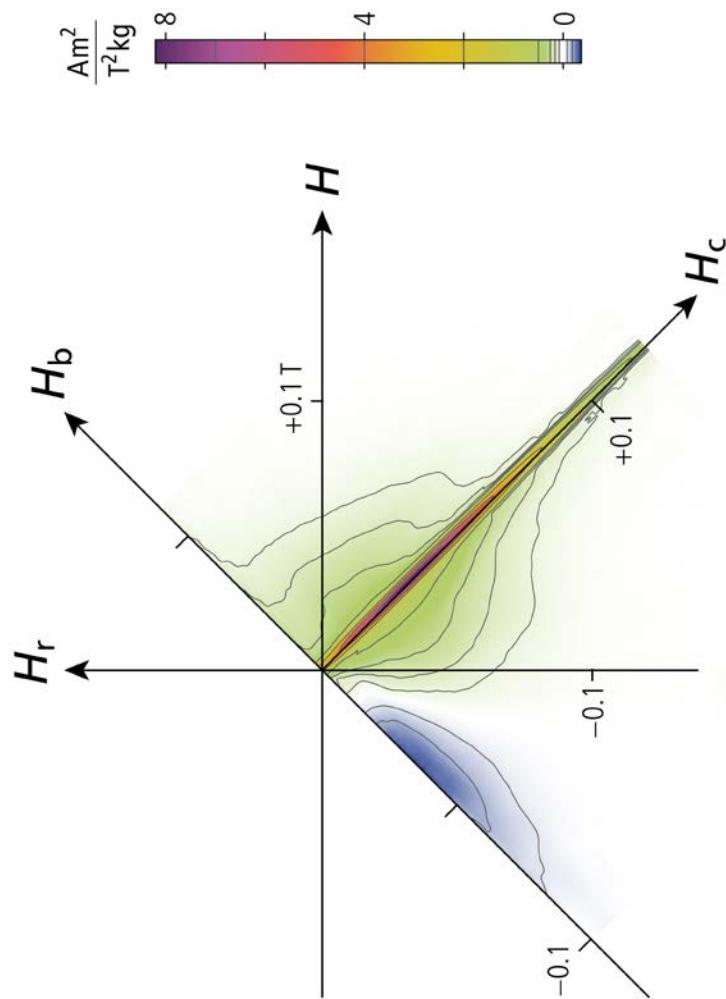


## Preisach & FORC | Inversion of FORC measurements: the FORC function



The *FORC function* (or *FORC distribution*) is defined as the following mixed derivative of FORC measurements.

$$\rho(H_r, H) = -\frac{1}{2} \frac{\partial M}{\partial H_r \partial H}$$

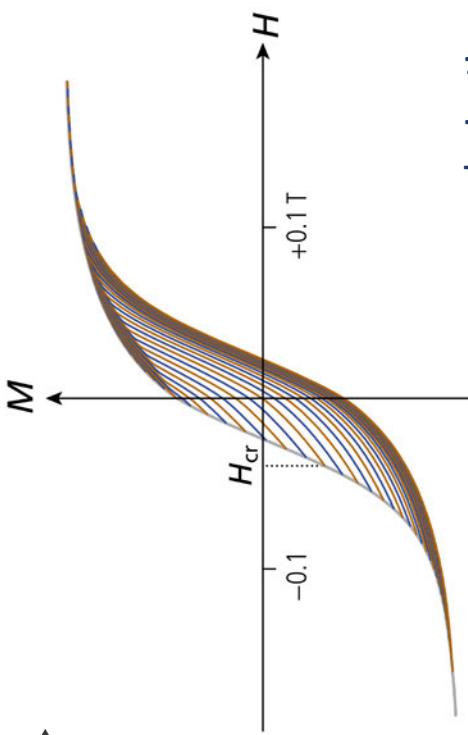


- The FORC function  $\rho$  is calculated with special software (e.g. VARIFORC, UNIFORC, FORCinel)
- The unit of  $\rho$  is  $(\text{magnetization})/(\text{field})^2$
- The integral  $\rho$  over any field range is a magnetization.
- The integral  $\rho$  over the whole field range is  $M_s$ .

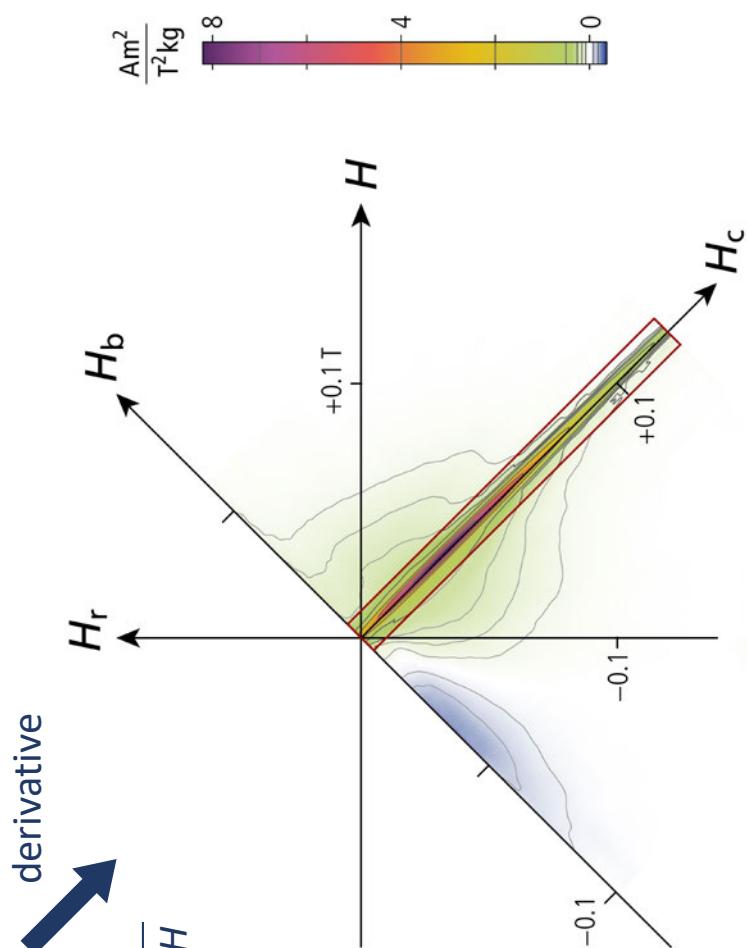
## Preisach & FORC | The FORC function as modelling tool

► FORC measurements  
of a magnetofossil-  
bearing pelagic  
carbonate from the  
Pacific Ocean.

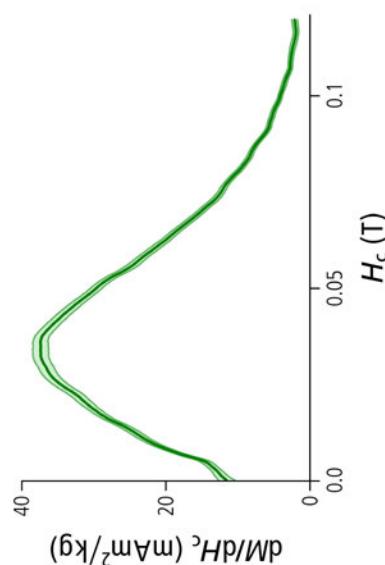
P. Ludwig et al.,  
*Global Planet. Change*  
110 (2013).



▼ FORC function in Preisach space

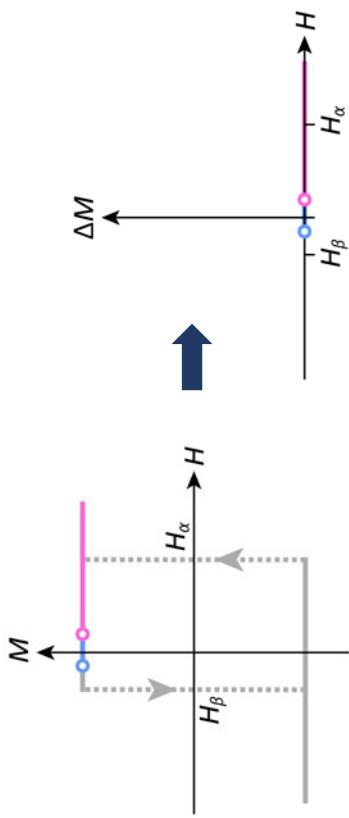


▼ Coercivity distribution of SD  
particles



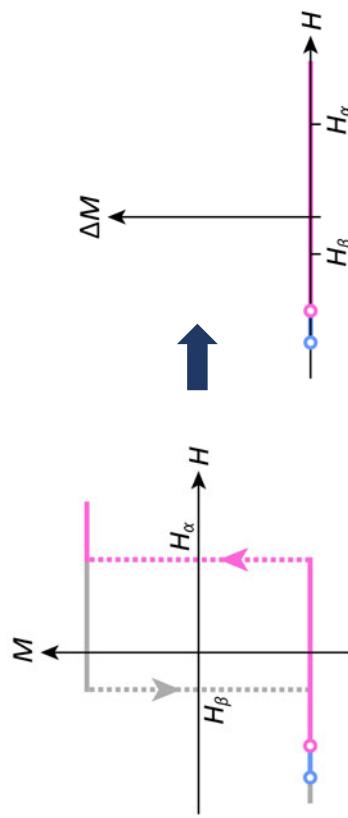
P. Ludwig et al., *Global Planet. Change* 110 (2013).

## Preisach & FORC | How the FORC function tracks hysteros



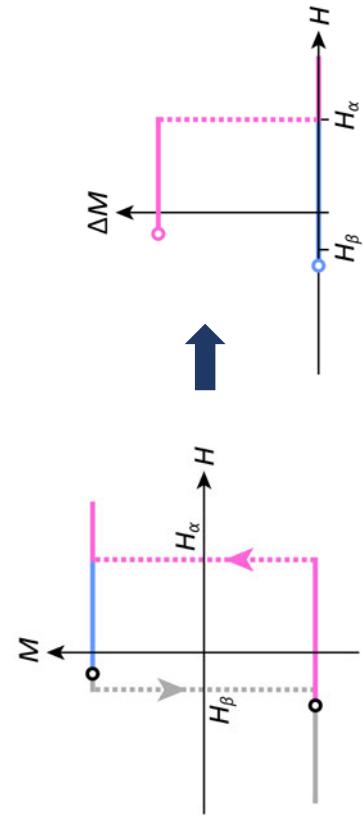
### Case 1: $H_r \neq H_\beta$

Consecutive FORCs beginning both at  $H_r < H_\beta$  or  $H_r > H_\beta$  are identical:  $\Delta M = \partial M / \partial H_r = 0$ . The derivative of  $\Delta M$  with respect to  $H$  is also zero, so that these FORC curves do not give any contribution in Preisach space.



### Case 2: $H_r = H_\beta$

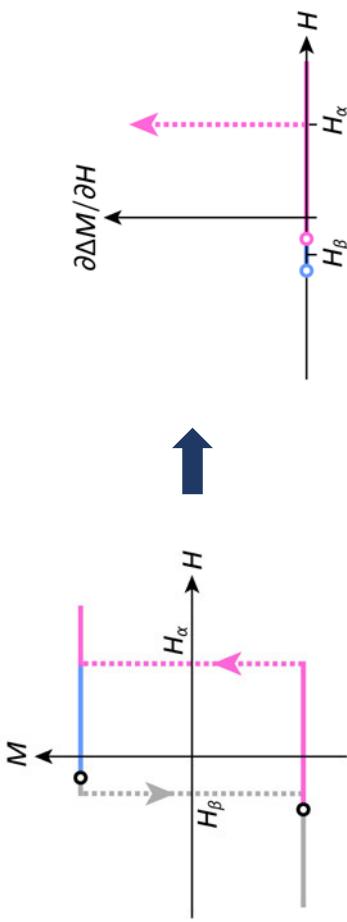
Consecutive FORCs beginning at  $H_r < H_\beta$  and  $H_r > H_\beta$ , respectively, are different:  $\Delta M = M_s$  for  $H_r < H < H_\alpha$  and  $\Delta M = 0$  else. The derivative of  $\Delta M$  with respect to  $H$  is zero everywhere, except at  $H_\alpha$  where it is infinite.



Therefore, the only contribution to the Preisach distributions comes from the coordinates

$$H_r = H_\beta \text{ and } H = H_\alpha$$

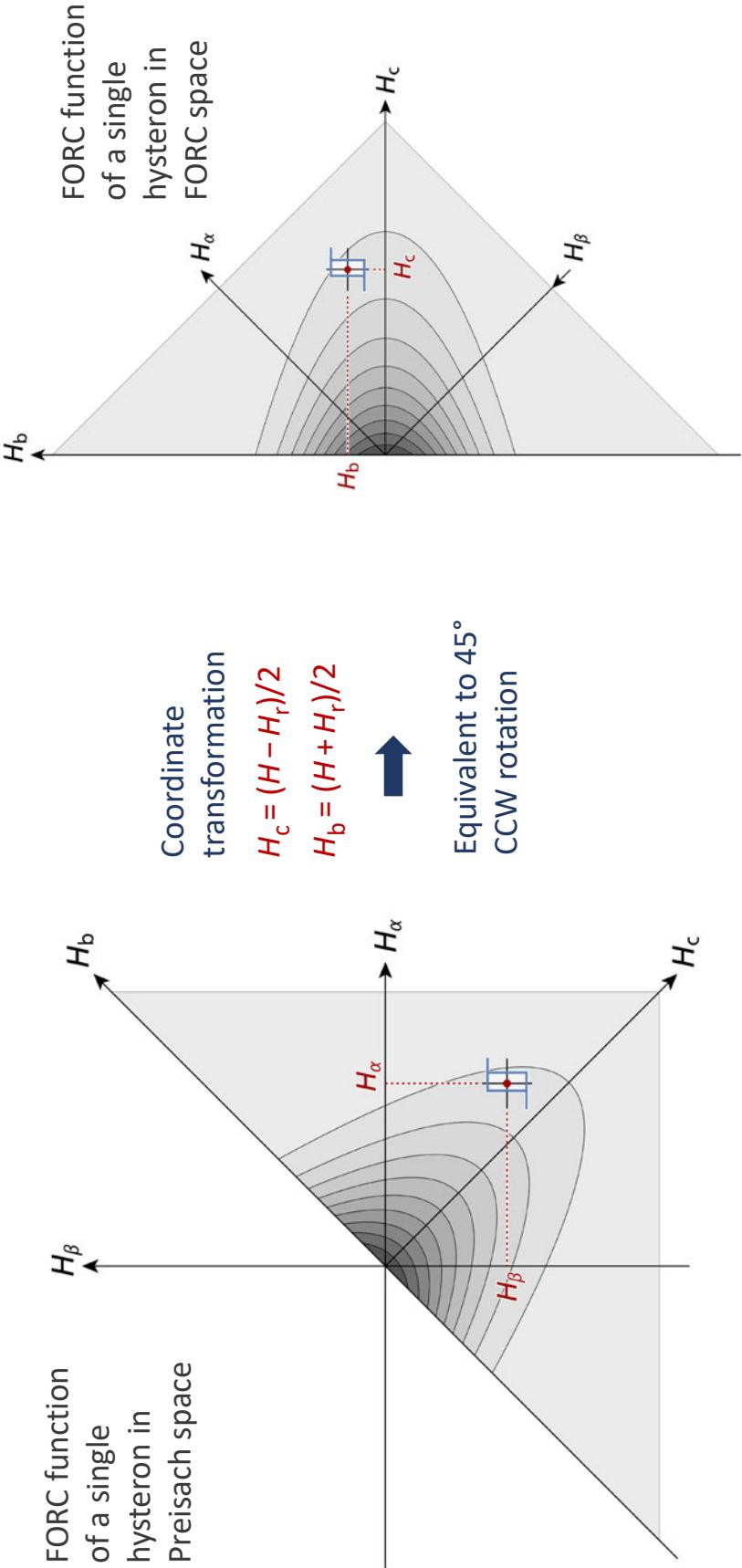
## Preisach & FORC | FORC and Preisach functions



The contribution of a single hysteron with switching fields  $H_\alpha$  and  $H_\beta$  is

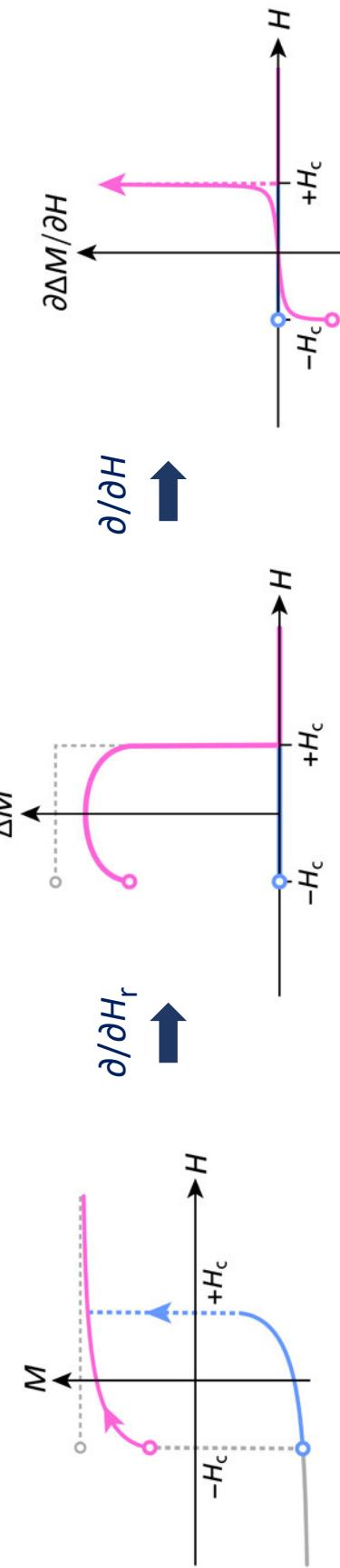
$$\rho(H_r, H) = \delta(H_r - H_\beta) \delta(H - H_\alpha)$$

where  $\delta$  is the Dirac impulse.

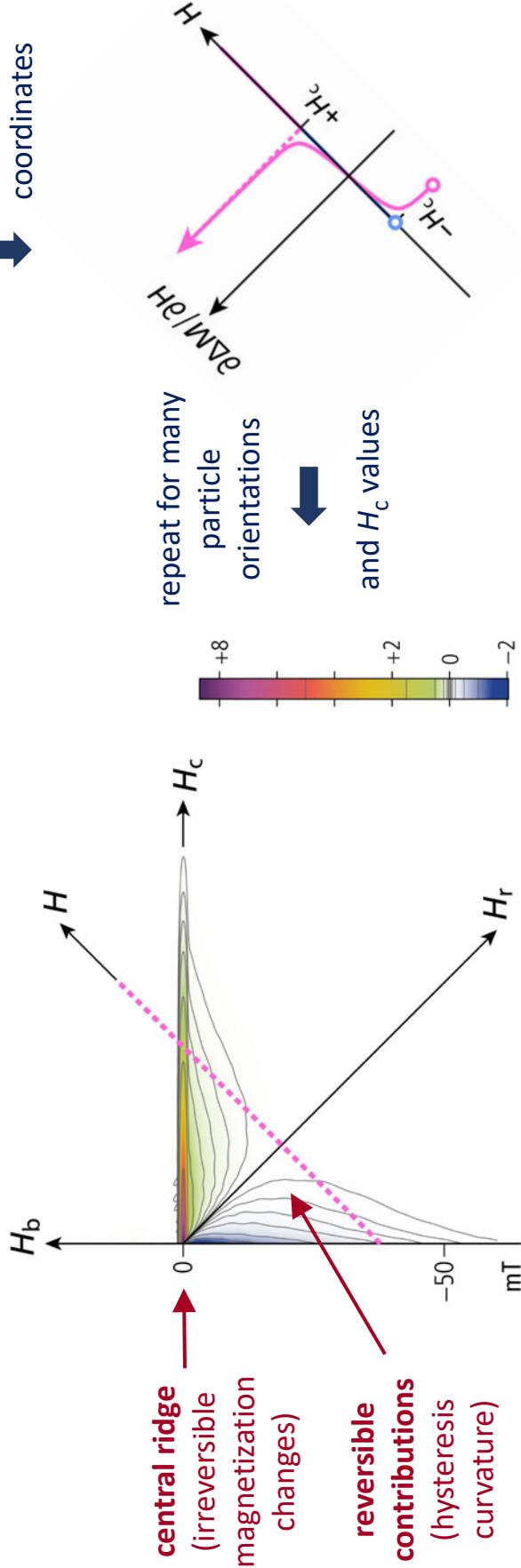


# Preisach & FORC | The FORC signature of individual SD particles

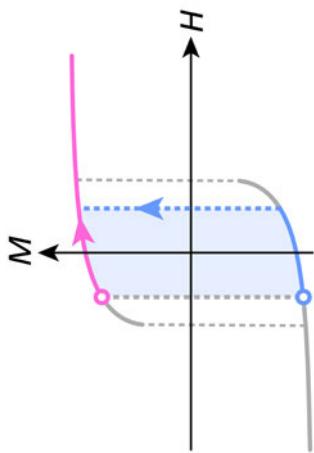
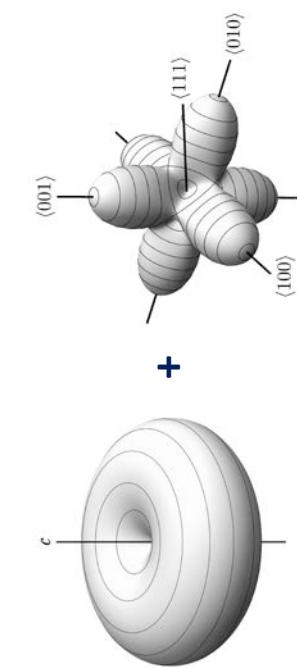
**Uniaxial SD particle**  
(easy axis at 30° to applied field)



FORC diagram



## Preisach & FORC | More on SD particles

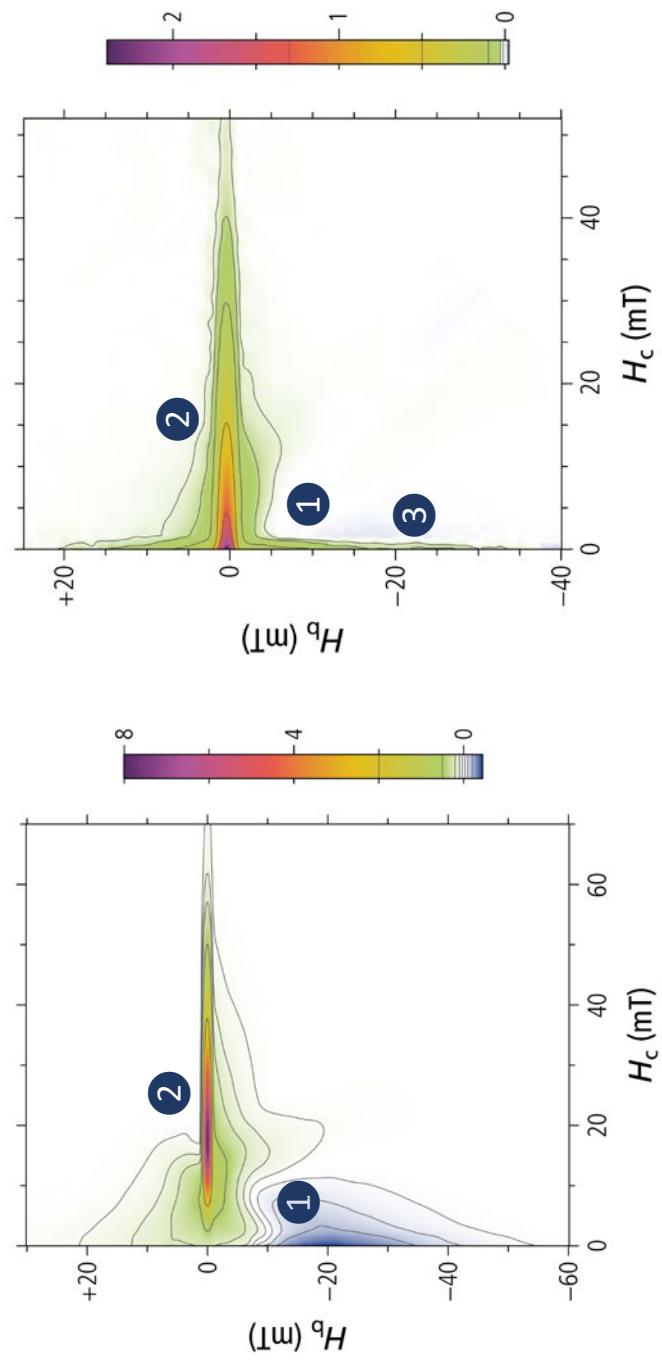


**Simulated magnetite SD particles**  
(shape + magnetocrystalline anisotropy)

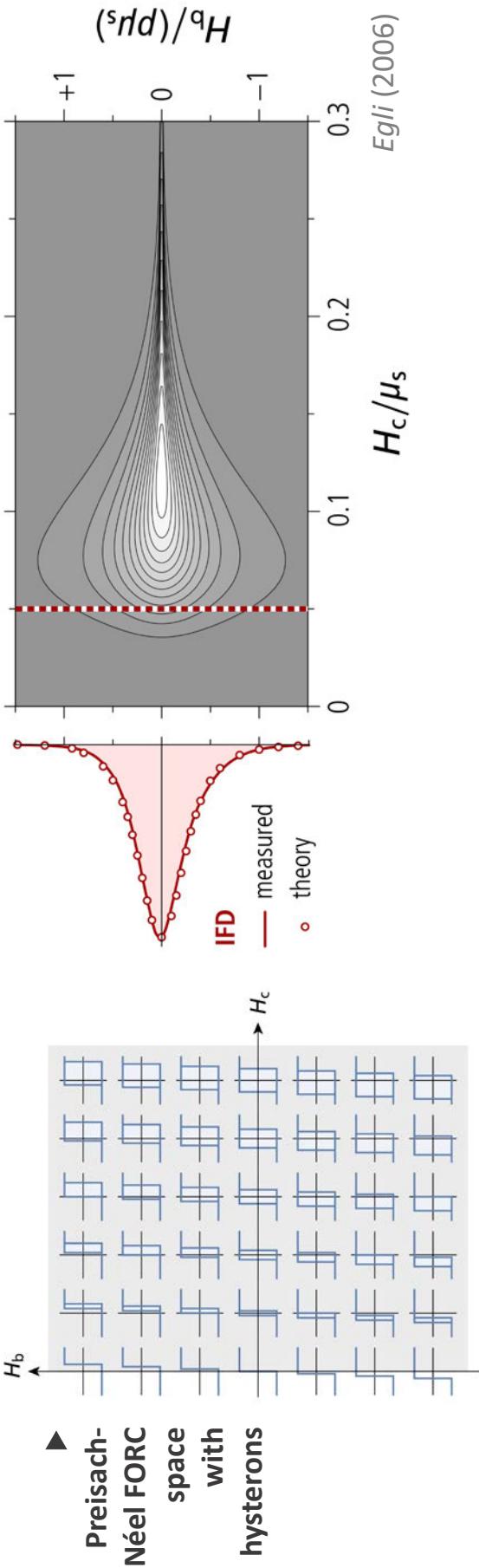
- Thermal activations make SD particles switch in smaller fields
- Single particle particles are more squared.

**Real magnetite SD particles**  
(with thermal activations)

- ➊ Less hysteresis curvature reduces reversible contributions to the FORC diagram (e.g. negative parts).
- ➋ Reduced coercivity shifts the central ridge to the left (peak at  $H_c = 0$ ).
- ➌ Viscous particles (not SP!) contribute to a vertical ridge along  $H_c = 0$ .



## Preisach & FORC | Models for weakly interacting SD particles

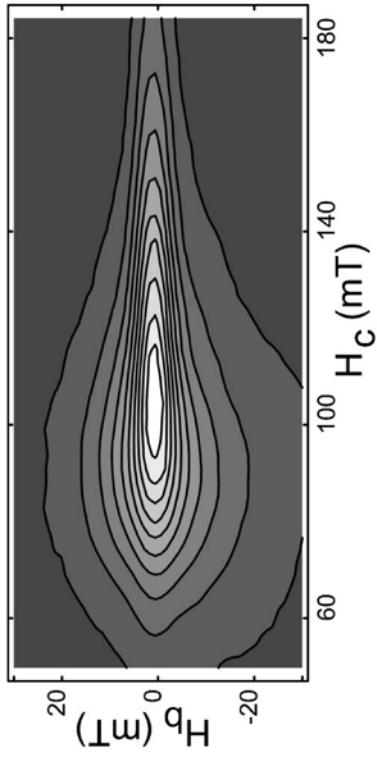


- In the **Preisach-Néel theory**,  $H_c$  and  $H_b$  coincide with the coercivity and bias field of interacting SD particles.
- The FORC function can be written as:

$$\rho(H_c, H_b) = f(H_c) g(H_b)$$

where  $f$  is the **coercivity distribution** and  $g$  the **interaction fields distribution** (IFD).

Dispersed SD particles (1.5% vol.)

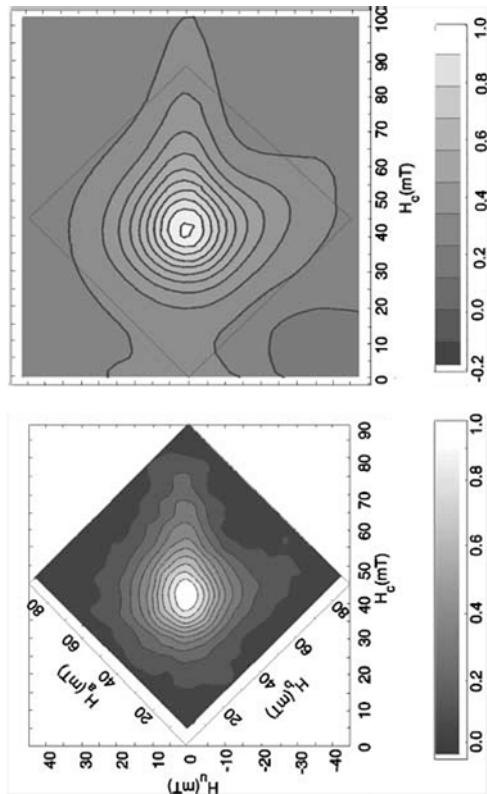


C. Pike et al., J. Appl. Phys. 85 (1999).

- In a refinement of this theory, the width of  $g$  depends on  $H_c$ . The IFD is given by **vertical profiles close to the left margin of the FORC diagram**.

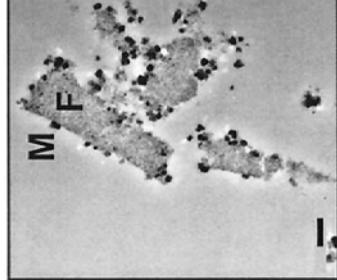
# Preisach & FORC | Strongly interacting SD particles

## Synthetic SD maghemite (Preisach and FORC)



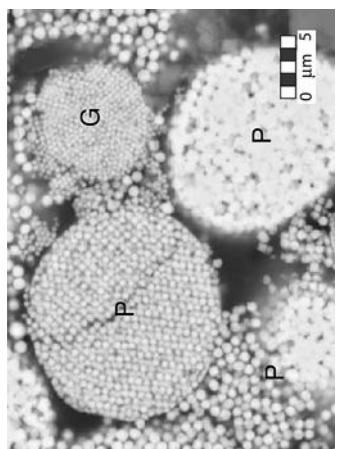
C. Carvallo et al., *Geophys. J. Int.* 162 (2005).

- Closely packed SD particles (clusters) are collectively switched, so that hysterons can no longer be associated with individual particles.
- Preisach and FORC diagrams are characterized by oval contours. Vertical profiles of the FORC diagram do not reproduce the true distribution of interaction fields in the sample.



## ▲ Magnetite (M) on ferrihydrite (F)

Hansel et al., *Geochim. Cosmochim. Acta* (2005)



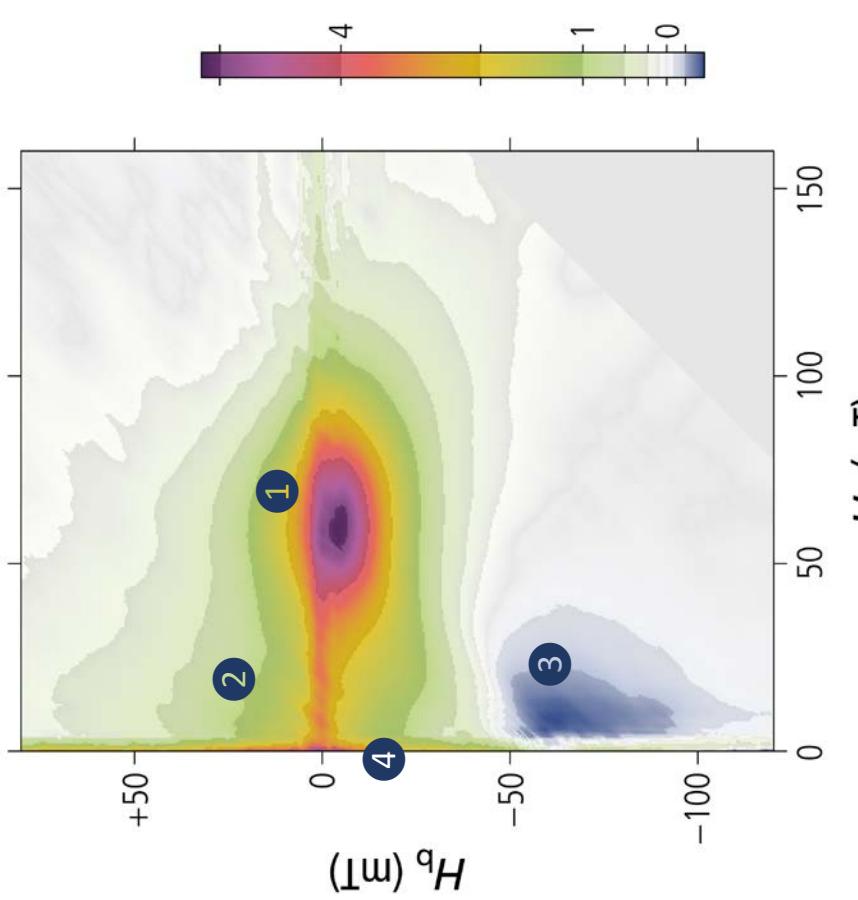
## ▲ Frambooidal greigite (G)

A. P. Roberts et al., *Rev. Geophys.* 49 (2011)

- Magnetite nanoparticles grown from aqueous redox reactions can form aggregates. The natural arrangement of these particles in geological materials is best deduced from FORC measurements, since direct imaging often relies on magnetic extraction.

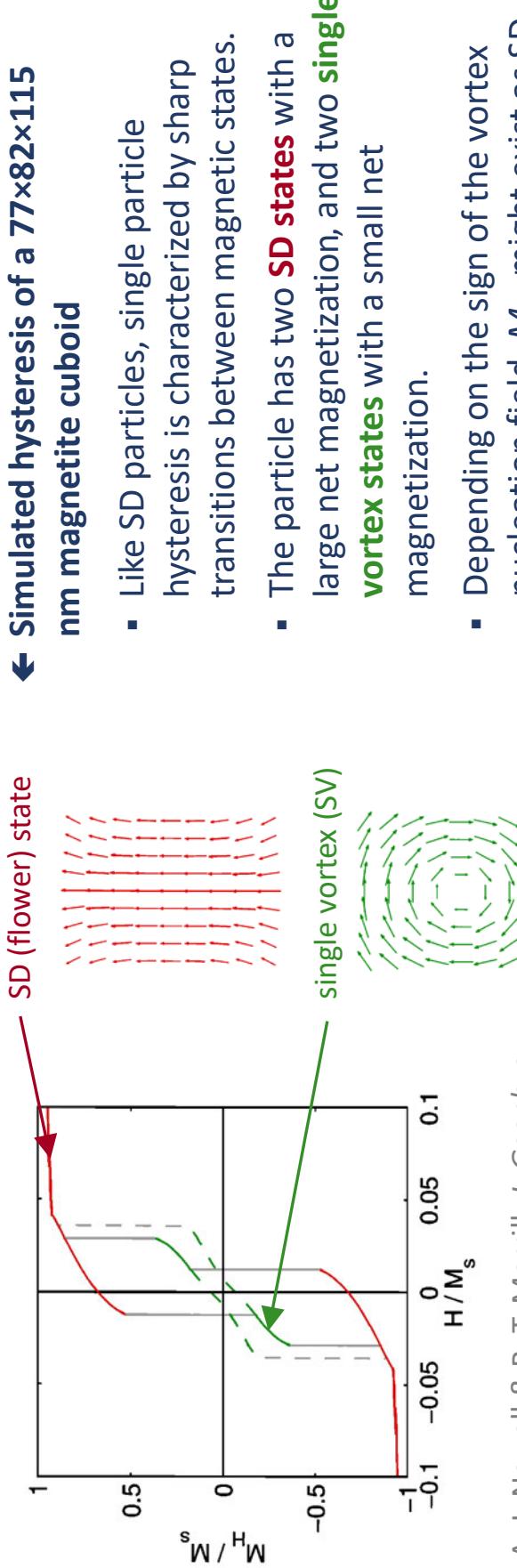
- Greigite-bearing sediments contain frambooidal aggregates of SD greigite ( $\text{Fe}_3\text{S}_4$ ) particles.

## Relevant FORC features of a greigite-bearing sediment

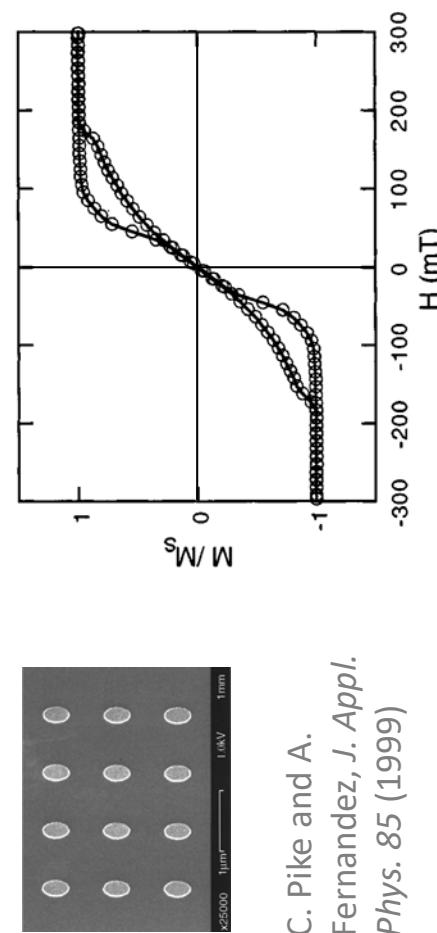


- ➊ Oval contours with peak at  $H_c \approx 60$  mT and  $H_b \approx -5$  mT. ➔ Framboidal greigite aggregates. Coercivity is much higher than expected for pure  $\text{Fe}_3\text{S}_4$ , which might indicate non-stoichiometric composition.
- ➋ Central ridge (usually weak and visible only with high-resolution measurements). Indicates non-interacting SD particles. The associated coercivity distribution is not typical for magnetite magnetofossils. ➔ Greigite magneto-fossils or well-dispersed particles.
- ➌ Negative FORC amplitudes in the lower-left corner. Typical for stable SD particles (both interacting and non-interacting). It is an important identification feature and should not be cut by choosing a narrow  $H_b$ -range as often seen in the literature.
- ➍ Vertical ridge along  $H_c = 0$  ➔ Viscous SD particles (not SPI!).

## Introduction | The hysteresis properties of PSD particles



A. J. Newell & R. T. Merrill, *J. Geophys. Res.* 105 (2000)

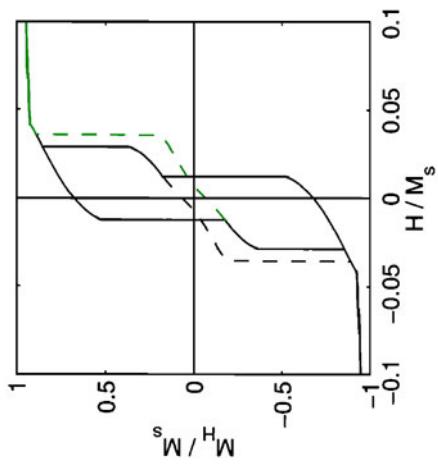


C. Pike and A. Fernandez, *J. Appl. Phys.* 85 (1999)

- ◀ **Measured hysteresis of lithographically fabricated Co particles**
- As with SD particles, single particle hysteresis is characterized by sharp transitions between magnetic states.
  - These particles have a nearly zero vortex-state-  $M_{rs}$ .

## Preisach & FORC | The FORC signature of magnetic vortices

### ① FORCs beginning from SV

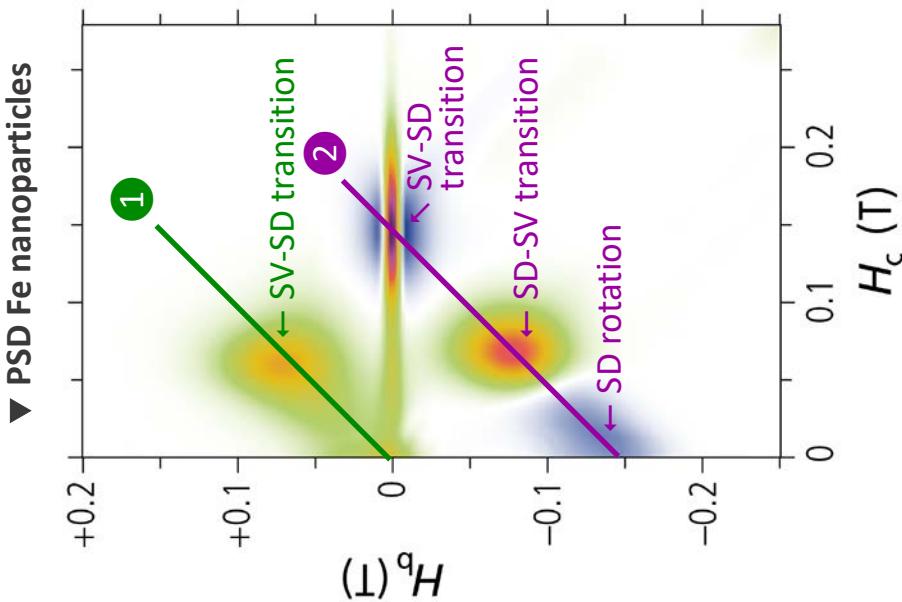


- As soon as particles have **>2 magnetic states, multiple peaks appear in the FORC diagram (of identical particles).**

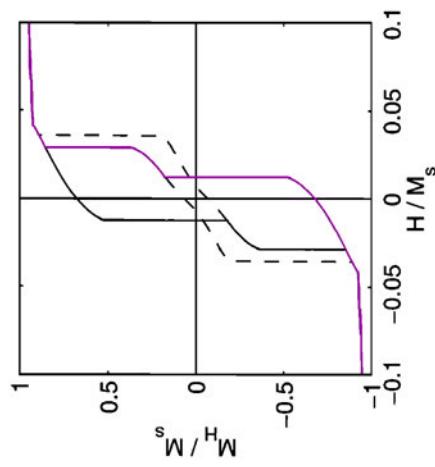
- In this example, particles have **2 single-domain (+SD and -SD) states and 2 single-vortex (+SV and -SV) states.**

- FORCs that begin from a **SV state ( $H_r \approx 0$ )**, contribute to the FORC diagram with one peak corresponding to the transition from SV to SD in a positive field.

- FORCs that begin from a **SD state ( $H_r < -2H_c$ )**, contribute to the FORC diagram with two peaks corresponding to the nucleation and successive denucleation of the SV state.



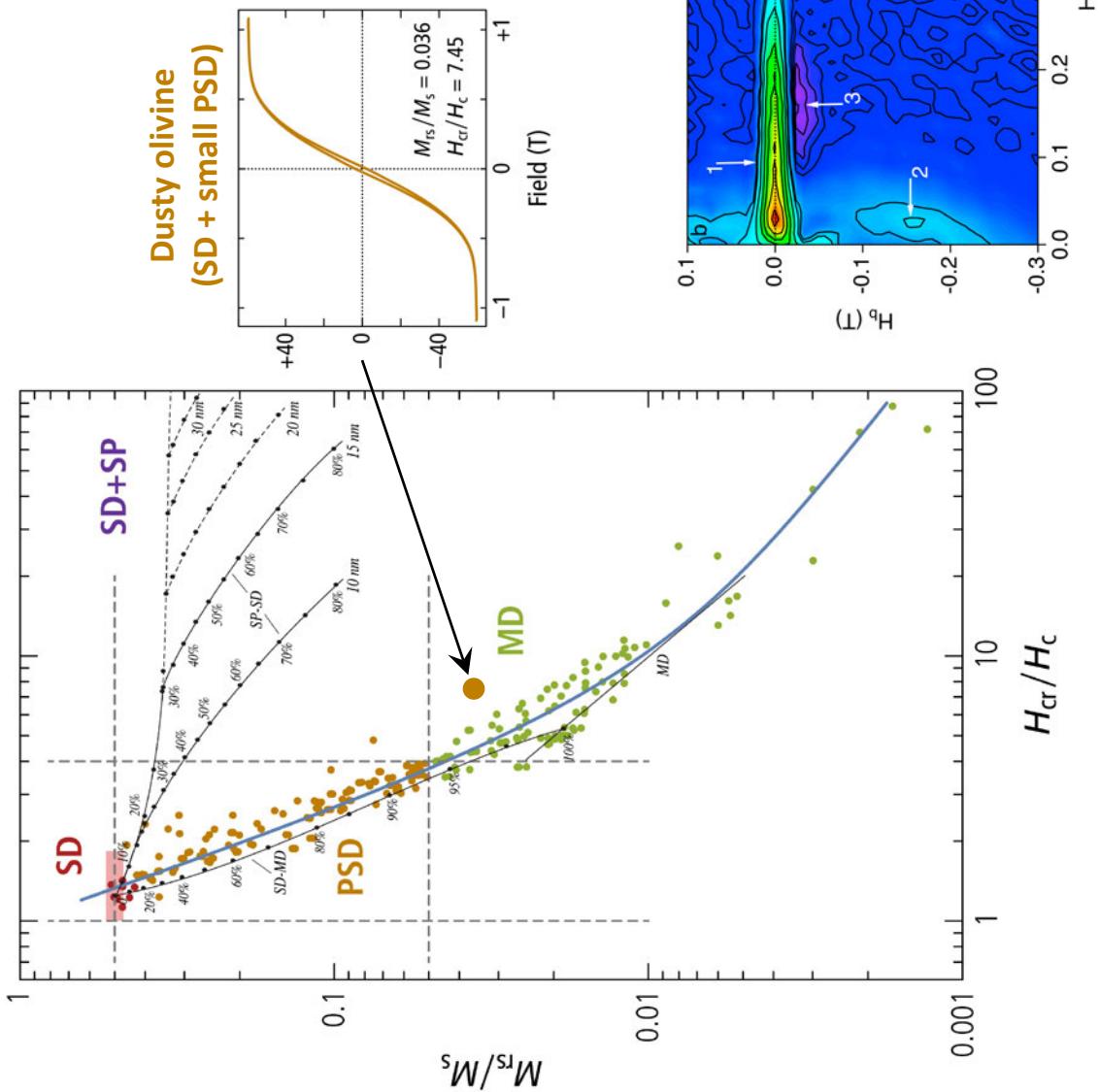
### ② FORCs beginning from SD



R. K. Dumas et al., *Phys. Rev. B* 75 (2007), FORC diagram processed with VARIFORC.

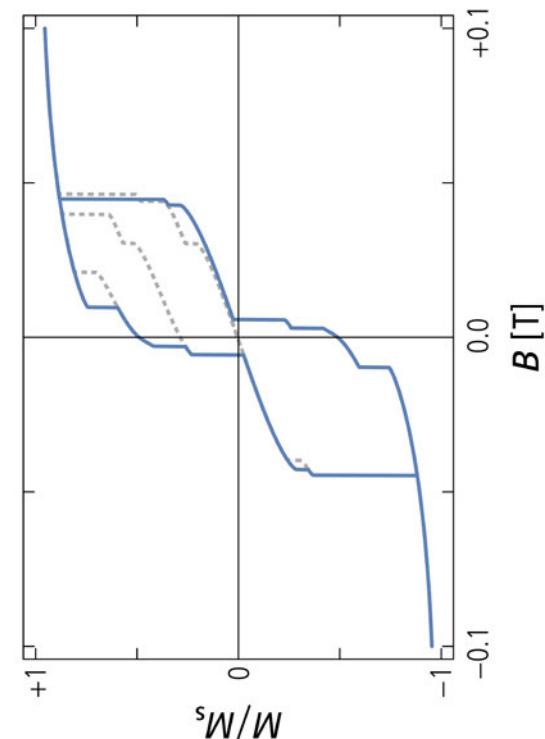
## Preisach & FORC | Small PSD particles with apparent MD hysteresis

- “Dusty olivines” in chondritic meteorites contain FeNi particles with MD hysteresis.
- However, FeNi particles have only SD and SV states, as revealed by the FORC diagram (features marked with 1-3), and by stray field imaging with electron holography.



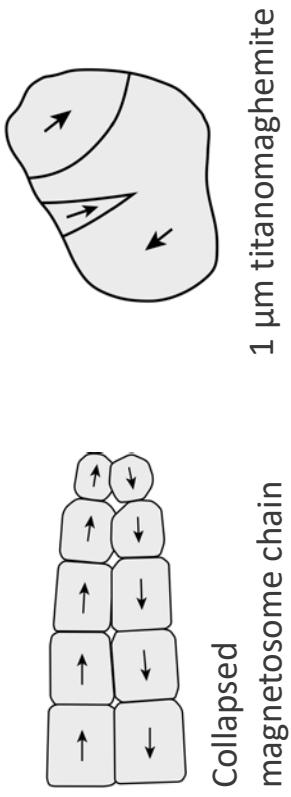
S. C. Lappe et al., *Geochem. Geophys. Geosys.* 12 (2011)

## Preisach & FORC | PSD “microstate” vs. microstates



### ◀ PSD single-particle-hysteresis

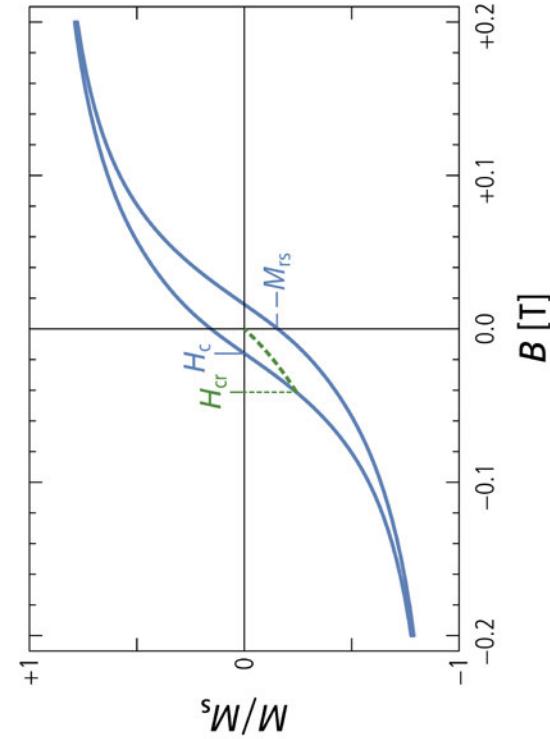
- PSD hysteresis is generated by particles or systems of collectively behaving particles with few (4 or more) magnetic states.
- Strongly interacting SD particles and small MD particles can have a PSD magnetic properties.



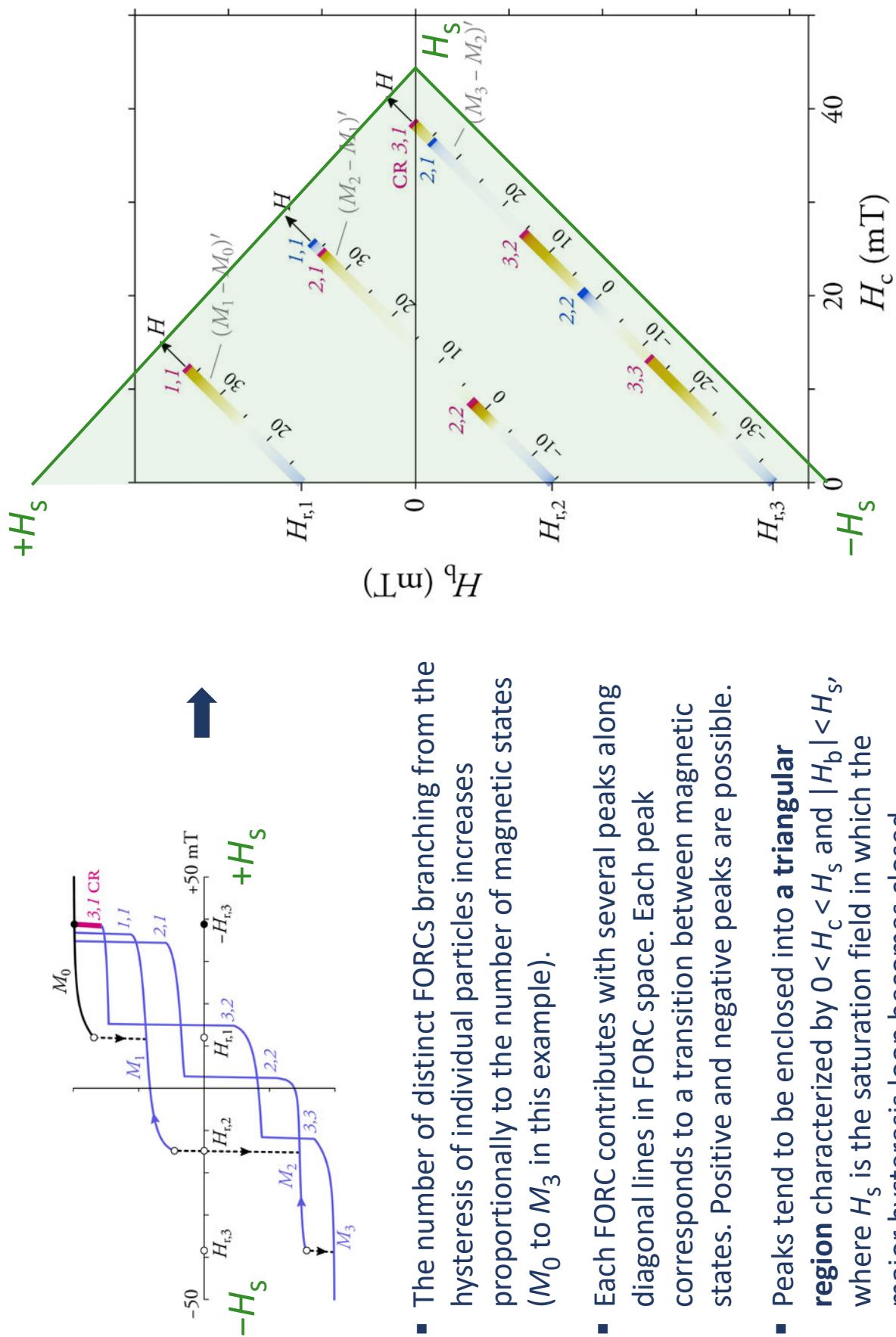
Collapsed magnetosome chain      1 μm titanomagnetite

### ◀ Typical PSD hysteresis generated by a large number of particles (volcanic ash in this example)

- Bulk hysteresis properties are intermediate between those of SD and large MD particles.
- In general  $M_{rs}/M_s > 0.02$  and  $H_{cr}/H_c > 2$ , but other values are possible.



## Preisach & FORC | The general FORC signature of PSD particles

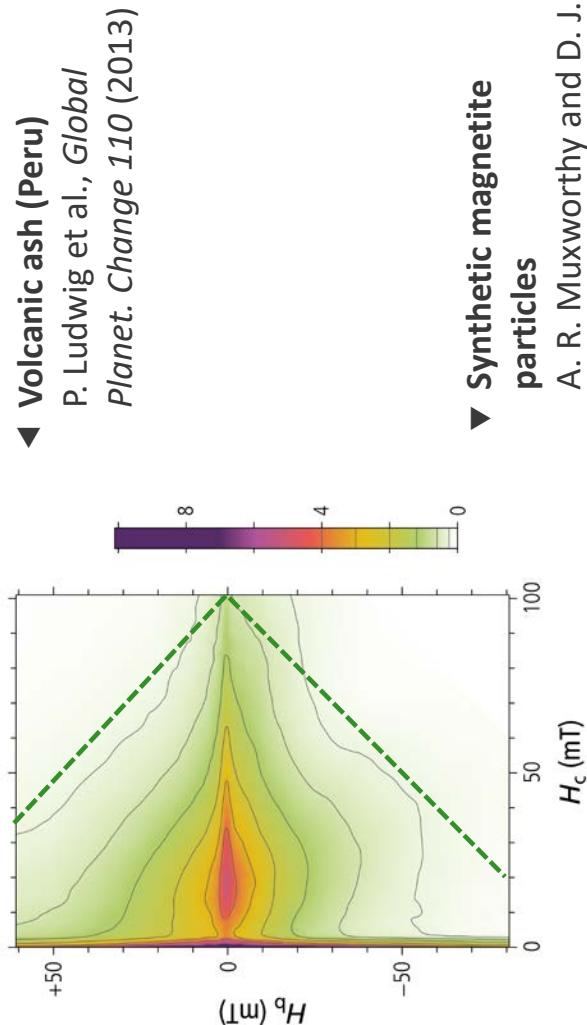


- The number of distinct FORCs branching from the hysteresis of individual particles increases proportionally to the number of magnetic states ( $M_0$  to  $M_3$  in this example).

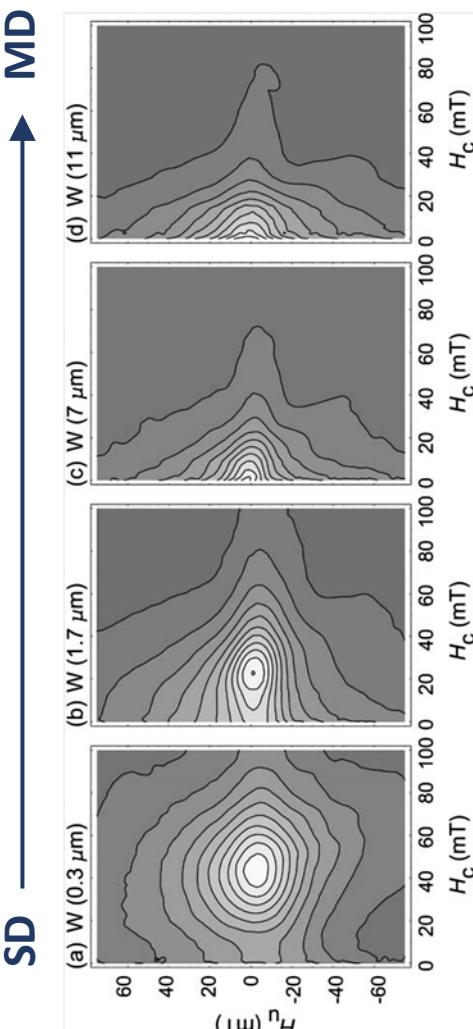
- Each FORC contributes with several peaks along diagonal lines in FORC space. Each peak corresponds to a transition between magnetic states. Positive and negative peaks are possible.

- Peaks tend to be enclosed into a **triangular region** characterized by  $0 < H_c < H_s$  and  $|H_b| < H_s$ , where  $H_s$  is the saturation field in which the major hysteresis loop becomes closed.

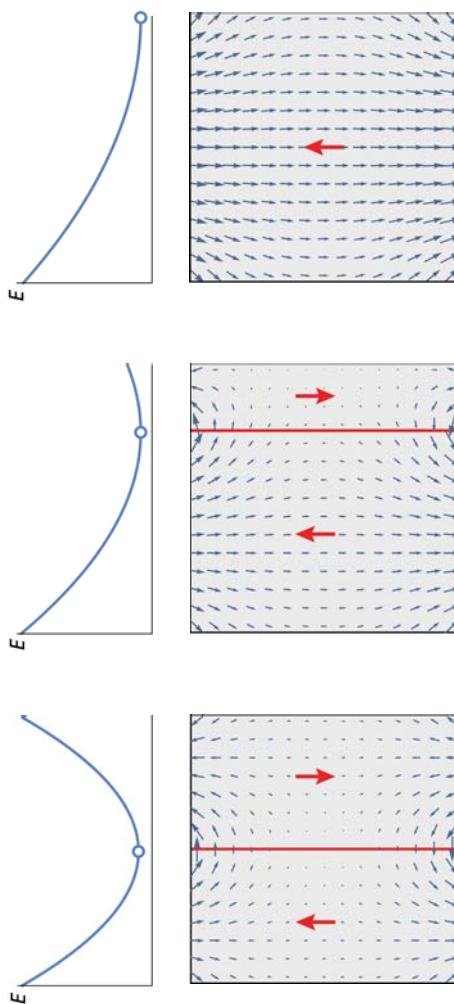
## Preisach & FORC | Natural and artificial PSD particle assemblages



- FORC diagrams of natural PSD particles are characterized by triangular contour lines nearly parallel to the saturation limit  $0 < H_c < H_s$  and  $|H_b| < H_s$ , where  $H_s$  is the saturation field in which the major hysteresis loop becomes closed.
- The vertical spread of FORC diagrams increases towards the MD limit and decreases towards the SD limit, creating a smooth SD—PSD—MD transition.
- Unlike the case of hysteresis loops, **SD—MD binary mixtures can be distinguished from truly PSD particles.**



## Introduction | Ideal MD hysteresis



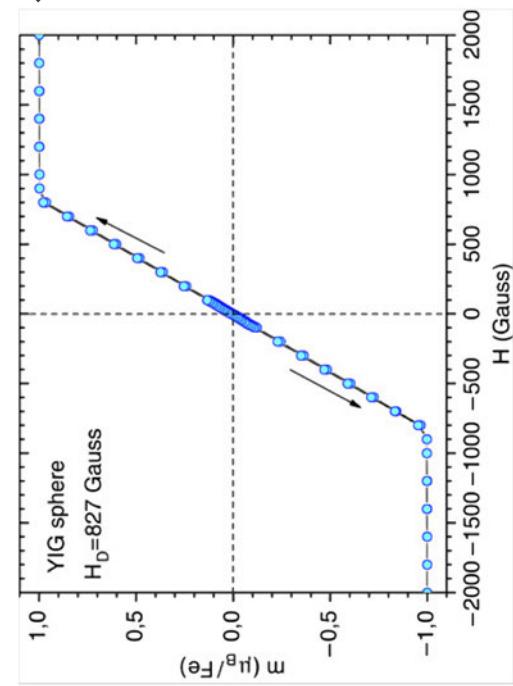
- External fields make favorably oriented domains grow at cost of unfavorably oriented domains by shifting domain walls.

- The net magnetization produced by domain wall shifts is **proportional to** the applied field until favorably oriented domains merge into a single large domain (saturation).

$H = 0$

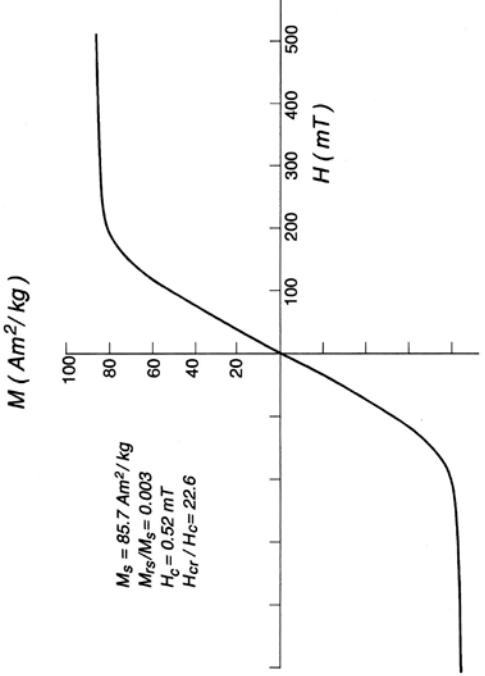
$H \approx 0.25 M_s$

$H \approx 0.33 M_s$

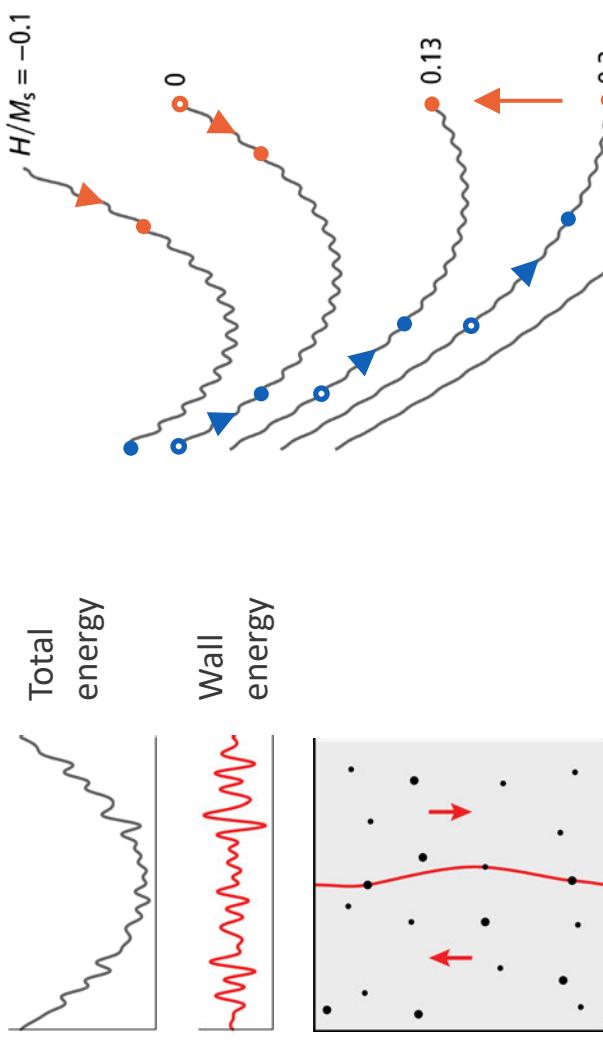


◀ Ideal MD hysteresis for a material with negligible crystalline anisotropy.

MD hysteresis of a natural magnetite single crystal (curved parts due to domain wall rotation).



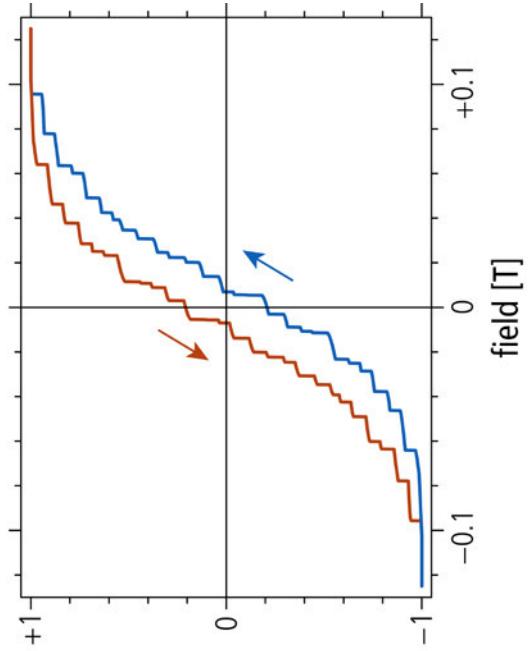
## Introduction | Real MD hysteresis



- Crystal defects act as **pinning sites** for domain walls.

- Domain wall pinning causes the total energy to be a “rough” function of wall position.

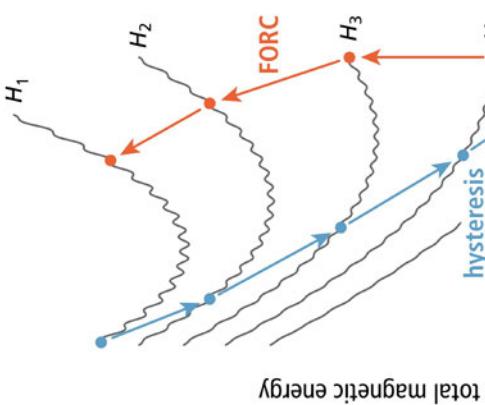
- Wall positions occupy local minima of the energy function and lag behind the global minimum, generating **hysteresis**.



- As the external field is smoothly swept during hysteresis measurements, domain walls suddenly jump from one pinning site to the next. The corresponding magnetization discontinuities are called **Barkhausen jumps**.

- In general,  $M_{rs}/M_s < 0.05$  and  $H_{cr}/H_c > 4$ , but other values are possible.

## Preisach & FORC | A simple model for the FORC properties of MD particles

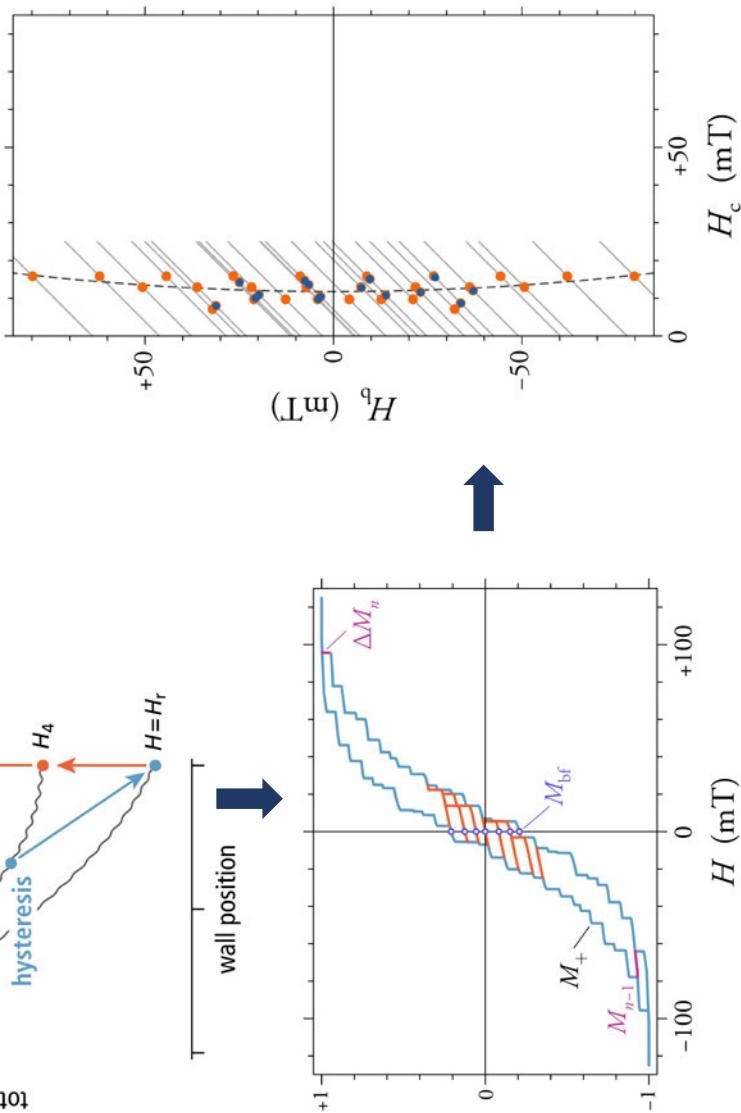


- During a field sweep reversal (e.g. at the beginning of each FORC), domain walls remain pinned.
- Unpinning with corresponding magnetization change occurs only once the ascending branch of the loop is reached.

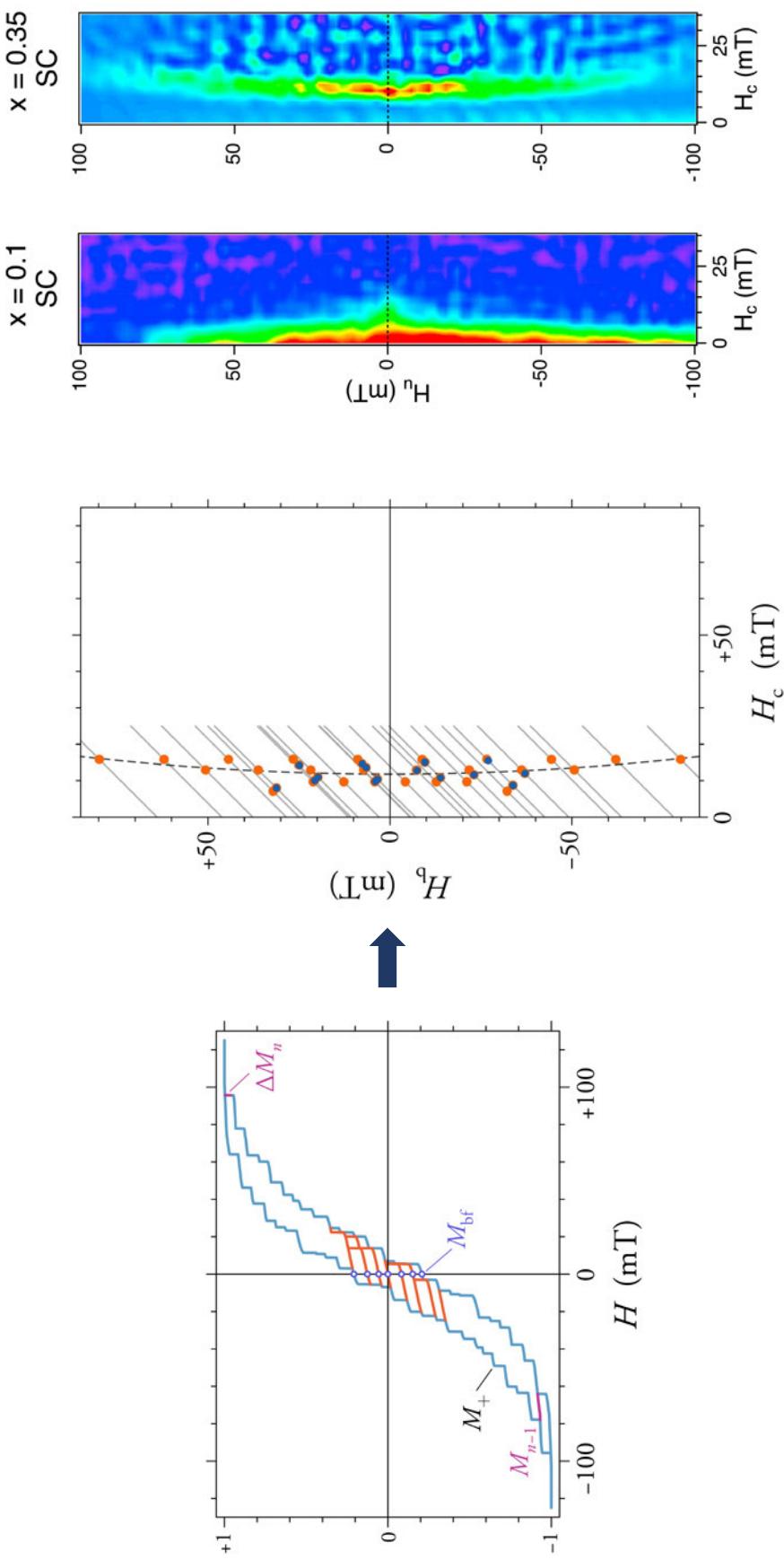
### Simple explanation of MD FORC

- Individual FORCs are nearly horizontal lines traversing the space enclosed by the two branches of the major hysteresis loop.
- Differences between successive FORCs are concentrated near the ascending branch, i.e. in an applied field  $H$  which is only slightly larger than the reversal field  $H_r$ , where each curve begins.

- FORC diagram contributions are concentrated in a narrow range of  $H_c$ -values ( $2H_c = H - H_r$ ), but occur for the whole range of  $H_r$ -values between positive and negative saturation, yielding a large spread along  $H_b$ .



## Preisach & FORC | MD FORC diagrams in theory and in practice



▲ Conceptual model of MD hysteresis for a material with few, strong pinning sites and a distribution of demagnetizing factors (e.g. through particle shape).

▲ Measured FORC diagrams of titanomagnetite ( $\text{Fe}_{3-x}\text{Ti}_x\text{O}_4$ ) at 50 K, showing the onset of strong pinning at  $x > 0.2$ .

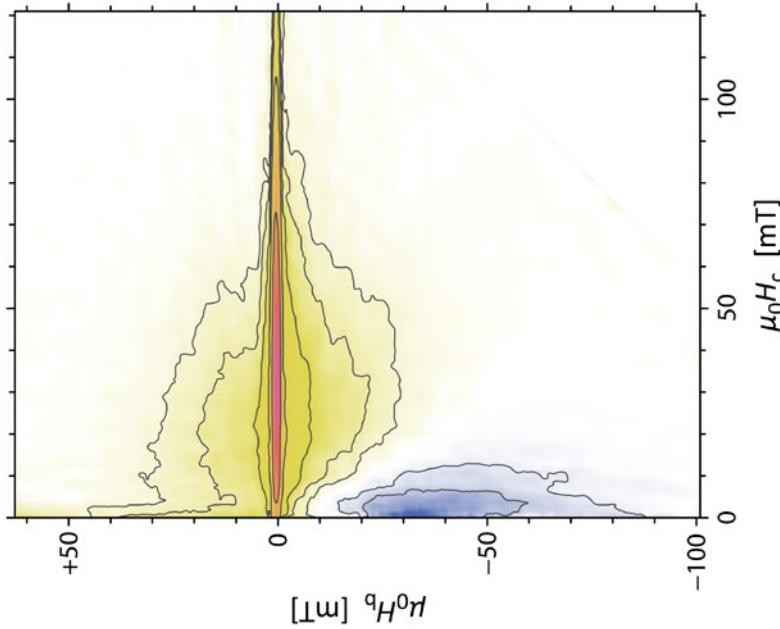
R. Egli & M. Winkhofer (2014).

N. Church et al., *Geochim. Geophys. Geosys.* 12 (2011)

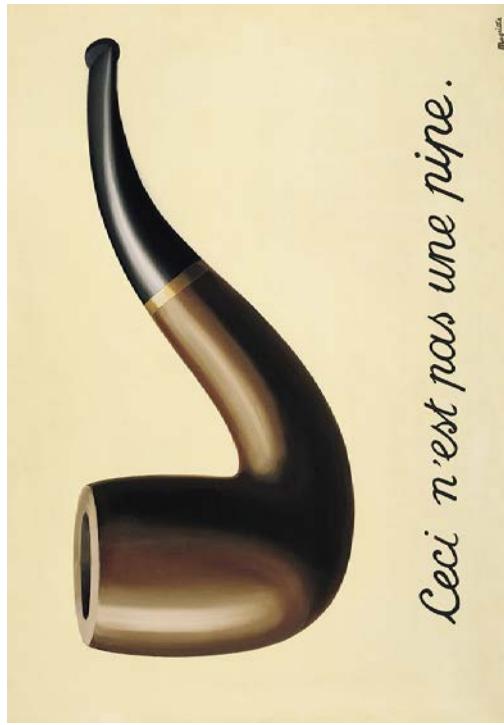
# Back to FORC PCA: The role of forward modeling

## FORC-PCA | Reality and illusion

### Pelagic carbonate

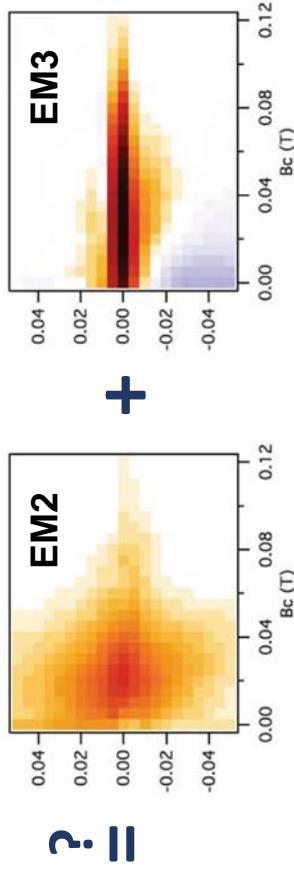


René Magritte: *La trahison des images* (1929)



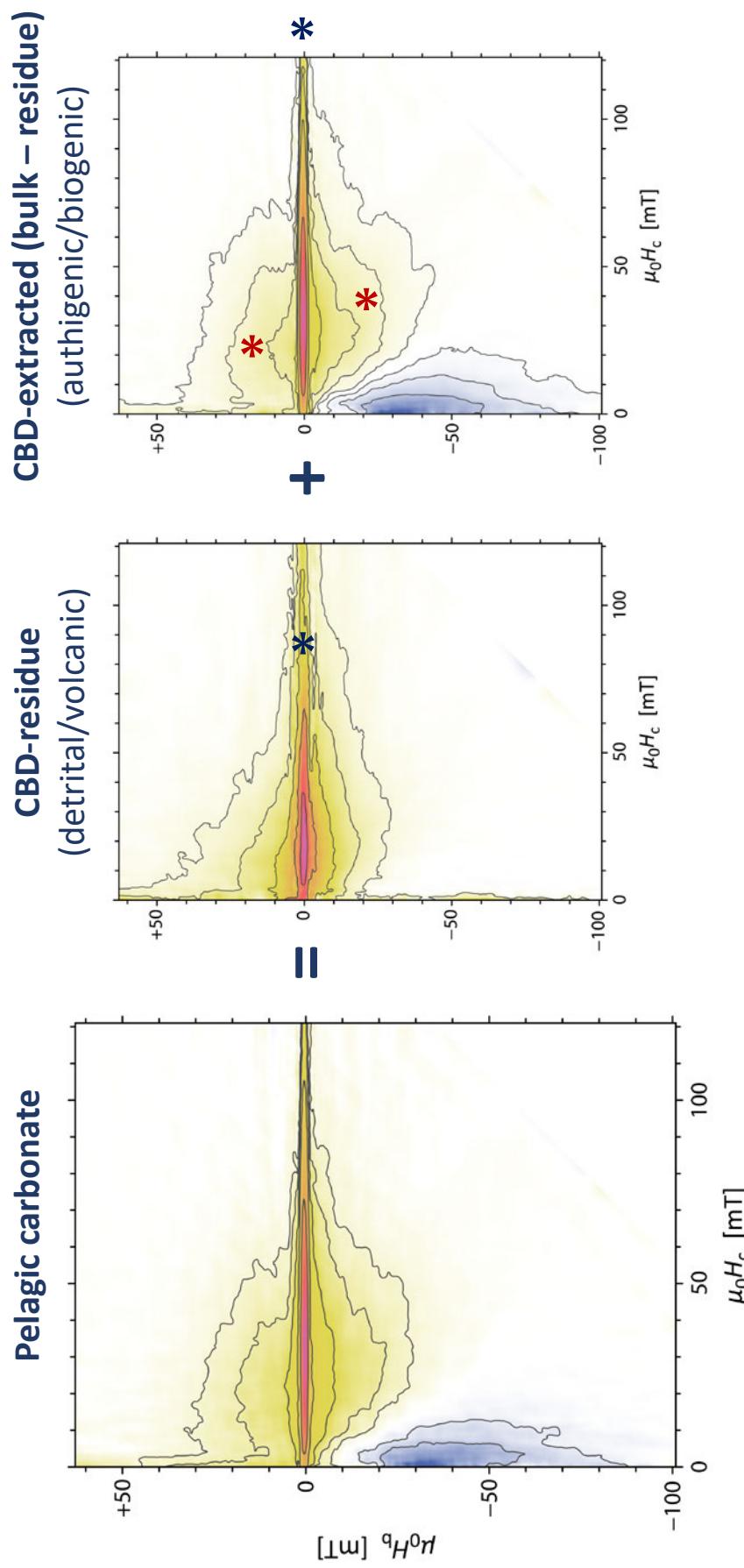
- FORC diagram is a projection of reality (**magnetic configuration of individual particles**) onto a two-dimensional parameter space representing hysteresis processes.

- **Uniqueness problem:**
  - 1 FORC diagram  $\Rightarrow$  infinite magnetic configurations



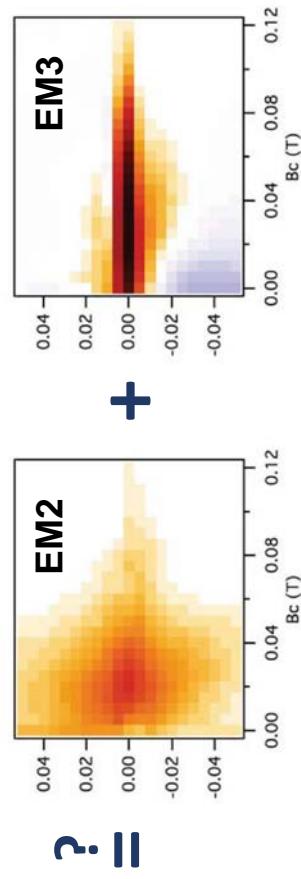
Mathematically true,  
Physically false

## Physical/chemical unmixing | CBD beats FORC-PCA

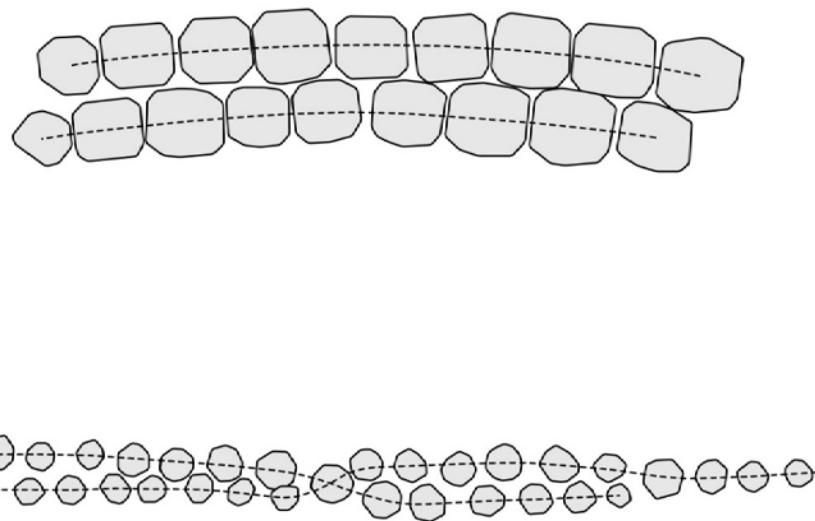


\* Central ridge → non-interacting SD particles  
magnetofossils?

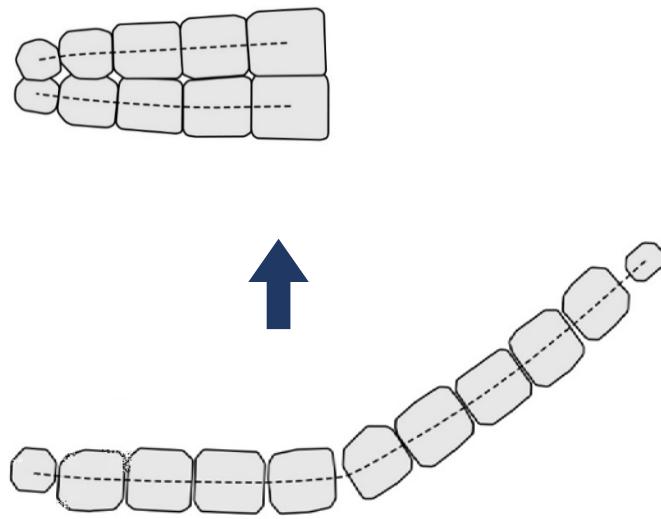
\* Rest → “interacting” SD  
authigenic?



**Intact double chains**  
(half-staggered magnetosomes)



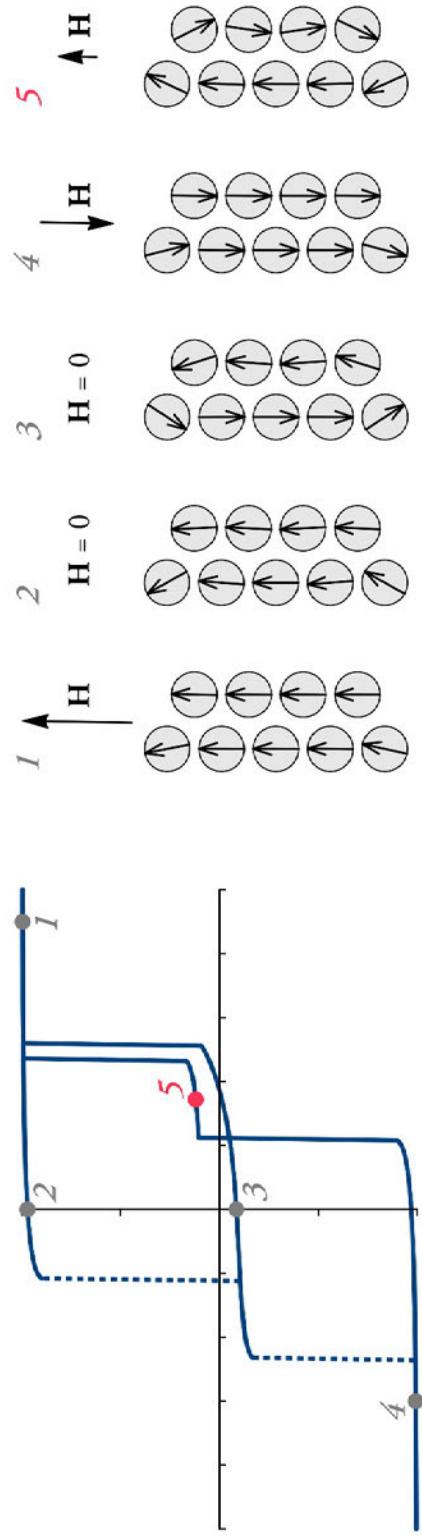
**Double chains from “jackknife” collapse**  
(facing magnetosomes)



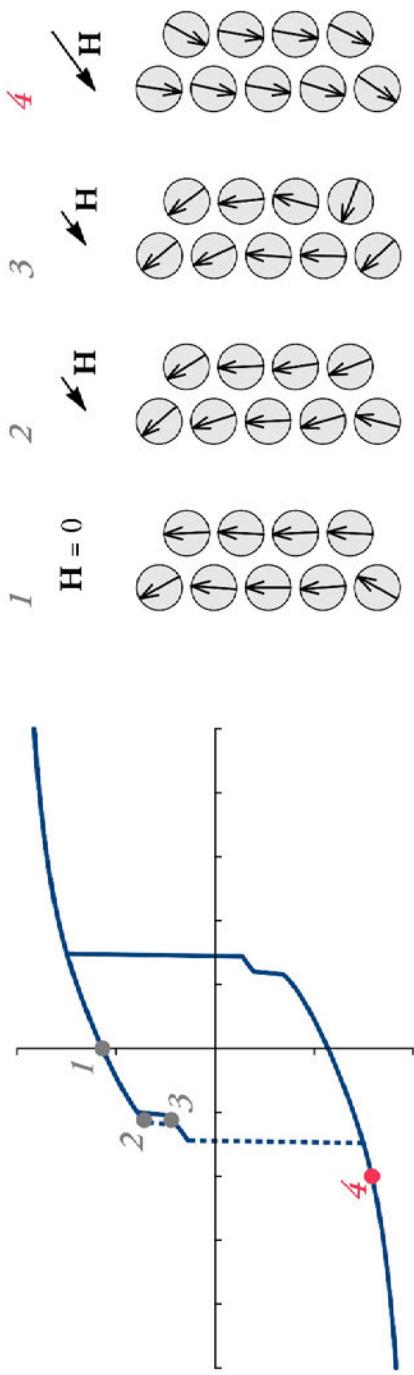
Shcherbakov et al. (1997)

## Forward modelling | The single-domain and supervortex states of double chains

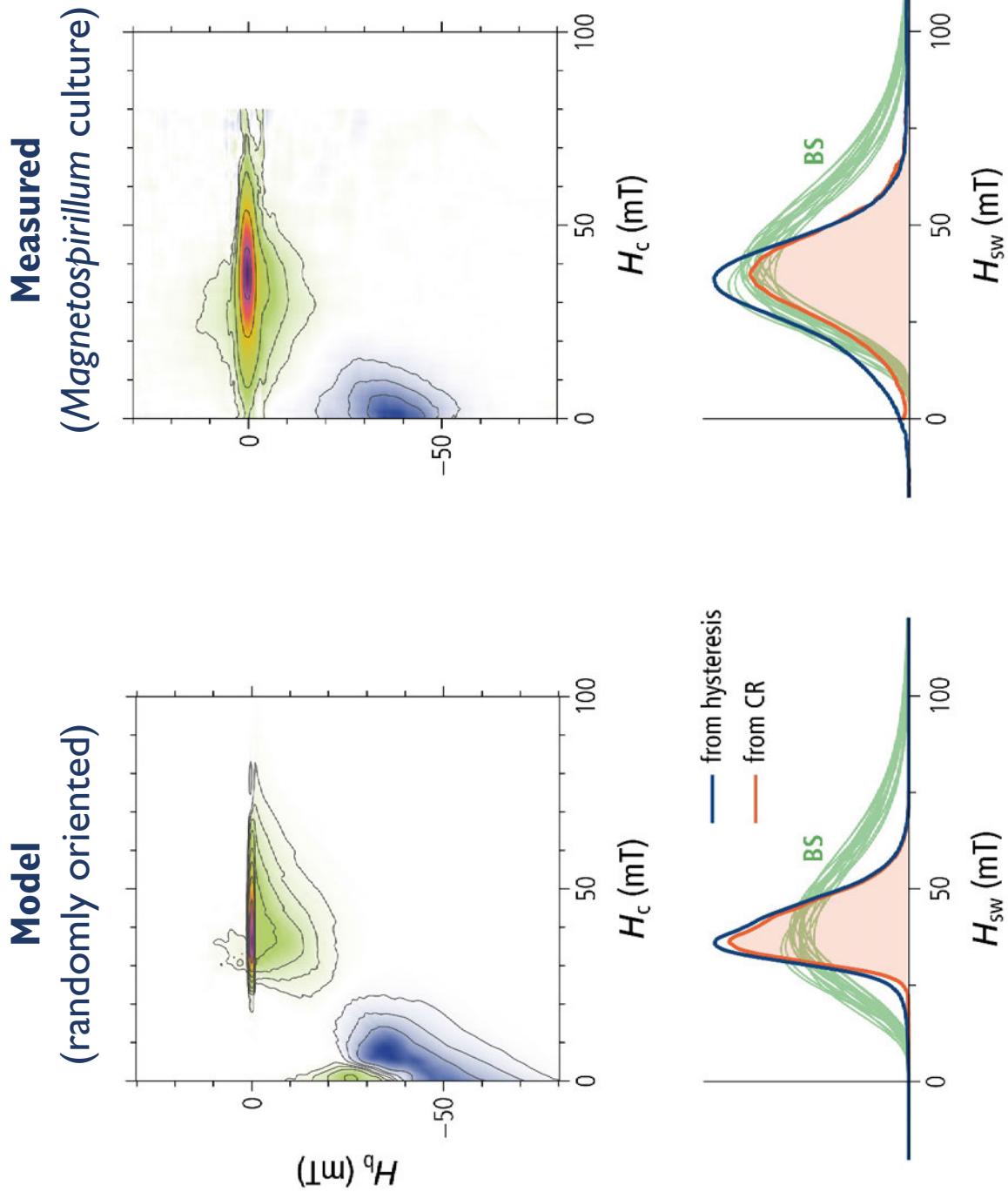
### 1° between chain axis and field direction:



### 54° between chain axis and field direction:

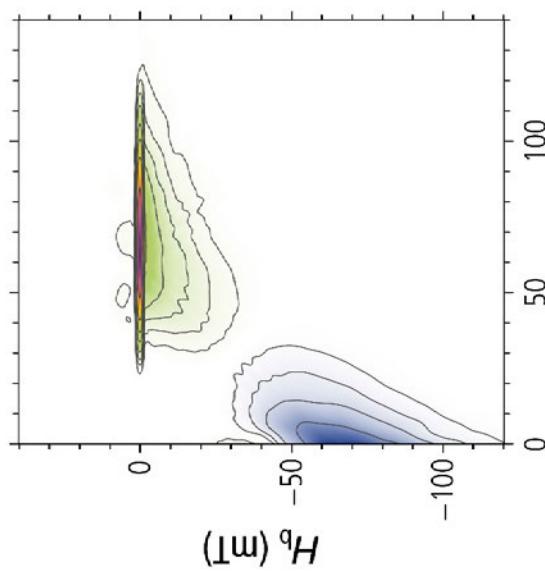


# Forward modelling | FORC signature of single chains of equidimensional magnetosomes



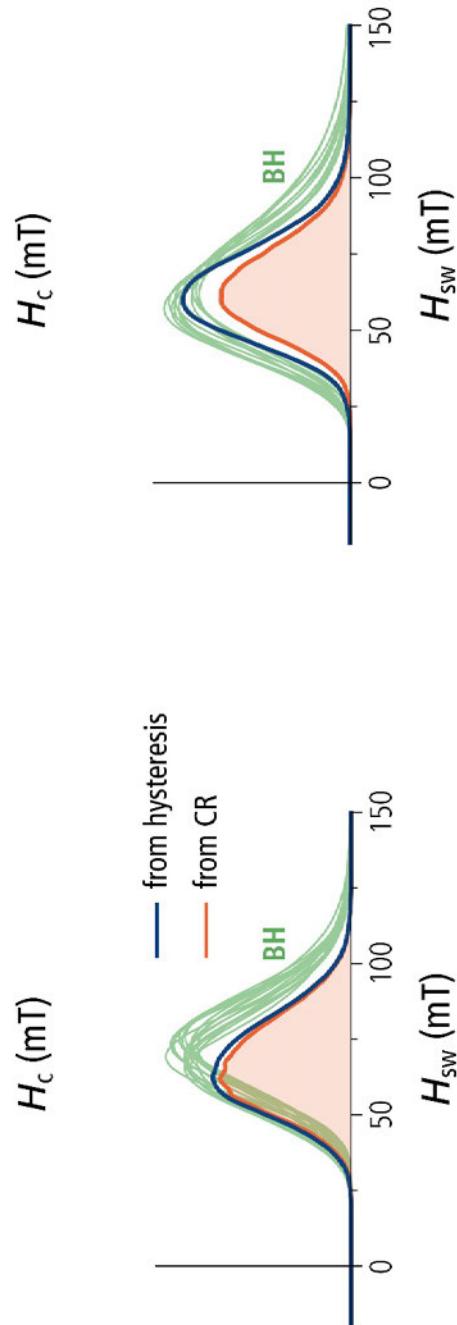
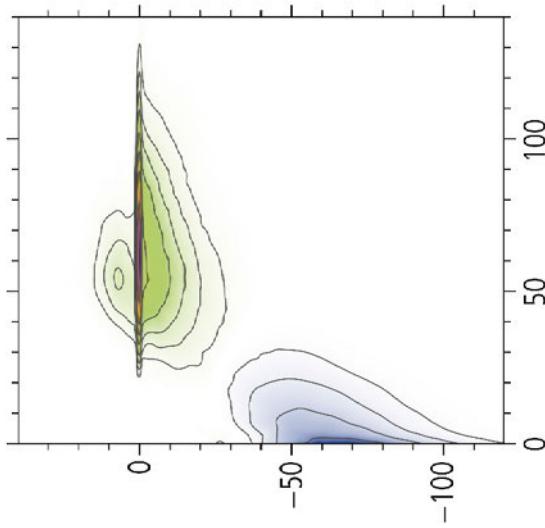
# Forward modelling | FORC signature of single chains of prismatic magnetosomes

**Model**  
(single chains)



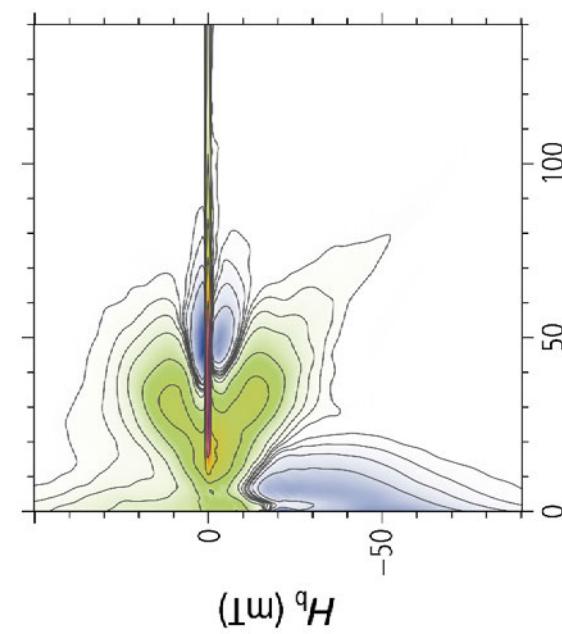
**Model**

(double chains)

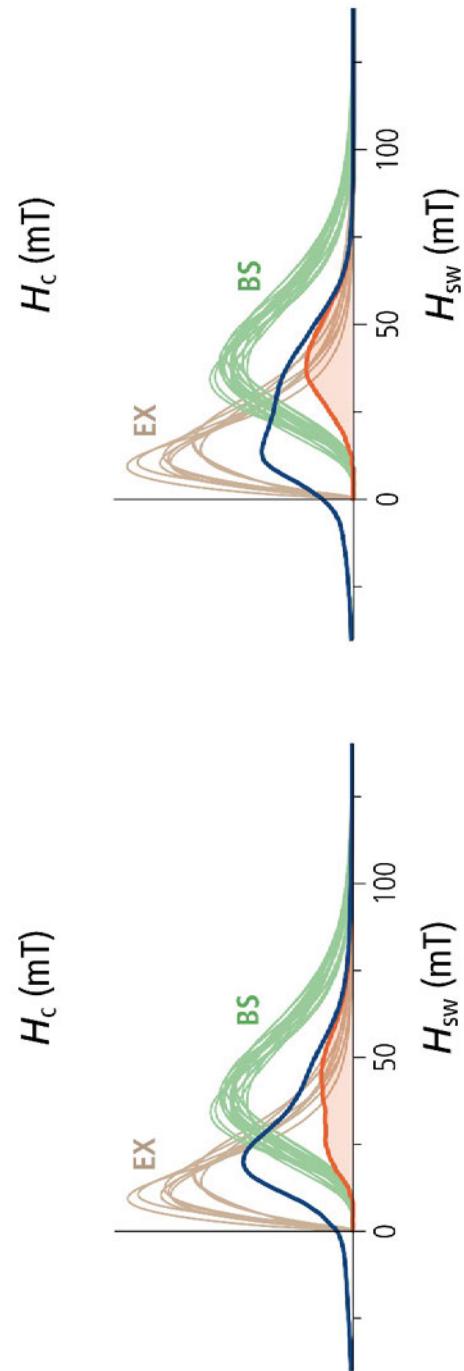
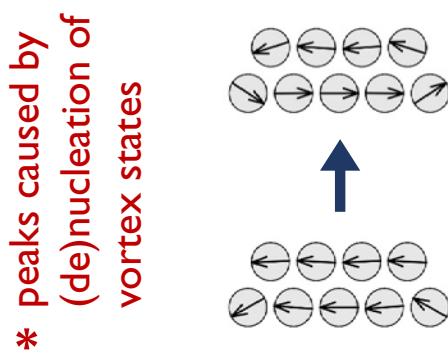
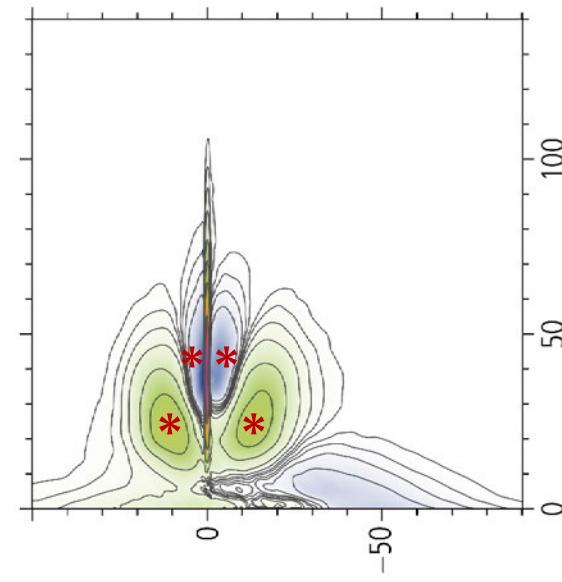


# Forward modelling | FORC signature of double chains of equidimensional magnetosomes

## Model (half-staggered magnetosomes)

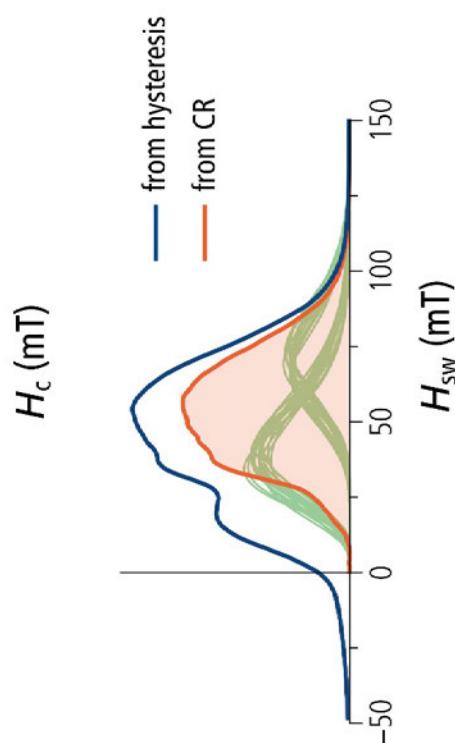
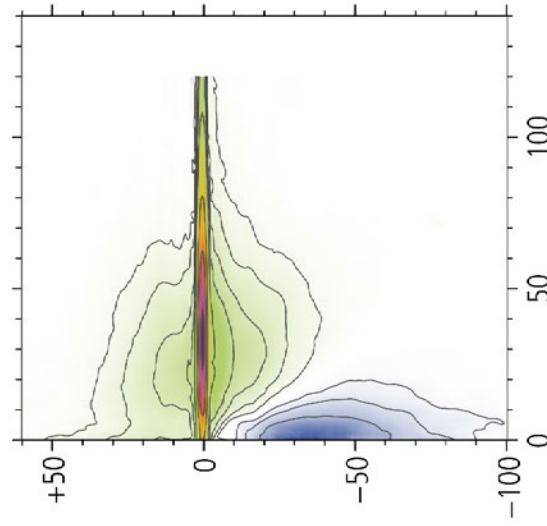
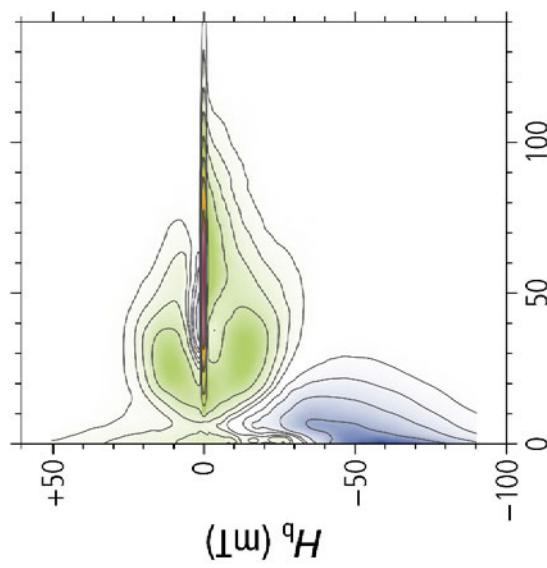


## Model (side-to-side magnetosomes)



## Forward model (single and double chains)

## Extractable SD magnetite (pelagic carbonate)

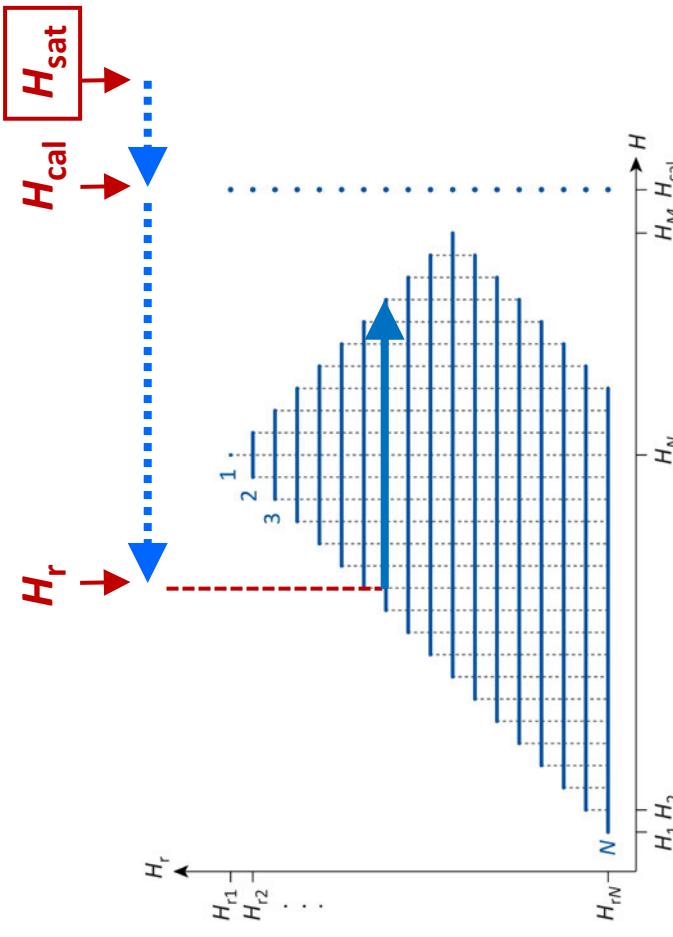


\* Magnetofossil-rich sediments contain a low-coercivity phase compatible with isolated equidimensional particles.

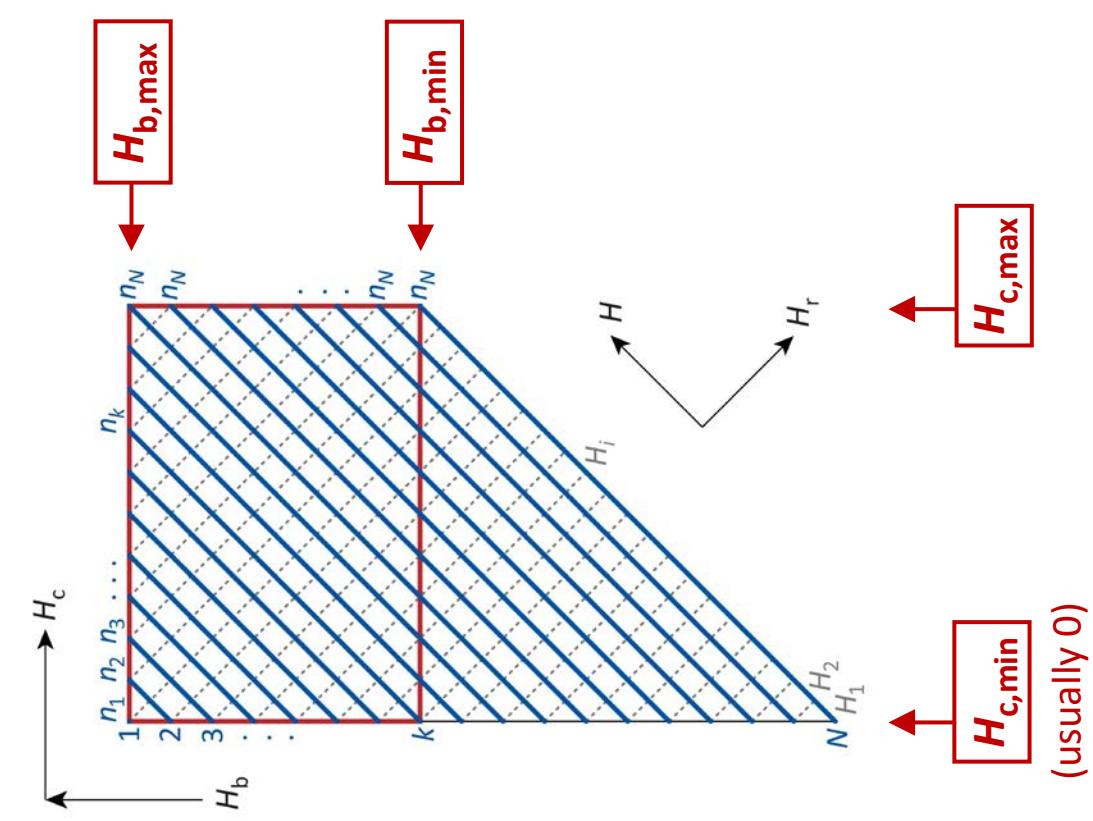
# Measuring and processing FORC

## Preisach & FORC | The main parameters of a FORC measurement protocol

▼ **FORC measurement protocol**  
(measurement coordinates  $H_r, H$ )



▼ **FORC measurement protocol**  
(FORC coordinates  $H_c, H_b$ )



- FORCs are prepared by sweeping the field from  $H_{\text{sat}}$  to  $H_{\text{sat}}$ . Calibration measurements are taken in  $H_{\text{cal}} < H_{\text{sat}}$  for drift correction purposes.

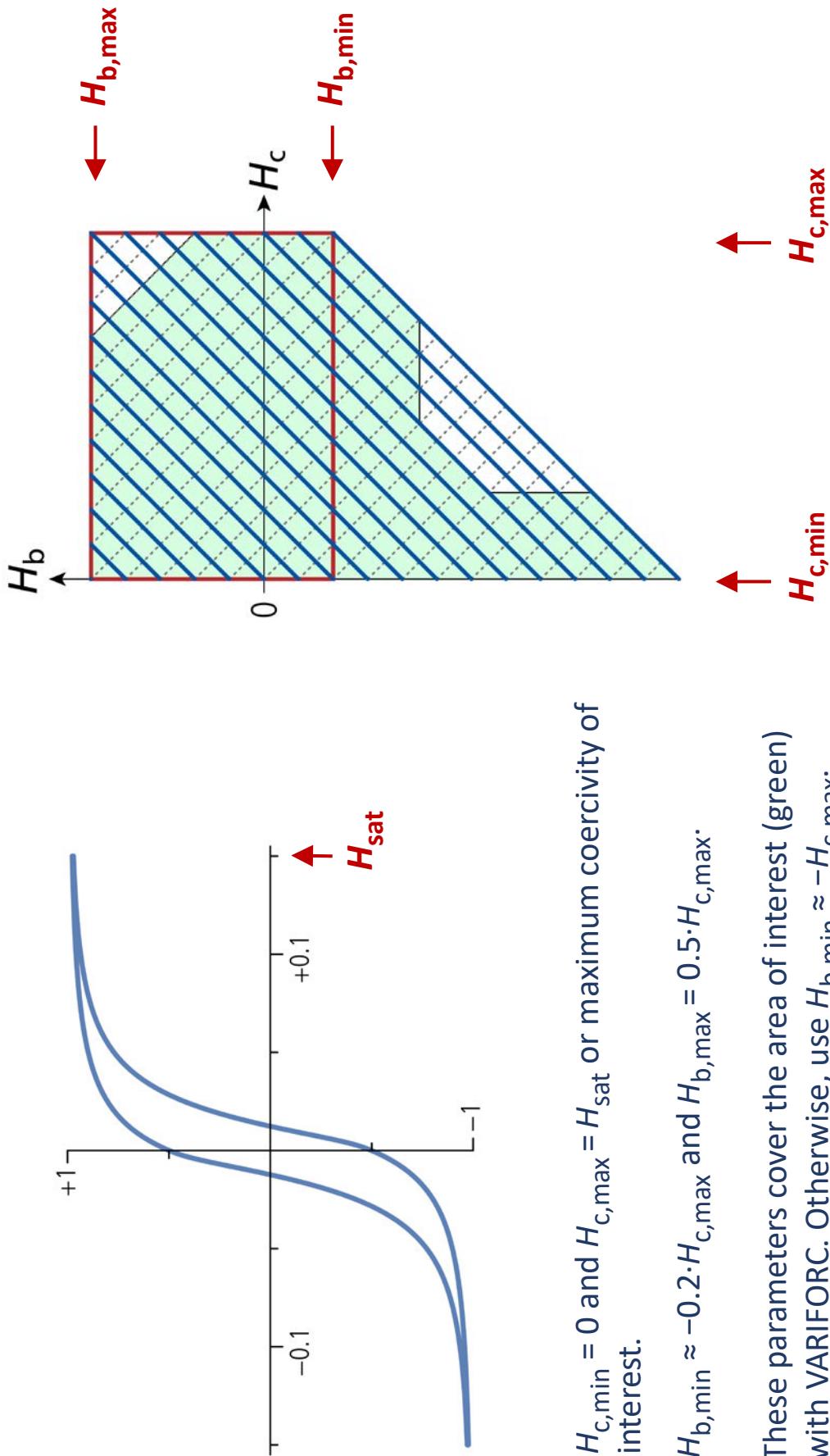
- The range of FORC measurements is chosen so, that it fill the red rectangle.

$(\text{usually } 0)$

## Preisach & FORC | Typical FORC protocol parameters for SD hysteresis

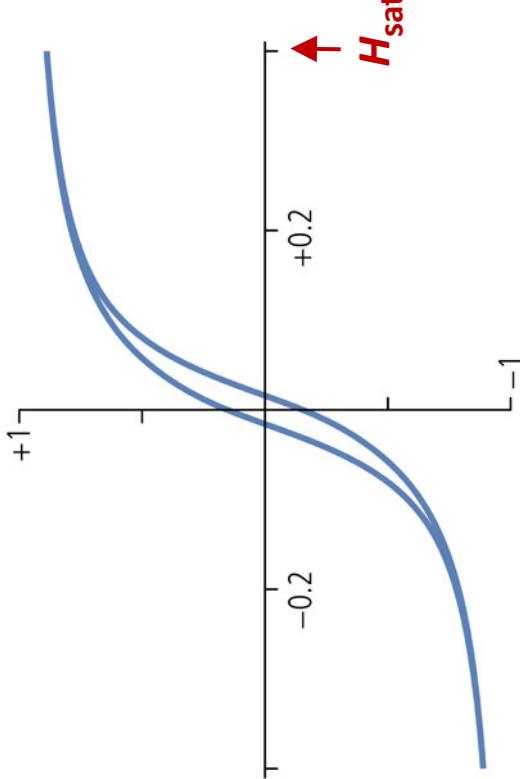
### ▼ SD hysteresis

### ▼ FORC measurement protocol (FORC coordinates $H_c$ , $H_b$ )

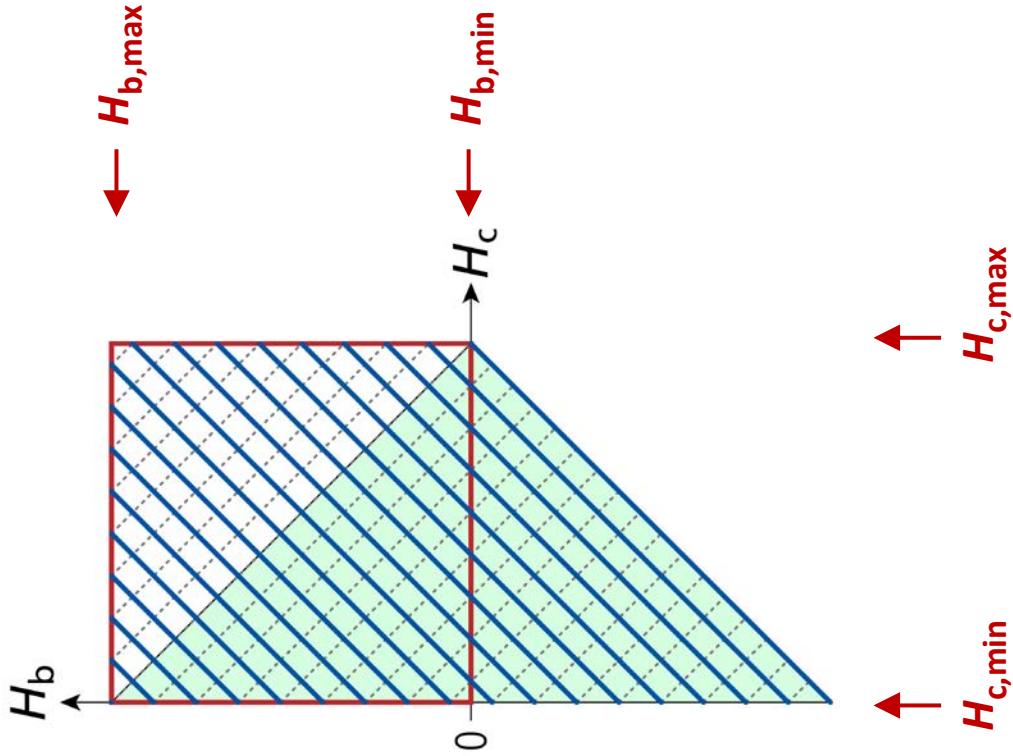


## Preisach & FORC | Typical FORC protocol parameters for SD hysteresis

### ▼ PSD hysteresis



### ▼ FORC measurement protocol (FORC coordinates $H_c, H_b$ )

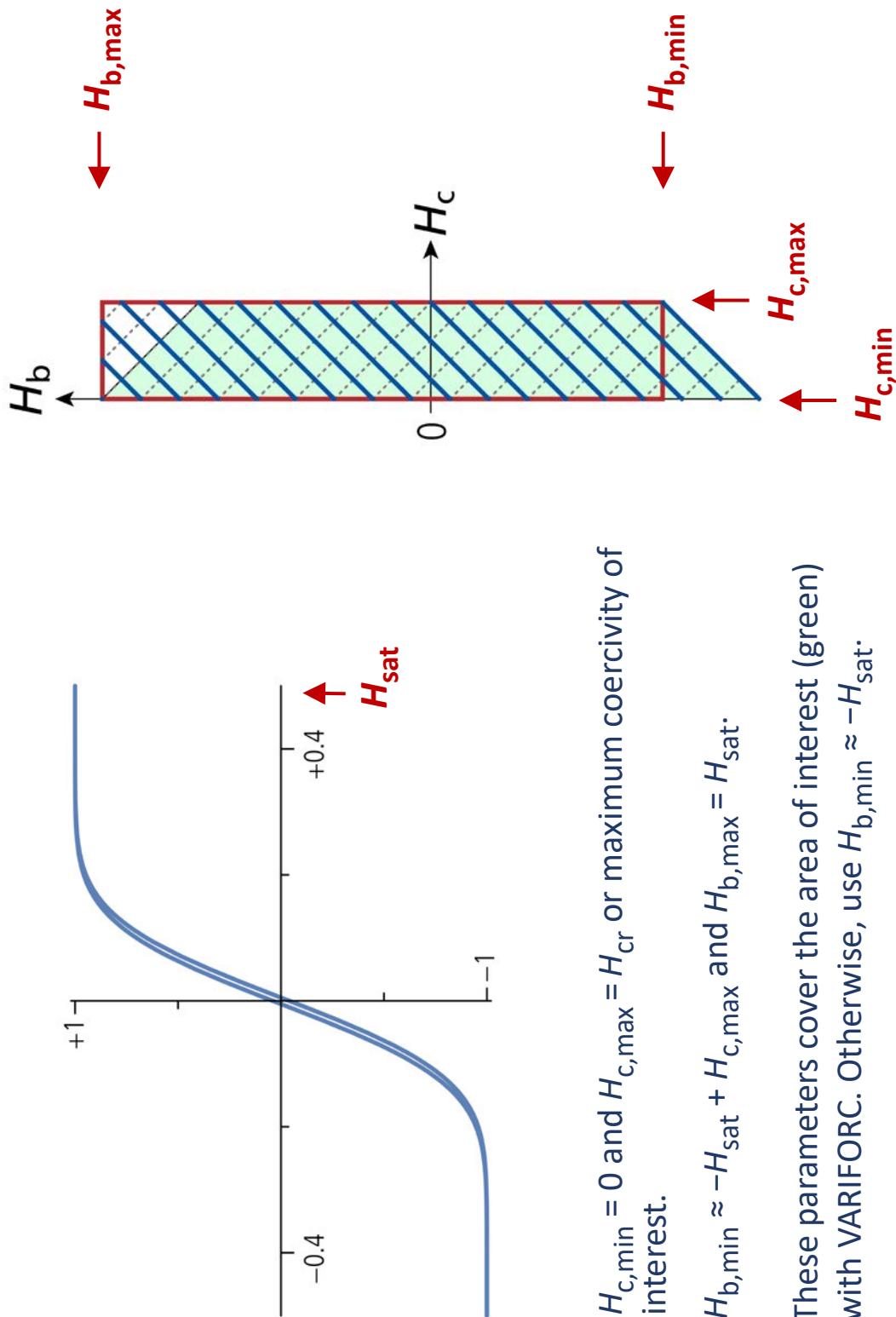


- $H_{c,\min} = 0$  and  $H_{c,\max} = H_{\text{sat}}$  or maximum coercivity of interest.
- $H_{b,\min} = 0$  and  $H_{b,\max} = H_{c,\max}$ .
- These parameters cover the area of interest (green) with VARIFORC. Otherwise, use  $H_{b,\min} \approx -H_{c,\max}$ .

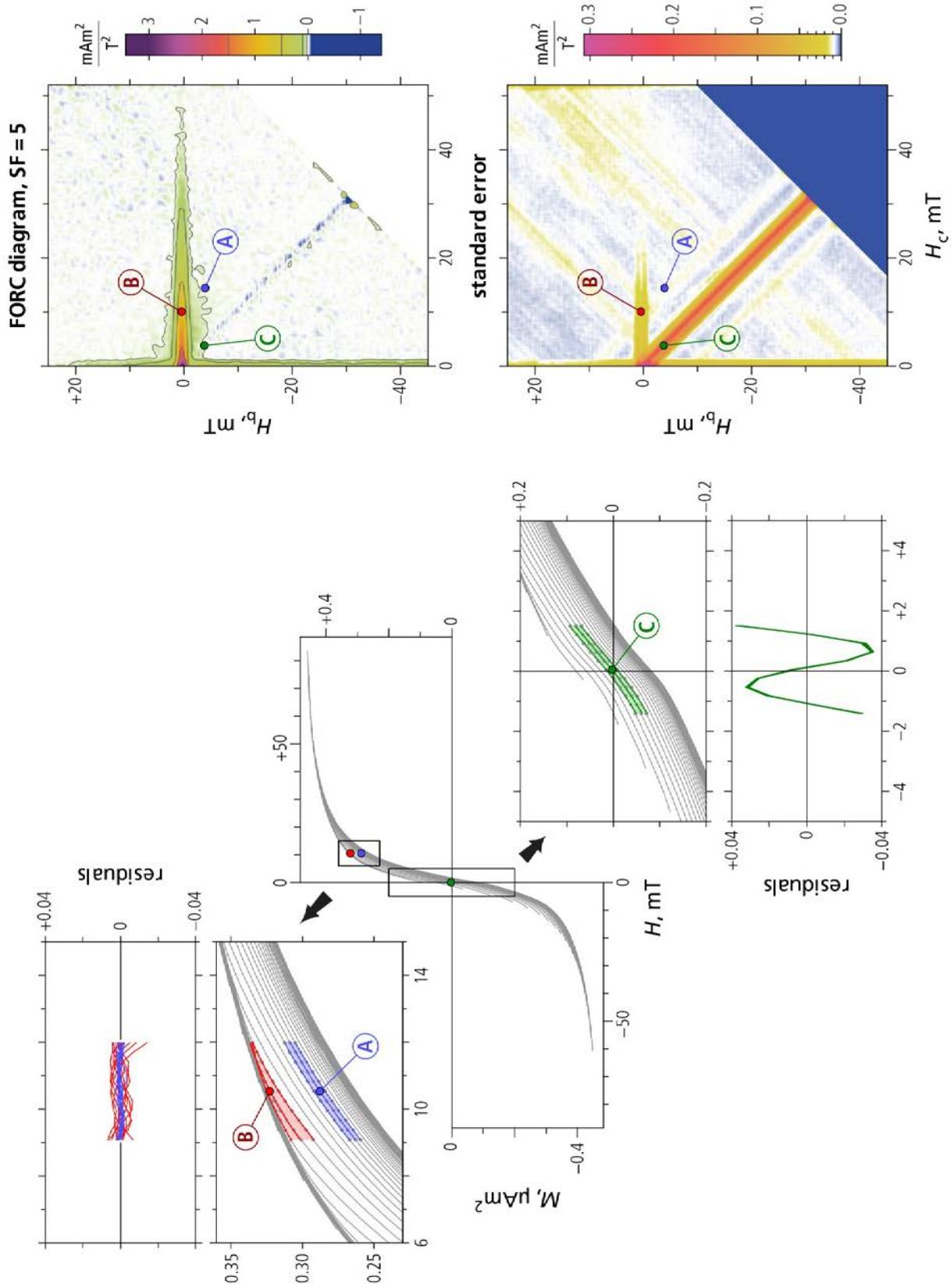
## Preisach & FORC | Typical FORC protocol parameters for MD hysteresis

### ▼ MD hysteresis

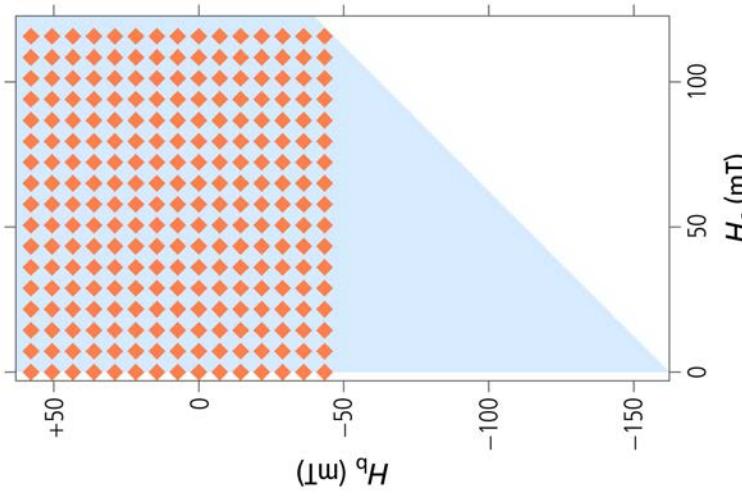
### ▼ FORC measurement protocol (FORC coordinates $H_c$ , $H_b$ )



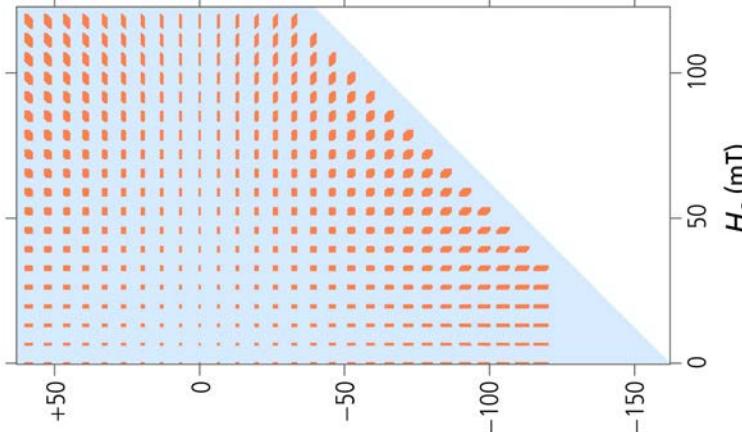
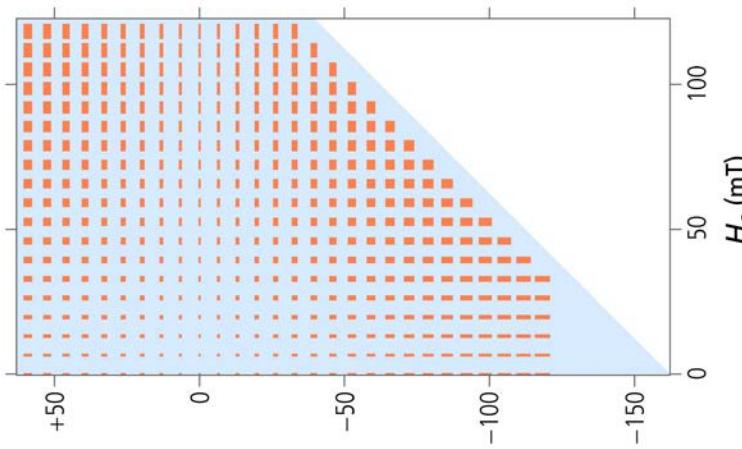
## Preisach & FORC | Critical features requiring high-resolution measurements



## Traditional processing



## VARIFORC processing

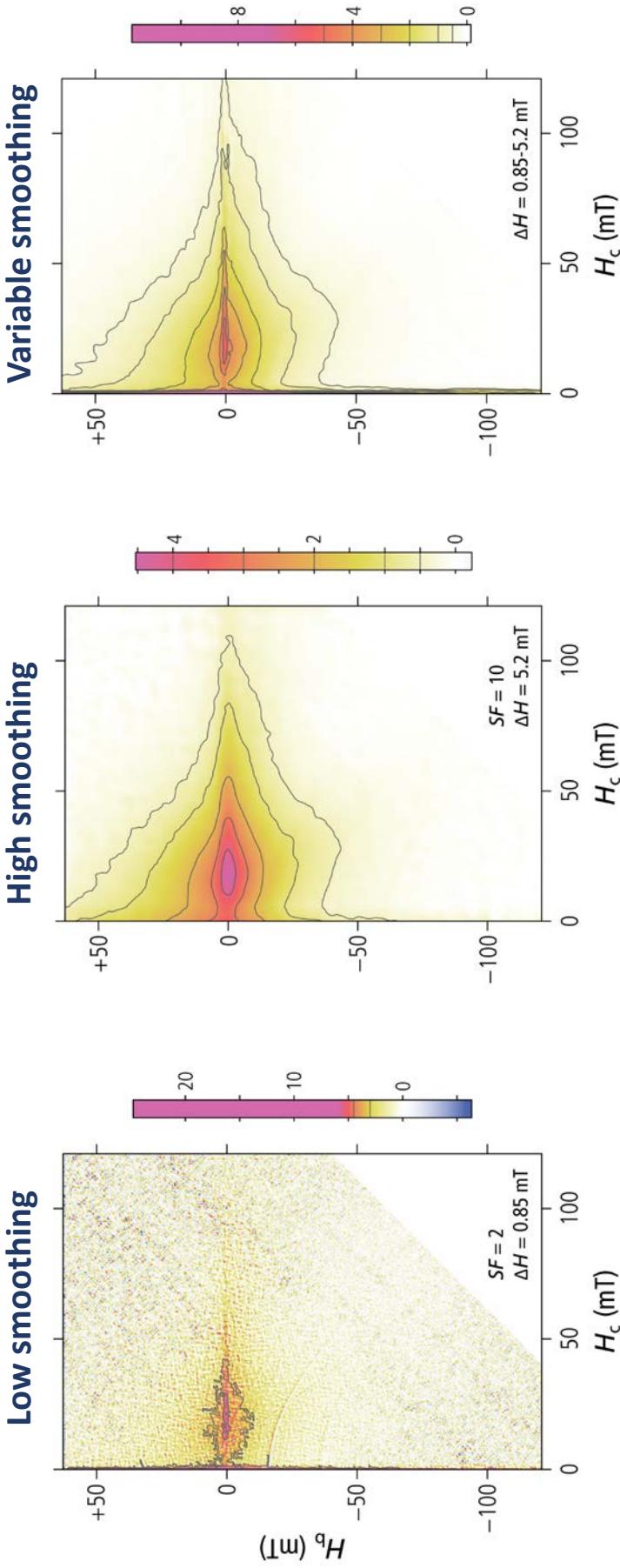


- The FORC function is calculated with polynomial regression over squares of  $(2SF+1) \times (2SF+1)$  measurement points, where SF is the **smoothing factor**.

- Polynomial regression is performed over **upright rectangles** with smoothing factors  $s_c$  (horizontal) and  $s_b$  (vertical), whose size increases with  $H_c$  and  $H_b$ , following the natural high resolution requirement in small fields.

- Regression rectangles can be trimmed in measurement coordinates to accommodate special hysteresis features (e.g. large slopes at  $H=0$  and/or  $H=\pm H_c$ ).

## Preisach & FORC | The importance of correct FORC processing



- The FORC diagram resolution is given by  $\Delta H = (2SF + 1) \cdot \delta H$  where  $\delta H$  is the size of field steps during measurements.
- With  $SF = 2$ , only a vertical and a horizontal ridge are clearly visible ➔ viscous SD particles.
- With  $SF = 10$ , enough measurement noise is removed to identify a smooth background with typical PSD signature.
- All FORC features are correctly resolved and represented.
- Variable smoothing processing with VARIFORC uses a local trade-off between resolution and measurement noise suppression.

# Preisach & FORC | The VARIFORC processing software

The screenshot shows the VARIFORC software interface. At the top, there's a navigation bar with links for DOWNLOADS, HOME, DATA, RESEARCH, INFRASTRUCTURE, DOWNLOADS, ABOUT US, and VARIFORC. Below the navigation bar, there's a search bar with the placeholder "Software News". The main content area has a title "VARIFORC: VARIable FORC processing software" and four sections: "correct", "calculate", "plot", and "model". Each section contains a small image illustrating its function: "correct" shows a noisy FORC curve being smoothed; "calculate" shows a central ridge diagram; "plot" shows a 3D surface plot of coercivity distributions; and "model" shows a hysteresis loop with a fitted curve. To the right of the interface, there's a sidebar with a "LOG IN" button and a language selection dropdown set to "English (UK)".

## A software package for advanced processing of first-order reversal curves

**What is VARIFORC?** VARIFORC is the first software package dedicated to advanced processing of first-order reversal curves (FORC). It offers state-of-the-art processing tools, such as weighted polynomial regression, heteroscedastic error calculations, variable smoothing for optimal noise suppression, manual/automatic handling of problems related to high-resolution features (ridges, rectangular hysteresis loops with very steep flanks), as well as special tools for coercivity analysis and central ridge processing. VARIFORC supports standard processing tasks (e.g., import single/multiple measurement sets, correct drift and outliers, calculate the FORC diagram, customized plotting (contour lines, significance tests), and modeling (e.g., linear combination of FORC datasets/diagrams, ridge extraction).

**Applications.** VARIFORC offers unique features suited for general-purpose and special applications. Special applications include, but are not limited to: processing noisy measurements obtained from weak specimens (e.g., sediments and thin films) • processing measurements containing non-regular features such as first- and second-derivative discontinuities (e.g., collective nucleation/ denucleation processes, magnetic viscosity, and non-interacting particles) • seamless combination of measurements (e.g., stacking and differences) • calculation of coercivity distributions • isolation of specific signatures (e.g., the central ridge) • quantitative analyses (i.e., magnetizations corresponding to specific FORC signatures).

**Requirements.** VARIFORC runs with [Mathematica](#) and [Mathematica CDF PlayerPro](#) on Windows, Linux, and Mac. Previous knowledge of Mathematica Software is not required. Mathematica CDF PlayerPro is recommended for users not interested in other applications, because of the reduced licensing costs (about 240 US\$ or 190 € plus taxes). See the user manual about installation and further details.

**Documentation.** VARIFORC comes with a very detailed user Manual, a general FORC tutorial, and several downloadable application examples. Each example focuses on materials with specific processing requirements (e.g., magnetotaxis-bearing sediments and volcanic rocks with pseudo-single-domain signatures). Examples are also dedicated to specific processing problems (e.g., first- and second-derivative discontinuities, and correction of first measurement points). Each application example provides sets of VARIFORC processing parameters that can be used to analyze FORC measurements of similar materials.

**Support.** VARIFORC is continuously updated and new examples are added by [Ramon Egel](#). Personal support is granted to new users on the basis of their own data.

# Preisach & FORC | The VARIFORC processing software

The screenshot shows the main interface of the VARIFORC software. At the top, there is a navigation bar with links for DOWNLOADS, DATA, RESEARCH, INFRASTRUCTURE, DOWNLOADS, ABOUT US, English (UK), and LOGIN. Below the navigation bar, there is a "News and Updates" section with a message about the current version. The main content area is divided into two main sections: "Downloads" and "Examples".

## Downloads

- Installation Package v 2.04**  
VARIFORC\_Installation\_package\_v 2.04.zip  
Download
- Manuals**  
VARIFORC\_Manuals\_v 2.04.zip  
Download

## Examples

- Magnetofossil-rich sediment**  
VARIFORC\_Examples\_Magnetofossil\_rich\_sediment.zip  
Download
- First point correction**  
VARIFORC\_Examples\_First\_point\_correction.zip  
Download
- Single-domain viscosity**  
VARIFORC\_Examples\_Single\_domain\_viscosity.zip  
Download
- Rectangular hysteresis**  
VARIFORC\_Examples\_rectangular\_hysteresis.zip  
Download
- Positive mean field correction**  
VARIFORC\_Examples\_positive\_mean\_field\_correction.zip  
Download
- pseudo-single-domain particles (volcanic ash)**  
VARIFORC\_Examples\_PSD1\_volcanic\_ash.zip  
Download

At the bottom right, there are buttons for Ordering (Ascending) and Display Num 20.

## Further reading

## Books

- Dunlop, D. & Ö. Özdemir (1997). *Rock Magnetism*, Cambridge University Press.
- Chikazumi, S. (1997). *Physics of Ferromagnetism*, Oxford Science Publications.
- Mayergoyz, I. (2003). *Mathematical models of hysteresis and their applications*, Elsevier

Reference book for rock magnetic applications, covers all relevant aspects.

Detailed explanation of the physical principles of ferromagnetism, including hysteresis, and description of the main ferromagnetic material types.

Mathematical description of hysteresis processes in a general framework.

## Articles on Preisach and FORC theory

- Preisach, F. (1935). Über die magnetische Nachwirkung, *Zeitschrift für Physik* 94, 277-302.
  - Néel, L. (1958). Sur les effets d'un couplage entre grains ferromagnétiques, *Comptes Rendus de l'Academie des Sciences* 246, 2313-2319.
  - Basso, V., and G. Bertotti (1994). Description of magnetic interactions and Henkel plots by the Preisach hysteresis model, *IEEE Transactions on magnetics* 30, 64-72.
  - Mayergoyz, I.D. (1986). Mathematical models of hysteresis, *Physical Review Letters* 56, 1518-1521.
- Original reference for Preisach theory, originally developed to describe domain wall pinning in magnetic alloys.
- Preisach-Néel theory for interacting SD particles.
- So-called moving Preisach theory for magnetic interactions.
- Mathematical foundations of Preisach theory and first description of the use of first-order reversal curves for determining the Preisach function.

## Preisach & FORC | Selected further readings

- Dunlop, D. et al. (1990). Preisach diagrams and anhysteresis: do they measure interactions? *Physics of the Earth and Planetary Interiors* 65, 62-77.
- Hejda, P. & T. Zelinka (1990). Modelling of hysteresis processes in magnetic rock samples using the Preisach diagram, *Physics of the Earth and Planetary Interiors* 63, 32-40.
- Fabian, K. & T. von Dobeneck (1997). Isothermal magnetization of samples with stable Preisach function: A survey of hysteresis, remanence, and rock magnetic parameters, *Journal of Geophysical Research* 102, 17659-17677.
- Preisach diagrams in rock magnetism, determined from magnetic remanence measurements.
- First application of a modern FORC measurement protocol.
- Description of common magnetization processes (e.g. IRM, backfield demagnetization) in the context of the Preisach theory.

## Articles on fundamental FORC knowledge

- Pike, C.R. et al. (1999). Characterizing interactions in fine magnetic particle systems using first order reversal curves, *Journal of Applied Physics* 85, 6660-6667.
- Roberts, A.P. et al. (2000). First-order reversal curve diagrams: A new tool for characterizing the magnetic properties of natural samples, *Journal of Geophysical Research* 105, 28461-28475.
- First systematic description of FORC measurement protocols and data processing.
- First review on FORC diagram properties of geologic materials and domain state discrimination.

## Preisach & FORC | Selected further readings

- Pike, C.R. et al. (2001). First-order reversal curve diagrams and thermal relaxation effects in magnetic particles, *Geophysical Journal International* 145, 721-730.
  - Description of thermal relaxation signatures in FORC diagrams (i.e. the vertical ridge along  $H_c = 0$ )
- Pike, C.R. et al. (2001). An investigation of multi-domain hysteresis mechanisms using FORC diagrams, *Physics of the Earth and Planetary Interiors* 126, 11-25.
  - Simple FORC model of MD hysteresis.
- Muxworthy, A.R. and D.J. Dunlop (2002). First-order reversal curve (FORC) diagrams for pseudo-single-domain magnetites at high temperature, *Earth and Planetary Science Letters* 203, 369-382.
  - Systematic investigation of the FORC signature of PSD particles.
- Carvallo, C. et al. (2005). Experimental comparison of FORC and remanent Preisach diagrams, *Geophysical Journal International* 162, 747-754.
  - Comparison between FORC and Preisach diagrams confirming the strong similarity between Preisach and FORC functions (which, however, are not identical!).
- Newell, A.J. (2005). A high-precision model of first-order reversal curve (FORC) functions for single-domain ferromagnets with uniaxial anisotropy, *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* 6, Q0510.
  - Analytical FORC model of isolated SD particles with uniaxial anisotropy and first theoretical prediction on the existence of a ridge along  $H_b = 0$ , now known as the central ridge.
- Muxworthy, A. & W. Williams (2005). Magnetostatic interaction fields in first-order-reversal-curve diagrams, *Journal of Applied Physics* 97, 063905.
  - Numerical FORC simulations of strongly interacting SD particles.

## Preisach & FORC | Selected further readings

- Egli, R. (2006). Theoretical aspects of dipolar interactions and their appearance in first-order reversal curves of thermally activated single-domain particles, *Journal of Geophysical Research* 111, B12S17.

Exact model for weakly interacting SD particles explaining the tear-drop shape of contour lines.
- Dumas, R.K. et al. (2007). Magnetic fingerprints of sub-100 nm Fe dots, *Physical Review B* 75, 134405.
- Lappe, S.C. et al. (2011). Mineral magnetism of dusty olivine: A credible recorder of pre-accretionary remanence, *Geochemistry Geophysics Geosystems* 12, Q12Z35.

FORC signature of particles across the SD-PSD transition.
- Wehland, F. et al. (2005). Experimental evaluation of magnetic interaction in pyrrhotite bearing samples, *Physics of the Earth and Planetary Interiors* 153, 181-190.

Similar FORC signature as above for Fe-Ni inclusions in dusty olivines.
- Roberts, A. et al. (2006). Characterization of hematite ( $\alpha$ -Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>), goethite ( $\alpha$ -FeOOH), greigite (Fe<sub>3</sub>S<sub>4</sub>), and pyrrhotite (Fe<sub>7</sub>S<sub>8</sub>) using first-order reversal curve diagrams, *Journal of Geophysical Research* 111, B12S35.

FORC signature of non-magnetite minerals in geologic materials.
- Egli, R. et al. (2010). Detection of noninteracting single domain particles using first-order reversal curve diagrams, *Geochemistry Geophysics Geosystems* 11, Q01Z11.

First detection of a central ridge as signature of isolated SD particles and magnetofossils in sediments, as theoretically predicted by Newell (2005).

# Preisach & FORC | Selected further readings

- Roberts, A.P. et al. (2010). Magnetic properties of sedimentary greigite ( $\text{Fe}_3\text{S}_4$ ): an update, *Reviews of Geophysics* 49, RG1002.
- Egli, R. & M. Winklhofer (2014). Recent developments on processing and interpretation aspects of first order reversal curves, *Uchenye Zapiski Kazanskoj Universiteta. Seria Estestvennye Nauki* 156, 14-53

## Articles on sedimentary FORC signatures

- Egli, R. et al. (2010). Detection of noninteracting single domain particles using first-order reversal curve diagrams, *Geochemistry Geophysics Geosystems* 11, Q01Z11.
  - Ludwig, P. et al. (2013). Characterization of primary and secondary magnetite in marine sediment by combining chemical and magnetic unmixing techniques, *Global and Planetary Change* 110, 321-339.
  - Roberts, A.P. et al. (2012). Searching for single domain magnetite in the “pseudo-single-domain” sedimentary haystack: Implications of biogenic magnetite preservation for sediment magnetism and relative paleointensity determinations, *Journal of Geophysical Research* 117, B08104
- Review on greigite magnetic properties including FORC diagrams.
- A brief FORC review, freely downloadable and also available at the VARIFORC homepage.
- First detection of a central ridge as signature of isolated SD particles and magnetofossils in sediments, as theoretically predicted by Newell (2005).
- Precise isolation of the FORC signature of secondary magnetite in a pelagic carbonate, which can be used for reference purposes, and detailed analysis.
- Widespread occurrence of the central ridge as FORC signature of SD particles in sediment. See Ludwig et al. (2013) for the isolated signature.

## Preisach & FORC | Selected further readings

- Roberts, A.P. et al. (2011). Magnetic properties of sedimentary greigite ( $\text{Fe}_3\text{S}_4$ ): an update, *Reviews of Geophysics* 49, RG1002.  
Review on greigite magnetic properties including FORC diagrams.
- Egli, R. & M. Winklhofer (2014). Recent developments on processing and interpretation aspects of first order reversal curves, *Uchenye Zapiski Kazanskogo Universiteta. Seria Estestvennye Nauki* 156, 14-53.
- Heslop, D. et al. (2014). Characterizing magnetofossils from first-order reversal curve (FORC) central ridge signatures, *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* 15, 2170-2179.  
Systematic report on central ridge signatures in marine sediments.
- Roberts, A.P. et al. (2011). Magnetic properties of sedimentary greigite ( $\text{Fe}_3\text{S}_4$ ): an update, *Reviews of Geophysics* 49, RG1002.  
FORC signatures of greigite-bearing sediments.

## Articles on FORC measurement and processing techniques

- Pike, C.R. et al. (1999). Characterizing interactions in fine magnetic particle systems using first order reversal curves, *Journal of Applied Physics* 85, 6660-6667.  
Reference paper for simplest “standard” FORC measurement and processing protocols. First FORC processing software (Mathematica platform).
- Winklhofer, M. & G.T. Zimanyi (2006). Extracting the intrinsic switching field distribution in perpendicular media: A comparative analysis. *Journal of Applied Physics* 99, 08E710.  
FORC processing software based on similar principles as in Pike et al. (1999), but with additional useful analysis tools (MATLAB platform).

## Preisach & FORC | Selected further readings

- Harrison, R.J. & J.M. Feinberg (2008). FORCinel: An improved algorithm for calculating first-order reversal curve distributions using locally weighted regression smoothing, *Geochemistry Geophysics Geosystems* 9, Q05016.
- Egli, R. (2013). VARIFORC: An optimized protocol for calculating non-regular first-order curve (FORC) diagrams, *Global and Planetary Change* 110, 302-320.
- Heslop, D. & A.P. Roberts (2012). Estimation of significance levels and confidence intervals for first-order reversal curve distribution, *Geochemistry Geophysics Geosystems* 13, Q12240.
- Zhao, X. et al. (2015). A protocol for variable-resolution first-order reversal curve measurements, *Geochemistry Geophysics Geosystems* 16, 1364-1377.
- Lascu, I. et al. (2015). Magnetic unmixing of first-order reversal curve diagrams using principal component analysis, *Geochemistry Geophysics Geosystems* 16, 2900-2915.

FORC processing software based on weighted regression smoothing (IGOR platform). Actual version with variable smoothing is based on VARIFORC by Egli (2013).

FORC processing software based on variable smoothing through weighted regression. Best performance in terms of speed, accuracy and measurement noise suppression, with several options for plotting, combining measurements, coercivity distribution extraction, and central ridge extraction (Mathematica platform).

[www.conrad-observatory.at/zamg/index.php/downloads-en](http://www.conrad-observatory.at/zamg/index.php/downloads-en)

Error and confidence interval calculations, now included in FORCinel and VARIFORC.

A new measurement protocol based on variable field steps instead of constant field steps as in Pike et al. (1999).

Calculation of FORC end-members. Numerical end-member should be compared with physical end-members, obtained for instance from selective chemical extraction. Up to now, only one physical end-member has been characterized (Ludwig et al. 2013)

## *Selected articles on environmental magnetism applications of FORC diagrams*

- Roberts, A.P. et al. (2012). Searching for single domain magnetite in the “pseudo-single-domain” sedimentary haystack: Implications of biogenic magnetite preservation for sediment magnetism and relative paleointensity determinations, *Journal of Geophysical Research* 117, B08104  
Magnetofossils are widespread and can be preserved over geological times, carrying information about the depositional environment.
- Roberts, A.P. et al. (2011). Magnetotactic bacterial abundance in pelagic marine environments is limited by organic carbon flux and availability of dissolved iron, *Earth and Planetary Science Letters* 310, 441-452.  
Link between nutrients, Fe availability, and magnetofossil abundance.
- Abrrajevitch, A. et al. (2014). Volcanic iron fertilization of primary productivity at Kerguelen Plateau, Southern Ocean, through the Middle Miocene Climate Transition, *Paleoceanography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 410, 1-13.  
Link between Fe availability and primary productivity.
- Abrrajevitch, A. & K. Kodama (2011). Diagenetic sensitivity of paleoenvironmental proxies: A rock magnetic study of Australian continental margin sediments, *Geochemistry Geophysics Geosystems* 12, G05Z24.  
Secondary SD magnetite as sensor of diagenetic conditions in sediment.

## Preisach & FORC | Selected further readings

- Yamazaki, T. (2012). Paleoposition of the Intertropical Convergence Zone in the eastern Pacific inferred from glacial-interglacial changes in terrigenous and biogenic magnetic mineral fractions, *Geology* 40, 151-154.
  - Use of FORC diagram for discriminating terrigenous and biogenic contributions to the magnetic mineralogy of sediment.
- Savian, J.F. et al. (2014). Enhanced primary productivity and magnetotactic bacterial production in response to middle Eocene warming in the Neo-Tethys Ocean, *Paleoceanography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 414, 32-45.
  - Coupling between primary productivity and magnetofossils.
- Geiss, C.E. et al. (2008). Direct estimates of pedogenic magnetite as a tool to reconstruct past climates from buried soils, *Journal of Geophysical Research* 113, B11102.
  - FORC signature of pedogenic magnetite.
- Lippert, P.C. & J.C. Zachos (2007). A biogenic origin for anomalous fine-grained magnetic material at the Paleocene-Eocene boundary at Wilson Lake, New Jersey, *Paleoceanography* 22, PA4104.
  - Not based on FORC diagrams, because the magnetofossil detection method of Egli et al. (2010) was discovered later; however, solid evidence for a spike in magnetofossil concentration during the PETM.
- Schumann, D. et al. (2008). Gigantism in unique biogenic magnetite at the Paleocene-Eocene thermal maximum, *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States* 105, 17648-17653.
  - Same as above, with detection of unusually large magnetite particles of putative biogenic origin. This particles, however, would not produce a SD magnetic signature.

## Preisach & FORC | Selected further readings

- Wang, H. et al. (2013). Evidence for abundant isolated magnetic nanoparticles at the Paleocene-Eocene boundary, *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States* 110, 125-430.
- Ludwig, P. et al. (2016). Time-resolved 2-million-year-old supernova activity discovered in Earth's microfossil record, *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States* 113, 9232-9237.

Different interpretation of PETM magnetite signatures as originating also from non-biogenic, isolated particles. FORC diagrams, however, bear the same magnetofossil signature isolated by Ludwig et al. (2013). This controversy show that further work is needed to interpret the signature of fine-grained magnetite in sediment.

FORC analysis used to estimate the concentration of secondary SD magnetite in a pelagic carbonate and the 60-Fe isotope of supernova origin that has been incorporated.

## *Selected articles on the use of FORC diagrams for paleomagnetic applications*

- Wehland, F. et al. (2005). Magnetic interaction analysis of basaltic samples and pre-selection for absolute paleointensity measurements, *Geophysical Journal International* 162, 315-320.
- Carvalho, C. et al. (2006). Increasing the efficiency of paleointensity analyses by selection of samples using first-order reversal curve diagrams, *Journal of Geophysical Research* 111, B12103.

FORC diagrams as a pre-selection tool for paleointensity analyses.

FORC diagrams as a pre-selection tool for paleointensity analyses.

## Preisach & FORC | Selected further readings

- Yamamoto Y. & H. Hoshi (2008). Paleomagnetic and rock magnetic studies of the Sakurajima 1914 and 1946 andesitic lavas from Japan: A comparison of the LTD-DHT Shaw and Thellier paleointensity methods, *Physics of the Earth and Planetary Intergiors* 167, 118-143.

FORC diagrams used to detect SD and MD contributions and their effects on paleointensity determination.
- Abrajevitch, A. & K. Kodama (2009). Biochemical vs. detrital mechanisms of remanence acquisition in marine carbonates: A lesson from the K-T boundary interval, *Earth and Planetary Science Letters* 286, 269-277.

First study postulating that biogenic magnetite might be an important NRM carriers in sediments with abundant bioavailable iron.
- X. Mao et al. (2014). Magnetotaxis and acquisition of detrital remanent magnetization by magnetotactic bacteria in natural sediment: First experimental results and theory, *Geochemistry Geophysics Geosystems* 15, 255-283.

Use of FORC diagrams to prove the magnetofossil content of sediment used in redeposition experiment to prove that magnetofossils can acquire a NRM.
- Ouyang, T. et al. (2014). Variable remanence acquisition efficiency in sediments containing biogenic and detrital magnetites: Implications for relative paleointensity signal recording, *Geochemistry Geophysics Geosystems* 15, 2780-2796.

Use of FORC diagram to detect magnetofossil contributions, which are related to a variation in NRM acquisition efficiency.
- Snowball, I. et al. (2013). An estimate of post-depositional remanent magnetization lock-in depth in organic rich varved lake sediments, *Global and Planetary Change* 110, 264-277.

Magnetofossil-dominated NRM in varved lake sediments.

## *Selected articles on meteorite investigations with FORC diagrams*

- Acton, G. et al. (2007). Micromagnetic coercivity distributions and interactions in chondrules with implications for paleointensities of the early solar system, *Journal of Geophysical Research* 112, B03S90.

FORC signature of coupled low- and high-coercivity magnetic phases in chondrules.
- Lappe S.C. et al. (2011). Mineral magnetism of dusty olivine: A credible recorder of pre-accretionary remanence, *Geochemistry, Geophysics, Geodynamics* 12, Q12Z35.

Use of FORC measurements for the correct identification of ultrafine Fe-Ni inclusions in olivine as SD/PSD particles, despite their MD signature, as revealed by the bulk hysteresis.
- Muxworthy, A.R. & D. Heslop (2011). A Preisach method for estimating absolute paleofield intensity under the constraint of using only isothermal measurements: 1. Theoretical framework, *Journal of Geophysical Research* 116, B04102.

Paleointensity estimation method based on room-temperature FORC measurements, which can be used in cases where sample heating is not possible. Not to be used when heating is possible.
- Muxworthy, A.R. et al. (2011). A Preisach method for estimating absolute paleofield intensity under the constraint of using only isothermal measurements: 2. Experimental testing, *Journal of Geophysical Research* 116, B04103.

Experimental validation of above.

## Pictures of the meeting







