UNIVERSIDAD COMPLUTENSE DE MADRID

FACULTAD DE CIENCIAS FÍSICAS

PROGRAMA DE DOCTORADO EN FÍSICA

TESIS DOCTORAL

Variaciones del Campo Geomagnético en Asia Central Durante los Últimos 4000 años

MEMORIA PARA OPTAR AL GRADO DE DOCTOR

PRESENTADA POR

Raquel Bonilla Alba

DIRECTORES

Miriam Gómez Paccard

María Luisa Osete López

Francisco Javier Pavón Carrasco

UNIVERSIDAD COMPLUTENSE MADRID

DECLARACIÓN DE AUTORÍA Y ORIGINALIDAD DE LA TESIS PRESENTADA PARA OBTENER EL TÍTULO DE DOCTOR

D./Dña. Raquel Bonilla Alba,
estudiante en el Programa de Doctorado en Física,
de la Facultad de Ciencias Físicas de la Universidad Complutense de Madrid, como autor/a de la tesis presentada para la obtención del título de Doctor y titulada:

Variaciones del Campo Geomagnético en Asia Central Duranet los Últimos 4000 años

y dirigida por: Miriam Gómez Paccard
María Luisa Osete López
Francisco Javier Pavón Carrasco

DECLARO QUE:

La tesis es una obra original que no infringe los derechos de propiedad intelectual ni los derechos de propiedad industrial u otros, de acuerdo con el ordenamiento jurídico vigente, en particular, la Ley de Propiedad Intelectual (R.D. legislativo 1/1996, de 12 de abril, por el que se aprueba el texto refundido de la Ley de Propiedad Intelectual, modificado por la Ley 2/2019, de 1 de marzo, regularizando, aclarando y armonizando las disposiciones legales vigentes sobre la materia), en particular, las disposiciones referidas al derecho de cita.

Del mismo modo, asumo frente a la Universidad cualquier responsabilidad que pudiera derivarse de la autoría o falta de originalidad del contenido de la tesis presentada de conformidad con el ordenamiento jurídico vigente.

En Madrid, a 15 de noviembre de 2023

Fdo.: _____

Esta DECLARACIÓN DE AUTORÍA Y ORIGINALIDAD debe ser insertada en la primera página de la tesis presentada para la obtención del título de Doctor.

Agradecimientos

No puedo evitar escribir esta última parte con alguna que otra lagrimilla en los ojos. Esto se acaba, y no puedo más que dar las gracias a todos los que me habéis acompañado en este proceso. Quiero pedir perdón por si en esta lista me dejo a alguien, aquí van mis agradecimientos.

Quiero agradecer en primer lugar a mis directores de tesis. Muchas gracias, Miriam, desde el primer momento has sido un referente para mí, es muy bonito poder aprender de alguien que pone tanta pasión en lo que hace. Durante estos años has sido mi directora, pero también mi coaching y mi psicóloga. A Javi, no puedo más que agradecerte la cercanía y la paciencia que has tenido siempre conmigo, muchas gracias por enseñarme tanto y siempre con una sonrisa. Muchas gracias también a Marisa, por todos estos años de aprendizaje y darme la oportunidad de poder llevar a cabo esta tesis. Gracias porque desde la asignatura de Física de la Tierra en el grado, conseguiste transmitirme tu amor por la geofísica.

Gracias a Ali, Aida y Cris por esas conversaciones y apoyo en el laboratorio y fuera de él, con vosotras incluso medir paleointensidad se hace corto. Gracias a Mer y a Enós, que estaban desde mis inicios en el máster y me hicieron sentir como si siempre hubiese sido parte del grupo; a Albertis, que me sufrió cuando llegué como un elefante en una cacharrería. Muchas gracias a los que han ido llegando según recorría este camino: a Judit, no sabes lo que te echo de menos en nuestro pozo negro; a Pablo, aunque no me dejase dormir en los autobuses de los congresos; a Mario y su crucero gratis por Berlín; a Marina que me sigue en todas las locuras y las multiplica x10; a Ángela, siempre dando todo su apoyo con una sonrisa y gatetes; a Víctor y a sus pimientos terapéuticos que han convertido muchos lloros en risas; a Saioa, siempre ha sido un apoyo y ha encontrado las palabras perfectas para cada situación, eres todo un ejemplo como persona y como científica. Muchas gracias a Fátima y a Vicente Carlos, siempre me han echado una mano cuando lo he necesitado. Gracias a Mariano, Javi J., Lucía, Salva, Modes y toda la gente del departamento que ha hecho que cada momento del doctorado haya sido especial. MUCHISMAS GRACIAS a todos!

Merci beaucoup à tout le groupe de Rennes. À Annick, Pierrick, Philippe, c'était un plaisir de travailler et d'apprendre avec vous. À Visnney, avec qui la communication était parfois difficile, mais qui avait toujours un sourire à partager. À Louis, qui était toujours là pour m'aider à faire partie du groupe et me parler en espagnol. Et je ne peux pas oublier Fátima, tu as été comme une grande sœur pour moi, me montrant la ville et prenant soin de moi pendant les mois que j'ai passés à Rennes. Merci d'avoir été ma famille française.

Las gracias más grandes van para mis "Felices las 4": a Merche, mi pangolín sediento, que a pesar de llegar un poco más tarde se hizo hueco hasta ser una parte fundamental en mi día a día. A Carolina y Alicia, que empezamos juntas, pero nuestra amistad no se termina aquí. Podría escribir otra tesis entera contando anécdotas, risas, lloros… lo importantes que habéis sido en este camino no lo puedo expresar con palabras. Estoy segura de que vamos a seguir creciendo juntas en cada etapa, aunque la distancia ahora sea más grande que un par de puertas de despachos.

No me puedo dejar a mis compis de Dojo: Olivia, Bea, Ubaldo, Adriana, Mamen, Juanjo, Aurora, Carmen, Miguel, Marcos, Pete, Dolores... Y por supuesto al Sensei Cifuentes y a todos los Senpais. No sabéis lo importantes que os habéis vuelto para mí, la paz mental que me habéis transmitido. Todo lo que he aprendido en el Dojo también se ha reflejado en mi forma de pensar y trabajar. Como Aurora siempre dice: nos pegamos porque nos queremos.

Gracias a Elena, Marina, Ale que han estado desde, literalmente, el primer día que me matriculé en físicas.

Gracias a Juanma, compañero de aventuras y de clases desde tiempos inmemorables. Celia, siempre mi primer audio mañanero y mi abrazo necesario; Silvia, mi banda sonora; Laura, compartiendo el horóscopo cuando me costaba hasta hablar; Irene, mi team basura, escaladora de volcanes, meteoróloga y amiga de confianza; Nati, compañera de patadas culeras… sois el claro ejemplo de cómo un amigo pasa a ser familia a base de compartir vida y años. "Sois mis hermanas no porque compartamos sangre, sino porque lleváis y entendéis mi corazón como si fuese vuestro"

Por supuesto, gracias a toda mi familia, en especial a mis abuelos, que, aunque no puedan ver el final de esta tesis sé que serían los primeros en leerla de principio a fin y guardarla como oro en paño en su estantería, pero en la balda de las cosas especiales. Gracias a Manoli, siempre has sido como mi tía, te recuerdo en todos los momentos importantes de mi vida.

Y como colofón muchísimas gracias a mis padres. Habéis estado conmigo, aconsejándome y apoyándome, en cada decisión (aunque algunas veces no sea fácil lidiar con mi cabezonería y mi pronto), siendo mi lugar de refugio y al sitio al que siempre puedo volver. Cuando repartieron los padres a mí me tocó la lotería. Quiero que sepáis que cada meta que alcanzo y cada logro que consigo, es incluso más vuestro que mío.

El presente trabajo ha sido financiado por el Ministerio de Ciencia e Innovación gracias al programa de Formación del Personal Investigador PRE2018-085949 asociado al proyecto de investigación SPYKE CGL2017-87015-P.

"Cierra con llave tus bibliotecas,
si quieres, pero no hay barrera,
cerradura, ni cerrojo que puedas imponer
a la libertad de mi mente"

Una Habitación Propia

Virginia Woolf

Índice

Acrónimos *12*
Resumen *14*
Summary *17*
Capítulo 1. ..... *21*
Introducción *21*
1.1. Antecedentes y estado actual **23**
1.2. Motivación de la Tesis **27**
1.3. Objetivos **30**
1.4. Estructura de la Tesis **31**
Capítulo 2. ..... *35*
Fundamentos Teóricos *35*
2.1. El Campo Magnético Terrestre **36**
2.2.1. Inversiones de Polaridad y Excursiones Geomagnéticas 40
2.2.2. Variación secular y paleosecular 41
2.2.3. Jerks 43
2.3. Modelado del Campo Magnético Terrestre **44**
2.4. Propiedades Magnéticas de la Materia **48**
2.5. Teoría de Néel **51**
2.6. Magnetización Termorremanente **52**
2.7. Paleodirección **53**
2.8. Paleointensidad **55**
2.9. Magnetismo de Rocas **59**
Capítulo 3. ..... *69*
Metodología *69*
3.1. Muestreo y trabajo de campo **70**
3.2. Experimentos de magnetismo de rocas **74**
3.3. Paleointensidad **78**
3.4. Estudio direccional **81**
3.5. Curvas de Variación Secular **82**
Capítulo 4. ..... *85*
Contexto Arqueológico *85*

4.1. Cerámicas KGZ, KPT y TRZ. Fase 1 87

4.2. Cerámicas TRZ*, MOL, MOT, BST, JKT y SPT. Fase 2. 97

4.3. Estructuras de combustión (hornos). Fase 3 101

Capítulo 5. 109

Resultados Arqueomagnéticos 109

5.1. Resultados de magnetismo de rocas 112

5.1.1. Fragmentos cerámicos 112

5.1.2. Estructuras de combustión (hornos) 121

5.2. Resultados de Arqueomagnéticos 125

5.2.1. Criterios de Calidad utilizados 125

5.2.2. Resultados arqueomagnéticos de las cerámicas KPT, KGZ y TRZ. Fase 1 127

5.2.3. Cerámicas TRZ*, MOL, MOT, BST, JKT y SPT. Fase 2. 135

5.2.4. Estructuras de combustión (hornos) 143

5.2.5. Paleointensidad en Asia Central durante los últimos 4 milenios (2000 a.C. al 1429 d.C.). Aportaciones de este trabajo 152

Capítulo 6. 155

Discusión I: 155

Variaciones del Campo Magnético en Asia Central 155

6.1. Introducción 156

6.2. Análisis de la dirección del campo magnético durante los últimos 2.500 años 157

6.3. Análisis de la intensidad del campo magnético durante los últimos 4.000 años 160

6.4. Análisis de mínimo de intensidad entorno al cambio de Era y su posible origen no dipolar 167

6.5. Análisis global de la característica en forma de V del CMT 174

Capítulo 7. 181

Discusión II: 181

Aplicación de las Curvas de Variación Paleosecular como Herramienta de Datación a posteriori 181

7.1. Introducción 182

7.2. Metodología 183

7.3. Aplicación a datos de intensidad en Uzbekistán 186

Capítulo 8/ Chapter 8. Conclusiones y Perspectivas Futuras / Conclusions and Outlook 191

Referencias 207

ANEXOS 219

ANEXO I. 220

ANEXO II. 244

Acrónimos

A

Anomalía de la Edad del Hierro (Levantine Iron Age Anomaly) – LIAA

Anisotropía de la Termorremanencia – ATRM

Angulo de Desviación Máxima (Deviarion Angle) – DANG

B

Balanza de Traslación de Campo Variable – VFTB

C

Campo Magnético Terrestre – CMT

Componente Radial de CMT – Br

Curvas de Variación Paleosecular – PSVC

D

Desarrollo de Funciones Armónicas – SHA

Desarrollo de Funciones Armónicas en Casquetes Esféricos – SCHA

Desmagnetización por Campo Alternos – AF

Desviación Angular Máxima (Maximum Angular Deviarion) – MAD

Dipolo Axial Geocentrico – GAD

E

Error Cuadrático Medio (Root Mean Square Error) – RMSE

I

IRM por Saturación (Saturation Isothermal Remanent Magnetization) – SIRM

L

Límite Manto-Núcleo – CMB

M

Magnetización Remanente Natural – NRM

Magnetización Remanente Isoterma (Isothermal Remanente Magnetization) – IRM

Magnetización Termorremanente – TRM

Magnetización Termorremanente Parcial – pTRM

Momento Dipolar – DM

Momento Dipolar Virtual Axial (Virtual Axial Dipole Moment) – VADM

Monodominio – SD

Multidominio – MD

P

Parche de Flujo Inverso (Reversed Flux Patch) – RFP

Polo Geomagnético Virtual – VGP

Posición del Polo Geomagnético – GP

V

Variación Secular – SV

Variación Paleosecular – PSV

Resumen

El planeta Tierra, de unos 6.378 kilómetros de radio, es un sistema complejo que se puede dividir en diferentes capas concéntricas que tienen una dinámica muy variada. El abordaje de su estudio es complejo, ya que, a pesar de haber sido capaces de viajar 17.400 millones de kilómetros para conocer el espacio, únicamente se han podido perforar unos 12 kilómetros hacía el interior de la Tierra. Por lo tanto, la forma de estudiar nuestro planeta se basa en el análisis de fenómenos observables en la superficie terrestre, tales como los terremotos o el campo geomagnético.

El campo magnético terrestre es de vital importancia para la vida, ya que permite la existencia de la atmósfera y nos protege de las radiaciones y las partículas nocivas procedentes del espacio. A pesar de ser esencial para la supervivencia humana, aún desconocemos algunas características que rigen su comportamiento y evolución. Actualmente, se sabe que el origen del campo magnético de la Tierra radica en los movimientos de convección del material presente en el núcleo externo, y que, a pesar de ser una característica global, tiene un importante carácter regional. Por tanto, para conocer en mayor detalle la evolución espacial y temporal del campo magnético terrestre, resulta crucial disponer de información que esté uniformemente distribuida en ambos dominios, el espacial y el temporal. En los últimos 400 años, las características del campo geomagnético se han estudiado en base a observaciones directas proporcionadas por los datos históricos de navegantes, los observatorios geomagnéticos y, más recientemente, los satélites. Para estudiar el comportamiento del campo geomagnético en periodos anteriores a la era instrumental, se hace necesario recurrir a medidas indirectas, como las proporcionadas por estudios paleomagnéticos y arqueomagnéticos. Concretamente, los trabajos basados en el arqueomagnetismo se centran en el estudio de la termorremanencia adquirida por los minerales ferromagnéticos presentes en materiales arqueológicos y que fueron calentados a altas temperaturas. Estos minerales, al calentarse y posteriormente enfriarse desde altas

temperaturas, son capaces de registrar el campo geomagnético local presente en el momento de su enfriamiento. Gracias a este proceso, la información del campo geomagnético queda registrada en los materiales arqueológicos calentados a lo largo de periodos de tiempo largos.

La información arqueomagnética disponible en las bases de datos más recientes, proviene principalmente del hemisferio norte, y concretamente de Europa. En esta Tesis se presente arrojar luz sobre las variaciones del campo magnético de la Tierra en Asia Central durante los últimos 4000 años. Cabe destacar que, en la actualidad, no existen datos arqueomagnéticos de declinación para esta región y los datos de inclinación y paleointensidad existentes no cumplen con los criterios de calidad establecidos actualmente. Para llevar a cabo una reconstrucción del comportamiento del campo geomagnético en Asia Central, en esta Tesis se han llevado a cabo estudios arqueomagnéticos de material arqueológico muestreado en varios yacimientos del sur de Uzbekistán, datados entre el 2000 a.C. y el 1429 d.C. En total se ha estudiado la paleointensidad de 551 especímenes cerámicos mediante el método de Thellier-Thellier, obteniendo 96 nuevos datos de paleointensidad. Además, esta Tesis aporta los primeros datos arqueomagnéticos completos (declinación, inclinación e intensidad), gracias al estudio de 9 hornos arqueológicos muestreados in situ en Uzbekistán. Sobre el material analizado también se han realizado experimentos de magnetismo de rocas que han permitido determinar los principales minerales ferromagnéticos responsables de la magnetización. En la mayoría de las muestras analizadas los principales portadores magnéticos son la magnetita y la titanomagnetita. En algunos casos, se han encontrado minerales de altas coercitividades como la maghemita y la hematites.

A partir de la información aportada en esta Tesis, y tras un análisis exhaustivo de la base de datos disponible para Asia Central, se ha creado la primera curva de variación paleosecular de intensidad para los últimos 4000 años. A partir de la curva de intensidad obtenida se ha observado un aumento de la intensidad entre el año 1200 a.C. y el 900 a.C. Estas altas intensidades, de hasta 70 μT, se

mantienen hasta el 400 a.C, cuando se observa una caída brusca de la intensidad seguida de una rápida recuperación, dando lugar a un patrón en forma de "V". Este fenómeno no se había identificado previamente en las reconstrucciones paleomagnéticas globales más recientes. Ese evento particular ha sido además estudiado en otras regiones del globo, lo que ha permitido caracterizar espacialmente la extensión de dicho patrón del mínimo de intensidad. Además, se ha observado que la intensidad del campo geomagnético experimenta variaciones más suaves después de dicho evento, caracterizándose por una disminución continua de la intensidad en los últimos siglos.

Por otro lado, se ha actualizado la familia de modelos SHAWQ utilizando los datos arqueomagnéticos presentados en esta Tesis para el periodo entre el 400 a.C. y el 400 d.C. con. Esta actualización ha permitido estudiar en detalle el comportamiento del campo geomagnético a escala global durante el evento de mínimo de intensidad en forma de "V". Este análisis ha revelado una contribución importante del campo no dipolar en la superficie de la Tierra, relacionada con un parche de flujo inverso del campo radial en el límite manto-núcleo externo debajo de la zona de Uzbekistán. Este parche alcanza su máximo alrededor del cambio de Era, dando lugar al mínimo de intensidad registrado en la superficie por los nuevos datos de alta calidad obtenidos en esta Tesis.

Además, en esta Tesis se ha aplicado un nuevo método de datación *a posteriori*. Para ello, se evalúa *a posteriori* las características de los datos arqueomagnéticos utilizados en la construcción de la curva de variación paleosecular de intensidad. El método permite redefinir las distribuciones de probabilidad asociadas tanto a la edad como a la medida de intensidad del dato arqueomagnético, proporcionando los valores más probables de acuerdo con la propia curva de variación paleosecular que se está construyendo con ese dato. El propósito de esta nueva metodología de datación *a posteriori* es discernir entre distintas edades de materiales arqueológicos encontrado en un mismo yacimiento ya asociados a un mismo intervalo de edad.

Summary

The Earth, with a radius of about 6378 km, constitutes a complex system that can be divided into several concentric layers, each characterized by different dynamics. Investigating these layers presents a significant challenge, since even though we have managed to travel 17,400 million km to explore space, only a mere 12 km have been reached into the depths of the Earth. Thus, our methods of studying our planet are based in the analysis of observable phenomena at the Earth´s surface, such as earthquakes or the geomagnetic field.

The Earth´s magnetic field plays a crucial role in supporting life, since it enables the existence of the atmosphere, and it protects us from several forms of radiation as well as harmful particles from outer space. Despite being essential for human survival, we still do not completely understand some characteristics that drive its behavior and evolution. The Earth's magnetic field originates in the outer core through the convective motion of melted material, generating a global magnetic field characterized by a strong dipolar character. However, even if the geomagnetic field presents a global geometry, understanding its spatial and temporal evolution requires careful consideration of regional features. Therefore, to better understand in detail the spatial and temporal evolution of the geomagnetic field, it is important to have information uniformly distributed in both spatial and temporal domains. For the last 400 years, this information is based on direct measurements such as historical navigation data, geomagnetic observatories, and satellites. In order to study the magnetic field prior to this instrumental period, we need indirect measurements through paleomagnetic and archaeomagnetic studies. Specifically, studies based on archaeomagnetism analyze the thermoremanence of ferromagnetic minerals present in archaeological material. When these minerals are heated to high temperatures and, upon cooling, they record the local geomagnetic field at that moment. Thanks to the ferromagnetic minerals, found in some archaeological structures, the past information of the geomagnetic field can be recorded over geological periods.

Archaeomagnetic data available in state-of-the-art databases come mostly from the Northern Hemisphere, particularly from Europe. This PhD Thesis aims to shed light upon variations in the Earth's magnetic field in Central Asia over the last 4000 years. It is worth mentioning that there is currently an absence of declination data for this region, and the inclination and paleointensity data do not meet today's quality standards. To reconstruct the geomagnetic field in Central Asia, we have carried out archaeomagnetic studies on archaeological materials sampled from several archaeological sites in southern Uzbekistan, dating from 2000 BC to 1429 AD. We have studied a total of 551 ceramic specimens by the Thellier-Thellier method, obtaining 96 new paleointensity data. Additionally, this PhD Thesis provides the first full-vector archaeomagnetic data (declination, inclination and intensity), through the study of 9 archaeological furnaces samples in situ in Uzbekistan. Several rock magnetism experiments have been also conducted on the studied material, revealing that the main ferromagnetic minerals contributing to sample magnetization are magnetite and titanomagnetite. In some cases, we have also found high-coercivity minerals such as maghemite and hematite.

Using the new data provided in this Thesis, as well as an exhaustive analysis of the available database for Central Asia, we have developed a first intensity paleosecular variation curve for the last 4000 years. From this analysis, we have observed an increase in intensity between 1200 BC and 900 AD. These high intensities, up to 70 μT, persist until 400 BC, when a sudden intensity decay is observed, followed by a rapid recovery, following a V-shaped pattern, which is not predicted by the most recent paleomagnetic global reconstructions. This V-shaped event has also been studied in other regions of the globe, allowing the spatial characterization of this intensity minimum. After this intensity minimum, the intensity experiences more gradual variations, showing a clear decrease in the last few centuries.

In addition, using the new archaeomagnetic data presented in this PhD Thesis we have updated the SHAWQ family models for the time period 400 BC – 400 AD.

The new model allows us to carefully study the mentioned V-shaped intensity event. This analysis has revealed a significant contribution of the non-dipolar field as the responsible of the intensity minimum observed at the Earth's surface that is related to a reversed flux patch of the radial field at the outer core – mantle boundary behalf Uzbekistan that reaches the maximum value around the beginning of the new Era.

Furthermore, in this Thesis we have applied a new *a posteriori* dating method. To achieve this, the characteristics of the archaeomagnetic data used in the construction of the intensity paleosecular variation curve are *a posteriori* evaluated. The method allows the recalculation of the probability distributions associated with the age and intensity measurement of the archaeomagnetic data, displaying the most probable values in accordance with the own paleosecular variation curve. The aim of this new method is to discern between the ages of different archeological samples found in a given site, all having been initially assigned the same age interval.

Capítulo 1.

Introducción

La existencia del campo magnético que envuelve nuestro planeta es crucial para la vida en la Tierra. El **campo magnético terrestre (CMT)** o campo geomagnético actúa como un escudo protector frente a las partículas cargadas procedentes del viento solar y del espacio. Alrededor del 95% del campo total (denominado campo principal) se genera en el núcleo externo de la Tierra debido al movimiento convectivo de metales fundidos. El campo principal no es fijo y tanto su intensidad como su dirección cambian espacial y temporalmente. Los cambios del CMT en escalas temporales de décadas, años o siglos se conocen como variación secular (SV, por sus siglas en inglés, secular variation). La SV está bien determinada en el pasado reciente gracias a las medidas instrumentales directas del CMT realizadas en observatorios geomagnéticos y, más recientemente, por satélites. Sin embargo, para conocer el comportamiento del CMT en épocas pasadas, es necesario recurrir a **observaciones indirectas basadas en estudios paleomagnéticos** en rocas, sedimentos o materiales arqueológicos. Cuando el material investigado es arqueológico, a estos estudios se les denomina arqueomagnéticos.

Los datos arqueomagnéticos, como se verá a lo largo de esta Tesis, se obtienen a partir del estudio paleomagnético de materiales arqueológicos que han sido sometidos a altas temperaturas como, por ejemplo, hornos arqueológicos, hogares, y cerámicas. Este tipo de datos son de especial importancia para constreñir el comportamiento del CMT e investigar sus **variaciones a lo largo de los últimos milenios.** Estos datos se obtienen mediante el análisis de la **magnetización termorremanente (TRM)** registrada por los materiales anteriormente mencionados cuando son calentados y enfriados en presencia del CMT. La TRM adquirida de este modo es paralela y, bajo ciertas condiciones, también proporcional al campo magnético presente en el momento del último enfriamiento de los materiales desde altas temperaturas (más de 350-400ºC).

Para áreas con radios inferiores a 1000 km, los datos arqueomagnéticos obtenidos en materiales de edad conocida pueden compilarse parar generar **curvas de variación paleosecular** (PSVC, del inglés Paleosecular Variation Curves). Estas curvas constituyen una valiosa fuerte de información sobre la variación temporal

del CMT a escala local. Para áreas más extensas, se utilizan las llamadas paleorreconstrucciones regionales o globales, generalmente basadas en el desarrollo espacial en armónicos esféricos, llevado a cabo en casquetes esféricos o sobre toda la esfera, respectivamente. Los modelos globales son hoy en día una herramienta fundamental para modelar las distintas fuentes del CMT, no sólo en la superficie terrestre sino también en el **límite manto-núcleo** (CMB, del inglés Core Mantle Boundary). Por ello, suponen un método único para investigar la dinámica del núcleo externo de nuestro planeta. En todo caso, tanto las curvas como los modelos se basan en datos arqueomagnéticos y, por tanto, la disponibilidad de una base de datos bien distribuida en el tiempo y en el espacio es de vital importancia para obtener reconstrucciones paleomagnéticas robustas y precisas.

I.I. Antecedentes y estado actual

Como se verá con detalle en el Capítulo 2 de esta Tesis Doctoral, el **arqueomagnetismo** se encarga de estudiar la señal magnética registrada por ciertos minerales magnéticos cuando son calentados a altas temperaturas y se enfrían en presencia de un campo magnético. Los primeros estudios arqueomagnéticos fueron realizados por Émile Thellier durante su Tesis Doctoral (Thellier, 1938). En este trabajo, y basándose en la teoría de adquisición de la TRM de Louis Néel (Néel, 1955), Thellier determinó la variación de la dirección y la intensidad del CMT en Francia en el pasado a partir del estudio de la TRM de materiales arqueológicos.

Recientemente, gracias a diversos estudios arqueomagnéticos, se han detectado **periodos anómalos de baja y alta intensidad** relacionados con cambios bruscos del CMT (e.g. Brown et al., 2021; Gallet et al., 2009; Shaar et al., 2011, 2016). Uno de los retos más importantes en la actualidad para el arqueomagnetismo es precisamente el estudio de estos cambios extremos del campo geomagnético.

Algunas de las preguntas abiertas hoy en día relativa a estos cambios extremos son, por ejemplo, estimar los valores máximos y mínimos de intensidad geomagnética alcanzados durante el Holoceno y conocer su variación secular, así como determinar si estos eventos tienen un origen dipolar o no dipolar, entre otras cuestiones.

La existencia de cambios extremos de la intensidad del CMT a escalas multidecadales fue propuesta por primera vez por (Ben-Yosef et al., 2009), basándose en el análisis de materiales arqueológicos de Jordania e Israel. En este estudio, se sugieren periodos muy cortos (de pocas décadas) asociados a valores muy elevados de intensidad para esta región en torno al año 1000 a.C. Esta fuerte variabilidad del campo fue posteriormente confirmada en Israel por (Shaar et al., 2011), quienes propusieron el término para este evento geomagnético: **la Anomalía de la Edad de Hierro de Levante** (LIAA, por sus siglas en inglés Levantine Iron Age Anomaly). En el estudio de Shaar et al. (2016) se identificaron dos eventos de variaciones rápidas de intensidad, con valores altos del **momento dipolar virtual axial** (VADM, por sus siglas en inglés Virtual Axial Dipole Moment) de hasta 190 ZAm^2, centrados en torno al año 1000 a.C. y al 750 a.C.

Posteriormente, también se observaron **valores elevados de intensidad** durante el primer **milenio a.C**. en materiales arqueológicos de Alemania (Hervé et al., 2013a, 2013b, 2017) y España (Osete et al., 2020), en registros sedimentarios del mar Mediterráneo (Béguin et al., 2019) y en rocas volcánicas del archipiélago de las Azores (Di Chiara et al., 2014), las Islas Canarias (Groot et al., 2015; Kissel et al., 2015) e incluso en regiones más lejanas como Corea, China y EE.UU. (Bourne et al., 2016; Cai et al., 2017; Hong et al., 2013; Shaar et al., 2017). Cabe destacar que, sin embargo, en la región cercana a Jordania e Israel y hacia el este, apenas existen estudios arqueomagnéticos que permitan investigar de manera más sólida la presencia de la LIAA (Burlatskaya al., 1995; Nachasova & Burakov, 1994, 1996, 1997).

Por otro lado, para épocas más recientes, varios estudios (e.g. Genevey et al., 2016; Gómez-Paccard et al., 2016; Kovacheva et al., 2014; Rivero-Montero et al., 2021) han revelado la existencia de una **doble oscilación en la intensidad** del campo geomagnético entre los **siglos V y X d.C.** Esta oscilación está presente prácticamente en todo el continente europeo y en el área mediterránea, y está asociada a valores de VADM de hasta 130 ZAm^2.

Como ya se ha mencionado antes, el CMT varía tanto en intensidad como en dirección. Por esta razón, varios autores han investigado la relación entre las variaciones rápidas de la intensidad y las variaciones bruscas en la dirección del CMT. Gallet et al. (2009) identificaron en la PSVC francesa periodos de cambios abruptos en la dirección del CMT con máximos de intensidad en los años 500 a.C., 200, 800 y 1400 d.C. Estos eventos, llamados **jerks arqueomagnéticos** por los autores, están asociados a un aumento de la energía magnética relativa a las contribuciones del cuadrupolo (contribución del CMT de grado armónico $n = 2$). Más recientemente, Hervé et al. (2021) analizaron la variación del polo geomagnético (el polo magnético que solo considera el grado armónico $n = 1$, es decir, el campo dipolar inclinado) entre el año 1200 y el año 0 a.C. en nueve regiones: este de Asia, Oriente Medio, este de Europa, norte de Europa, oeste de Europa, Macaronesia, este de Estados Unidos y Hawái. Para este análisis, utilizaron datos obtenidos a partir de material arqueológico y volcánico que se encuentran en las bases de datos GEOMAGIA50.v3 (Brown et al., 2015) y ArcheoInt (Genevey et al., 2008), además de los datos proporcionados por los estudios de Ertepinar et al., (2020), Osete et al. (2020), Schnepp et al. (2020)

Además, se han llevado a cabo varios estudios centrados en el análisis de la variación de la **inclinación y la declinación** durante la LIAA. Nuevos datos procedentes de material arqueológico de Israel, proporcionados por Shaar et al. (2016, 2018), muestran anomalías de inclinación con valores unos 20° - 22° superiores a los esperados para una aproximación de campo dipolar axial. Además, se observan desviaciones de unos 19 - 22° con respecto a la dirección del **dipolo axial geocéntrico** (GAD, Geocentric axial dipole) durante el siglo IX a.C.

Posteriormente, Vaknin et al. (2020) analizaron materiales arqueológicos de Jerusalén que también registraron un comportamiento anómalo del CMT durante el siglo VI a.C., mostrando declinaciones positivas de unos 8.3º y un valor de inclinación similar al del GAD.

Además, también se ha detectado una variación rápida en la dirección del CMT en Chipre en torno al 575 a.C. (Tema et al., 2021), con valores de declinación negativos (oeste) seguidos de declinaciones próximas a 0º en torno al 480 a.C. Estos resultados sugieren cambios rápidos en la declinación asociados a tasas de variación de unos 15º por siglo, lo cual concuerda con los cambios de declinación observados por Shaar et al. (2016). Además, se ha propuesto un máximo en la declinación de 30-35° e inclinaciones entre 65° y 75° en Francia alrededor de 800 - 750 a.C. (Hervé et al., 2013a) seguidos de una disminución en la declinación alrededor de 500 a.C. En la Península Ibérica, la declinación también muestra movimientos rápidos con tasas de variación de hasta de 8º/siglo, alcanzando un máximo de 65º en la inclinación alrededor del 500 a.C., durante la primera parte de la Edad del Hierro.

Además de la LIAA, recientemente se han observado otros periodos de variaciones rápidas del CMT, concretamente la denominada **doble oscilación de la intensidad** definida por Rivero-Montero et al., (2021). Este último estudio, junto con investigaciones previas (Genevey et al., 2016, 2019; Gómez-Paccard et al., 2012, 2016; Kovacheva et al., 2014), ha demostrado la existencia de **valores máximos de intensidad en Europa alrededor de los años 600-800 d.C.**, siendo estos los valores máximos observados para los últimos 1500 años. Los datos de alta calidad proporcionados por Rivero-Montero et al. (2021) permitieron definir con mayor precisión los máximos de los años 310 d.C., 620 d.C., 820 d.C., y 1140 d.C. (correspondientes a la doble oscilación), 1380 d.C. y 1600 d.C., y se observó **un periodo de aproximadamente 300 años** en las fluctuaciones de intensidad. Este valor es similar al propuesto anteriormente por Genevey et al. (2016), quien además asoció estas oscilaciones a contribuciones no dipolares del CMT.

Observando las importantes variaciones espacio-temporales del CMT y sus cambios bruscos o anómalos a escalas multidecadales y centenales, se hace cada vez más evidente la importancia de disponer de registros de alta calidad del comportamiento del campo geomagnético, especialmente en zonas donde se carece de datos.

1.2. Motivación de la Tesis

Actualmente existen **10.122 datos arqueomagnéticos disponibles** en la base de datos global GEOMAGIA50V3.4 (Brown et al., 2015, 2021), que aportan información del CMT para los últimos 10k años. Cabría esperar que, con el alto volumen de datos recabados durante los últimos años, el comportamiento del CMT estuviese bien constreñido y definido para todas las épocas y puntos de la Tierra. Sin embargo, y como se puede observar en la Figura 1.1, tanto la distribución temporal como espacial de los datos no es homogénea. El **95.4% de los datos arqueomagnéticos proviene de yacimientos del hemisferio norte** e incluso para este hemisferio, el **54% de la información del CMT proviene de Europa**. Además, es importante destacar que gran parte de los datos disponibles aportan información de los últimos 2k años, mientras que el comportamiento del CMT en épocas anteriores no está bien definido. En este contexto, la motivación principal de este estudio es mejorar el conocimiento actual del comportamiento del CMT en Asia Central, una región prácticamente desconocida desde el punto de vista arqueomagnético (ver Figura 1.1). Como veremos a lo largo de esta Tesis, además de la escasez de datos de paleointensidad robustos, no existen datos direccionales completos (declinación e inclinación) en una región de unos 2500 km^2.

Como se observa en la Figura 1.1, en lo que respecta a los datos arqueomagnéticos direccionales, **no existen valores de declinación para Asia Central** y la información sobre sobre la inclinación es muy limitada. Además, a pesar de ser la intensidad el elemento del campo geomagnético mejor cubierto, la mayoría de las **arqueointensidades** disponibles en las bases de datos **no cumplen con los**

criterios de calidad aplicados en la actualidad, lo que indica que muchas de las paleointensidades existentes son, en realidad, determinaciones poco fiables. En consecuencia, una de las motivaciones principales de esta Tesis es enriquecer la base de datos arqueomagnéticos de Asia Central para los últimos milenios, lo que permitirá conocer mejor los cambios del CMT en esta región. Los nuevos datos permitirán, además, evaluar la validez de las predicciones de las paleoreconstrucciones globales en una zona caracterizada por una importante falta de información arqueomagnética.

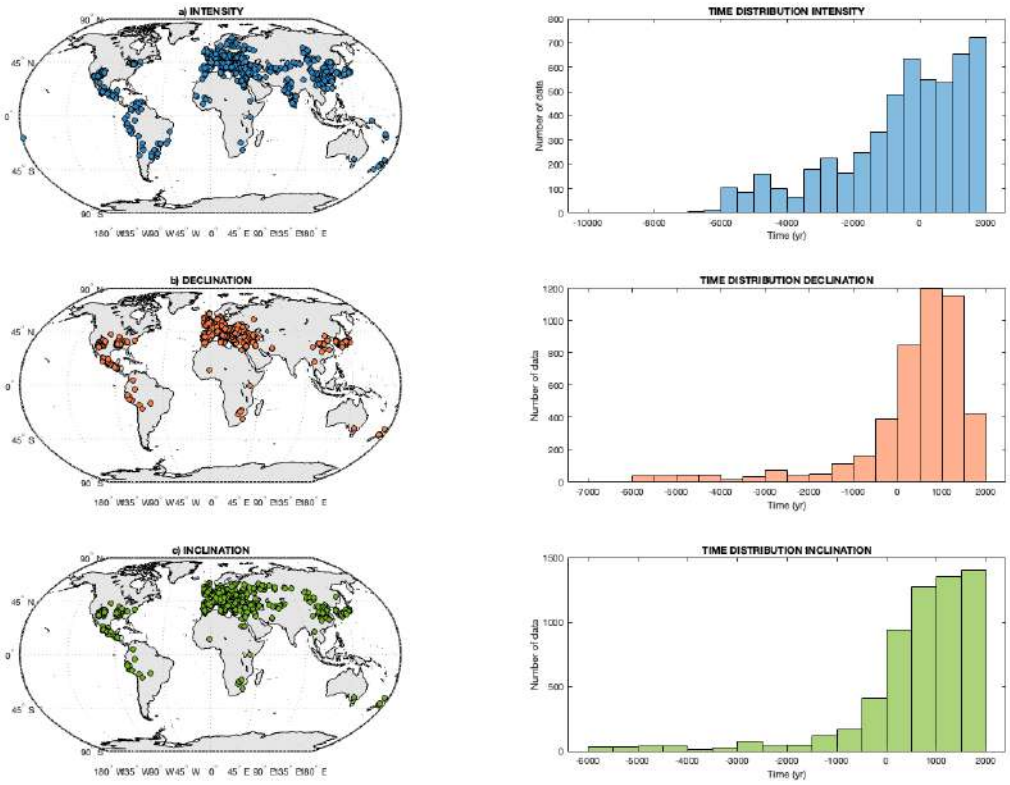

Figura 1.1. *a) Distribución espacial de los datos arqueomagnéticos disponibles en la base de datos de GEOMAGIA50.v3 (Brown et al., 2015; 2020). b) Distribución temporal de datos arqueomagnéticos.*

Por otro lado, la región de Asia Central es de un interés particular desde el punto de vista geofísico, ya que puede ayudar a delimitar la extensión de una de las mayores anomalías del CMT en los últimos milenios: la LIAA. Este evento, como

se ha visto previamente, está asociado a altas intensidades (ver, en términos de VADM, Figura 1.2) y a variaciones extremas del CMT. Fue identificado por primera vez en materiales del Levante con edades cercanas al 1000 a.C., y ha sido rigurosamente estudiado posteriormente con investigaciones en Europa que cumplen los criterios de calidad actuales. Algunos autores han sugerido que las intensidades máximas (o VADM máximos) de la **LIAA** se dieron alrededor del 1000 a.C. en Israel (Figura 1.2.), y que este fenómeno tuvo posteriormente una deriva hacia el oeste, llegando a observarse valores altos de intensidad alrededor del 600 a.C. en Europa occidental (Molina-Cardín et al., 2018). Sin embargo, otros estudios (Rivero-Montero, Gómez-Paccard, Kondopoulou, et al., 2021; Shaar et al., 2016) proponen que existen dos eventos de altas intensidades, uno más regional hacia 1000 a.C. y otro de carácter continental hacia 500 a.C. La adquisición de nuevos datos arqueomagnéticos de calidad para **Asia Central** podría arrojar luz sobre este evento que apenas ha sido estudiado en esta región.

Hasta el momento, existen 277 datos de intensidad entre el 2200 a.C. y el 2000 d.C. obtenidos en Asia Central, pero, exceptuando el estudio reciente de (Troyano et al., 2021) estos datos no cumplen con los criterios de calidad actuales. Cabe destacar que no existen datos arqueomagnéticos de declinación para esta zona y, a pesar de tener un número elevado de datos de inclinación (186), estos provienen de materiales que no se encontraban *in situ*. Por lo tanto, una de las motivaciones principales de esta Tesis es intentar caracterizar el comportamiento de la LIAA desde su origen (la zona del Levante) hacia el oeste.

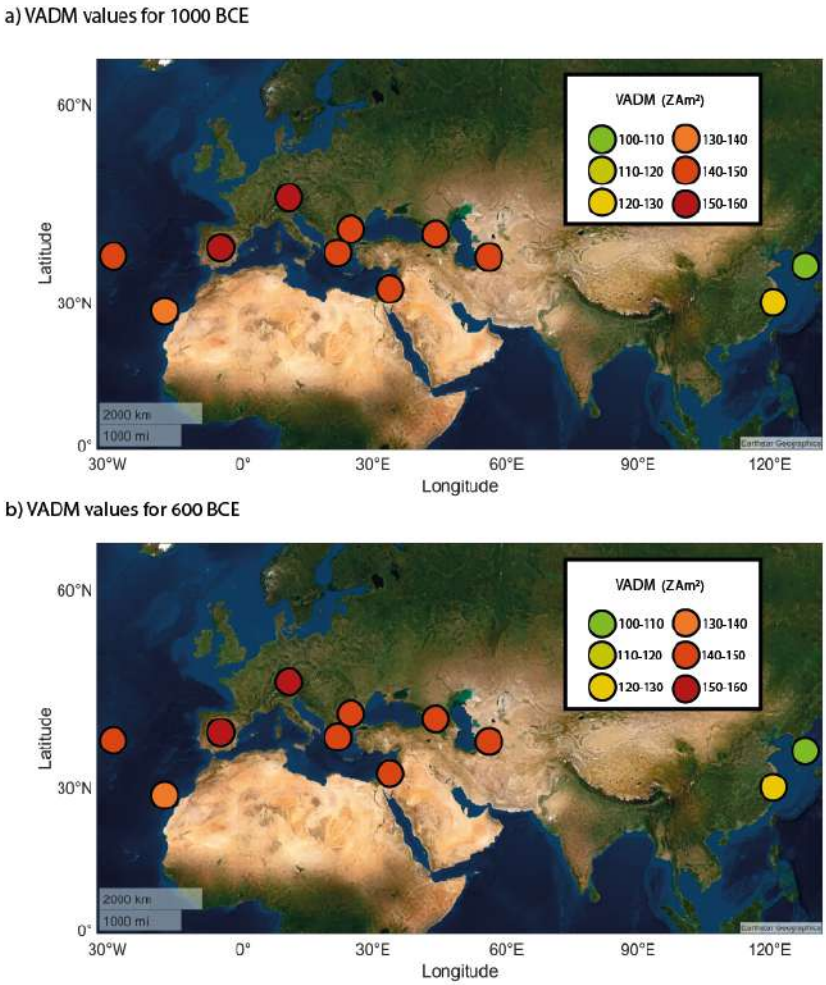

Figure 1.2. *Valores medios de VADM en regiones de 2500 km de los datos disponibles en la base de datos de GEOMAGIA50V3.4 (Brown et al., 2015, actualizada en 2020) para a) 1000 a.C. y b) 600 a.C.*

1.3. Objetivos

El objetivo general de esta Tesis es, por tanto, **mejorar el conocimiento del CMT en Asia Central para los últimos 4000 años**, así como investigar las implicaciones geofísicas y arqueológicas que pueden derivarse de dicho estudio. En esta sección se detallan los objetivos específicos que nos hemos planteado, todos ellos diseñados para alcanzar el objetivo general de esta Tesis y derivados de los problemas expuestos anteriormente.

Objetivo 1: Realizar un análisis crítico de la base de datos arqueomagnéticos para Asia Central, identificando los datos de calidad y los datos poco robustos**.**

Objetivo 2: Adquirir nuevos datos de calidad de paleointensidad mediante el estudio de materiales cerámicos.

Objetivo 3: Realizar los primeros estudios arqueomagnéticos en estructuras arqueológicas muestreadas *in situ* de Asia Central**.**

Objetivo 4: Obtener la primera curva de variación paleosecular de intensidad arqueomagnética 4000 para Asia Central.

Objetivo 6: Investigar el comportamiento del CMT durante los periodos de variaciones rápidas y analizar su posible origen a partir del estudio de las contribuciones dipolares/no dipolares y la evolución de los parches de flujo en el límite manto-núcleo.

Objetivo 7: Desarrollar un nuevo método de datación *a posteriori* basado en las curvas de variación paleosecular obtenidas y comprobar su validez para materiales arqueológicos de Asia Central de los últimos 4000 años.

1.1. Estructura de la Tesis

Esta Tesis se ha estructurado en 8 Capítulos en los cuales se exponen los principales elementos del CMT, el fundamento teórico de las técnicas utilizadas durante la realización de este trabajo, la metodología empleada, los resultados obtenidos derivados de esta Tesis y se discuten sus principales implicaciones tanto geofísicas como arqueológicas.

En el **primer Capítulo** se puede encontrar una introducción a la temática tratada en la Tesis, se revisa el estado del arte en el campo y se presentan las principales

motivaciones de este trabajo. También se detallan los objetivos específicos que se han perseguido a lo largo de este trabajo.

En **el segundo Capítulo** se exponen los fundamentos teóricos en los que se basa esta Tesis. Se describe el proceso de adquisición de la termorremanencia y se detallan las características principales de los minerales de interés en arqueomagnetismo. Además, se presentan los métodos experimentales utilizados tanto para determinar la intensidad del CMT como su dirección. Por último, se exponen los conceptos básicos necesarios para comprender cómo se obtienen las curvas y modelos del CMT.

La metodología empleada durante la realización de la Tesis se puede encontrar en el **Capítulo 3**, donde se detallan los protocolos de muestro y los procedimientos de laboratorio que se han seguido en este trabajo. Además, se describen las técnicas y la metodología utilizadas para determinar tanto la dirección como la intensidad del CMT en el pasado. También se explica el proceso de desarrollo de curvas de variación paleosecular.

En el **cuarto Capítulo**, se detalla tanto la datación del material arqueológico analizado como su contexto arqueológico e histórico. Este Capítulo está subdividido en varios apartados según los yacimientos arqueológicos descritos.

En **el Capítulo 5** se presentan los resultados obtenidos en esta Tesis. En primer lugar, se exponen los resultados de magnetismo de rocas obtenidos tanto en el material cerámico investigado como en las estructuras de combustión estudiadas. En segundo lugar, se presentan los resultados arqueomagnéticos obtenidos en esta Tesis, incluyendo tanto datos direccionales como de paleointensidad.

La discusión de los resultados se puede encontrar en el **Capítulo 6** en diferentes subdivisiones. Se presenta un análisis detallado de los nuevos datos de declinación e inclinación obtenidos en esta Tesis, que son los primeros disponibles para Asia Central y el periodo estudiado. Estos datos se comparan con la base de datos

disponible y las paleoreconstrucciones más actuales. Se presenta un análisis similar para la intensidad y se presenta la primera PSVC para Asia Central para los últimos 4000 años. Se expone un análisis detallado de la caída rápida de la intensidad identificada gracias a nuestro estudio en el área investigada durante la segunda mitad del primer milenio a.C. Posteriormente, se presenta el análisis del comportamiento dipolar/no dipolar del campo geomagnético entre el 400 a.C. y el 400 d.C. Además, para contextualizar y comparar los resultados obtenidos en Asia Central, se presenta un estudio de la variación de la intensidad del CMT durante ese mismo periodo en otras regiones del globo.

Durante la Tesis se ha desarrollado además un método de datación *a posteriori* a partir de la curva de variación secular obtenida. Este método se presenta en el **Capítulo 7.** Por último, se aplica la nueva metodología desarrollada a varias muestras del material arqueológico estudiado en esta Tesis y se exponen los resultados al final de este capítulo.

La Tesis finaliza en el **Capítulo 8** en el cual se exponen las conclusiones derivadas de este trabajo de investigación. Se resumen, por tanto, los principales hallazgos de la Tesis y se presentan las implicaciones más importantes de los resultados obtenidos en relación con los objetivos planteados al inicio de la Tesis. Además, se exponen posibles vías y perspectivas futuras para continuar con la investigación desarrollada en esta Tesis.

Capítulo 2.

Fundamentos Teóricos

2.1. El Campo Magnético Terrestre

El CMT está determinado, como cualquier otro campo magnético, por las características de las diferentes fuentes magnéticas que lo generan. A partir del desarrollo de Gauss aplicado al magnetismo terrestre, el **CMT puede separarse en campo geomagnético de origen externo y de origen interno**, dependiendo de la ubicación de las fuentes que lo generan. El campo geomagnético externo tiene su origen en los fenómenos que se producen en la **ionosfera y la magnetosfera**, los cuales están fuertemente condicionados por la actividad solar. Por otro lado, el CMT de origen interno tiene sus fuentes en el **interior de la Tierra**, estando a su vez dividido en dos contribuciones: el **campo geomagnético principal**, cuya fuente de generación está en el núcleo externo de la Tierra, y el campo geomagnético cortical, que está asociado a los materiales magnetizados en la corteza terrestre. El campo geomagnético principal representa aproximadamente el **98% del CMT total**, mientras que los campos externos y cortical contribuyen en un porcentaje muy pequeño. En esta Tesis Doctoral, es el campo geomagnético principal el que toma relevancia y será nuestro objeto de estudio.

El núcleo externo de la Tierra se encuentra entre los 2900 km y los 5100 km de profundidad, y está compuesto principalmente de materiales pesados como hierro y níquel en estado fundido. En esta región de la Tierra, debido a la diferencia de temperatura entre la parte superior del núcleo externo y su parte más profunda, se generan corrientes de convección. Estas corrientes provocan el movimiento de cargas eléctricas y, con ello, generan el campo magnético principal. Aproximadamente el **90% del CMT observado en la superficie terrestre tiene geometría dipola**r, es decir, se puede asemejar al campo creado por un dipolo situado en el centro de la Tierra e **inclinado unos 9.5º** respecto al eje de rotación de la Tierra.

En la superficie terrestre, el CMT es un observable que se puede definir de forma vectorial en **coordenadas cartesianas, representadas como X, Y,** Z. En este sistema de referencia, X indica el norte geográfico, Y el este geográfico y Z la vertical hacia el centro de la Tierra (Nadir). Sin embargo, tradicionalmente el CMT se define a partir de sus **elementos direccionales: declinación (D) e inclinación (I), y de la intensidad (F)** o módulo del vector campo magnético **B** (ver Figura 2.1.). En este sistema de referencia, el elemento magnético H se corresponde con la componente horizontal de la intensidad que indica el norte magnético. El ángulo formado entre el norte geográfico y el norte magnético es la declinación (D), mientras que la inclinación (I) es el ángulo formado entre el plano horizontal y el vector campo magnético. La relación entre ambos sistemas de coordenadas es la siguiente:

$$X = F \cdot \cos I \cdot \cos D \qquad [2.1]$$

$$Y = F \cdot \cos I \cdot \sin D \qquad [2.2]$$

$$Z = F \cdot \sin I \qquad [2.3]$$

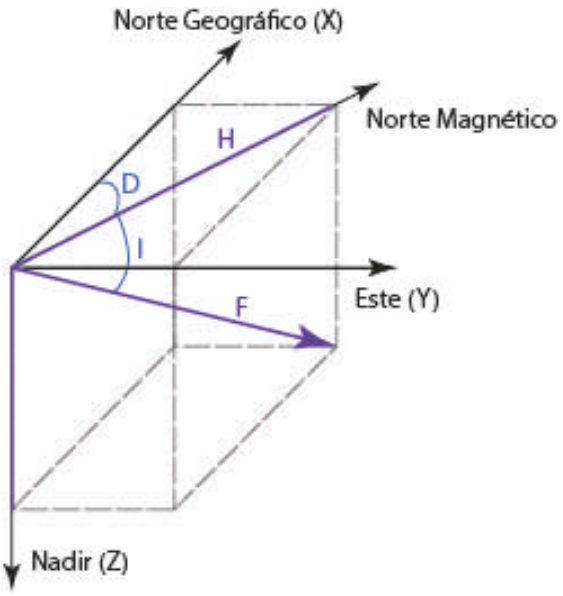

Figura 2.1. *Componentes cartesianas del campo magnético (X, Y, Z) junto con los elementos magnéticos (D, I, F).*

El campo geomagnético puede presentarse, además, a través de la ecuación de su **potencial**:

$$\Psi(\mathrm{r},\theta,\phi) = a\sum_{l=1}^{\infty}\sum_{m=0}^{l}\left(\frac{a}{r}\right)^{l+1}\left(g_l^m\cos m\phi + h_l^m\sin m\phi\right)P_l^m(\cos\theta) \qquad [2.4]$$

Donde r es la distancia radial desde el centro de coordenadas, θ la colatitud, λ la longitud y a es el radio de la Tierra ($6.371\cdot10^6$ m). P_l^m corresponde a los polinomios asociados de Schmidt y g_l^m y h_l^m son los coeficientes de Gauss. El potencial se puede relacionar con las componentes del campo del siguiente modo:

$$B_r = -\frac{\delta\Psi}{\delta \mathrm{r}} \qquad [2.5]$$

$$B_\theta = -\frac{1}{r}\frac{\delta\Psi}{\delta\theta} \qquad [2.6]$$

$$B_\phi = \frac{1}{r\sin\theta}\frac{\delta\Psi}{\delta\phi} \qquad [2.7]$$

Estas expresiones nos permiten relacionar los observables X, Y, Z del campo mediante las siguientes expresiones:

$$B_r = -Z \qquad [2.8]$$

$$B_\theta = -X \qquad [2.9]$$

$$B_\phi = Y \qquad [2.10]$$

2.2. Variaciones del Campo Magnético Terrestre

Como se ha explicado en el Capítulo 1, el CMT varía con el tiempo a distintas escalas. Gracias a las observaciones directas (medidas instrumentales) y a las

medidas indirectas (estimaciones a partir de estudios paleomagnéticos y arqueomagnéticos) del CMT, se han identificado **diferentes variaciones que pueden clasificarse según su recurrencia** o frecuencia (Constable & Constable, 2004). Las variaciones más rápidas (con escalas temporales menores al año, ver Figura 2.2) están asociadas al campo de origen externo. Entre ellas, podemos encontrar variaciones periódicas relacionadas principalmente con la posición de la Tierra respecto al Sol, y variaciones no periódicas asociadas a eventos solares. Aunque estas variaciones del campo externo pueden afectar notablemente al CMT, sus amplitudes son pequeñas comparadas con los valores de campo geomagnético medidos en la superficie terrestre.

Por otro lado, el campo principal varía más lentamente, con variaciones temporales anuales (***jerk* geomagnético**), decenales o centenales (**variación secular**), y variaciones muy intensas asociadas a excursiones geomagnéticas o inversiones de polaridad (ver Figura 2.2). A continuación, se estudiarán en detalle las variaciones del campo magnético de origen interno.

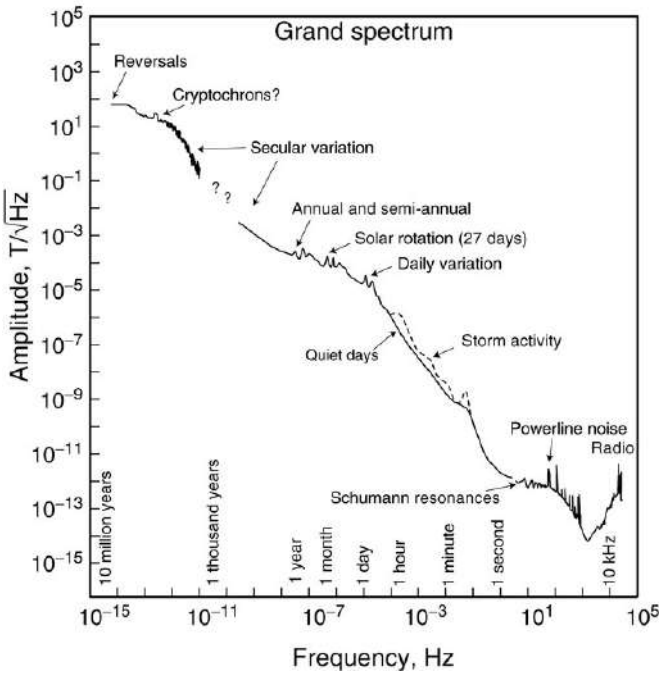

Figura 2.2. *Espectro de amplitud compuesto de las variaciones geomagnéticas en función de la frecuencia (Constable y Constable, 2004).*

2.2.1. Inversiones de Polaridad y Excursiones Geomagnéticas

Gracias a numerosos estudios paleomagnéticos realizados en sedimentos y rocas de distintas edades se ha podido determinar que la polaridad del campo magnético terrestre no es estática. El **dipolo del CMT ha cambiado su polaridad en multitud de ocasiones**, lo que implica que los polos geomagnéticos Norte y Sur intercambian sus posiciones (Brunhes, 1906; David, 1904). Durante este proceso, el campo dipolar se va debilitando lentamente durante varios miles de años, hasta casi desaparecer. Durante este fenómeno, las contribuciones que predominan son las de carácter no dipolar, lo que hace que la geometría habitual del campo geomagnético en la superficie terrestre sea prácticamente irreconocible. Posteriormente, el dipolo tiene una **recuperación rápida**, pero en el sentido contrario al existente al inicio de la inversión de polaridad. Este proceso puede durar entre 1000 y 10000 años. Actualmente, el polo norte magnético se encuentra en el sur geográfico, lo que se denomina periodo de polaridad normal. **La última inversión de polaridad se produjo hace 780.000 años,** iniciando el cron de polaridad normal "Brunhes" y dando fin al cron de polaridad inversa de "Matuyama" (ver Kono, 2010 para más detalles).

Un proceso similar se ha observado durante las **excursiones geomagnéticas**, durante las cuales el campo dipolar disminuye y su eje se inclina. Sin embargo, al final de este proceso, el **CMT recupera su intensidad y vuelve a su estado original**. Actualmente, no se ha podido determinar si ambos fenómenos tienen su origen en un mismo proceso dinámico o si las condiciones físicas iniciales son diferentes, lo que podría provocar que el proceso de inversión se detenga en el caso de las excursiones. Cabe destacar que estos procesos no son periódicos. A lo largo de la historia de la Tierra, ha habido periodos de decenas de millones de años sin cambios de polaridad, lo que se denomina supercrones, pero también épocas en las que se han dado un gran número de inversiones y excursiones.

2.2.2. Variación secular y paleosecular

Los cambios que se observan en la declinación, inclinación e intensidad a lo largo del tiempo se conocen variación secular y paleosecular. Las fluctuaciones que ocurren en el CMT en el rango temporal de años a cientos de años fueron definidas como variación secular por Jackson y Finlay (2015). Las variaciones más antiguas, de cientos a miles de años, se denominan variación paleosecular. En ambos casos, se trata de variaciones generalmente suaves, pero en algunos casos se han observado variaciones bruscas, como los ***jerks*** (Campuzano et al., 2021) en el caso de la variación secular, o los ***jerks*** **arqueomagnéticos** (Gallet et al., 2003) para la variación paleosecular.

El estudio de la **variación secular** se realiza a través de datos de satélites, observatorios geomagnéticos y datos históricos, es decir, a partir de **medidas directas del CMT**. El modelado de las fluctuaciones del CMT en función del tiempo, es decir, de la variación secular, puede llevarse a cabo mediante diferentes métodos, aunque todos ellos siguen una base similar. A partir de la información de las componentes X, Y, Z obtenida mediante las medidas directas, y gracias a las ecuaciones presentadas en la sección anterior que relacionan el potencial del campo geomagnético las con las coordenadas cartesianas del campo, es posible modelar la variación secular del CMT.

Los estudios **arqueomagnéticos y paleomagnéticos** han permitido determinar la **variación paleosecular** del CMT. Los primeros estudios realizados en material arqueológico, llevados a cabo por Émile Thellier en Francia, sentaron las bases para establecer una metodología que resultó fundamental para determinar las variaciones del campo magnético en un rango de tiempo entre cientos y miles de años. Actualmente, Europa es la región donde mejor se ha determinado la variación secular para los últimos 10,000 años como se verá en la sección de modelado de campo geomagnético. La construcción de curvas de variación secular requiere un número alto de datos arqueomagnéticos distribuidos uniformemente

en el tiempo. Para su construcción, los datos de declinación e inclinación se relocalizan a las coordenadas deseadas mediante la conversión vía polo, que se basa en el cálculo del polo geomagnético virtual (para más detalles, ver Noël & Batt, 1990). En el caso de la intensidad, para su relocalización, se considera el campo como de dipolo axial geocéntrico GAD. En este caso, se asume que el valor del VADM en las coordenadas de muestreo y en las de relocalización tiene el mismo valor. Gracias al estudio de la variación secular, se han observado periodos de variaciones bruscas tanto en declinación como en inclinación e intensidad, como por ejemplo durante la LIAA o la doble oscilación del a intensidad presentadas en el Capítulo 1.

Las **observaciones paleomagnéticas han permitido conocer las variaciones del CMT en el rango temporal de miles a millones de años.** Sin embargo, la caracterización de la variación paleosecular en estos rangos está lejos de ser sencilla debido al problema de datar con precisión y fiabilidad secuencias sedimentarias bien preservadas y debido al suavizado de la señal relacionada con el campo magnético del pasado durante el proceso de adquisición de la remanencia. A diferencia de los registros sedimentarios, las coladas de lava proporcionan registros geológicamente instantáneos del paleocampo. Sin embargo, la distribución de los datos está limitada por el vulcanismo y la accesibilidad actual a las coladas. Por otro lado, las edades radiométricas sólo están disponibles para un pequeño porcentaje de los flujos muestreados con fines paleomagnéticos. A partir de las observaciones paleomagneticas y la variación paleosecular, se ha determinado que el campo geomagnético registrado en la superficie de la Tierra puede aproximarse a un dipolo alineado con el eje de rotación de la misma. Cabe destacar que al medir el CMT en un instante concreto, se pueden observar diferencias significativas en esta aproximación de GAD. Sin embargo, para escalas de tiempo geológicas, se ha observado que la variabilidad temporal en el campo geomagnético implica que tales desviaciones se pueden promediar como cero. Utilizando los métodos estadísticos desarrollados por Fisher (1953) y Hospers (1954), se demostró que, promediando a lo largo de varios miles

de años, el GAD proporciona una buena aproximación al campo magnético observado.

2.2.3. Jerks

Las **variaciones más rápidas de origen interno del CMT** son conocidas como ***jerks* geomagnéticos y *jerks* arqueomagnéticos**. Se caracterizan por ser variaciones bruscas en la tendencia de la variación secular. A pesar de tener una etimología común, los procesos físicos que generan estas variaciones son diferentes, por lo que su análisis debe ser abordado desde enfoques diferentes.

Los ***jerks* geomagnéticos** fueron identificados por Courtillot et al. (1978) y Malin y Hodder (1982) a partir de cambios bruscos en las medidas anuales del campo geomagnético, realizadas en observatorios geomagnéticos. Estos fenómenos se identificaron en la derivada de la componente Y del CMT, o como cambios bruscos en su segunda derivada. A diferencia de los fenómenos explicados en el punto anterior, se ha podido identificar, gracias a las medidas de satélites, una periodicidad de estos eventos cada 3-4 años (Campuzano et al., 2021). Los *jerks* geomagnéticos han sido relacionados por Bloxham et al. (2002) con **las oscilaciones de torsión del fluido del núcleo externo**. Estas oscilaciones consisten en flujos zonales de simetría ecuatorial con periodos temporales de décadas, lo que ha permitido que puedan observase a través de datos históricos del campo magnético. Actualmente, gracias a los datos satelitales, dichas oscilaciones de flujo ecuatorial están siendo estimadas con mayor resolución espacio-temporal (Aubert & Finlay, 2019), permitiendo conocer mejor la naturaleza de los *jerk* geomagnéticos.

Siguiendo esta nomenclatura, se propuso el término ***jerks* arqueomagnéticos para referirse a las variaciones bruscas de la variación secular de larga escala temporal** (decenas y centenas de años). Sin embargo, el uso de este término es muy controvertido y actualmente existen varias propuestas para la definición e

identificación de estos eventos. Gallet et al. (2003), a través del estudio de la curva de variación paleosecular de Francia, propusieron que los *jerks* arqueomagnéticos eran **cambios direccionales bruscos que ocurrían simultáneamente a máximos de intensidad.** En esta misma línea, Campuzano et al. (2019) observaron cambios bruscos en la dirección del polo asociados a mínimos de la intensidad dipolar.

2.3. Modelado del Campo Magnético Terrestre

El comportamiento del CMT del pasado puede ser reconstruido a escalas locales o a escala global a partir de observaciones directas e indirectas del campo geomagnético. En este trabajo, se verá cómo se puede **reconstruir el pasado del campo geomagnético a partir de observaciones indirectas** obtenidas a partir de estudios arqueomagnéticos. Existen diferentes bases de datos arqueomagnéticos y paleomagnéticos, como GEOMAGIA50.v3 (Brown et al., 2015, 2021), ArcheoInt (Genevey et al., 2008) o MagIC (https://www2.earthref.org/MagIC), que pueden ser utilizadas en las paleoreconstrucciones. La elección de una técnica de modelado del CMT u otra depende de la propia **distribución espacial y temporal de los datos** arqueomagnéticos disponibles, así como del objetivo que se pretenda alcanzar con dicho modelado. Para zonas circulares pequeñas de **radios no mayores a 1000 km, se construyen las llamadas curvas de variación secular, PSVC. A escala continental, se implementan los llamados modelos regionales. Por último, para estudiar el comportamiento del campo magnético en toda la Tierra se desarrollan modelos globales del CMT.**

Para el primer tipo de modelado, las **PSVC**, los datos arqueomagnéticos disponibles en el área de estudio son relocalizados en primer lugar a un punto de referencia y posteriormente ajustados a una curva suave de variación temporal mediante diferentes técnicas estadísticas. Inicialmente, se solía aplicar la técnica

de ventanas móviles, donde dentro de cada ventana se estimaba el valor medio y su error (Le Goff et al., 2002). Más recientemente, han surgido diferentes técnicas estadísticas que ajustan todos los datos en su conjunto mediante **splines cúbicos temporales**. Una de ellas se basa en el **muestreo aleatorio mediante bootstrap** de los datos arqueomagnéticos (teniendo en cuenta la distribución de su medida y su error temporal), lo que da lugar a PSVC más robustas (Thébault & Gallet, 2010). Otro tipo de técnicas recientes para la construcción de PSVC están basadas en la estadística bayesiana (Lanos, 2004; Livermore et al., 2018) usando información *a priori* del conjunto de datos empleado para generar la curva. Para obtener una PSVC que defina adecuadamente las variaciones temporales de los diferentes elementos geomagnéticos es importante contar con un **volumen grande de datos** de la zona estudiada y una **buena cobertura temporal**. Hasta el momento, la mayoría de las curvas de variación paleosecular han sido desarrolladas en Europa, incluyendo la península ibérica (Figura 2.3.a, Molina-Cardin et al., 2018; Osete et al., 2020), Francia (Le Goff et al. 2002; Figura 2.3.b, Genevey et al., 2019), Italia (Tema & Lanos, 2021) y Grecia (De Marco et al., 2014; Rivero-Montero, Gómez-Paccard, Kondopoulou, et al., 2021) y Bulgaria (Kovacheva et al., 2014).

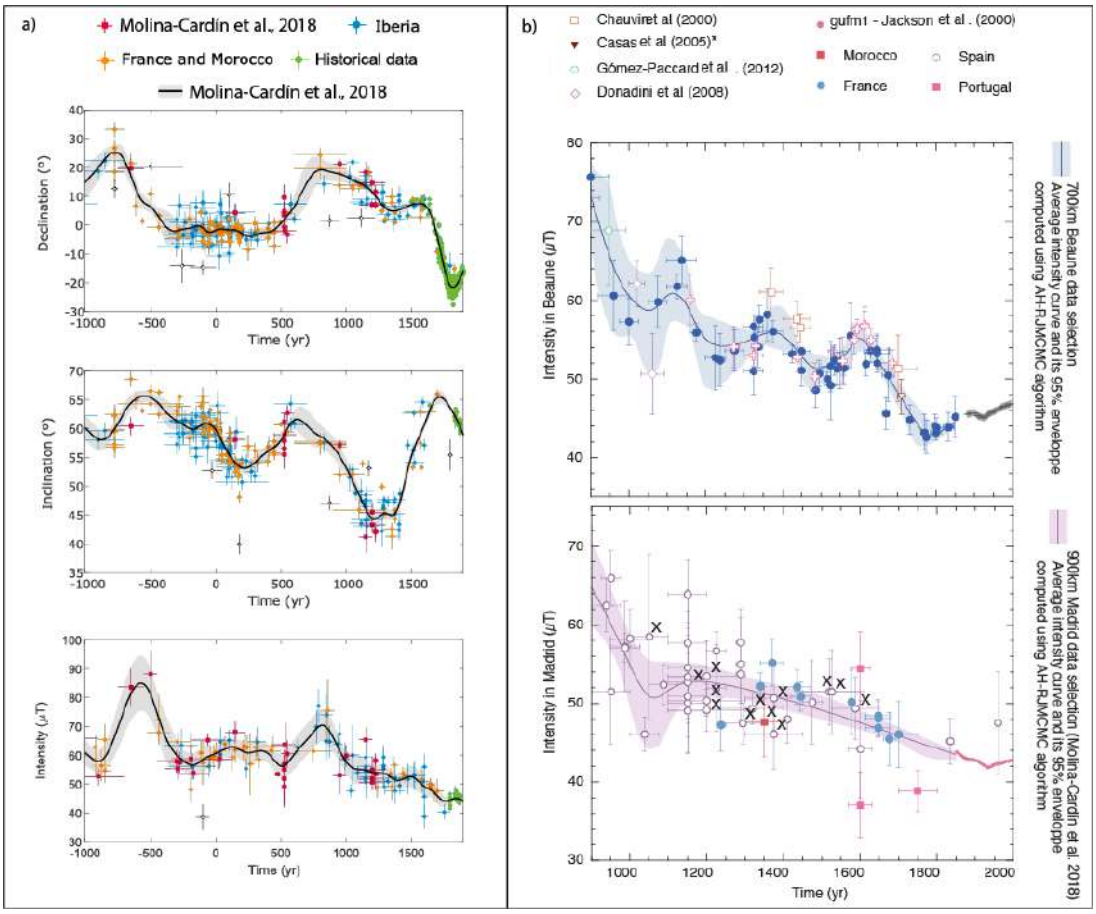

Figura 2.3. *Ejemplos de curvas de variación secular desarrolladas en Europa. a) Curvas de variación secular de declinación, inclinación e intensidad de Iberia (Molina-Cardín et al., 2018). b) Curvas de variación secular de intensidad de Francia (Genevey et al., 2019).*

El estudio del campo magnético en **regiones más amplias**, a escala continental, se realiza a través de **modelos de carácter regional**. En este tipo de paleoreconstrucciones se utiliza el desarrollo de funciones armónicas en casquetes esféricos (**SCHA, del inglés Spherical Cap Harmonic Analysis**). Actualmente, solo existen modelos regionales disponibles para la región europea (Di Chiara & Pavón-Carrasco, 2022) y para África Haga clic o pulse aquí para escribir texto.los cuales abarcan los últimos 4000 años. Para el desarrollo de ambos modelos se utilizaron exclusivamente datos arqueomagnéticos y estudios procedentes de lavas volcánicas.

Al igual que los modelos geomagnéticos regionales, los **modelos globales** están basados en el desarrollo de funciones armónicas, pero en este caso sobre toda la

esfera (**SHA, del inglés Spherical Harmonic Analysis**), permitiendo así el uso de todos los datos disponibles sobre la superficie terrestre. Existen varias **familias de modelos globales** en función de las técnicas utilizadas para modelar las funciones armónicas, los datos empleados y la ventana temporal elegida.

Agrupando los modelos en función del tipo de datos usados en su construcción, tendremos:

a) Modelos basados en todo tipo de datos paleomagnéticos: arqueomagnéticos, volcánicos y sedimentarios. En este caso, tenemos la familia de modelos **CALS** (e.g. CALS3k.x, CALS10k.x, donde "x" indica la versión del modelo, Korte y Constable, 2011 y Korte et al., 2011respectivamente) o la familia **pfm9k.x** (Nilsson et al., 2022). Al utilizar **datos sedimentarios** estas paleoreconstrucciones suavizan significativamente las variaciones rápidas del campo magnético debido al propio proceso de adquisición de la magnetización remanente en materiales sedimentarios. La ventaja de estas paleoreconstrucciones radica en que los datos presentan una mejor distribución espacial, aunque tras todo el proceso los elementos geomagnéticos derivados de dichos modelos muestran un suavizado temporal considerable.

b) Modelos basados exclusivamente en datos procedentes de **materiales arqueológicos o de lavas volcánicas**, es decir, de materiales capaces de adquirido una termorremanencia. Estas paleoreconstrucciones son más sensibles a las variaciones rápidas del campo geomagnético, pero deben ser utilizadas con precaución en regiones donde el número de datos existentes es muy bajo, como el hemisferio sur o Asia Central. En este grupo de modelos, encontramos varias familias: **ARCH3k/10k** (Korte et al., 2009), **SHA.DIF.14k** (Pavón-Carrasco et al., 2014), la familia **SHAWQ** (Campuzano et al., 2019; Osete et al., 2020), y más recientemente el modelo **ARCHKALMAG14k.r** (Schanner et al., 2022). Estos modelos difieren entre sí en la base de datos utilizada, las técnicas aplicadas en el

modelado y también en el peso relativo asignado a cada durante el proceso de modelado. Un ejemplo de esto es la familia SHAWQ, donde por primera vez se ha asignado a cada dato un peso relativo inferido de la fiabilidad tanto de la técnica empleada para la medida paleomagnética en laboratorio como de los materiales estudiados (ver Campuzano et al., 2019, para más detalles).

2.4. Propiedades Magnéticas de la Materia

Existen muchas formas de clasificar la materia en función de sus propiedades. En el ámbito del paleomagnetismo es de gran interés el comportamiento de los materiales en presencia de un campo magnético. La **susceptibilidad magnética** (χ) es una propiedad fundamental que se utiliza para entender cómo los materiales responden a los campos magnéticos externos y se define como una constante de proporcionalidad adimensional que indica la respuesta de la magnetización del material o momento magnético por unidad de volumen (**M)** a un campo magnético externo (**H)**, siendo$\boldsymbol{\chi = M/H}$. En función de este parámetro los minerales magnéticos se pueden clasificar en **diamagnéticos, paramagnéticos y ferromagnéticos.**

a) **Diamagnéticos**: Este tipo de minerales presentan una magnetización muy débil, con orientación opuesta a la dirección del campo magnético externo (Figura 2.4.a). Esta magnetización muestra una dependencia lineal con el campo aplicado y desaparece una vez retirado. La susceptibilidad magnética de este tipo de minerales es negativa y presenta valores bajos que oscilan entre 10^{-8} y 10^{-9} SI. Esto hace que, a pesar de estar presentes en muchos materiales, queden ocultos por otros minerales con comportamientos magnéticos más intensos.

b) **Paramagnéticos**: Este tipo de minerales presentan una magnetización débil con la misma dirección y sentido que el campo magnético aplicado (Figura 2.4.b). Al igual que en el caso de los minerales diamagnéticos, la magnetización desaparece al eliminar el campo aplicado. En estos casos, la susceptibilidad magnética presenta valores bajos y positivos. Este comportamiento tiene dependencia con la temperatura, ya que la capacidad de magnetización de las muestras disminuye al aumentar la temperatura debido a la agitación térmica.

c) **Ferromagnéticos**: Cuando un mineral ferromagnético se expone a un campo magnético, los momentos magnéticos de los electrones no emparejados (electrones que ocupan diferentes orbitales con el mismo spin) tienden a alinearse en la misma dirección. Esto produce una magnetización macroscópica en el material. Este alineamiento magnético se mantiene incluso cuando se retira el campo magnético externo, lo que da lugar a la retención de la magnetización (Figura 2.4.c). La susceptibilidad magnética presenta valores altos y positivos en los minerales ferromagnéticos. Este tipo de minerales es de gran importancia para el paleomagnetismo y el arqueomagnetismo, ya que son los que dominan sus propiedades magnéticas en muchas rocas y en materiales arqueológicos calentados a altas temperaturas y posteriormente enfriados en presencia de un campo. El comportamiento de estos minerales magnéticos está estrechamente ligado al tamaño de los granos magnéticos.

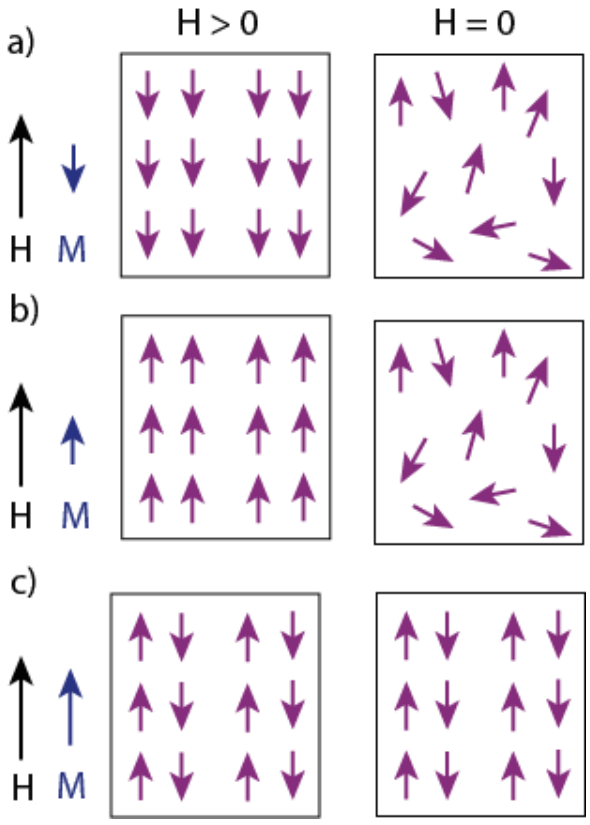

Figura 2.4. *Comportamiento de los minerales magnéticos. La flecha negra indica el campo aplicado H; la flecha azul hace referencia a la magnetización adquirida, M. a) Mineral diamagnético. b) Mineral paramagnético. c) Mineral ferromagnético.*

El número de **dominios magnéticos**, regiones del material donde la magnetización es uniforme, juega un papel crucial en el proceso de adquisición de la magnetización. Se distingue entre granos **monodominio, pseudo-monodominio y multidominio**. Cuando consideramos un volumen uniforme con una temperatura y volumen conocidos, en el cual la magnetización es uniforme en todo el espacio, clasificamos este material como monodominio. Sin embargo, al aumentar el tamaño de la partícula, la energía magnetocristalina también crece. En un intento de minimizar la energía, surgen las denominadas "paredes de Bloch", que dividen el mineral en diferentes regiones con magnetización distinta. Si el material contiene entre dos y cuatro dominios, se les denomina partículas pseudo-monodominio. A medida que las partículas crecen aún más, se dividen en

un mayor número de dominios magnéticos. Si se encuentran más de cuatro dominios diferentes, la partícula se considera multidominio.

En el contexto de los materiales arqueológicos quemados, la presencia de granos monodominio es crucial para que el mecanismo de registro del campo magnético del pasado sea efectivo. Este fenómeno se puede entender a través de la teoría de Néel (1955), la cual se expondrá en el siguiente apartado.

2.5. Teoría de Néel

La teoría de Néel (1955) permite comprender el **proceso de adquisición de la TRM en granos monodominio**. En ausencia de campo magnético externo, los materiales ferromagnéticos monodominio pierden su imanación inicial, J_{r0}, en función del tiempo, t, según la ecuación:

$$J_r = J_{r0} e^{-\frac{t}{\tau}} \qquad [2.11]$$

donde τ se define como el tiempo de relajación característico de cada mineral y se puede determinar a través de la ecuación de Néel (Ecuación 2.12) que relaciona el tiempo de relajación con el volumen del grano y con la temperatura.

$$\tau = \frac{1}{C} \exp \frac{J_s H_c v}{kT} \qquad [2.12]$$

Como se puede ver en la Ecuación 2.12 el tiempo de relajación depende de: el factor de frecuencia, C (probabilidad de obtener una inversión de polaridad por agitación térmica); J_s, la magnetización de saturación del material ferromagnético; H_c, el campo coercitiv0 del grano monodominio; v, el volumen del grano monodominio; k, la constante de Boltzmann y T, la temperatura absoluta. Gracias a esta expresión podemos comprender el proceso de adquisición

de la TRM, es decir, cómo los minerales magnéticos pueden retener la información del campo magnético del pasado.

Como podemos ver en la Ecuación 2.12, el **tiempo de relajación es inversamente proporcional a la temperatura**, **mientras que el tamaño de grano es directamente proporcional al mismo**. Por lo tanto, al aumentar la temperatura y/o disminuir el tamaño de grano, se consigue que el tiempo de relajación sea más corto, llegando a ser imposible medir la imanación de las muestras en el tiempo de experiencia de laboratorio. A este fenómeno se le denomina superparamagnetismo. En este estado, los granos que conforman el material se orientan en la misma dirección que el campo magnético aplicado, incluso en presencia de campos débiles como el de la Tierra. Por este mismo efecto, se puede pasar del estado superparamagnético al estado de momento bloqueado disminuyendo la temperatura. Esto implica que la velocidad de la pérdida de imanación se ralentiza drásticamente, llegando a alcanzar el orden de tiempos geológicos.

2.6. Magnetización Termorremanente

La magnetización de una muestra antes de cualquier tratamiento en el laboratorio se conoce como magnetización remanente natural (NRM). Esta característica magnética está relacionada con el campo magnético presente en el momento en el que el material adquirió su imanación, así como con los diversos procesos físicos a los que la muestra fue sometida a lo largo del tiempo. La NRM puede ser adquirida a través de diversos mecanismos, como pueden ser procesos químicos, deposicionales, post-deposicionales o mediante calentamiento a altas temperaturas. En este capítulo nos centraremos en la **adquisición de la imanación termorremanente,** ya que es el proceso por el cual las muestras arqueológicas adquieren su imanación. La TRM se adquiere cuando los minerales ferromagnéticos se enfrían por debajo de su temperatura de Curie (definida como

la temperatura a la cual el material cambia de un estado paramagnético a ferromagnético) en presencia de un campo magnético externo, como es el CMT.

Durante el proceso de enfriamiento, mientras se encuentra entre la **temperatura de Curie y la de bloqueo**, el material se encuentra en estado superparamagnético. En este estado, los granos ferromagnéticos alcanzan la magnetización de equilibrio incluso ante la presencia de un campo magnético débil. A medida que la temperatura disminuye por debajo de la temperatura de bloqueo, el tiempo de relajación aumenta, lo que lleva al material a un estado de momento bloqueado. En este estado, la magnetización se vuelve estable y retiene la dirección e intensidad del campo magnético terrestre durante millones de años. Esta señal puede ser medida en los laboratorios de paleomagnetismo con gran precisión, sentando las bases de esta disciplina fundamentalmente experimental.

2.7. Paleodirección

Para determinar la **paleodirección del CMT del pasado**, es decir su declinación y la inclinación, se realizan **experimentos de desmagnetización progresiva de la NRM adquirida por las muestras**. Existen diferentes métodos para eliminar la magnetización, como son la desmagnetización térmica y la desmagnetización por campos alternos, como se verá en más detalle en el Capítulo 3. Los experimentos de desmagnetización consisten en eliminar la magnetización original de las muestras de forma progresiva, sometiéndola a una serie de pasos de desmagnetización mediante **campos alternos (AF) o desmagnetización térmica**. Para estudiar la paleodirección obtenida a través de este tipo de experimentos se utilizan los denominados **diagramas de Zijderveld** (Zijderveld, 1967a). Este tipo de gráficos permiten visualizar las proyecciones del vector campo magnético en dos planos ortogonales (Butler 1998). De este modo es posible visualizar de forma independiente las distintas componentes magnéticas de la NRM original durante el proceso de desmagnetización. Estos experimentos

permiten, por tanto, aislar la componente principal de cada muestra. Esta componente final es llamada remanencia magnética característica y, en el caso del arqueomagnetismo, está relacionada con el calentamiento de los materiales arqueológicos.

La Figura 2.5 muestra la construcción de los diagramas de Zijderveld en un proceso hipotético de desmagnetización de una muestra en 6 pasos. En este tipo de gráficos, la base del vector NRM se coloca en el origen del sistema de coordenadas. La distancia de cada punto al origen es proporcional a la intensidad del vector NRM proyectado en el plano. En el caso que se muestra en la Figura 2.5, se pueden observar dos componentes magnéticas. La primera, asociada a granos de menor coercitividad o temperatura de Curie, se puede identificar en los tres primeros pasos de desmagnetización. La segunda componente, más estable, se desimana entre los pasos tres y seis. La última componente se corresponde con la componente característica de las muestras, portadora de la información del campo geomagnético del pasado. A partir de la proyección del vector NRM en el plano horizontal, es posible determinar la declinación de las componentes magnéticas a través del ángulo que forman con el norte. La inclinación aparente se puede determinar midiendo el ángulo formado entre el vector NRM y el plano vertical, como se puede observar en la Figura 2.5.b que representa la proyección del vector NRM en el plano vertical. La Figura 2.5.c muestra la composición de las proyecciones del vector NRM en el plano horizontal y vertical.

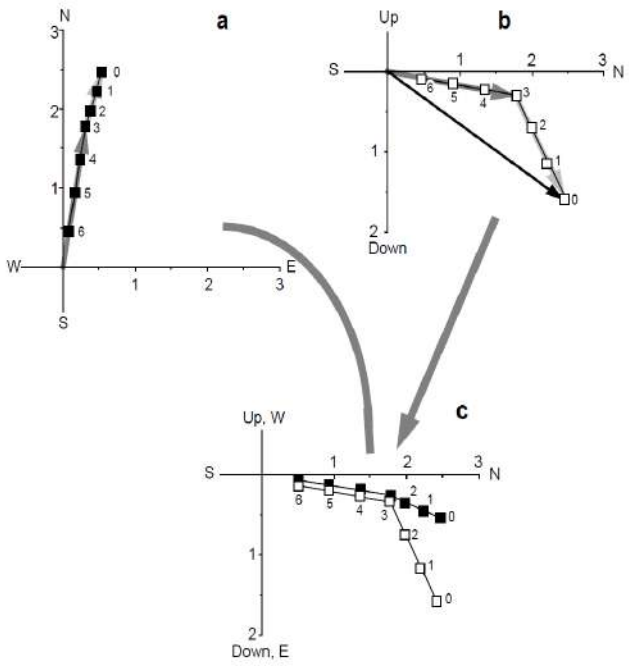

Figura 2.5. *a) Proyección horizontal del vector NRM. b) Proyección vertical del vector NRM. c) Composición de las componentes direccionales del vector NRM. Figura tomada de* (Butler 1998).

2.8. Paleointensidad

Para campos magnéticos débiles la TRM adquirida es aproximadamente proporcional al campo magnético externo según la Ecuación 2.13:

$$H_{paleo} = \frac{TRM_{paleo}}{TRM_{lab}} H_{lab} \qquad [2.13]$$

Donde H_{paleo} representa el campo magnético de la Tierra presente durante el último calentamiento del material estudiado; $TRM_{paleo,}$ hace referencia a la TRM adquirida en presencia del campo H_{paleo}; TRM_{lab} se corresponde con la TRM adquirida en el laboratorio durante el proceso de calentamiento; y $H_{lab,}$ es el campo magnético aplicado durante el experimento de paleointensidad. A pesar de la simplicidad de la Ecuación 2.13 cabe destacar que el proceso de determinación de

la intensidad del CMT del pasado no es sencillo, ya que la constante de proporcionalidad que relaciona el campo aplicado (H_{lab}) y la TRM adquirida (TRM_{paleo}) no siempre es constante a lo largo del tiempo puesto que se pueden producir cambios en el estado magnético y mineralógico de las muestras después de la adquisición de la TRM original.

La TRM total de una muestra es el resultado de combinar los vectores de las **magnetizaciones termorremanentes parciales (pTRM)** adquiridas para distintos rangos de temperaturas (Ecuación 2.14). Este fenómeno se conoce como ley de aditividad de pTRMs y se muestra en la Figura 2.6 (Tauxe, 2010).

$$TRM = \sum_{i}^{n} pTRM(T_{bi}) \qquad [2.14]$$

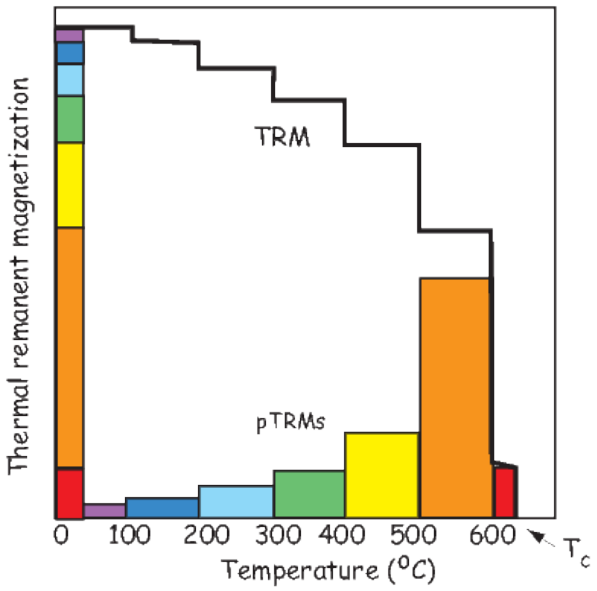

Figura 2.6. *Representación de la adquisición de la pTRM en función de la temperatura. (Tauxe, 2010)*

Los **experimentos de paleointensidad** se fundamentan en la comparación de la adquisición de una TRM al calentar la muestra a una determinada temperatura en

presencia de un campo magnético conocido de laboratorio, con la que queda a esa temperatura de la NRM original adquirida en presencia del CMT del pasado que pretendemos determinar. Para los granos monodominio la relación entre la NRM y la TRM es constante, siempre y cuando no existan cambios en las propiedades magnéticas del material. Existen varios métodos experimentales para el cálculo de la paleointensidad. Durante la realización de esta Tesis se ha empleado el método de Thellier-Thellier (Thellier & Thellier, 1959).

En este método, las muestras son calentadas progresivamente a distintas temperaturas. En cada etapa, las muestras se calientan dos veces a la misma temperatura: la primera con el campo magnético de laboratorio aplicado en la dirección de uno de los ejes de las muestras y, durante el segundo paso, con el campo aplicado en sentido contrario. De este modo, la magnetización adquirida durante el primer paso de calentamiento y enfriamiento, con campo aplicado, vendrá dada por la Ecuación 2.15, mientras que la TRM adquirida en el segundo paso de la etapa se rige por la Ecuación 2.16.

$$TRM_1 = pTRM(0 - T_i) + NRM(T_i - T_c) \qquad [2.15]$$

$$TRM_2 = -pTRM(0 - T_i) + NRM(T_i - T_c) \qquad [2.16]$$

Gracias a la **ley de la aditividad de las pTRMs**, podemos determinar la pTRM adquirida en cada paso de temperatura. Para poder comprobar que la constante de proporcionalidad entre la NRM y la TRM se mantiene constante durante todo el proceso de calentamiento, se realizan medidas adicionales para confirmar que no existen alteraciones mineralógicas producidas por el calentamiento de las muestras.

Para representar los resultados obtenidos durante los experimentos de paleointensidad, se utilizan los llamados **diagramas de Arai** (Nagata, Arai & Momodse, 1963), como el que se puede ver en la Figura 2.7. En este tipo de diagramas se representa lo que queda de la NRM inicial en cada etapa de calentamiento, en función de la pTRM adquirida para cada paso. En condiciones

ideales, los puntos así representados deben seguir una tendencia lineal, como la que muestra la Figura 2.7.a. La pendiente de la recta proporciona la intensidad del campo geomagnético del pasado, según la Ecuación 2.13.

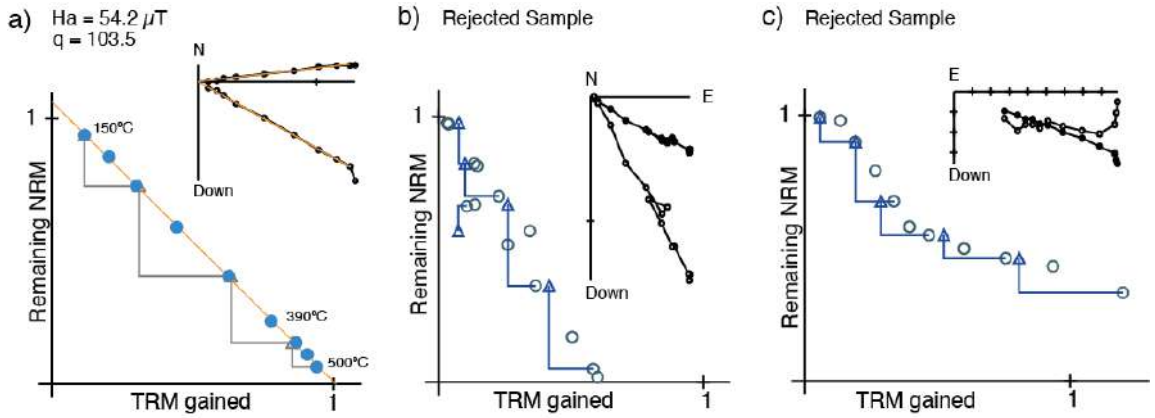

Figura 2.7. *Diagramas de Arai de muestras reales a) seleccionada, b,c) descartadas.*

Para garantizar que no existen alteraciones fisicoquímicas durante el experimento, se realizan los pTRM checks cada dos etapas de temperatura. Los tests positivos (generalmente se establece un límite máximo para alteraciones de más del 10-15%) indican que no ha habido alteraciones significativas durante el calentamiento, validando así el experimento de paleointensidad. Por otro lado, los test negativos indican que, a partir de esa temperatura, las medidas realizadas no pueden ser utilizadas para determinar la paleointensidad.

Además, es fundamental destacar que, para determinar la paleointensidad aplicando la teoría de Néel, las muestras no solo deben mantenerse sin alteraciones durante el calentamiento, sino también cumplir con la condición de estar formadas por **granos monodominio** o pseudomonodominio, y presentar una **única componente direccional**. Para poder comprobar este último requisito, se utilizan los diagramas de Zijderveld (Zijderveld 1967) que hemos visto anteriormente. En ellos debemos visualizar una única componente característica.

Existen **otras metodologías para el cálculo de la paleointensidad**. Por ejemplo, Coe propuso una variación del método Thellier-Thellier, manteniendo la base física, (Coe, 1967) pero en este caso sin aplicar un campo magnético durante la primera etapa de calentamiento de las muestras. Las bases físicas de los métodos tipo Thellier-Thellier están muy bien explicadas en el trabajo de Dunlop, (2011). Por otro lado, también se han desarrollado protocolos que no implican desmagnetizaciones térmicas, evitando así alteraciones mineralógicas durante el calentamiento como, por ejemplo, la desimanación por microondas o diferentes métodos de proporcionalidad entre distintos parámetros magnéticos. Sin embargo, para este tipo de experimentos aún no existe una teoría física que permita comprender con exactitud el proceso de adquisición y destrucción de la magnetización o la asimilación de los ratios utilizados a los ratios NRM/TRM en el pasado. Por ello, en esta Tesis hemos optado por determinar la paleointensidad de nuestras muestras a través del método clásico de Thellier-Thellier.

2.9. Magnetismo de Rocas

Como se ha explicado ya en este capítulo, los **minerales ferromagnéticos que conforman las muestras arqueomagnéticas son los responsables de sus propiedades magnéticas**. Existen diferentes experimentos que permiten determinar los minerales magnéticos presentes en las muestras. A lo largo de este apartado, se detalla el fundamento físico de los ensayos realizados durante el desarrollo de esta Tesis. Para información adicional se puede consultar Dunlop y Özdemir (1997).

- *Susceptibilidad Magnética*

Cuando hablamos de magnetización, es importante diferenciar entre magnetización remanente y magnetización inducida. Cuando un material con

propiedades magnéticas se expone a un campo magnético (H), adquiere lo que se denomina magnetización inducida (J_i), que se expresa mediante la siguiente fórmula:

$$J_i = \chi H \qquad [2.17]$$

En esta expresión χ se corresponde con la susceptibilidad magnética, que puede considerarse como la magnetizabilidad del material, es decir, su capacidad de ser magnetizado o de adquirir una magnetización en presencia de un campo magnético externo. En la Expresión 2.17, la susceptibilidad es tratada como un escalar, lo que implica que la imanación inducida es paralela al campo magnético. En el caso que exista anisotropía en la muestra, la susceptibilidad magnética se expresa como un tensor 3x3, representando las tres direcciones X, Y, Z.

La susceptibilidad (ver también la sección 2.4) es una de las propiedades utilizadas de manera habitual en los estudios de magnetismo de rocas, ya que es una medida rápida y de bajo coste que puede, por ejemplo, mostrar cambios de mineralogía durante el calentamiento de las muestras. Valores distintos de la susceptibilidad de las muestras después de un calentamiento son indicativos de la existencia de modificaciones en la mineralogía. Por ello, en los experimentos de paleointensidad realizados en esta Tesis, se han medido los valores de la susceptibilidad al inicio de los experimentos y posteriormente en varios pasos de temperatura.

- *Ciclos de histéresis*

Como hemos visto ya en la sección 2.4, cuando se magnetiza en una dirección un material ferromagnético, no vuelve de nuevo a magnetización cero cuando cesa el campo magnético externo. Para conseguir volver a las condiciones de magnetización nula, el material debe ser expuesto a un campo con dirección opuesta. Este fenómeno, conocido como ciclo de histéresis, está relacionado con

la existencia de los dominios magnéticos mencionados anteriormente y es una propiedad fundamental de los materiales ferromagnéticos. En esta Tesis, se ha medido el **ciclo de histéresis** de los materiales arqueológicos estudiados. Estos experimentos consisten en medir la relación no lineal que existe entre el campo magnético aplicado y la imanación adquirida por la muestra. Durante este experimento, se mide de forma continua la imanación de la muestra al someterla a un campo aplicado y que aumenta desde cero hasta un valor máximo en el que se alcanza la saturación. Una vez alcanzado este valor, se disminuye el campo magnético hasta cero y después se vuelve a aumentar de nuevo hasta la saturación. Los ciclos de histéresis, además, permiten medir la energía magnética a través del área encerrada en el ciclo descrito.

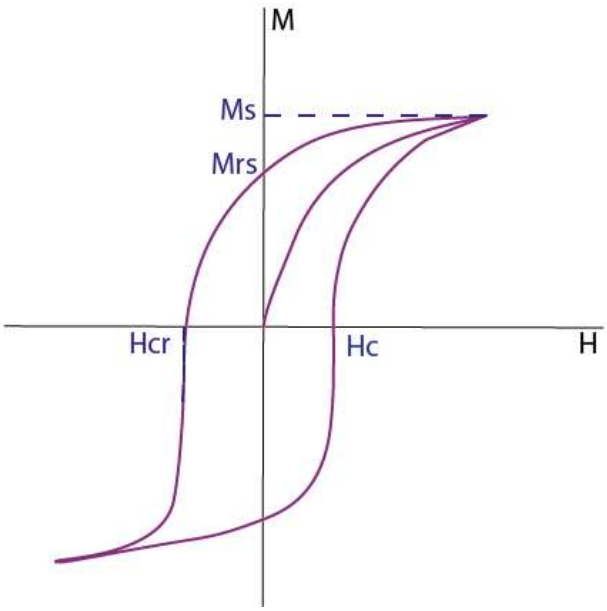

Figura 2.8. *Representación de un ciclo de histéresis.*

En la Figura 2.8 se muestra un ciclo de histéresis con los parámetros que lo caracterizan. Como se puede ver, la curva inicial comienza en el origen de coordenadas, ya que en el momento inicial del experimento las muestras no se encuentran imanadas. Es lo que se denomina curva de primera imanación. La imanación de saturación, conocida como Ms, es el valor máximo que alcanza la

imanación cuando todos los momentos magnéticos de los minerales ferromagnéticos se encuentran orientados en el sentido del campo aplicado. La imanación remanente que adquiere la muestra, después de la saturación, cuando el campo vuelve a ser nulo, se denomina imanación remanente de saturación, Mrs. El campo coercitivo, Hc, es el campo que se debe aplicar al material para conseguir eliminar la imanación remanente y, con ello, desimanar el material. El campo magnético que se debe aplicar a un mineral para volver a la situación de imanación nula se conoce como campo coercitivo de la remanencia, Hcr. **Cada mineral ferromagnético tiene una imanación de saturación y un campo coercitivo característico.** En la Tabla 2.1. se muestran los valores de estos parámetros para los **minerales ferromagnéticos más típicos en muestras arqueomagnéticas.**

Grupo	Mineral	Tipo	Ms (Am^2/kg)	Tc (ºC)	Hc (mT)	Alteración térmica
Óxidos	Magnetita	Ferrimagnético	92	580	20-40	
	Titanomagnetita	Ferrimagnético	<92	<580	20-40	
	Maghemita	Ferrimagnético	74	590-675	20-40	Hematites (250-750ºC)
	Hematites	Antiferromagnético	0.4	675	>1000	
Oxihidróxidos	Goethita	Antiferromagnético	<1	70-125	>1000	Hematites (250-400ºC)
Sulfuros	Greigita	Ferrimagnético	25	330	60-100	Magnetita (>300ºC)
	Pirrotina	Ferrimagnético	<20	325	50-150	Magnetita (>500ºC)

Tabla 2.1. *En la tabla aparecen los valores de magnetización de saturación, Ms, la temperatura de Curie, Tc, el campo coercitivo Hc, así como las alteraciones térmicas de los principales minerales magnéticos.*

Además de los parámetros que caracterizan los ciclos de histéresis, su forma también aporta mucha información sobre el mineral, tamaño de grano y fases mineralógicas. Es posible diferenciar entre materiales **magnéticamente duros y blandos** en función de la anchura del ciclo. Los materiales que son resistentes a modificar su imanación presentan ciclos anchos, lo que se conoce como materiales duros. Por el contrario, los magnéticamente blandos, con campos coercitivos bajos, presentan ciclos estrechos. Los granos multidominio, con facilidad para modificar su imanación, también presentan ciclos estrechos.

Durante estos experimentos, en ocasiones se pueden observar ciclos que presentan un **estrechamiento en su parte central**, a este tipo de ciclos se les denomina ciclos con cintura de avista (Roberts et al., 1995). Este comportamiento está asociado a la existencia varias fases magnéticas o a la presencia de granos superparamagnéticos. En algunas ocasiones se puede también observar que no se llega a alcanzar la imanación de saturación debido a la presencia de materiales diamagnéticos y paramagnéticos o a la presencia de fases magnéticas de alta coercitividad.

- *Diagrama de Day*

A partir de los parámetros de histéresis, es posible obtener información adicional sobre la estructura de dominios del material y sobre la mineralogía que aporta la magnetización. Los **diagramas de Day** (Day et al., 1977) fueron específicamente diseñados para obtener dicha información en muestras **de titanomagnetita y magnetita**. Estos diagramas son útiles ya que permiten discernir el estado de dominio de las partículas magnéticas utilizando la representación de las relaciones Mr/Ms en función del cociente de coercitividades Hcr/Hc. Es importante destacar que este tipo de diagramas solo son apropiados para muestras con la mineralogía señalada (magnetita), ya que los límites de tamaño de grano que aparecen se calculan a partir de valores teóricos de anisotropía cristalina específicos para este

mineral. Por esta razón, es fundamental tener en cuenta que este tipo de **gráficos solo son aplicables a la magnetit**a.

Dunlop (Dunlop, 2002a) propuso posteriormente una modificación al diagrama de Day original con el objetivo de incorporar líneas de tendencia que representan mezclas de **granos en estado monodominio (SD) y granos en estado multidominio (MD)** (Figura 2.9). A pesar de que este diagrama fue inicialmente diseñado para la magnetita, en la actualidad se utiliza para determinar el estado magnético de otros minerales magnéticos. Sin embargo, es importante señalar que varios estudios recientes indican varios problemas que limitan la interpretación de estos diagramas en términos del estado de dominios como, por ejemplo, el tipo de anisotropía magnetocristalina de las muestras, la oxidación superficial, la mezcla de partículas magnéticas o la relajación térmica (e.g. Roberts et al., 2018). En esta Tesis, únicamente hemos utilizado este tipo de diagramas para identificar posibles grupos de muestras con características magnéticas similares. Por otro lado, otros autores han compilado datos sobre las propiedades de los minerales magnéticos más comunes (Peters & Dekkers, 2003) en un esfuerzo por identificar tanto el tamaño de grano como la naturaleza del mineral que alberga la magnetización.

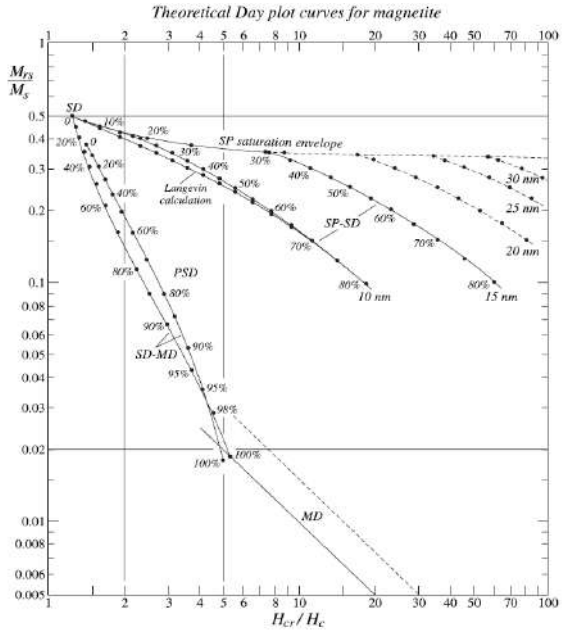

Figura 2.9. *Se muestran las curvas teóricas del diagrama de Day calculados para magnetita utilizando las expresiones proporcionadas por Dunlop en 2002. Se representan las diferentes fracciones de componente multidominio y pseudomonodominio en mezclas con granos monodominio.* (D.J. Dunlop 2002; David J. Dunlop 2002).

- *Adquisición progresiva de la imanación remanente isoterma (IRM)*

La magnetización remanente isoterma o IRM (de las siglas en inglés de Isothermal Remanente Magnetization) es un tipo de remanencia magnética que se adquiere a temperatura constante por exposición campos magnéticos intensos. En los laboratorios de paleomagnetismo, la IRM se aplica artificialmente con el propósito de estudiar la mineralogía magnética portadora de la NRM de los materiales estudiados. El experimento más común es la adquisición progresiva de la IRM. Estos experimentos tienen cierta similitud con los ciclos de histéresis, pero con la diferencia de que en este caso se mide la imanación remanente. En este tipo de experimentos, el campo magnético también se aumenta de manera progresiva, pero la medida de la imanación se realiza a campo cero (Figura 2.10). El resultado, es una adquisición progresiva de la magnetización en la dirección del campo. Al medir únicamente la imanación remanente, podemos obtener información sobre los minerales ferromagnéticos que han adquirido dicha magnetización. en cada paso solo se verán afectadas las partículas magnéticas cuyo campo coercitivo sea menor que la del campo aplicado. Tanto la forma de las curvas como la intensidad de la magnetización adquirida son indicativas del tipo de mineral y de su concentración. Por ejemplo, un aumento rápido de la IRM con una saturación a campos de entre 100 y 300 mT es típica de minerales de baja coercitividad (magnetita y/o maghemita). Sin embargo, la hematites sólo alcanza la saturación a valores del campo mucho más altos (del orden de 1.5 – 5 T).

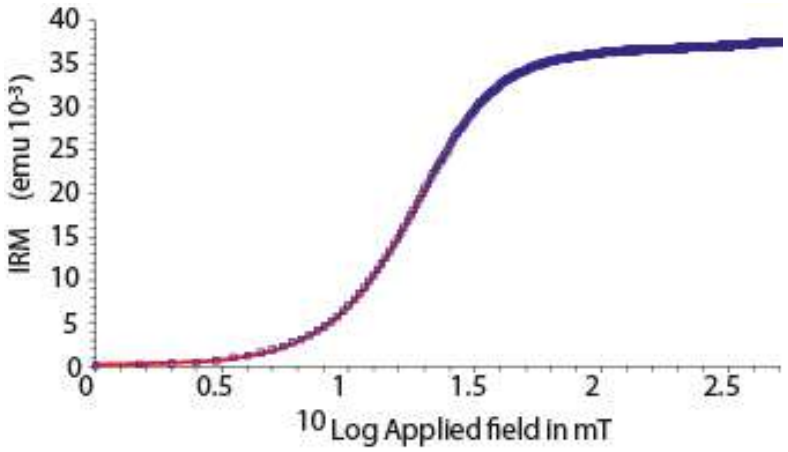

Figura 2.10. *Ejemplo de curva de adquisición de la IRM, donde se ve cómo la muestra se satura a campos magnéticos bajos. Este tipo de comportamiento es típico de la magnetita y/o de la maghemita.*

- *Curvas termomagnéticas*

En este tipo de experimentos se mide la **susceptibilidad magnética o la magnetización de saturación en función de la temperatura**. La temperatura se aumenta de manera progresiva, desde la temperatura del laboratorio hasta altas temperaturas (700ºC), y seguidamente vuelve a descender hasta la temperatura ambiente. Como los minerales ferromagnéticos pierden la imanación al sobrepasar su **temperatura de Curie, específica para cada mineral** (ver Tabla 2.1), a partir de estas curvas se puede identificar el tipo de mineral presente en la muestra a partir de los rangos de temperatura donde la susceptibilidad varía de manera abrupta. Los métodos de identificación comunes para la Temperatura de Curie son: **el método del punto de inflexión, el método gráfico o de doble tangente y el de extrapolación**(Moskowitz, 1981). Además, este tipo de gráficas nos permite detectar cambios en la mineralogía del material mediante la comparación de las curvas de calentamiento y enfriamiento. Cuando existen diferencias entre ambas curvas, podemos deducir que existen cambios mineralógicos provocados por el calentamiento de la muestra (Figura 2.11.a). Sin embargo, cuando ambas

curvas siguen el mismo camino, lo que se conoce como curvas reversibles, no hay alteraciones al aumentar la temperatura (Figura 2.11.b).

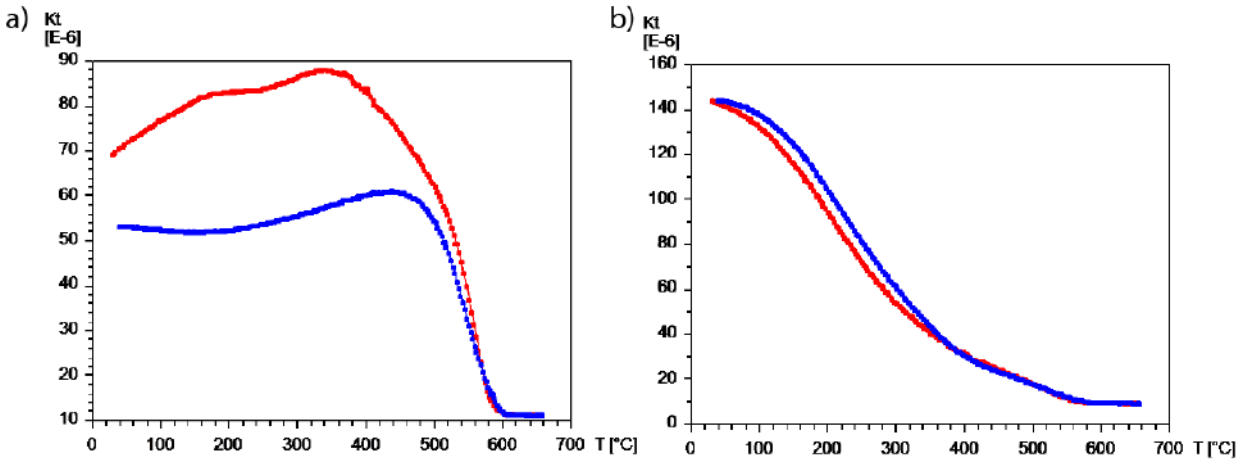

Figura 2.11. *a) Curva termomagnética (susceptibilidad vs temperatura) con comportamiento irreversible. b) Curva termomagnética de comportamiento reversible.*

- *Test de Lowrie*

El **test de Lowrie** (Lowrie, 1990) permite identificar minerales ferromagnéticos mediante la información conjunta de las **coercitividades y de las temperaturas de desbloqueo** de las muestras estudiadas. En la primera etapa de este experimento se aplica una IRM diferente a cada uno de los ejes de la muestra (X, Y, Z). Se debe empezar aplicando en un eje la IRM mayor, posteriormente la intermedia en un segundo eje, y finalmente la de menor intensidad en el tercer eje. De esta manera se orientarán en cada dirección granos de diferentes coercitividades según el campo aplicado. Posteriormente, en una segunda etapa, se realiza una desmagnetización térmica en ausencia de campo magnético y se analizan los valores de la imanación en cada eje. Al representar la imanación de cada uno de los ejes en cada etapa de temperatura, se obtiene un espectro de temperatura de desbloqueo para los tres diferentes intervalos de coercitividades, como se puede ver en la Figura 2.12. En este ejemplo, se puede ver que la mayor

parte de la magnetización la aportan minerales de baja coercitividad de hasta 100 mT (línea azul), y que pierden la magnetización a unos 500ºC, como podría ser la magnetita (ver Tabla 2.1). Aproximadamente el 20% de la magnetización corresponde a campos coercitivos medios (línea naranja), de hasta 300 mT. Las fases de alta coercitividad, de hasta 2000 mT (línea amarilla), como podría ser la hematites, se corresponden con menos del 10% de la magnetización total.

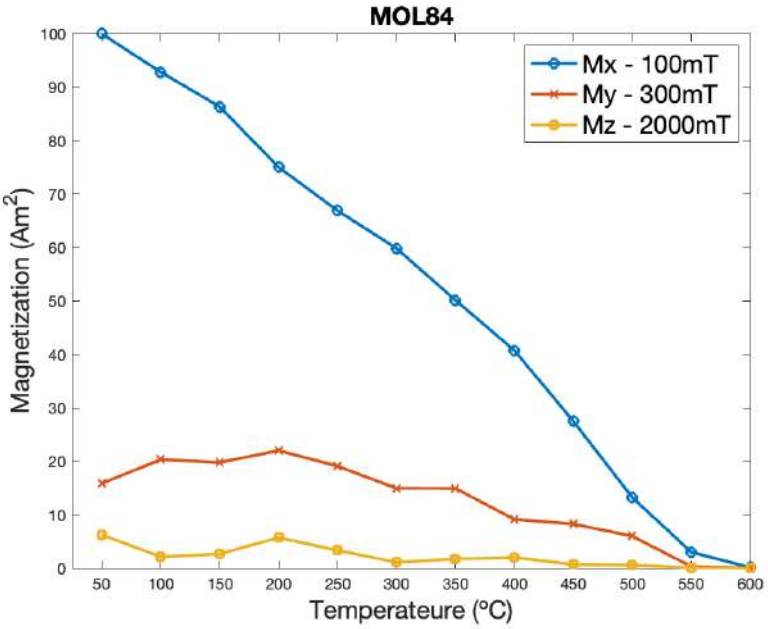

Figura 2.12. *Ejemplo de el Test de Lowrie para la muestra MOL84 analizada durante esta tesis.*

Capítulo 3.

Metodología

El comportamiento del campo geomagnético en épocas pasadas puede conocerse a través del estudio de restos arqueológicos que han experimentados procesos de calentamiento a altas temperaturas y, posteriormente, han sido enfriados en presencia del CMT. Sin embargo, la reconstrucción de este campo en el pasado no es sencilla, ya que los **estudios arqueomagnéticos conllevan un largo proceso de análisis** que incluye varias etapas fundamentales, como el muestreo, los experimentos de laboratorio, la interpretación de resultados y la integración de los mismos con la información previa disponible. En este apartado, se explicarán detalladamente cada una de estas etapas.

3.1. Muestreo y trabajo de campo

La **primera etapa** de un estudio arqueomagnético comienza con el **trabajo de campo**, que incluye un análisis detallado del yacimiento arqueológico y la recolección de muestras. Posteriormente, las **muestras recogidas** se preparan para su submuestreo en el laboratorio. Por último, se realiza una selección de las muestras sobre las cuales se realizarán los **experimentos de laboratorio.**

Existen varios tipos de estructuras y materiales arqueológicos susceptibles de ser estudiadas mediante el método arqueomagnético, tales como **hogares, hornos, cerámicas y *fumiers*** (niveles de estabulación quemados en cuevas prehistóricas). Sin embargo, este apartado se centra únicamente en la metodología empleada para el muestreo y la preparación de muestras de mano de estructuras de combustión y de cerámicas, los cuales constituyen el material objeto de estudio de esta Tesis Doctoral.

Es importante además destacar que, para poder realizar estudios direccionales que permitan obtener el **vector completo** de campo geomagnético, es imprescindible

que el material objeto de estudio se encuentre en su **ubicación original (*in situ)*.** Esto implica que no debe haber sido desplazado desde su último proceso de calentamiento/enfriamiento, durante el cual se registró la señal magnética (TRM) relacionada con el CMT del pasado que queremos determinar. Los procedimientos de muestreo juegan, por tanto, un papel crucial en cualquier estudio arqueomagnético. Por ello, se prestó especial atención durante el proceso de muestreo de los hornos arqueológicos investigados en esta Tesis.

En la **fase inicial del muestreo**, se llevó a cabo la identificación de posibles zonas de basculamiento o deformación, así como de áreas en las cuales los minerales y su imanación podrían haber experimentado alteraciones. Se evitó tomar muestras de estas partes de las estructuras. A continuación, se procedió a seleccionar las zonas más expuestas al calor, para garantizar que las muestras hubieran registrado y conservado la información del CMT de forma más estable. Además, se puede presumir que este tipo de muestras habrían experimentado cualquier cambio químico con anterioridad al último episodio de calentamiento/enfriamiento. Con el objetivo de mitigar y promediar posibles errores, se seleccionaron muestras distribuidas alrededor de todo el contorno de las estructuras. Una vez seleccionadas las zonas más idóneas para realizar el muestreo, se aplicó escayola sobre las mismas. Utilizando placas de metacrilato y niveles de burbuja de alta precisión, se crearon superficies horizontales (como se muestra en la Figura 3.1).

Una vez secas las superficies de escayola, se retiraron las placas y se orientaron las muestras de mano utilizando una brújula solar o magnética. En el caso de utilizar la brújula magnética, se marcó la dirección del norte magnético sobre la superficie de escayola y se anotó el número de la muestra. En el caso de utilizar la brújula solar, se marcó la dirección del sol y se anotó en la libreta de campo la hora exacta de muestreo. El uso de la brújula solar resulta especialmente útil cuando existan influencias magnéticas que puedan desviar la brújula. Es esencial, además, anotar las coordenadas geográficas del yacimiento, así como el día en el que se realizó el muestreo para poder efectuar las correcciones de declinación al azimut, ya que hay que definir el norte geográfico a partir del norte magnético

marcado con la brújula magnética. Para ello, se corrige el azimut con la declinación proporcionada por un modelo actual (como el IGRF-13, Alken et al., 2021) para el día de medida y en las coordenadas específicas del yacimiento. En el caso de utilizar la brújula solar, la hora exacta en la que se realiza la marca de la dirección del sol sobre la muestra es necesaria para obtener correctamente la dirección del norte geográfico. Una vez orientadas y nombradas las muestras de mano, se procedió a extraerlas utilizando diferentes tipos de materiales como espátulas, sierras, martillos, etc. El proceso de muestreo utilizado permitió orientar con mucha precisión (menos de 1-2º). Las muestras de mano así obtenidas se trataron posteriormente en el laboratorio para poder ser medidas con los instrumentos allí disponibles.

Figura 3.1. *Imágenes del muestreo arqueomagnético realizado en Dalverzin Tepe de dos hornos estudiados en esta Tesis Doctoral.*

En el **laboratorio**, el primer tratamiento que se realizó fue someter a las muestras a un proceso de consolidación utilizando una mezcla de silicato de sodio y agua. Este procedimiento favorece que las muestras se mantengan sólidas durante todo el protocolo de laboratorio. A continuación, las muestras se sumergieron en escayola para hacer bloques, como se puede apreciar en las Figuras 3.2.a y b,

manteniendo siempre la orientación original de las muestras. Estos bloques se cortaron en láminas y posteriormente en especímenes cúbicos de 2 cm de lado. Para realizar los estudios arqueomagnéticos y de magnetismo de rocas, se seleccionaron los especímenes que mostraban **evidencias de una mayor exposición a temperaturas elevadas.**

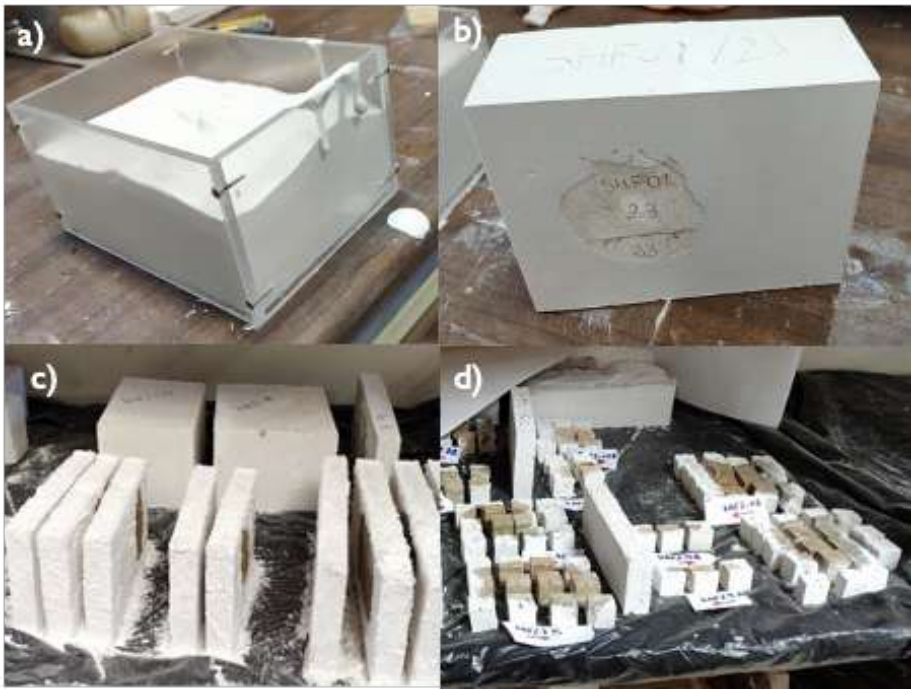

Figura 3.2. *a) Preparación de bloque de escayola. b) Bloque de escayola marcado con la orientación solar y el número de muestra. c) Bloque cortado en láminas paralelas a la dirección solar. d) Especímenes cúbicos de 2x2x2 cm aptos para su medición en la instrumentación del laboratorio.*

En el caso de las **cerámicas**, al no contar con información sobre la orientación en la que fueron calentadas por última vez, es imposible determinar la declinación e inclinación del CMT del pasado. Por lo tanto, no es necesario marcar las muestras durante la campaña de campo. Sin embargo, como veremos más adelante durante los experimentos de paleointensidad es muy importante que las muestras mantengan la misma orientación durante todo el proceso. Por ello, para evitar cualquier movimiento de los especímenes durante los experimentos de paleointensidad, los fragmentos cerámicos se colocaron en cubos de cuarzo de 8

cm^3 y se fijaron utilizando fibra de vidrio y silicato de sodio, como se puede apreciar en la Figura 3.3.

Figura 3.3. *a) Cubos de cuarzo con muestras cerámicas en su interior preparados para la realización de los experimentos clásicos de Thellier. b) Fragmentos cerámicos seleccionados para los experimentos de paleointensidad.*

3.2. Experimentos de magnetismo de rocas

- ### Curvas termomagnéticas

Durante este trabajo se han realizado curvas de **susceptibilidad frente a la temperatura** (χ-T) utilizando un **susceptómetro Kappabridge KLY-4** acoplado a un horno CS4 (AGICO) del laboratorio de paleomagnetismo de la Universidad Complutense de Madrid (UCM). Este dispositivo incrementa la temperatura progresivamente y registra la susceptibilidad de la muestra en cada paso de temperatura. En este estudio, la temperatura se aumentó desde la **temperatura ambiente hasta 600ºC-700°C**. Una vez alcanzada la temperatura máxima del

experimento, se procedió a enfriar las muestras hasta llegar a la temperatura ambiente en una atmósfera de Ar. Además, también se realizaron curvas de magnetización de saturación frente a la temperatura (Ms-T) utilizando una balanza de traslación de campo variable (VFTB) de Mag-Instruments (Petersen & Petersen, 2008). La magnetización se midió en un campo aplicado de 1 T, calentando las muestras hasta aproximadamente 650ºC y luego enfriándolas de nuevo hasta 40ºC en aire.

Estos experimentos se utilizaron para estimar la temperatura de Curie/Néel de los minerales magnéticos contenidos en las muestras y para comprobar la existencia de alteraciones magnéticas inducidas térmicamente, comparando las curvas de calentamiento y enfriamiento. A partir de las curvas Ms-T, se **calcularon las temperaturas Curie/Néel siguiendo el método de la segunda derivada** propuesto por Tauxe, (1998) para identificar los puntos de inflexión y las convexidades de las curvas. El software utilizado para el **tratamiento de estos datos fue el RockMagAnalyzer 1.1** (Leonhardt, 2006)

- IRM y Ciclos de histéresis

En esta Tesis, también se han realizado **ciclos de histéresis, curvas de adquisición de magnetización remanente isotérmica (IRM) y posterior desmagnetización IRM por corriente continua o IRM por saturación de campo inverso (SIRM del inglés Saturation isothermal remanent magnetization).** Para llevar a cabo estos experimentos, se utilizó un espectrómetro de coercitividad J-Meter del laboratorio de paleomagnetismo de la UCM, diseñado originalmente en el laboratorio de paleomagnetismo de la Universidad Federal de Kazán y posteriormente mejorado por Jasonov et al. (1998). Este instrumento consiste en una rueda de 50 cm de diámetro que no tiene señal magnética y que gira 18 veces por segundo a través de un electroimán. La remanencia magnética de las muestras se mide mientras el campo electromagnético aumenta hasta 500 mT y luego disminuye hasta la polaridad

opuesta (-500 mT). Además, se llevaron a cabo ciclos de histéresis utilizando una balanza de traslación de campo variable, aplicando un campo máximo de 1T.

Una vez calculada y sustraída la contribución paramagnética, los ciclos de histéresis se utilizaron para calcular la **magnetización de saturación** (Ms), la **magnetización remanente de saturación** (Mrs) y el **campo coercitivo** (Hc). El **campo coercitivo remanente** (Hcr) se estimó a partir de los análisis de IRM. Como se describe en el Capítulo 2, la forma de los ciclos de histéresis aporta información sobre la mineralogía magnética de las muestras y su sobre su estado magnético. Además, resulta de gran utilidad para identificar muestras que contengan dos o más poblaciones magnéticas con diferentes coercitividades, lo que normalmente se asocia a bucles de histéresis con forma de cintura de avispa (Tauxe, 1998).

En esta Tesis, se han analizado los **espectros de coercitividad** de las curvas de adquisición de IRM utilizando el modelo propuesto por Kruiver et al. (2001) con el fin de determinar el número y las propiedades de las componentes magnéticas de las muestras. Además, se calculó el valor de la IRM de saturación y el campo destructivo medio en el que se alcanza la mitad de la SIRM. Este cálculo se realizó mediante el ajuste de las curvas de adquisición de la IRM en función del logaritmo del campo aplicado utilizando tres enfoques diferentes: **escala lineal (LAP), gradiente (GAP) y escala de probabilidad (SAP).**

- Diagramas de Day

Los parámetros de histéresis se han representado en el clásico **diagrama de Day,** diseñado específicamente para estimar el estado de dominio de las rocas que contienen magnetita/titanomagnetita (Day, Fuller, and Schmidt 1977; Dunlop 2002). En este diagrama, se representa la relación de los parámetros de magnetización (Ms/Mrs) en función de la relación de los parámetros de coercitividad (Hc /Hcr). Sin embargo, como señalan (Roberts et al. 2018) y como ya hemos señalado en el Capítulo 2, es importante descartar que el uso del

diagrama de **Day para inferir el estado de dominio de muestras que no sean magnetita o titanomagnetita es muy controvertido**. Por lo tanto, en este trabajo se utilizó el gráfico de Day únicamente con el objeto de **identificar patrones** similares y comportamientos anómalos en nuestras colecciones.

- Desimanación por campo alternos (AF)

Para determinar la existencia de una o múltiples componentes de la NRM, se han realizado experimentos de **desmagnetización por campos alternos** (AF) de la NRM inicial utilizando el desmagnetizador incorporado en el magnetómetro criogénico SQUID (Superconducting Quantum Interference Device) de 2G (CAI CC. Físicas de la UCM). Estos experimentos se realizaron hasta **campos máximos de 120 mT** en dos ciclos diferentes. El primero abarcó desde 0 a 40 mT con pasos progresivos de 5 mT, mientras que el segundo ciclo incluyó pasos de 20 mT, desde 40 a 120 mT.

- Test de Lowrie

El **test de Lowrie** (Lowrie, 1990), como se ha explicado en detalle en el Capítulo 2, implica la **desmagnetización térmica de componentes transversales ortogonales de la IRM**. Estos experimentos se realizaron en Géosciences-Rennes (Universidad de Rennes, CNRS) durante la estancia de 3 meses que se llevó a cabo durante esta Tesis.

En la primera etapa de este experimento, se desmagnetizó la NRM de muestras seleccionadas mediante campos alternos, utilizando el magnetómetro criogénico SQUID de 2G de Géosciences Rennes equipado con un desmagnetizador capaz de aplicar campos magnéticos de hasta a 120 mT. A continuación, se procedió a **inducir progresivamente una IRM**, utilizando un magnetizador de impulsos ASC Scientific IM-10-30. Se aplicó un campo magnético de **0.12 T a lo largo del eje X, otro de 0.6 T a lo largo del eje Y, y otro de 2 T a lo largo del eje Z**. Una vez

aplicado el campo máximo, las muestras se desmagnetizaron térmicamente, aumentando progresivamente la temperatura desde la temperatura ambiente hasta 600ºC en pasos de 50ºC. En cada paso, la magnetización se midió con un magnetómetro de giro lento Molspin Minispin.

3.3. Paleointensidad

Los estudios de paleointensidad realizados durante esta Tesis se llevaron a cabo en el laboratorio de paleomagnetismo de la UCM y en Géosciences-Rennes. Para estimar la intensidad del campo geomagnético en el pasado, se ha empleado el **método clásico de Thellier-Thellier** (Thellier & Thellier 1959), incluyendo los llamados pTRM (magnetización termorremanente parcial) checks para identificar posibles evoluciones mineralógicas, así como correcciones por la **anisotropía de la termorremanencia (ATRM) y por la velocidad de enfriamiento o *cooling rate*.** La magnetización se midió en cada paso de temperatura con un magnetómetro SQUID de 2G. El calentamiento de las muestras se llevó a cabo utilizando un desmagnetizador térmico MMTD-24 (Magnetic Measurements) y en el horno "Ramsés" de fabricación local en el laboratorio de Géosciences-Rennes. La temperatura se **elevó progresivamente desde 100ºC hasta alcanzar la desmagnetización total de las muestras.** Cada paso consistió en dos ciclos de calentamiento y enfriamiento con un campo **aplicado de 50 μT a lo largo del eje Z de las muestras, primero en sentido +Z** y luego en sentido opuesto. Para verificar la estabilidad térmica de las muestras, se midió la susceptibilidad después de cada paso de temperatura utilizando un medidor de susceptibilidad MS3 (Bartington Instruments), y se realizaron pTRM checks cada dos pasos de temperatura.

En algunos materiales, puede ocurrir que la adquisición de la termorremanencia no sea completamente paralela al campo aplicado en el momento del calentamiento. Este fenómeno se conoce como anisotropía de la TRM (**ATRM**) y

puede ser muy importante en algunos **materiales muy anisótropos como las cerámicas** o las tejas (Genevey et al., 2008), o en algunos **hogares con revestimientos finos** (Palencia-Ortas et al., 2021). Es, por tanto, de vital importancia determinar el efecto de ATRM sobre la determinación de la paleointensidad y corregir las medidas consecuentemente, especialmente cuando se estudian materiales arqueológicos potencialmente muy anisótropos como fragmentos cerámicos, ya que de no hacerlo se pueden cometer errores de hasta un 90% (Genevey et al., 2008). Por ello, en esta Tesis, el efecto de la ATRM en las determinaciones de paleointensidad se calculó midiendo la adquisición de **TRM en 6 direcciones diferentes (±X, ±Y, ±Z)**. Estas medidas adicionales se realizaron cuando las muestras habían perdido aproximadamente **el 70% de la NRM**.

Por último, se analizó el efecto de la **velocidad de enfriamiento o *cooling rate*, que está relacionado con la dependencia del proceso de adquisición de la TRM con la velocidad de enfriamiento**. Debido a esta dependencia, se pueden obtener valores distintos de la TRM cuando se deja enfriar el material de forma natural, a cuando se acelera el proceso de enfriamiento de forma artificial, como suele hacerse en los experimentos de laboratorio. Hervé et al. (2019) estudiaron este efecto en varios lotes de materiales arqueológicos y observaron una **sobreestimación media de las paleointensidades de aproximadamente un 5**%. Este efecto se calculó también en esta Tesis, siguiendo el método descrito en detalle en Gómez-Paccard et al. (2006 y 2008), ya sea después de determinar la ATRM o al **finalizar los experimentos de paleointensidad, cuando las muestras habían perdido alrededor del 85-95% de la NRM inicial**. Para ello, se calentaron las muestras a la misma temperatura en 4 pasos diferentes. Los dos primeros pasos se realizaron de la forma habitual, es decir, durante el primer paso las muestras se calentaron durante 45 minutos con el campo magnético aplicado en dirección +Z y luego se enfriaron en unos 45 minutos con el mismo campo magnético. En el segundo paso, la duración del calentamiento y del enfriamiento fue la misma que la aplicada en el primer paso, pero el campo magnético se aplicó en la dirección opuesta -Z. Para determinar la variación de la adquisición de la

TRM, en el tercer paso, calentamos las muestras durante 45 minutos con el campo magnético aplicado en dirección +Z, pero utilizando un tiempo de enfriamiento de 24 horas. Al final de este ciclo adicional, las muestras se calentaron en dirección opuesta (-Z) y el enfriamiento se realizó en unos 45 minutos. Al comparar el tercer paso con el primero, se puede calcular el efecto de la velocidad de enfriamiento sobre la capacidad de adquisición del TRM. Gracias a los pasos segundo y cuarto, se pueden controlar posibles cambios en la capacidad de adquisición de la TRM relacionados con cambios mineralógicos inducidos térmicamente. Cuando la evolución mineralógica de las muestras durante el enfriamiento lento fue superior al efecto de la velocidad de enfriamiento, se aplicaron los valores obtenidos en muestras hermanas o una reducción del 5% como se sugiere en estudios previos (Genevey et al. 2008), y de acuerdo con otros resultados obtenidos en material arqueológico (Hervé et al., 2019).

Para asegurar la fiabilidad de las determinaciones de paleointensidades, durante esta Tesis **se aplicaron criterios de calidad** similares a los utilizados en publicaciones anteriores (e.g. Gómez-Paccard et al., 2012, 2016). Las paleointensidades se calcularon únicamente para los especímenes que mostraban una única componente de magnetización asociada a **una línea recta apuntando al origen en las gráficas de Zijderveld y a diagramas lineales de Arai**. La **diferencia máxima aceptada** entre las comprobaciones pTRM y los TRM originales obtenidos en el mismo paso de temperatura **(pTRM checks) fue del 10%**. Este mismo criterio también se aplicó para la comprobación de cambios mineralógicos realizada tras la determinación del tensor de anisotropía. La fracción de la TRM utilizada para determinar los datos de paleointensidad, conocida como parámetro **f** (Coe et al., 1978), fue de **al menos 50%,** y se utilizaron **5 o más pasos de temperatura**. Siguiendo el estudio de Shaar et al. (2016), se consideró un valor máximo de unos **5º y 10º para la desviación angular, MAD** (dispersión entre los puntos que se han utilizado para realizar el ajuste lineal) (Kirschvink, 1980) y el ángulo de desviación, **DANG** (desviación angular que existe entre los puntos utilizados para realizar el estudio de paleointensidad) (Tauxe & Staudigel, 2004), respectivamente. El análisis de

arqueointensidad se realizó con el **software StarmacAW3** desarrollados por el Dr. Pierrick Roperch de Géosciecnes-Rennes. Las medias de arqueointensidad se han calculado como medias aritméticas, y los errores de intensidad se expresan como la desviación estándar.

3.4. Estudio direccional

Los experimentos clásicos de Thellier realizados en muestras orientadas también permiten **obtener la dirección del CMT del pasado**. A partir de estos experimentos, se puede deducir la desmagnetización térmica de la NRM y representarla en los diagramas de Zijderveld descritos en el Capítulo 2. A partir de ellos se pueden calcular las direcciones características tal y como se ha descrito en el Capítulo 2. Para completar el estudio direccional, se realizaron también experimentos de desmagnetización por campos alternos (AF) en 31 especímenes orientados. Estos experimentos se realizaron en un rango de campos desde 5 mT hasta un campo máximo de 120 mT, tras esta etapa las muestras quedaron prácticamente desmagnetizadas.

El análisis direccional se llevó a cabo utilizando los **programas StarmacAW3.0 y Stereo_V3.0**, desarrollados por el Dr. Pierrick Roperch en Géosciences-Rennes. Los datos direccionales se determinaron como el valor medio calculado a partir de la estadística de Fisher (Fisher, 1953), junto con el **parámetro de precisión (k) y el cono de confianza del 95% (α_{95})**. Tanto las medias direccionales como las de intensidad se calcularon a partir de los resultados medios obtenidos a nivel de muestra de mano, derivados a su vez de los valores obtenidos a nivel de espécimen.

3.5. Curvas de Variación Secular

Como se ha explicado en Capítulo 2, las variaciones del CMT para regiones con radios de unos 1000 km pueden estudiarse a través de la construcción de las llamadas **curvas de variación paleosecular (PSVC).** En esta sección explicamos brevemente la **metodología utilizada para el cálculo** de las PSVCs aunque se pueden encontrar información más detallada en Molina-Cardín et al. (2018).

Para la construcción de las PSVCs, es necesario **relocalizar los datos arqueomagnéticos a unas coordenadas comunes**. Para ello, en el caso de la declinación y la inclinación hemos utilizado el método de **conversión vía polo** desarrollado por Noël y Batt (1990), que asume un campo dipolar. Cuando únicamente se dispone de **datos de intensidad**, como ocurre en varios de los estudios presentados en esta Tesis, los datos se relocalizan **asumiendo la teoría del GAD** (ver Capítulo 2 para más detalles). Mediante esta aproximación se puede asumir que el valor de **VADM asociado a la intensidad es igual en cualquier punto de la superficie de la Tierra**. El valor del VADM se obtiene mediante la siguiente expresión:

$$VADM = \frac{4\pi\, a^3\, F}{\mu_0 \sqrt{1 + 3\, sin^2 \phi}} \qquad [3.1]$$

Donde a es el radio de la Tierra ($6.371 \cdot 10^6$ m), F la intensidad en la superficie de la tierra de latitud ϕ y longitud λ, y la permeabilidad magnética en el vacío viene representada por μ_0 ($\mu_0 = 4\pi \cdot 10^{-7}\, TmA^{-1}$). A partir de estas suposiciones se puede determinar la intensidad relocalizada (Fr) como la ecuación:

$$F_r = F_0 \frac{\sqrt{1 + 3\, sin^2 \phi_r}}{\sqrt{1 + 3\, sin^2 \phi_0}}$$

Donde el subíndice 0 se corresponde con la intensidad y latitud original del dato, y el subíndice r corresponde a la intensidad y latitud de relocalización. Una vez relocalizados los datos se puede proceder a la construcción de la curva.

Las **PSVCs presentadas en este trabajo se han calculado siguiendo el método de Thébault y Gallet (2010)**. Estas curvas han sido desarrolladas exclusivamente para la intensidad geomagnética. El método utilizado consiste en realizar un ajuste de los datos individuales mediante el uso de **b-splines cúbicos penalizados en el tiempo**, con puntos fijos cada 50 años a lo largo del periodo de tiempo seleccionado. El método de Thébault y Gallet (2010) implica un tratamiento **bootstrap de los datos, considerando las incertidumbres de edad e intensidad** mediante distribuciones homogéneas y normales, respectivamente. Este enfoque proporciona un conjunto de 5.000 PSVCs a partir de las cuales se puede estimar una PSVC promedio junto con las **bandas de error a un nivel de confianza del 95% (2σ)**. Para más detalle de la metodología utilizada en la construcción de las curvas ver, por ejemplo, Molina-Cardin et al. (2018).

Es necesario indicar en este punto que no todos los datos arqueomagnéticos disponibles en las bases de datos globales se han calculado con el mismo método ni siguiendo los estándares de calidad aceptados actualmente. Por esta razón, en esta Tesis se ha decidido **clasificar los datos de paleointensidad en tres categorías** distintas siguiendo un esquema de ponderación diseñado específicamente para que los datos tengan diferentes pesos (o niveles de influencia) durante el proceso de creación de las PSVCs. Los datos obtenidos con 3 o más especímenes, y que han sido determinados teniendo en cuenta las correcciones de la ATRM y de la velocidad de enfriamiento, así como comprobaciones pTRM se han considerado como el grupo más fiable, asignándoles un **peso de 10**. Los datos que han sido corregidos por el efecto de la ATRM y la tasa de enfriamiento, y que también incluyeron comprobaciones pTRM pero se basaron en menos de 3 especímenes, han sido asignados a una categoría

intermedia con un **peso de 5**. Por último, los demás datos se han considerado como el grupo menos fiable, con un **peso asociado de** 1.

Además, durante el proceso de implementación de las PSVCs, **se han identificado posibles valores anómalos**, también conocidos como ***outliers*****,** y definidos como aquellos asociados a un residuo absoluto, es decir, a una diferencia entre los datos y la estimación de la primera PSVC superior a 3 veces el residuo absoluto medio. Este umbral equivale a una probabilidad del 95%, considerando que los datos siguen una distribución normal. Este tipo de datos se han excluido de la base de datos antes de calcular la PSVC final. En la Figura 3.4, se muestra un ejemplo de un *outlier* eliminado para la construcción de la PSVC de intensidad en Uzbekistán. Las líneas negras discontinuas muestran el umbral anteriormente mencionado.

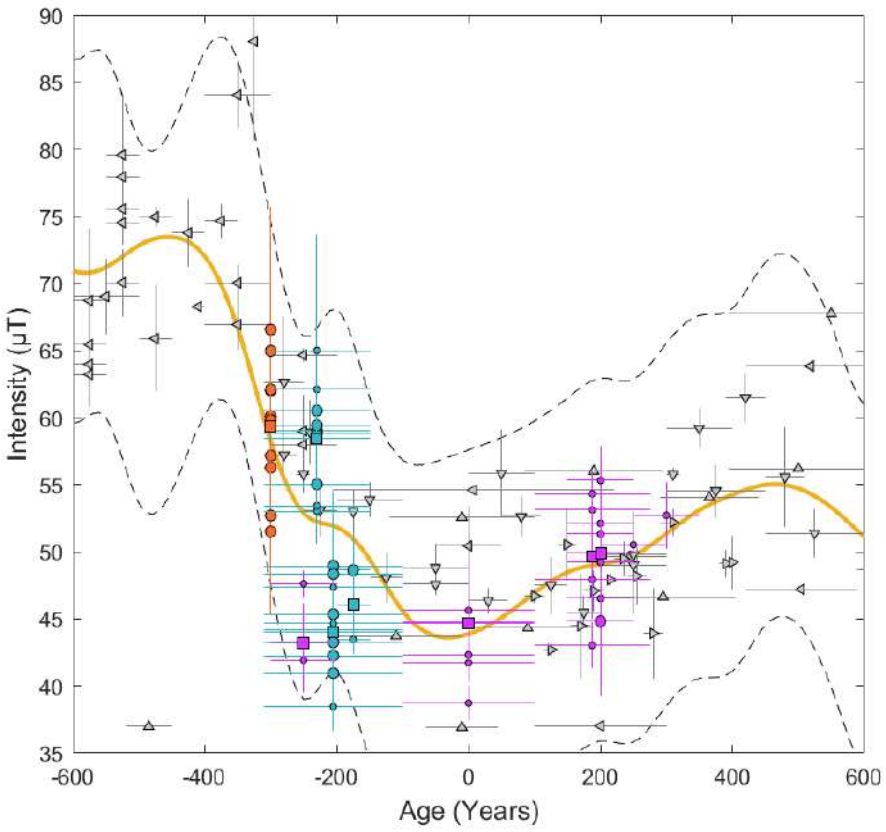

Figura 3.4. *Datos de Uzbekistán junto con la PSVC obtenida en naranja. Las líneas negras discontinuas representan el error de la curva a* 2σ *de probabilidad (95%).*

Capítulo 4.

Contexto Arqueológico

En este capítulo **se expone el contexto histórico y arqueológico** de los yacimientos de los que se recopilaron los materiales investigados en esta Tesis. El capítulo está organizado en varios subapartados correspondientes a las fases de trabajo que se siguieron para analizar los materiales. Las fases no se corresponden a yacimientos determinados o cronologías específicas, únicamente se refieren al curso natural de las investigaciones realizadas. En la tabla siguiente (Tabla 4.1), para facilitar la comprensión del texto, se señalan los nombres de los yacimientos arqueológicos involucrados en cada fase de estudio, así como las abreviaturas utilizadas a lo largo de este apartado para los distintos subgrupos de muestras analizadas.

Cerámicas. Fase 1	Kurganzol	KGZ
	Kampyr Tepe	KPT
	Termez	TRZ
Cerámicas. Fase 2	Kuchuck Tepe	TRZ*
	Molali Tepe	MOL
	Jarkutan	MOT
		BST
		JKT
		SPT
Estructuras de combustión (hornos). Fase 3	Kampyr Tepe	KAF
	Dalverzin	DAF
	Termez	SHF
		FxAx

Tabla 4.1. *Listado de las distintas fases del estudio arqueomagnético, donde se incluyen los yacimientos arqueológicos investigados en cada fase, así como la abreviatura utilizada para cada subgrupo de muestras. (TRZ*, este asterisco indica que las muestras procedentes del yacimiento arqueológico de Kuchuck Tepe fueron nombradas TRZ, al igual que las estudiadas en la Fase 1 provenientes de Termez).*

4.1. Cerámicas KGZ, KPT y TRZ. Fase I.

Los fragmentos cerámicos estudiados en esta fase se recogieron en tres yacimientos arqueológicos situados en Bactriana: **Kurganzol** (KGZ) (38°05'44.5"N, 67°11'2.7"E), **Kampyr Tepe** (KPT) (37°24'37.8"N, 67°01'41.2"E) y **Termez** (TRZ) (37°16'15.2"N, 67°10'59.0"E). Esta región histórica comprende los territorios actuales del sur de Uzbekistán y Tayikistán y el norte de Afganistán (Figura 4.1).

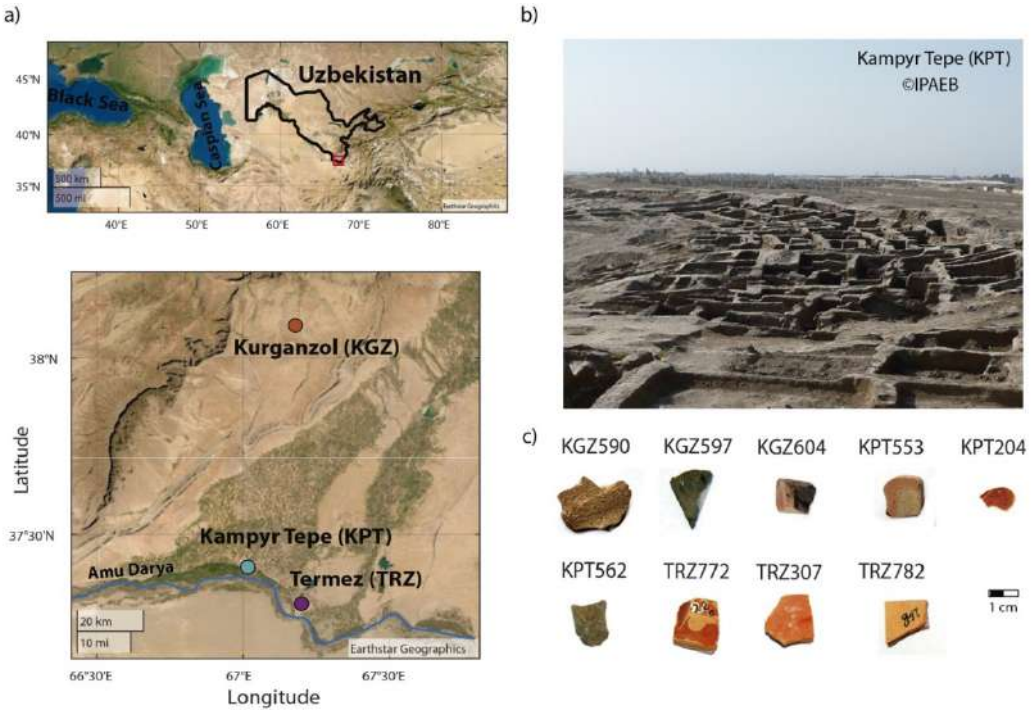

Figura 4.1. *a) Localización de los yacimientos arqueológicos donde se tomaron los materiales estudiados. b) Fotografía del yacimiento arqueológico de Kampyr Tepe. c) Fotografías de algunos de los fragmentos cerámicos estudiados en esta primera fase.*

Los datos arqueológicos disponibles hasta la fecha sugieren que los tres yacimientos investigados **fueron fundados durante las campañas de Alejandro Magno en la antigua Bactriana, a finales del siglo IV a.C.** Las cronologías propuestas para cada yacimiento se han establecido en base al **estudio de la**

numismática y al análisis de la tipología de las cerámicas, trazando paralelismos con otros yacimientos coetáneos bien estudiados y datados de Bactriana. Todas las fechas disponibles se detallan en la Tabla 4.2. En este estudio, la datación asignada a cada muestra cerámica se basa en la cronología asociada a la tipología de las cerámicas, **complementada con los datos de ^{14}C en algunos casos u otra información adicional disponible**. A continuación, se describen los aspectos más relevantes de cada uno de los grupos analizados.

Las primeras muestras analizadas provienen del yacimiento de **Kurganzol**, excavado en 2008 por el Instituto de Bellas Artes de la Academia de Ciencias de Uzbekistán bajo la dirección de L.M. Sverchkov. Este yacimiento se encuentra a 924 metros sobre el nivel del mar, en la cordillera de Hissar (actual Uzbekistán), en la orilla sur del río Uchkul, uno de los afluentes del Surkhan Darya. Kurganzol se presenta como una fortaleza circular de unos 35 metros de diámetro, rodeada por una gran muralla construida con adobes y varias torres defensivas adosadas en su lado noreste, el más vulnerable. Los **datos arqueológicos y la precisa datación absoluta obtenida mediante dendrocronología** indican que este emplazamiento estuvo ocupado por un corto período de tiempo, desde finales del siglo IV a.C. hasta principios del siglo III a.C. Aunque se le atribuye una primera ocupación en el período de dominio aqueménida (siglos V - IV a.C.), los niveles excavados se relacionan con las campañas militares de Alejandro Magno y la voluntad de controlar la frontera entre la Bactriana y la Sogdiana por parte de sus sucesores, los reyes seléucidas (Sverchkov, 2018; 2013). Los materiales analizados, que se corresponden con piezas de vajilla de tradición helenística, fueron recuperados en diversos contextos arqueológicos de Kurganzol. Las piezas fueron recolectadas en 2013 en el Museo de Termez por la misión uzbeko-española IPAEB (International Pluridisciplinary Archaeological Expedition to Bactria).

El segundo grupo analizado fue muestreado en el yacimiento de **Kampyr Tepe**, ubicado en la riba del Amu Darya. La fundación de este yacimiento también ha sido relacionada con las campañas de Alejandro Magno en el norte de la Bactriana.

Desde la década de 1990 el yacimiento ha sido objeto de excavaciones por un equipo uzbeko-ruso dirigido por el Dr. E.V. Rtveladze de la Academia de Ciencias de Uzbekistán y miembros de la Academia de Ciencias de Rusia y del Museo Nacional de Arte Oriental de Moscú. Estas intervenciones han permitido distinguir dos fases principales de ocupación. La primera fase abarca los períodos de dominio de los reyes seléucidas y greco-bactrianos, desde finales del s. IV a.C. hasta mediados del siglo II a.C. Durante el periodo greco-bactriano, el asentamiento de Kampyr Tepe ocupaba una extensión de unas 13 hectáreas y comprendía una fortaleza (ciudadela), con muralla y un foso fluvial, donde se ha identificado un posible puerto. Al norte y este de la ciudadela, en la terraza aluvial, se extendía una zona de viviendas ('ciudad baja'). La edificación de este sector se amplió en una segunda fase, que se inicia con la ocupación del yacimiento (y de toda la Bactriana septentrional) por parte de pueblos nómadas (Yuezhi) durante la segunda mitad del s. II a.C. Kampyr Tepe continuó siendo habitada y experimentó una importante expansión durante el reinado de los primeros reyes kushans, hasta mediados del s. II d.C. Durante este periodo, se construyeron la mayoría de las estructuras que todavía son visibles en la actualidad (Rtveladze, 2009).Finalmente, el lugar fue abandonado a mediados del siglo II d.C., coincidiendo con el final del reino de Kanishka (Rtveladze, 2009).

Además de su función militar, esta fortaleza también habría sido un puesto comercial importante, situado en la ruta que unía Bactriana y su capital *Bactra* (ubicada en el norte de Afganistán), con *Maracanda* (Samarcanda, Uzbekistán) en Sogdia. Se ha identificado la existencia de un alfar cerámico fuera de las murallas, en el sector oriental, y varias estructuras pequeñas de cocción en el sector oriental de la ciudadela (Bolelov, 2001, 2011). En el taller de alfarería situado extramuros se descubrieron dos hornos circulares que han sido datados entre finales del siglo IV a.C. y el siglo I a.C. en base al estudio de las tipologías cerámicas encontradas en la excavación. Los pequeños hornos documentados en la Ciudadela también fueron fechados en la primera fase de ocupación del yacimiento. Los a**nálisis de ^{14}C llevados a cabo** en el Laboratorio de Datación por Radiocarbono de la Universidad de Barcelona, utilizando muestras de carbón vegetal provenientes de

una de estas estructuras de cocción, i**ndican que dicha estructura fue utilizada entre finales del siglo IV y mediados del siglo II a.C.** Además, se han realizado dataciones **absolutas de ^{14}C en materiales procedentes de la ciudad baja**, que datan del periodo comprendido entre **siglo II y la primera mitad del siglo I a.C.** (Martínez Ferreras et al., 2016a).

Los materiales seleccionados para su estudio arqueomagnético fueron recuperados en diferentes contextos arqueológicos durante las excavaciones realizadas en el sector este de la ciudadela, y en los sectores este y sureste de la ciudad baja. Por **su morfología y características estilísticas**, todas las cerámicas analizadas corresponden a piezas de vajilla de tradición griega, y se asocian con la **primera fase de ocupación del yacimiento** (Martínez Ferreras et al. 2016b) Otro conjunto de materiales fueron recogidos durante una prospección superficial realizada en 2013 por la IPAEB en la zona del alfar extramuros. Por sus características tipológicas, estas piezas pueden asociarse tanto con el período seléucida y greco-bactriano como con la ocupación nómada Yuezhi.

El tercer grupo de muestras se recolectó en el yacimiento de **Termez**, situado a unos 30 km de Kampyr Tepe, en la riba derecha del Amu Darya y en el punto en el que éste confluye con uno de sus afluentes, el Surkhan Darya. Las primeras excavaciones en este asentamiento tuvieron lugar en los años 1920 y 1930, bajo la dirección de B.P. Denike y M.E. Masson. Los trabajos realizados en la década de 1980 por S.R. Pidaev del Instituto de Arqueología de Samarcanda documentaron los primeros niveles helenísticos. Las campañas de excavación realizadas desde la década de 1990, dirigidas por equipos mixtos, el uzbeko-francés *Mission Archéologique Française en Ouzbekistan* (MAFOuz) o el uzbeko-japonés *Japan-Uzbek Joint Research Team*, han sacado a la luz importantes vestigios de la ocupación de la ciudad en épocas posteriores, principalmente correspondientes a la ocupación nómada (Yuezhi), al período kushán y al islámico (Leriche & Pidaev, 2007, 2008). Uno de los equipos de investigación arqueológica más activos en las últimas décadas en el estudio de este yacimiento ha sido el equipo uzbeko-español IPAEB, dirigido conjuntamente por J.M. Gurt Esparraguera de la Universidad de

Barcelona y S.R. Pidaev del Instituto de Bellas Artes de la Academia de Ciencias de Uzbekistán.

La investigación arqueológica realizada hasta el momento en Termez ha revelado que la ciudad se desarrolló a partir de la fortaleza original, la ciudadela. Esta fortificación fue probablemente construida por los sucesores de Alejandro durante la época seléucida, en la primera mitad del siglo III a.C., y se mantuvo ocupada durante el período greco-bactriano, que se extendió desde mediados del siglo III a mediados/finales del siglo II a.C. (Leriche & Pidaev, 2007). La ocupación por parte de los pueblos nómadas Yuezhi, que tuvo lugar a mediados/finales del siglo II y I a.C., ha sido documentada en varios puntos del asentamiento, incluyendo la ciudadela, la colina del Tchingiz y la llanura aluvial (sector AC), donde se encontró un antiguo canal que transportaba agua del Surkhan Darya. Durante el período kushán (siglo I a mediados del siglo III d.C.), Termez experimentó una expansión significativa convirtiéndose en un importante centro budista, reflejando su riqueza cultural y religiosa.

Los materiales de Termez analizados en esta fase proceden de dos zonas distintas. Las piezas datadas en el periodo nómada Yuezhi/Kushan temprano fueron encontradas en el sector AC, ubicado en la llanura aluvial. Por otro lado, la fortaleza de Tchingiz Tepe (sector RC) proporcionó materiales datados en la secuencia de ocupación kushán y kushano-sasánida. Estas dos áreas de excavación han dado lugar a nuevos hallazgos que han enriquecido la comprensión de las dinámicas culturales e históricas de la región (Gurt Esparraguera et al., 2015; Martínez Ferreras et al., 2014, 2019; Tsantini et al., 2016). En el transcurso de estas investigaciones se han realizado análisis radiocarbónicos en el Laboratorio de Datación Radiocarbónica de la Universidad de Barcelona y en el Centro Nacional de Aceleradores de Sevilla del CSIC, sobre muestras de carbón vegetal y hueso recuperadas en varios estratos de los dos asentamientos. Los resultados indican una ocupación que se extiende desde finales del siglo III a.C. hasta el siglo I d.C. para la llanura aluvial. En cuanto a los materiales de Tchingiz Tepe aquí estudiados, han sido datados entre los siglos II y IV d.C. Estos datos estén

recogidos en Martínez Ferreras et al. (2014, 2019). En la tabla 4.2 se indican los códigos utilizados para denominar las muestras, así como las dataciones ^{14}C existentes para cada uno de los contextos obtenidas a partir de restos orgánicos. Cabe señalar que, en ocasiones, los fechados por ^{14}C no pueden ser directamente relacionados con las edades de las cerámicas. Las fechas finales atribuidas al conjunto de muestras analizado ha sido proporcionado por el equipo de arqueólogos hispano-uzbeko en base a toda la información arqueológica y cronológica disponible. Para más detalles se puede consultar la bibliografía referenciada en este apartado.

1. Kurganzol (Lat: 38.09º N; Lon: 67.18º E)				
Muestra	**Datación C^{14} (1σ)**	**Datación C^{14} (2σ)**	**Fecha final atribuida**	**Referencias**
a) Fortaleza Militar: 310-290 a.C.				
KGZ597 KGZ595 KGZ594 KGZ593 KGZ602 KGZ603 KGZ605 KGZ604 KGZ590 KGZ596 KGZ607 KGZ606 KGZ599 KGZ600	430-405 a.C. (68.2%) 490-380 a.C. 520-400 a.C.	460-395 a.C. (95.4%)	Finales del s. IV-principios del s. III a.C. Periodo Seleucid	Heußner & Boroffka (2013) Sverchkov (2013)
2. Kampyr Tepe (Lat: 37.41º N; Lon: 67.02º E)				
Muestra	**Datación C^{14} (1σ)**	**Datación C^{14} (2σ)**	**Fecha final atribuida**	**Referencias**
a) Ciudadela: 310-150 a.C.				

KPT203 KPT204 KPT205 KPT206 KPT207 KPT208	375 – 150 a.C. (61.6%); 140 – 110 a.C. (6.7%)	405 a.C. – 50 d.C. (95.4%)	Finales del s. IV - mediados del s. II a.C. Periodo Seleucid y Greco-Bactrian	Bolelov (2011) Martínez Ferreras et al. (2016a)
KPT237 KPT240 KPT241 KPT242	375 – 160 a.C. (64.6%); 130 – 115 a.C. (3.7%)	405 a.C. – 5 d.C. (95.3%)		
b) Ciudad Baja: 200-150 a.C.				
KPT228 KPT229 KPT230	170 – 88 a.C. (55.4%); 76 – 56 a.C. (12.9%)	344 – 324 a.C. (2.1%); 205 – 37 a.C. (91.8%); 29 – 21 a.C. (0.6%); 11 – 2 a.C. (0.8%)	s. II - primera mitad del s. I a.C. Periodo Greco-Bactrian	Bolelov (2011) Martínez Ferreras et al. (2016a)
c) Taller de Cerámica: 310-100 a.C.				
KPT553 KPT554 KPT555 KPT556 KPT557 KPT558 KPT559 KPT560 KPT561 KPT562 KPT563 KPT564 KPT566 KPT567 KPT569 KPT570 KPT577	-	-	Finales del s. IV-I a.C. Periodos Seleucid, Greco-Bactrian, Yuezhi	Bolelov (2001)

3. Termez (Lat: 37.30º N; Lon: 67.20º E)				
Muestra	**Datación C^{14} (1σ)**	**Datación C^{14} (2σ)**	**Fecha final atribuida**	**Referencias**
a) **Tchingiz Tepe:** ***sector RC - SU5: 250-350 d.C.***				
TRZ078 TRZ166	231 – 348 d.C. (65.4%); 369 – 378 d.C. (2.9%)	138 – 199 d.C. (10.6%); 206 – 395 d.C. (84.8%)	mediados del s. III o IV d.C. Periodo Kushano-Sasanian	Martínez Ferreras et al. (2014) Gurt Esparraguera et al. (2015)
b) **Tchingiz Tepe:** ***sector RC - SU18: 100-275 d.C.***				
TRZ297 TRZ780 TRZ781 TRZ782	143 – 147 d.C. (0.8%); 171 – 193 d.C. (4.3%); 210 – 420 d.C. (63.2%)	84 – 536 d.C. (95.4%)	s.II a la segunda mitad del s. III d.C. Periodos Kushan y Kushano-Sasanian	Martínez Ferreras et al. (2014) Gurt Esparraguera et al. (2015)
c) **Tchingiz Tepe:** ***sector RC - SU21: 150-250 d.C.***				
TRZ179 TRZ181 TRZ302 TRZ304 TRZ770 TRZ772 TRZ776	136 – 255 d.C. (65.5%); 305 – 312 d.C. (2.8%)	87 – 105 d.C. (1.9%); 121 – 345 d.C. (93.4%)	mediados del s. II-III d.C.Periodo Kushan	Martínez Ferreras et al. (2014) Gurt Esparraguera et al. (2015)
d) **Tchingiz Tepe:** ***sector RC - SU25: 200-300 d.C.***				
TRZ307	-	-	s. III d.C. Periodo Kushano-Sasanian	Martínez Ferreras et al. (2014)

				Gurt Esparraguera et al. (2015)
e) Alluvial Plain: sector AC1 - SU 12: 100 BCE-100 CE				
TRZ150 TRZ151 TRZ152 TRZ153 TRZ154 TRZ155 TRZ712 TRZ714 TRZ716 TRZ717	5 – 14 d.C. (5.8%); 16 – 79 d.C. (62.5%)	38 – 9 a.C. (8.2%); 3 a.C. – 93 d.C. (77.6%); 97 – 125 d.C. (9.6%)	s. I a.C. – s. I d.C.	Martínez Ferreras et al. (2019)
f) Alluvial Plain: sector AC2 - SU33: 300-200 a.C.				
TRZ363 TRZ364	352 – 295 a.C. (27.4%); 229 – 220 a.C. (3.1%); 211 – 156 a.C. (30%); 136 – 114 a.C. (7.8%)	360 – 273 a.C. (32.6%); 262 – 88 a.C. (60%); 76 – 57 a.C. (2.8%)	s. III a.C. Greco-Bactriano	Martínez Ferreras et al. (2019)

Tabla 4.2. *Información cronológica de las estructuras arqueológicas estudiadas. Muestra, nombre de las muestras cerámicas; datación ^{14}C (1σ), edad de la muestra orgánica con confianza en que el valor verdadero esté dentro del intervalo dado al 68% de confianza; datación ^{14}C (2σ), edad de la muestra orgánica con confianza en que el valor verdadero esté dentro del intervalo dado al 95% de confianza; Fecha final atribuida; periodo y fecha final atribuida según el contexto arqueológico y las dataciones absolutas; Referencias: referencias en las que se puede encontrar información detallada sobre los yacimientos.*

Por otro lado, es importante tener en cuenta que para conocer las variaciones del CMT en una región, es esencial conocer la proveniencia de los materiales arqueológicos estudiados. En el caso de estructuras de combustión que se

encuentran 'in situ' determinar la localización en la cual se produjo el último calentamiento no supone un problema. Sin embargo, en el caso de las cerámicas es importante realizar un análisis más detallado que permita conocer el lugar de su fabricación y origen local. Con el objetivo de indagar en detalle en la procedencia de las muestras se ha recurrido a trabajos previos que estudian la composición y tipología de los fragmentos cerámicos utilizados.

La composición química, mineralógica y petrográfica de cerámicas de la antigua Bactriana ha sido caracterizada en detalle en varios estudios previos (Martínez Ferreras et al., 2016b, 2019; Tsantini et al., 2016) mediante el uso de técnicas arqueométricas, incluyendo WD-XRF (Wavelength Dispersive X-Ray Fluorescence), XRD (X-Ray Diffraction), SEM-EDS (Scanning Electron Microscope with Energy Dispersive X-Ray Spectroscopy), y microscopía óptica mediante el examen de láminas delgadas. Estos estudios **demuestran que la variabilidad química es muy baja entre las piezas de vajilla** cerámica encontradas en un mismo yacimiento, lo que sugiere el uso de materias primas muy similares y, por tanto, un origen local/regional común. La variabilidad detectada se explica frecuentemente por el uso de diferentes procesos tecnológicos en la fabricación de la cerámica (principalmente en el procesado de la pasta arcillosa) y el desarrollo de minerales secundarios debido a procesos de meteorización.

Los materiales analizados en este estudio (véase la Figura 4.1) son fragmentos de **cerámica calcárea de grano fino a medio**, que son bastante homogéneos en su composición, pero que presentan inclusiones distintivas en función de su procedencia y de su uso previsto. Las cerámicas de la llanura aluvial del Amu Darya (**Kampyr Tepe y Termez**) presentan inclusiones no plásticas consistentes en pequeños fragmentos de rocas ígneas y metamórficas, junto con cristales derivados de granitoides, principalmente cuarzo, feldespato y filosilicatos. Los fragmentos y cristales de rocas efusivas volcánicas son escasos. Por el contrario, la cerámica de Kurganzol exhibe inclusiones no plásticas más finas y homogéneas de diversa litología, aunque los cristales y fragmentos de rocas volcánicas son raros

o incluso están ausentes, lo que representa un rasgo distintivo en las vasijas de la cuenca del Amu Darya.

Dado que en **Kampyr Tepe** se identificaron al menos dos talleres de alfarería que datan de los periodos helenísticos y greco-bactriano, se ha determinado que la procedencia de la mayor parte de la vajilla analizada de este yacimiento tiene origen local (Martínez Ferreras et al., 2016b). En contraste, no se ha encontrado ningún taller en Kurganzol, y su existencia es altamente improbable ya que sirvió principalmente de emplazamiento militar. Por este motivo, las vasijas analizadas procedentes de este yacimiento se consideran productos regionales. Además, las diferencias de composición detectadas entre estas muestras y las halladas en Kampyr Tepe y Termez revelan que no se fabricaron en la llanura aluvial del Amu Darya.

4.2. Cerámicas TRZ*, MOL, MOT, BST, JKT y SPT. Fase 2.

Las cerámicas analizadas en una segunda fase provienen de tres yacimientos arqueológicos situados en el sur de Uzbekistán: **Molali Tepe** (38.07º N, 67.69º E), **Jarkuntan** (38.07º N, 67.69º E) y **Kuchuk Tepe** (38.07º N, 67.69º E).

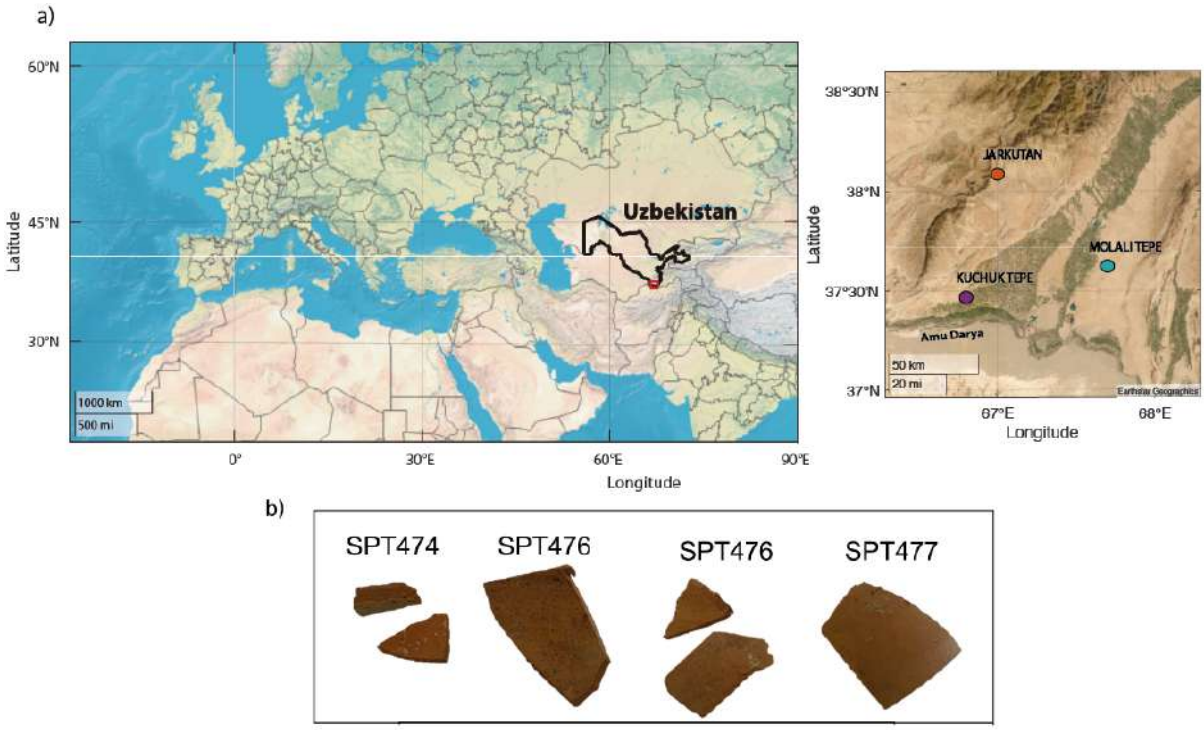

Figura 4.2. *a) Localización de los yacimientos arqueológicos estudiados en la segunda fase. b) Ejemplo de muestras de cerámicas analizadas en este trabajo.*

Jarkutan, se encuentra sobre la ribera derecha del Bustansaj, en la provincia de Surkhandaria, a unos 60 km al norte de Termez. Las primeras excavaciones comenzaron en 1973, y fueron llevadas a cabo por S.R. Pidaev y V. Pilipko del Instituto Arqueológico de Uzbekistán. Hasta 1990, se realizaron sucesivas intervenciones dirigidas por arqueólogos soviéticos como A. Askarov, V.I. Ionesov, T. Sirinov y S. Baratov. Estos trabajos permitieron documentar los restos de un centro urbano que abarcaba un espacio de 50 hectáreas; estaba constituido por un recinto fortificado (ciudadela) ocupado por hábitats y edificios monumentales que han sido relacionados con un templo y un complejo palacial; diversos sectores de hábitat se entendían dentro y alrededor de la ciudadela, y se han identificado zonas artesanales y diversas necrópolis. Entre 1994 y el inicio de los años 2000, el equipo germano-uzbeko excavó algunos sectores de habitación. Los últimos trabajos se deben a la misión uzbeko-francesa MAFOuz-Protohistoire, que intervino entre 2007 y 2009 en la ciudadela y en la necrópolis 3. **El material arqueológico recogido durante estas excavaciones ha permitido fechar la ocupación del yacimiento en el Bronce Final, entre 2000 y 1500/1400 a.C.**

Las muestras de cerámica analizadas en esta Tesis fueron seleccionadas y muestreadas en 2013 por la IPAEB en el Museo de Termez, a partir de los materiales disponibles procedentes de las excavaciones de época soviética. El contexto exacto de deposición es desconocido, aunque la mayoría proceden de necrópolis y responden a pastas finas. Las cronologías dadas a las piezas cerámicas se basan en la tipología, y se han dividido en dos periodos cronológicos: del 2000 a.C. al 1800/1700 a.C. y del 1800/1700 a.C. al 1500/1400 a.C.

El segundo yacimiento, **Molali Tepe,** está situado en el distrito de Altyn, sobre una terraza fluvial del río Kizylzhar, un afluente del Surkhan Darya. Fue excavado inicialmente en 1975 por S. Sagullaev (Sagdullaev, 1978). En 2014, la misión uzbeko-alemana retomó los trabajos bajo la dirección de N. Boroffka del German Archaeological Institute y L.M. Sverchkov del Instituto de Bellas Artes de la Academia de Ciencias de Uzbekistán. Las intervenciones han sacado a la luz un edificio con múltiples habitaciones y al menos un horno dedicado a la cocción cerámica. Este yacimiento se atribuye a una de las últimas fases de la cultura Sapalli, denominada "fase Molali" porque ha sido detectada principalmente en este yacimiento. Las dataciones mediante el **análisis de radiocarbono (2σ) indican que el asentamiento fue ocupado entre 1600-1400 a.C.**, si bien se han detectado tres fases de ocupación sucesivas (L. Sverchkov & Boroffka, 2015). Las muestras utilizadas para la datación se obtuvieron durante las excavaciones realizadas en 2014 en diversas habitaciones y sectores del yacimiento. Se trata de un conjunto de cerámicas finas cuyas pastas han sido previamente caracterizadas para conocer su composición química, mineralógica y petrográfica. Las piezas han sido contextualizadas en base a sus características morfológicas y a un estudio comparativo con otros yacimientos contemporáneos (Luneau et al., 2022). Los resultados revelan una alta homogeneidad composicional, y vínculos morfológicos y decorativos con los asentamientos del Bronce Final situados en el valle del Amu Darya y sus afluentes.

El tercer yacimiento, **Kuchuk Tepe**, se encuentra en el valle del río Sherabad, un afluente del Amu Darya, a 70 km al noroeste de Termez. Fue excavado en los años

1960 y 1970 bajo la dirección de L.I. Al'baum (Askarov & Al′baum, 1979). Se han identificado cuatro fases sucesivas de ocupación que corresponden a la periodización completa de la Edad de Hierro, en las que el yacimiento se fue extendiendo de forma paulatina hacia el este (Lhuillier, 2013). Las excavaciones documentaron un asentamiento de reducidas dimensiones, menos de 1 hectárea, constituido por una ciudadela edificada sobre una plataforma de adobes. En la actualidad, la ciudadela es la única zona excavada del yacimiento. Consiste en un espacio rodeado por una muralla, que fue ampliado de 60 a 250 m^2 mediante la adición de nuevas habitaciones y el desplazamiento hacia el este de la muralla circundante. Las muestras estudiadas en este trabajo fueron obtenidas en una prospección superficial llevada a cabo por la IPAEB en 2013. Ya que no disponemos de información sobre el contexto arqueológico, las fechas propuestas se basan en el estudio de las características morfológicas y la comparación con piezas procedentes del yacimiento que han sido publicadas (Askarov & Al′baum, 1979; Lhuillier, 2013; Lyonnet, 1997).

Yacimiento	Muestreo	Nombre	Edad
Kuchuk Tepe	Cerámicas descontextualizadas, recogidas durante prospección arqueológica superficial en el yacimiento	TRZ	900/800-700/600 a.C.
		TRZ	700/600-330 a.C.
		TRZ	900/800-330
Molali Tepe	Cerámicas contextualizadas en excavación arqueológica y fechadas por ^{14}C. Proporcionadas por Elise Luneau. Se dispone de cronología ^{14}C	MOL	1600-1400 a.C.
Jarkutan	Cerámicas contextualizadas en excavación arqueológica, muestreadas en el Museo de Termez. Las cronologías disponibles son relativas.	JKT SPT	2000- 1800/1700 a.C.
		MOT BST	1800/1700-1500/1400 a.C.

Tabla 4.3. *Información cronológica de las estructuras arqueológicas estudiadas. Yacimiento, nombre del yacimiento del que provienen las muestras; Muestreo: contextualización de las muestras; Nombre: código de las muestras; Edad: edad asignada al grupo de muestras cerámicas.*

Los fragmentos cerámicos de estas colecciones están siendo analizados por el grupo IPAEB de la Universidad de Barcelona. Aunque actualmente estos trabajos no están disponibles, se espera tener en el futuro análisis arqueométricos similares a los expuestos en el apartado 4.1 de este capítulo. Estos trabajos permitirán determinar el origen de las muestras analizadas, así como refinar la datación. En esta Tesis, se ha considerado como origen los yacimientos expuestos con anterioridad, a la espera de la confirmación de los trabajos arqueométricos en curso.

4.3. Estructuras de combustión (hornos). Fase 3.

Durante una campaña arqueológica realizada en el 2018 por investigadores del equipo IPAEB de las Universidades de Barcelona y Salamanca, junto con investigadores del IGEO (CSIC-UCM), se tomaron muestras de 9 hornos de alfarería identificados en tres yacimientos arqueológicos del sur de Uzbekistán: **Kampyr Tepe** (37.41ºN, 67.03ºE), **Dalverzin Tepe** (38.1ºN, 67.85ºE) y **Termez** (37.27ºN, 67.2ºE) (Figura 4.3). Estos yacimientos, ubicados en la actual provincia de Surkhandarya, fueron ocupados en diferentes periodos históricos. Los hornos estudiados han sido datados entre el siglo II a.C. y el siglo XIV/XV d.C., gracias a las evidencias arqueológicas y a los análisis de radiocarbono realizados en muestras de carbón recuperadas de la estratigrafía interna de los hornos (Tabla 4.4).

El yacimiento arqueológico de **Kampyr Tepe (KAF**) ya ha sido descrito en el apartado 4.1. Como se ha comentado, la secuencia arqueológica del yacimiento

comienza en el periodo helenístico, y se cree que fue uno de los *phrourion* (fortalezas) fundados por Alejandro Magno en el norte de Bactriana a finales del siglo IV a.C., en el margen derecho del río Amu Darya (Martínez Ferrera set al., 2016a). El yacimiento fue abandonado a mediados del siglo II d.C., coincidiendo con el final del reino de Kanishka (Rtveladze, 2009). Las muestras arqueomagnéticas se extrajeron de un horno circular de unos 2 m de diámetro (horno 1: KAF2), situado en el taller de alfarería del sector oriental extramuros (ver apartado 4.1). Esta estructura ha sido fechada en el siglo II a.C., basándose en consideraciones arqueológicas y en el repertorio cerámico asociado al horno (Bolelov, 2001; Martínez Ferreras et al., 2016a).

En el yacimiento de **Dalverzin Tepe (DAF**), situado en el valle del Surkhan Darya, a 115 km al norte de Termez, (Figura 4.3), también se realizó un muestreo arqueomagnético. Este yacimiento fue excavado por el Instituto de Arte de Tashkent entre 1967 y 1978. Los principales hallazgos fueron publicados por Pugachenkova y Rtveladze (1978) y, más recientemente, actualizados por otros investigadores como (Turgunov et al., 2008). Según estos trabajos, el primer asentamiento se remonta al periodo greco-bactriano y consistía en una fortaleza rectangular (ciudadela). Sin embargo, el desarrollo urbano se inició en la segunda mitad del siglo II a.C., con la llegada y establecimiento de las tribus nómadas Yuezhi tanto en la Ciudadela como en la ciudad baja. La expansión urbana más significativa se alcanzó durante el periodo de los primeros reyes kushanes en los siglos I - II d.C., periodo en el cual la ciudad baja estuvo densamente ocupada. Las evidencias de incendios y destrucción apuntan a un declive y abandono gradual de la ciudad a partir del siglo III d.C., aunque la ciudadela permaneció ocupada de forma intermitente hasta los siglos VI - VII d.C. (Bernard, 1980). En el barrio artesanal situado en la esquina suroeste de la ciudad baja, se descubrió un taller de alfarería que albergaba 11 hornos. Las muestras arqueomagnéticas se obtuvieron en dos de estas estructuras de cocción: los hornos 3 (DAF3) y 4 (DAF4). Según sus características y la cerámica asociada, los dos hornos se adscriben al periodo Kushán (siglo I - III d.C.), siendo el horno DAF3 más reciente que el horno DAF4 (ver Tabla 4.4). Además, estos hornos presentan notables

similitudes con un horno cerámico hallado y estudiado en Tchingiz Tepe (Termez) por el equipo uzbeko-español IPAEB. El horno de Tchinggiz Tepe fue fechado mediante los análisis radiocarbónicos de grandes cantidades de carbón vegetal hallado en la cámara de combustión. Los resultados indican que estuvo en funcionamiento entre mediados del siglo II y mediados del siglo III d.C. (para más detalles, véase Martínez Ferreras et al., 2014). Por lo tanto, esta datación absoluta y las similitudes constructivas entre los hornos, combinadas con los datos arqueológicos y el análisis de las tipologías cerámicas asociadas a DAF3 y DAF4, respaldan la cronología propuesta por los arqueólogos (ver Tabla 4.4).

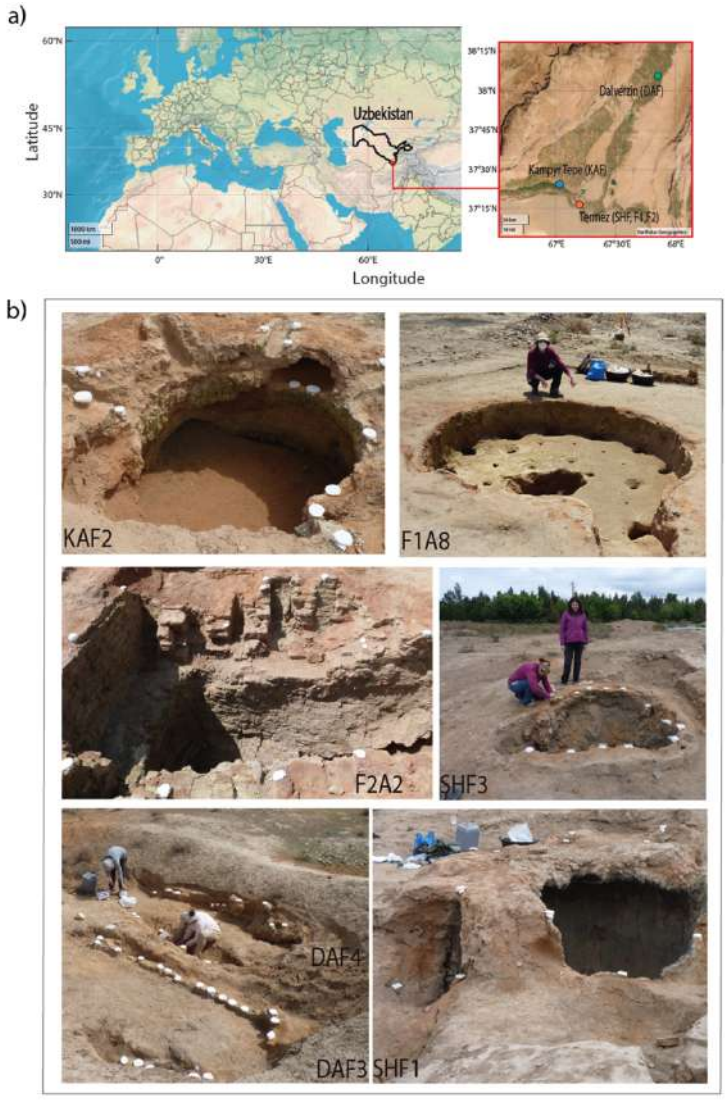

Figura 4.3. *a) Ubicación de los yacimientos arqueológicos donde fueron muestreados los hornos estudiados. b) Imágenes del muestreo realizado en 2018.*

En tercer yacimiento, la **antigua Termez**, formado por varios recintos fortificados que evidencian una ocupación continuada desde el periodo helenístico hasta el islámico, se muestrearon 6 estructuras de combustión. Tras la ocupación islámica, a finales del siglo VII d.C., Termez se convirtió en un importante centro político, económico y comercial (Leriche, 2001; Leriche & Pidaev, 2007, 2008). Tanto la ciudadela como el *shahristan* o ciudad baja estaban densamente habitados, y se estableció una activa zona artesanal en el *rabad* o suburbio, que se extendía hacia el norte y el suroeste. Según las investigaciones arqueológicas, varios centros de producción de cerámica (talleres n. 1, 2, 4, 8, 9, 10, 11) estuvieron en funcionamiento durante el periodo islámico temprano dentro y fuera de la muralla norte del *rabad*. Sin embargo, el taller de cerámica situado en el *shahristan* (n. 5) pertenece a un periodo posterior e ilustra los cambios introducidos en el plan urbanístico de la ciudad tras la conquista mongola liderada por Gengis Kan en 1220 (Fusaro et al., 2019, 2022; Lesguer, 2015; Martínez Ferreras et al., 2020; Portero et al., 2021). Esta fecha marca el final de la vida de Termez como gran núcleo urbano, aunque hubo ocupaciones residuales de algunas zonas hasta al menos el siglo XVII d.C.

En la zona *del* ***shahristan*** **(SHF)**, durante la campaña de excavación de la IPAEB en 2018, se tomaron muestras arqueomagnéticas de tres hornos (horno 5-1: SHF1; horno 5-2: SHF2; y horno 5-3: SHF3) del taller 5. Según los datos arqueológicos, los tres hornos corresponden al mismo contexto arqueológico y pueden considerarse síncronos. Los datos de radiocarbono indican una cronología que se sitúa entre 1306 y 1429 d.C. (véase la Tabla 4.4) (Fusaro et al., 2019, 2022; Martínez Ferreras et al., 2020).

El muestreo arqueomagnético se completó con tres hornos cerámicos ubicados en dos talleres de alfarería situados en la **zona norte del *rabad***. Se trata de los dos hornos (2-1 y 2-2) descubiertos por la misión uzbeko-francesa MAFOuz en el taller 2 (codificados F1A2 y F2A2 para el estudio arqueomagnético, respectivamente). Este equipo llevó a cabo una limpieza superficial del horno 2-1 (F1A2) y una excavación primaria del horno 2-2 (F2A2) (Leriche, 2001; Lesguer, 2015). El

último horno ha sido recientemente reexcavado por la misión uzbeko-española IPAEB, y los resultados de la datación por radiocarbono indican que estuvo en uso entre la segunda mitad del siglo VIII y finales del siglo X d.C. (ver Tabla 4.4). Aunque no se dispone de una fecha absoluta para el horno 2-1 (F1A2), su relación espacial con el horno 2-2 (F2A2) indica que pertenece al mismo contexto y marco cronológico. Además, el equipo del IPAEB también excavó dos hornos en el taller 11, aunque sólo se tomaron muestras arqueomagnéticas del horno 11-1 (F1A8), que ha sido datado por ^{14}C entre la segunda mitad del siglo VIII y finales del siglo X d.C. (Fusaro et al., 2019, 2022; Portero et al., 2021).

1. Kampyr Tepe					
Horno	**Edad de radiocarbono convencional**	**Datación ^{14}C (1σ)**	**Datación ^{14}C (2σ)**	**Contexto Arqueológico**	**Fecha final atribuida**
KAF2	-	-	-	s. II a.C.	200 - 100 a.C. (*AC*)
2. Dalverzin Tepe					
Horno	**Edad de radiocarbono convencional**	**Datación ^{14}C (1σ)**	**Datación ^{14}C (2σ)**	**Contexto Arqueológico**	**Fecha final atribuida**
DAF3	-	-	-	s. I – II d.C.	1 - 200 d.C. (*AC*)
DAF4	-	-	-	s. II – III d.C.	100 - 300 d.C. (*AC*)
3. Ancient Termez					
Horno	**Edad de radiocarbono convencional**	**Datación ^{14}C (1σ)**	**Datación ^{14}C (2σ)**	**Contexto Arqueológico**	**Fecha final atribuida**
a) Shahristan					

SHF1 (horno 5-1) taller 5	560 ± 30 BP	1392 - 1416 d.C. (34.3%) 1322 - 1347 d.C. (33.9%)	1306 - 1363 d.C. (50.1%) 1385 - 1429 d.C. (45.3%)	-	1306 - 1429 d.C. (^{14}C)
SHF2 (horno 5-2) taller 5				-	
SHF3 (horno 5-3) taller 5				-	
b) North-West Rabat					
F1A2 (horno 2-1) taller 2	-	-	-	Simultaneo a F2A2	776 - 981 d.C. (*AC*)
F2A2 (horno 2-2) taller 2	1140 ± 30 BP	880 - 970 d.C. (68.2%)	854 - 981 d.C. (78.6%) 802 - 848 d.C. (11.3 %) 776 - 792 d.C. (5.5 %)	-	776 - 981 d.C. (^{14}C)
F1A8 (horno 11-1) taller 11	1150 ± 30 BP	916 - 967 d.C. (32%) 864 - 904 d.C. (25%) 778 - 790 d.C. (6.3%) 828 - 840 d.C. (4.9%)	776 - 971 d.C. (95.4%)	-	776 - 971 d.C. (^{14}C)

	1120 ± 30 BP	893-970 d.C. (68.2%)	862-994 d.C. (91.8%) 778-790 d.C. (1.7%) 826-841 d.C. (1.4%) 809-816 d.C. (0.5%)		
	1190 ± 30 BP	800-878 d.C. (57.3%) 778-793 d.C. (11%)	766-898 d.C. (89%) 924-945 d.C. (3.5%) 722-740 d.C. (2.9%)		

Tabla 4.4. *Información cronológica de las estructuras arqueológicas estudiadas. Horno: nombre del horno; datación ^{14}C (1σ), edad de la muestra con confianza en que el valor verdadero esté dentro del intervalo dado al 68% de confianza; datación 14C (2σ), edad de la muestra con confianza en que el valor verdadero esté dentro del intervalo dado al 95% de confianza; Contexto arqueológico y Fecha final atribuida según las evidencias arqueológicas.*

Capítulo 5.

Resultados Arqueomagnéticos

Como ya se ha visto en el capítulo anterior, los materiales arqueológicos analizados proceden de Uzbekistán y están fechados en el periodo comprendido entre el 2000 a.C. y el 1429 d.C. En total, se han estudiado 383 fragmentos cerámicos y 168 especímenes orientados provenientes de las 9 estructuras de combustión muestreadas. En este capítulo, se presentan los resultados de los experimentos de magnetismo de rocas realizados, así como los nuevos datos de paleointensidad y direccionales obtenidos durante la realización de esta Tesis. El trabajo experimental se llevó a cabo en 3 fases:

1. En una **fase inicial de la Tesis**, se estudiaron las colecciones cerámicas provenientes de los yacimientos arqueológicos de Kurganzol (KGZ), Kampyr Tepe (KPT) y Termez (TRZ), cuyos contextos arqueológicos se detallan en el Capítulo 4. Las edades de estos fragmentos se sitúan entre el 310 a.C. y el 300 d.C., y fueron determinadas mediante el estudio de su tipología y análisis de radiocarbono. A partir de estas colecciones, se ha investigado la evolución de la paleointensidad del CMT en este lapso temporal. Los resultados obtenidos en esta primera fase han sido publicados en el artículo: **Rapid Intensity Decrease During the Second Half of the First Millennium BCE in Central Asia and Global Implications** (2021), *Bonilla-Alba, R., Gómez-Paccard, M., Pavón-Carrasco, F. J., Río, J. del, Beamud, E., Martínez-Ferreras, V., Gurt-Esparraguera, J. M., Ariño-Gil, E., Palencia-Ortas, A., Martín-Hernández, F., Chauvin, A., & Osete, M. L.* ***Journal of Geophysical Research: Solid Earth****, 126(10).*

2. En **una segunda fase**, se han investigado las colecciones cerámicas procedentes de los yacimientos arqueológicos más antiguos: Kuchuk Tepe (TRZ*), Molali Tepe (MOL) y Jarkutan (BST, JKT, SPT). Estas cerámicas tienen edades comprendidas entre el año 2000 a.C. y el 350 a.C., y han sido datadas mediante análisis de radiocarbono y por su contexto arqueológico. En el capítulo anterior se pueden encontrar más detalles sobre la cronología de estas colecciones. A partir del estudio de estas colecciones se ha podido investigar la evolución de la intensidad del CMT

en periodos de tiempo más antiguos. Junto con los resultados obtenidos en la primera fase del estudio y algunos datos previos publicados por otros autores, el estudio arqueomagnético de estas cerámicas ha permitido generar la primera curva de variación paleosecular de la intensidad geomagnética para Asia Central y los últimos 4000 años. Los resultados de esta fase están actualmente en proceso de redacción para su envío a una revista internacional como *Geophysical Journal International* o *Journal of Archaeological Sciences*.

3. Además, se han analizado muestras orientadas procedentes de los 9 **hornos muestreados** en los yacimientos arqueológicos Kampyr Tepe (hornos KAF), Dalverzin (hornos DAF) y Termez (hornos SHF, FxAx), ubicados al sur de Uzbekistán. Estos hornos abarcan una amplia cronología, entre el 200 a.C. y el 1429 d.C., fechas determinadas a partir del contexto arqueológico y dataciones de radiocarbono (ver Capítulo 4 para más detalles). A partir de este estudio se han obtenido los primeros resultados arqueomagnéticos del vector completo del campo geomagnético (D, I, F) para Asia Central. Los resultados obtenidos en esta fase de la Tesis se encuentran en fase de revisión: **First full-vector archeomagnetic data from Central Asia for the last 2k years: evidence for a large non-dipole field contribution around the first century BCE**. *Bonilla-Alba, R., Gómez-Paccard, M., F. J. Pavón-Carrasco, S.A. Campuzano, Beamud, E., Martínez-Ferreras, V., Gurt-Esparraguera, J. M., Ariño-Gil, E., Martín-Hernández, F., & Osete, M. L.* ***En revisión en: Journal of Geophysical Research: Solid Earth****.*

5.1. Resultados de magnetismo de rocas

5.1.1. Fragmentos cerámicos

Para identificar los principales minerales magnéticos responsables de la magnetización se han realizado **diferentes experimentos de magnetismo** de rocas entre los que se incluyen: **64 curvas termomagnéticas** (34 de susceptibilidad y 30 de magnetización en función de la temperatura), **53 ciclos de histéresis, 72 curvas de adquisición de IRM y de campo invertido** (conocido como back-field). Los parámetros de histéresis obtenidos se han representado en diagramas de Day. También se ha realizado **el test de Lowrie (Lowrie, 1990) en 19 muestras y desimanaciones por AF en 30 muestras** representativas de las diferentes cerámicas investigadas. La metodología seguida para la realización de estos experimentos se puede consultar en el Capítulo 3.

En la Figura 5.1 se muestras los resultados obtenidos para las muestras cerámicas estudiadas en la primera fase y procedentes de los yacimientos de **Kampyr Tepe (KPT), Kurganzol (KGZ) y Termez (TRZ).** Como puede verse la tipología es variada. Las muestras presentaban diferentes tonalidades, desde colores más oscuros, como la muestra KGZ597 (ver Figura 5.1), hasta tonos claros y rojizos (TRZ782, KPT204). Además, se ha observado que algunos fragmentos mostraban diferentes colores en profundidad (KPT553). También cabe destacar que el tamaño de grano no es igual en todas las colecciones, siendo el de las muestras más antiguas muestreadas en Kuganzol (KGZ) mayor que el de las muestras de Kampyr Tepe (KPT) o Termez (TRZ) más modernas. Estudios previos sobre la composición, química, mineralógica y petrográfica indican, sin embargo, que la variabilidad química es muy baja entre las piezas de un mismo yacimiento (Martínez Ferreras et al., 2016a, 2019; Tsantini et al., 2016). Por lo que la variabilidad detectada parece estar relacionada con el uso de diferentes procesos tecnológicos en la fabricación de las cerámicas, así como el desarrollo de minerales secundarios debido a procesos de alteración. Las diferencias cromáticas exhibidas

por los fragmentos cerámicos se deben, principalmente, al tipo de atmósfera en el que fueron cocidos.

Figura 5.1. *Muestras de fragmentos cerámicos representativos de los tres yacimientos arqueológicos estudiados durante la primera fase esta Tesis: Kurganzol (KGZ), Kampyr Tepe (KPT) y Termez (TRZ). Imagen correspondiente a la Figura 4.1.c del Capítulo 4.*

En la **Figura 5.2 se presentan los resultados más representativos obtenidos a partir del estudio de 53 especímenes de las cerámicas analizadas en la fase 1**. Como se puede observar, la mayoría de las curvas termomagnéticas son relativamente reversibles, lo que indica que las muestras no experimentaron alteraciones magnéticas significativas durante el tratamiento térmico (Figuras 5.2.a y 5.2.b). Las temperaturas de Curie, obtenidas a partir de las curvas de magnetización en función de la temperatura (Figura 5.2.a), oscilan entre 269ºC y 640ºC, lo que sugiere una variabilidad importante en los principales portadores magnéticos. De acuerdo con el comportamiento observado en las curvas Ms-T, se han identificado dos grupos de muestras. El **primer grupo, compuesto por 15 muestras** (55.6% del total), presenta dos fases magnéticas caracterizadas por dos temperaturas de Curie diferentes: una de baja temperatura, entre 269ºC y 380ºC, posiblemente relacionada con envolturas de maghemita alrededor de núcleos de magnetita (O'Reilley, 1984); y una segunda fase a altas temperaturas, entre 553ºC y 635ºC, que puede estar relacionada tanto con magnetita como con maghemita.

Distinguir entre estos minerales basándose en las curvas termomagnéticas resulta difícil debido a que sus temperaturas de Curie/Néel (580ºC para la magnetita y 610ºC para la maghemita) están próximas y resultan indistinguibles debido al proceso de suavizado aplicado. **El segundo grupo, compuesto por 11 muestras** (40,7% del total), presenta una única temperatura de Curie, oscilando entre 545ºC y 604ºC, lo que sugiere que la magnetita o a la maghemita son los principales portadores magnéticos. Se **ha identificado una excepción** que no puede incluirse en ninguno de estos dos grupos: la muestra TRZ595. Esta muestra presenta dos fases correspondientes a titanomagnetitas con diferente contenido en Ti (T_c = 481ºC) y magnetita (T_c = 561ºC).

En las **curvas termomagnética χ-T** (Figura 5.2.b) se aprecia un pico entre 300ºC-400ºC, que podría estar asociado con la ya mencionada presencia de envolturas de maghemita alrededor de núcleos de magnetita. Las curvas obtenidas parecen similares a las observadas por O'Reilly (1984). A partir de los ciclos de histéresis realizados, se calcularon los parámetros de histéresis Ms, Mr y Hc (Figura 5.2.c). Los valores de Ms variaron en un rango de 0.024 a 0.520 Am^2 /kg, mientras que Mr osciló entre 0.003 y 0.190 Am^2 /kg. Respecto a los valores de Hc obtenidos, variaron entre 2.2 y 13.5 mT, y se observó que la saturación se alcanzó a 150 mT, lo que sugiere la presencia de minerales de baja coercitividad. El parámetro Hcr varió entre 14.0 y 47.0 mT. En la Figura 5.2.d se han representado los parámetros de histéresis en el diagrama de Day (Day et al., 1977), modificado por Dunlop (2002). En este diagrama, se incluyen como referencia las regiones teóricas PSD-SD (pseudomonodominio PSD/ monodominio SD) para la magnetita, junto con las curvas de mezcla SD-MD de magnetita (Figura 5.2.d). Como se ha observado comúnmente en otros estudios de arqueointensidad (e.g. Gómez-Paccard et al., 2012, 2019; Rivero-Montero et al., 2021, Dunlop 2002), la mayoría de las muestras caen dentro de la región PSD. Las medidas de la coercitividad, comúnmente utilizadas para estimar la existencia de superparamagnético no han detectado un contenido significativo de los mismos. Por lo tanto, es muy probable que el desplazamiento hacia valores más altos de la relación Hcr/Hc observado en algunas de las muestras pueda estar relacionado con cierto grado de

maghemitización. Este efecto también se observa para los dos valores atípicos de Kampyr Tepe que caen cerca del rango MD (multidominio). Estas dos muestras (TRZ554 y TRZ230) presentan valores de coercitividad elevados que podrían indicar la **presencia de maghemita o hematites**.

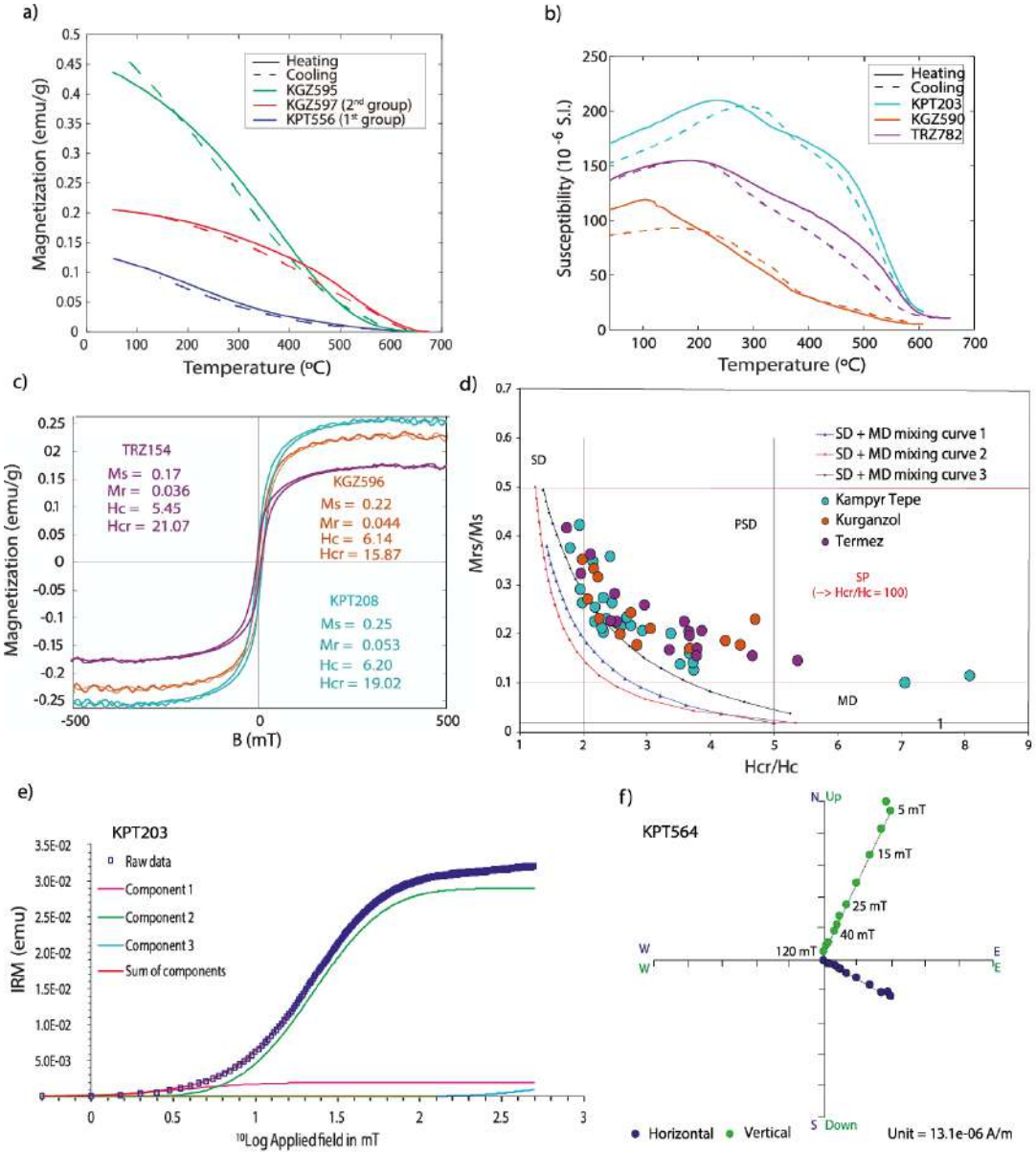

Figura 5.2. *Resultados de magnetismo de rocas representativos de las muestras estudiadas de los yacimientos de Kampyr Tepe (azul), Kurganzol (naranja) y Termez (morado). (a) Curvas termomagnéticas de magnetización de saturación frente a temperatura (Ms-T). (b) Curvas de susceptibilidad frente a la temperatura (χ-T). (c) Ciclos de histéresis obtenidos con un campo máximo de 500 mT. (d) Diagrama de Day (Day et al., 1977) en el que se indican*

las curvas de mezcla SD-MD para la magnetita (Dunlop, 2002). (e) Curva de adquisición de la magnetización remanente isoterma (IRM) y su ajuste mediante la separación en tres componentes (Kruiver et al., 2001). (f) Desmagnetización por campos alternos decrecientes (AF) de 5 a 120 mT.

Se ha medido también la **adquisición de IRM hasta 500 mT** (Figura 5.2.e) lo que ha permitido realizar el análisis de las componentes de coercitividad desarrollado por Kruiver et al. (2001). Este método (llamado de Kruiver) se basa en el ajuste de la curva de adquisición de la IRM utilizando porcentajes variables de varias componentes magnéticas de distinto campo coercitivo. La Figura 5.3 muestra los resultados de este análisis para muestras representativas de los tres yacimientos estudiados. Estos experimentos confirman la presencia de una componente principal de baja coercividad (primera componente) asociada a un campo destructivo medio de unos 30 mT, que contribuye al 70-80% de la magnetización total. La segunda componente, que contribuye aproximadamente con el 10-20%, tiene un campo destructivo medio de unos 70 mT. Por último, la tercera componente, que contribuye alrededor del 5-10%, tiene un campo destructivo medio muy bajo, de aproximadamente 5 mT, lo que podría asociarse a la activación térmica de las partículas magnéticas (véase Heslop et al., 2004).

Por último, se ha realizado **la desmagnetización por AF de la NRM de varias muestras por yacimiento.** Casi todas las muestras presentan una única componente de magnetización que se desmagnetiza completamente a 120 mT (véase un ejemplo típico en la Figura 5.2.f). Estos resultados confirman los resultados de magnetismo de rocas descritos anteriormente, sugiriendo que minerales de baja coercitividad son los portadores de la remanencia magnética.

En resumen, el análisis conjunto de los experimentos de magnetismo de rocas indica que los principales portadores magnéticos en nuestro conjunto cerámico son probablemente **magnetita de bajo contenido en Ti, magnetita y/o maghemita.** Además, los resultados sugieren que las partículas de magnetita o titanomagnetita presentes en las muestras investigadas están próximas al **estado**

de monodominio y son portadoras de una única componente de magnetización, condiciones ideales para llevar a cabo con éxito experimentos de paleointensidad.

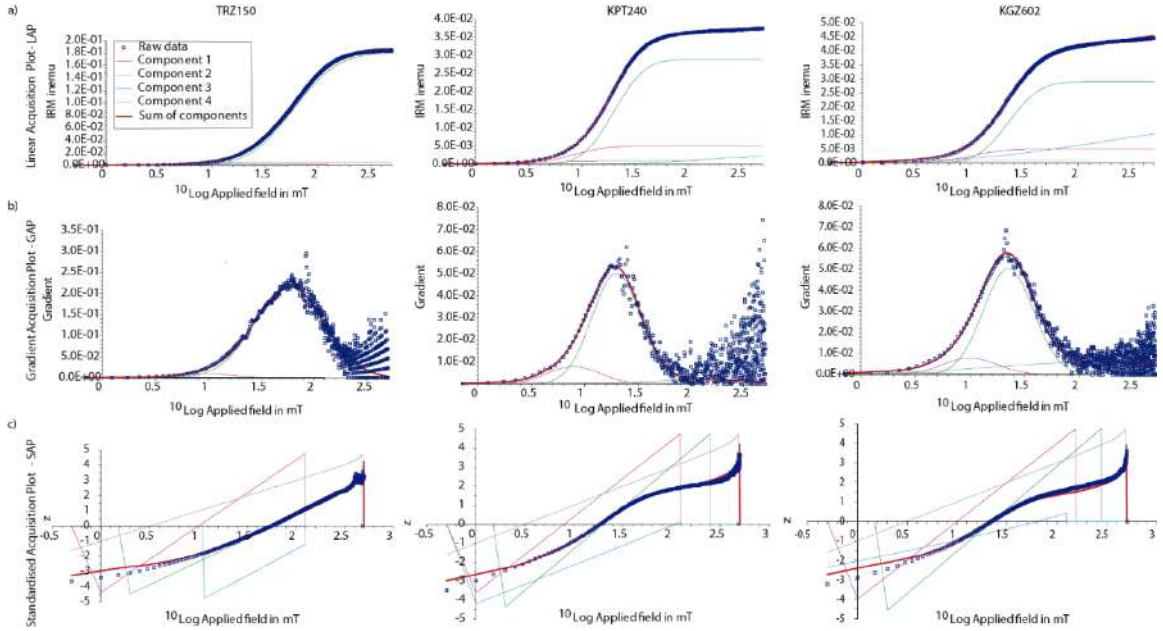

Figura 5.3. *Análisis de Kruiver para experimentos de IRM realizados en muestras representativas de los tres yacimientos estudiados. a) Curva de adquisición de la IRM lineal (LAP). b) Curva de adquisición de la IRM presentado en forma de gradiente (GAP). c) Curva de adquisición de la IRM en escala de probabilidad (SAP).*

En la Figura 5.4 se muestran fotografías de varios fragmentos típicos de los grupos de cerámica estudiados en la Fase 2 (TRZ*, MOL, MOT, BST, JKT, SPT). Como puede verse, el color de las muestras de las colecciones cerámicas analizadas en la segunda fase es bastante similar, teniendo un tono anaranjado rojizo la mayoría de las muestras estudiadas. En este caso, como se ha explicado en el capítulo anterior, el análisis detallado de la composición química, mineralógica y petrográfica de las muestras no está todavía disponible por lo que no podemos contrastar los resultados magnéticos con los arqueométricos. En todo caso, aparentemente no existe una variabilidad alta entre las muestras de los distintos yacimientos, al menos visualmente. Para investigar si se identifican

diferencias notables entre las muestras de los yacimientos de **Kuchuck Tepe, Molali Tepe y Jarkutan**, se han realizado experimentos de **adquisición de IRM y test de Lowrie en 19 muestras, 5 curvas termomagnéticas de susceptibilidad en función de la temperatura y 3 curvas de magnetización en función de la temperatura.**

Figura 5.4. *Muestras de los fragmentos cerámicos representativos de los yacimientos arqueológicos estudiados durante la primera Fase 2 esta Tesis.*

A partir de estos experimentos se han podido definir tres comportamientos magnéticos diferentes (ver Figura 5.5). En el **primer grupo de muestras** los minerales portadores de la mayor parte de la magnetización presentan coercitividades bajas (Figura 5.5.a). Las curvas termomagnéticas de susceptibilidad *vs* temperatura (Figura 5.5.b) son prácticamente reversibles con un pico entre los 300ºC y los 350ºC que pueden estar relacionados con la existencia de envolturas de maghemita alrededor de la magnetita. Se observan temperaturas de Curie entre los 380ºC y los 580ºC (ver un ejemplo en la Figura 5.5.c). Los resultados indican que la magnetita o titanomagnetita de contenido variable en Ti y/o maghemita son los principales portadores magnéticos en este grupo de muestras. De las muestras investigadas **12 presentaron este comportamiento**. Las muestras de este grupo se corresponden con fragmentos de los grupos BST, JKT, MOT y MOL). Es importante destacar que todas ellas dieron resultados positivos en los experimentos de paleointensidad, como veremos más adelante.

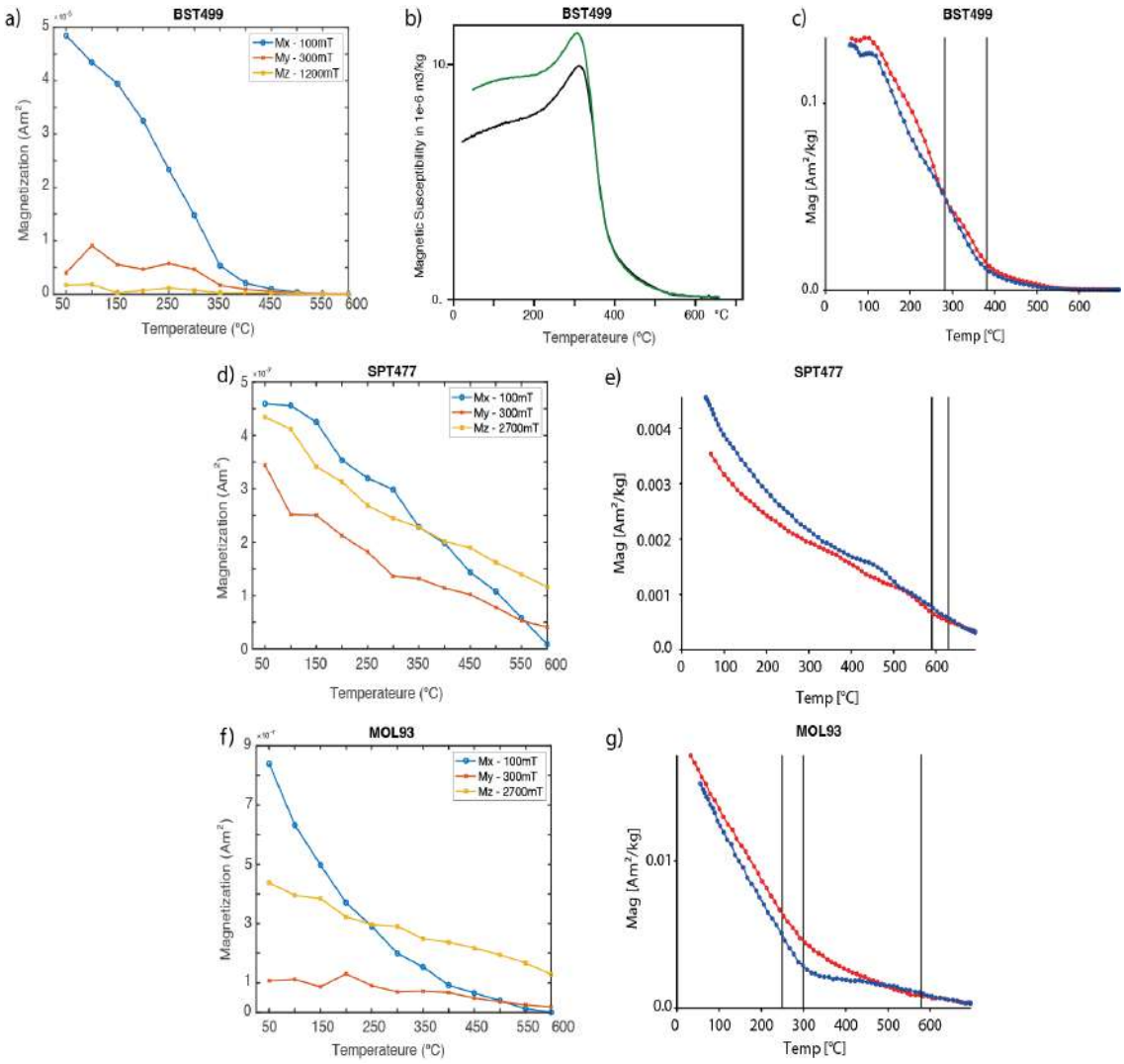

Figura 5.5. *a, d, f) Test de Lowrie en muestras representativas de los tres grupos identificados. En azul se muestra la componente de baja coercitividad con una IRM de 100 mT, en naranja coercitividad media de 300 mT y en amarillo alta coercitividad, con campo aplicado en función del campo de saturación de la muestra. b, c, e, g) curvas termomagnéticas de muestras representativas, en verde (rojo) se muestran las curvas de calentamiento y en negro (azul) las curvas de enfriamiento.*

Los resultados permiten identificar otro grupo compuesto por tres muestras del del yacimiento SPT (los fragmentos 476, 477, 479). En este grupo, los resultados del test de Lowrie indican la presencia de portadores de la remanencia de alta y baja coercitividad (ver Figura 5.5.d). En el caso de la fase de baja coercitividad la magnetización se pierde alrededor de los 600°C, lo que podría

estar relacionado con la presencia de magnetita o maghemita. Sin embargo, los minerales de alta coercitividad tienen temperaturas máximas de desbloqueo superiores a 600ºC, lo que indicaría la presencia de hematites. En este grupo de muestras, las curvas de susceptibilidad *vs* temperatura resultaron ser muy ruidosas debido a los valores bajos de susceptibilidad al límite de la sensibilidad del instrumento utilizado. Sin embargo, las curvas de magnetización *vs* temperatura sí son de buena calidad (Figura 5.5.e) y sugieren al menos dos temperaturas de Curie: una de unos 580ºC y otra alrededor de los 630ºC. Estos resultados se podrían explicar por la presencia de magnetita y maghemita, respectivamente. Cabe destacar que las muestras de este grupo, incluso calentadas a 700ºC, no pierden completamente la magnetización, debido a la **presencia de la componente de alta coercitividad** (ver Figuras 5.5.d y e). Durante los experimentos de paleointensidad, las muestras correspondientes a este grupo, todas pertenecientes a Jarkutan (SPT), presentaron alteración en las últimas etapas de calentamiento y, por ello, no se llegó a realizar una desmagnetización completa de las mismas y fueron descartadas para la determinación de la paleointensidad.

Por último, **se identificó un tercer grupo formado por 4 muestras** de los grupos MOT y MOL. En este caso, en los tests de Lowrie realizados (Figura 5.5.f) se observa que, hasta aproximadamente 250ºC, los minerales que aportan la mayor parte de la magnetización son de baja coercitividad, y que se desimanan alrededor de los 450ºC, lo que podría estar asociado a la presencia de titanomagnetita con un contenido medio en Ti. A partir de los 250ºC toman mayor importancia los minerales de coercitividades altas, y que no desaparecen por completo, aunque se caliente las muestras a unos 600ºC. Esta componente de alta coercitividad y temperatura de desbloqueo podría estar asociada a hematites. En las curvas de magnetización *vs* temperatura (Figura 5.5.g) se observan temperaturas de Curie entre los 250ºC y los 290ºC que podrían estar relacionadas con la presencia de titanomagnetitas con un contenido alto de titanio. También se observan temperaturas de Curie entorno a los 580ºC indicativas de la presencia de magnetita. Cabe destacar que al igual que para el grupo anterior, la magnetización

no se ha perdido por completo a 700ºC, por lo que existen evidencias de la presencia en las muestras de un mineral de alta coercitividad.

Como conclusión general de los estudios de magnetismo de rocas de los fragmentos cerámicos analizados en esta Tesis podemos decir que, en general, el principal portador de la magnetización es magnetita o titanomagnetita con diferente contenido de titanio. También ha sido común encontrar cambios importantes en las curvas de susceptibilidad en función de la temperatura alrededor de los 300ºC, lo que podría deberse a **envolturas de maghemita alrededor de la magnetita**. Cabe, además, destacar que las muestras que pertenecen a las colecciones más antiguas sufren una mayor alteración durante los experimentos térmicos realizados en de laboratorio. Además, en estas muestras, se ha observado una mayor presencia de componentes de alta coercitividad asociadas a hematites. Por el contrario, en las muestras más modernas estudiadas durante la primera fase de esta Tesis, **únicamente se ha identificado fases de alta coercitividad en dos muestras.**

5.1.2. Estructuras de combustión (hornos)

Para identificar los principales portadores magnéticos en las estructuras de combustión investigadas, se han llevado a cabo estudios de magnetismo de rocas en 27 muestras, 3 por cada uno de los hornos analizados. En cada caso, se han obtenido curvas de Curie, curvas de adquisición de IRM y ciclos de histéresis.

En la Figura 5.6 se muestran las fotografías de los hornos estudiados. En general, las litologías de todos los hornos son similares, mostrando tonalidades rojizas/anaranjadas típicas de materiales arcillosos. Sí se han observado algunas diferencias en las cámaras de combustión de algunos de los hornos, donde han podido observarse tonalidades diferentes. Especialmente llamativo es el caso de los hornos KAF2 y SHF. En KAF2, el material muestreado presentaba tonos

verdosos debido a la vitrificación de las muestras. En los hornos SHF se encontraron tonalidades grisáceas en muestras de la cámara de combustión.

A diferencia de la variabilidad magnética encontrada en las colecciones de cerámicas estudiadas, las muestras procedentes de los hornos tienen propiedades magnéticas más homogéneas. La combinación de los experimentos de histéresis magnética, de curvas de adquisición IRM y de curvas termomagnéticas sugiere la presencia de una mezcla de magnetita, maghemita y hematites en proporciones y tamaños de grano variables. Según el comportamiento magnético de las muestras hemos encontrado tres grupos principales.

Figura 5.6. *Imágenes tomadas durante el muestreo de diferentes hornos muestreados durante la campaña de Uzbekistán llevada a cabo en abril del 2018. Figura obtenida del Capítulo 4, Figura 4.3.b.*

En el **primer grupo**, formado por 4 muestras, los ciclos de histéresis muestran curvas saturadas con coercitividades variables. Aunque en algún caso los ciclos no están completamente cerrados (Figura 5.7.a), en la mayoría de los casos la proporción de fases de alta coercitividad es despreciable. Las curvas de adquisición de IRM generalmente se saturan en torno a los 200mT-400 mT (Figura 5.7.b y e). Estas curvas también muestran un inicio suave de la magnetización cuando se aplican campos bajos (Figura 5.7.b), y se corresponden a unas temperaturas de Curie de aproximadamente 560ºC-580ºC (Figura 5.7.c). Estas muestras están compuestas principalmente por **magnetita/titanomagnetita tipo monodominio con bajo contenido en Ti** (Figura 5.7.c). , aunque con algunas trazas de hematites observadas en las curvas termomagnéticas en algunos casos concretos.

El segundo grupo, de 11 muestras, se caracteriza por una menor coercitividad en los ciclos de histéresis (Figura 5.7.d). En estas muestras, las curvas de adquisición de IRM se saturan a aproximadamente 200 mT, pero la magnetización adquirida a campos bajos presenta una mayor pendiente, lo que indica un mayor tamaño de grano (Figura 5.7.e). Las curvas termomagnéticas también revelan la presencia de una fase magnética que se desmagnetiza a unos 580ºC, junto con trazas de un segundo mineral magnético con una temperatura de Curie más alta (Figura 5.7.f). Esto sugiere la presencia de una **magnetita PSD-MD y pequeñas cantidades de hematites en estas muestras.**

Un **tercer grupo**, formado por 12 muestras, exhibe coercitividades medias en sus ciclos de histéresis (Figura 5.7.g), pero sus curvas de adquisición de IRM alcanzan la saturación en un rango de campo más alto que en los casos anteriores, típicamente entre 600-1000 mT, lo que indica la presencia en su composición de un mineral magnético más duro (Figura 5.7.h). Además, las curvas

termomagnéticas de estas muestras muestran la presencia de un mineral que pierde magnetización a temperaturas en torno a 600-610ºC, **sugiriendo la presencia de maghemita** (Figura 5.7.i).

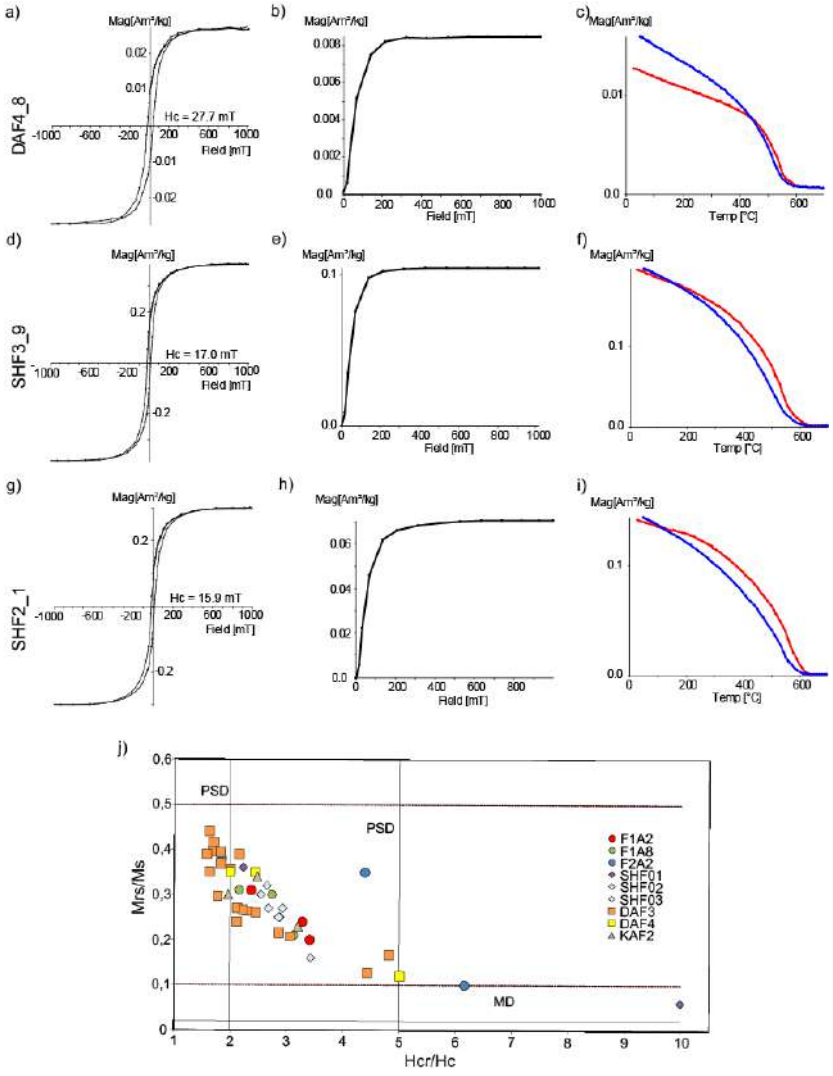

Figura 5.7 *Resultados de magnetismo de rocas en muestras de hornos. (a, d, g) Ciclos de histéresis medidos hasta 1000 mT y el campo de coercitividad. (b, e, h) Curvas de adquisición de la magnetización remanente isotérmica (IRM). (c, f, i) Curvas termomagnéticas. (j) Diagrama de Day (Day et al., 1977).*

Como ya se ha mencionado anteriormente, el diagrama de Day (Figura 5.7.j) fue diseñado originalmente para partículas de magnetita/titanomagnetita (Day 1977). Sin embargo, en las dos últimas décadas se ha utilizado para inferir

información sobre la distribución del tamaño de grano (Peters & Dekkers, 2003). El estado de dominio de estos minerales varía de una muestra a otra, ya que algunos caen dentro de la zona MD y otros se acercan a la región SD en el gráfico de Day (Figura 5.7.j). Esta variación en el estado de dominio ha sido reportada previamente en datos arqueológicos, como se documenta en los primeros trabajos de Dunlop (2002) y en investigaciones posteriores de otros estudios (e.g., Rivero-Montero et al., 2021; Bonilla-Alba et al., 2021). Se puede observar que dos de las muestras analizadas, pertenecientes al horno F2A2, se apartan de la zona en la que comúnmente se encuentran los materiales arqueológicos. En estas dos muestras se ha observado que los ciclos de histéresis presentan "cintura de avista" que podría estar relacionado con dos poblaciones de diferentes coercitividades o una presencia mayor de superparamagnéticos en las muestras.

Basándonos en los resultados descritos anteriormente, concluimos que la **magnetita/titanomagnetita** es el mineral magnético principal en las muestras de los hornos estudiados (Figura 5.7.a-i), aunque en algunos casos se pueden observar características de minerales con coercitividades mayores, **como podría ser el caso de la maghemita**. Las diferencias mineralógicas observadas parecen estar más relacionadas con la posición de la muestra en relación con la posición del fuego que con diferencias en las litologías de los hornos estudiados.

5.2. Resultados de Arqueomagnéticos

5.2.1. Criterios de Calidad utilizados

Para asegurar la **fiabilidad de las determinaciones de la paleointensidad**, se han fijado varios **criterios de calidad al nivel de espécimen**, criterios similares a los utilizados en otros estudios arqueomagnéticos anteriores (e.g., Gómez-Paccard et al., 2012, 2016). Las paleointensidades se han calculado únicamente en los especímenes que presentaban una **única componente de magnetización**

apuntando al origen de los diagramas de Zijderveld y que dieron lugar a diagramas lineales de Arai (NRM-TRM). La diferencia máxima aceptada en los test de adquisición de TRM parciales **(pTRM checks) es del 10%** en todos los casos. La fracción de la TRM utilizada para determinar los datos de paleointensidad, conocida como parámetro **f** (Coe et al., 1978)**, debe ser al menos del 50%** y se deben utilizar 5 o más pasos de temperatura para determinar el valor de la paleointensidad. Siguiendo el protocolo propuesto por Shaar et al. (2016) se han fijado valores máximos **de 5º y 10º para la desviación angular MAD (Kirschvink, 1980) y el ángulo de desviación DANG (Tauxe & Staudigel, 2004), respectivamente**.

La influencia de la **anisotropía de la TRM y de la velocidad de enfriamiento** en las determinaciones de paleointensidad ha sido ampliamente reconocida en estudios de arqueomagnetismo (e.g. Chauvin et al., 2000; Hervé et al., 2019). En estudios de paleointensidad realizados en fragmentos de cerámicas se han obtenido **diferencias muy importantes entre las intensidades no corregidas por este efecto y las corregidas** (e.g. Gómez-Paccard et al., 2019; Osete et al., 2016). En este trabajo se ha determinado el tensor de anisotropía de la TRM en todos los especímenes y las paleointensidades han sido corregidas utilizando los tensores determinados experimentalmente para cada uno de los especímenes. Para comprobar si el protocolo aplicado de corrección por anisotropía de la TRM era adecuado se decidió, además, realizar un experimento específico en especímenes hermanos de la colección Termez, experimento que se detalla posteriormente. Además, se ha investigado el efecto de la velocidad de enfriamiento en todas las muestras analizadas. El procedimiento utilizado se explica en detalle en el Capítulo 3 de Metodología.

A partir de las determinaciones de paleointensidad obtenidas a nivel de espécimen se han calculado las paleointensidades medias a nivel de fragmento (en el caso de las cerámicas) o muestra de mano (en el caso de los hornos). Siguiendo investigaciones recientes llevadas a cabo por miembros del grupo de Paleomagnetismo de la UCM y del IGEO (Osete et al., 2020; Rivero-Montero et

al., 2021; entre otros), hemos clasificado los nuevos datos obtenidos en esta Tesis en dos categorías. La primera, a la que hemos denominado **paleointensidades de alta calidad**, incluye paleointensidades derivadas de al menos tres resultados individuales obtenidos a nivel de espécimen. El segundo grupo, **de menor calidad**, incluye el resto de los datos obtenidos a partir de 1 o 2 ejemplares.

En el caso del cálculo de las **direcciones**, todos los especímenes seleccionados presentaban una componente característica que apuntaba al origen. Además, para la determinación de la dirección se propuso como criterio de selección que al menos se utilizasen **5 puntos de temperatura** o campo aplicado. El valor de MAD más alto aceptado fue de 10º. Para la determinación de la dirección media por estructura se han utilizado al menos **10 especímenes de 10 muestras de mano diferentes**. En este trabajo se consideran como datos de calidad direccionales aquellos asociados a **un α_{95} menor de 4º y a un parámetro k mayor de 100**.

5.2.2. Resultados arqueomagnéticos de las cerámicas KPT, KGZ y TRZ. Fase I.

Durante la primera etapa de la Tesis se prepararon y midieron un total de **175 especímenes de 70 fragmentos diferentes de las colecciones KPT, KGZ y TRZ**. Alrededor del 74% (129 de 175) de los especímenes estudiados han sido seleccionados como válidos para la determinación de la paleointensidad. Se han utilizado los criterios de calidad descritos al principio de este apartado. En la Figura 5.8 se presentan varios diagramas de Arai representativos de los resultados obtenidos, 10 de muestras seleccionadas y 2 de muestras descartadas. Para la determinación de la paleointensidad, en algunos casos se han eliminado los **primeros pasos de temperatura (100ºC-200ºC)** que corresponden a una componente viscosa. Las muestras se desmagnetizaron completamente a temperaturas comprendidas entre **480ºC y 560ºC**. Es conveniente señalar que se

ha aceptado un espécimen (KPT2229) con un valor MAD ligeramente superior a 5º, debido a que el resto de los parámetros de calidad eran positivos, y el valor de intensidad obtenido era muy similar a los valores de los otros dos especímenes hermanos estudiados (véase la Tabla S1.1. del ANEXO I). Además, este alto valor de MAD está relacionado con un nivel de ruido anómalamente alto en un único paso de temperatura y no a un mal comportamiento magnético.

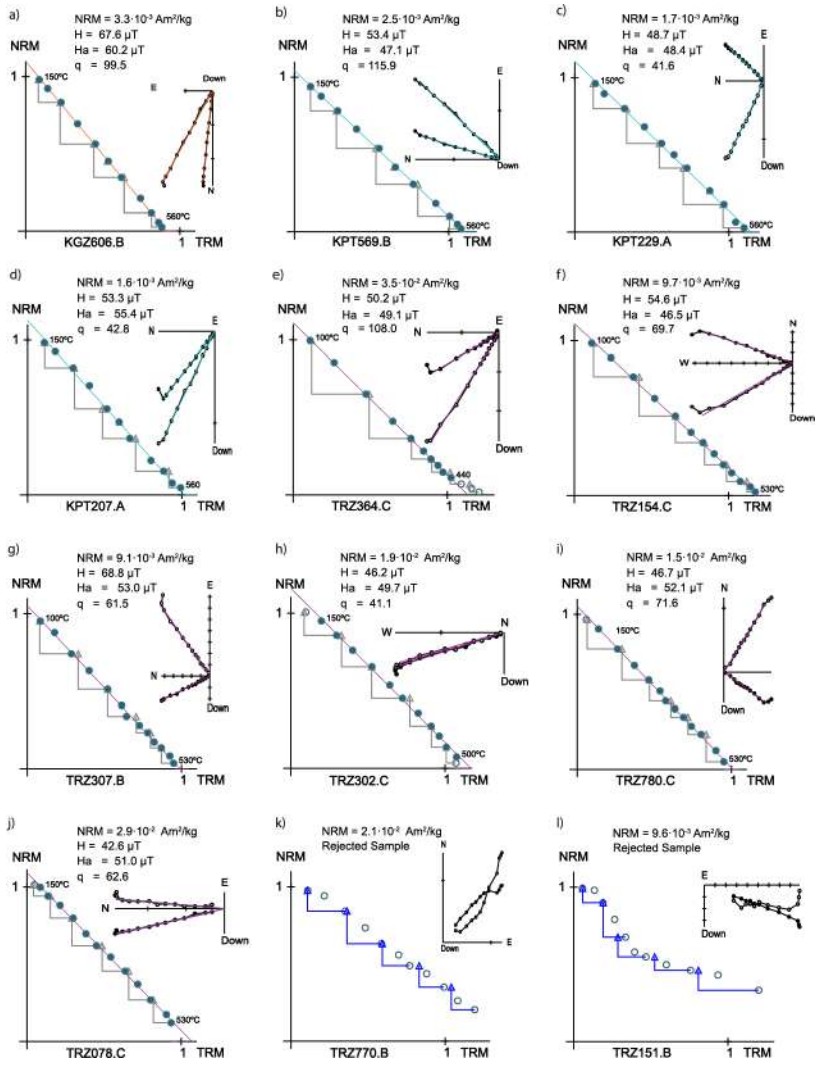

Figura 5.8. *Diagramas de Arai (Nagata et al., 1963) junto con diagramas de Zijderveld (Zijderveld, 1967) para especímenes representativos de (a) Kurganzol, (b, c, d) Kampyr Tepe y (e-l) Termez. Se indica la magnetización remanente natural (NRM) inicial, la arqueointensidad obtenida antes (H) y después (Ha) de la corrección por la anisotropía de la TRM y el factor de calidad q definido por Coe et al. (1978).*

En la Figura 5.9. se muestran los distintos parámetros utilizados habitualmente para evaluar la calidad de las estimaciones de paleointensidad. La fracción del

NRM utilizada para calcular los nuevos datos de paleointensidad a nivel de espécimen oscila entre 0.54 y 0.95. El factor de calidad q (Coe et al., 1978) varía entre 10.2 y 115.9. El parámetro de curvatura k (Paterson, 2011) y la relación entre el error estándar de la pendiente y el valor absoluto f de la pendiente (relación β) oscilan entre 0.010 y 0.836 y entre 0.0063 y 0.0466, respectivamente, aunque hay que señalar que estos parámetros no se han utilizado como criterio de descarte. Como se ha indicado anteriormente el valor más alto de MAD obtenido es de 5.3º para un solo espécimen, siendo todos los demás valores inferiores a 5º y con un valor mínimo de 0.8º. Los valores de DANG oscilan entre 0.2º y 3.3º. Gracias a los criterios aplicados consideramos que las estimaciones de paleointensidad propuestas a nivel de espécimen pueden considerarse altamente fiables.

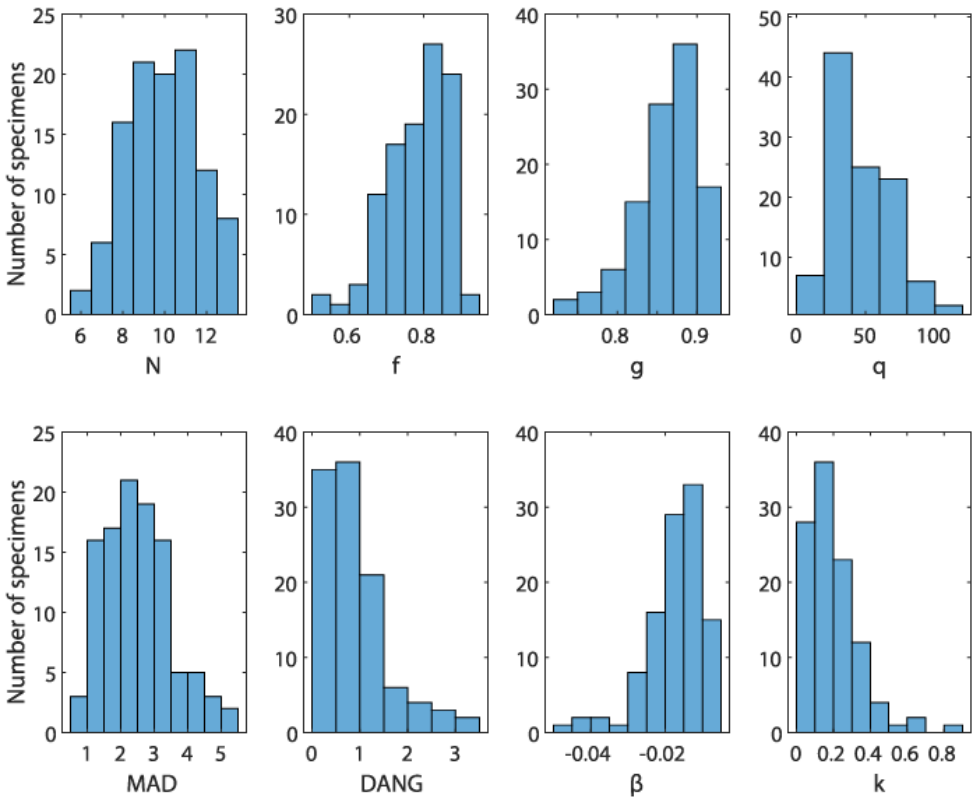

Figura 5.9. *Parámetros de calidad a nivel de espécimen obtenidos tras la corrección por la anisotropía de la magnetización termorremanente. N, número de pasos para el cálculo de la pendiente; f, fracción de magnetización remanente natural utilizada para el cálculo de la pendiente; g, factor de separación; q, factor de calidad; MAD, ángulo máximo de desviación*

(en °); DANG, ángulo de desviación (en °); β, relación entre el error estándar de la pendiente y el valor absoluto de la pendiente; k, parámetro de curvatura.

Como ya se ha indicado, en esta Tesis se ha **corregido el efecto de la ATRM** (anisotropía de la TRM) en todos los especímenes. En esta colección de muestras se han observado diferencias importantes, de **hasta el 30%, entre las intensidades no corregidas y las corregidas por la ATRM** (véase la Tabla S1.1 del ANEXO I y en la Figura 5.10). Para comprobar si el protocolo aplicado para corregir las paleointensidades por el efecto de la ATRM es adecuado se decidió realizar los experimentos de paleointensidad en varios especímenes hermanos de la colección TRZ colocados en las diferentes caras de los cubos. De este modo el eje sobre el que imparte el campo de laboratorio difiere de unos especímenes hermanos a otros. A pesar de ello, tras la corrección del efecto de la ATRM se deberían obtener resultados similares. Los especímenes denominados con las letras A, B o C se colocaron con la base de la cerámica paralela a la base del cuarzo, y en su zona central. Sin embargo, el espécimen TRZ302.L se colocó de tal modo que la base de la cerámica quedó perpendicular a la base del cubo. En la Tabla S1.1 del ANEXO I se puede ver como los resultados de intensidad antes de la corrección ATRM son diferentes, con diferencias de hasta el 20%. Sin embargo, los valores obtenidos tras la corrección son muy similares. Este experimento confirma la validez del protocolo seguido en esta Tesis para la corrección de la ATRM.

En cuanto al efecto de la **velocidad de enfriamiento** sobre la capacidad de adquisición de una TRM (conocido como *cooling rate*), los factores de corrección obtenidos (Figura 5.10) oscilan entre **el 0.7 y el 11.3%**, con un valor medio de aproximadamente el 5%. Este resultado medio concuerda con los resultados recientes obtenidos para materiales arqueomagnéticos (Hervé et al., 2019).

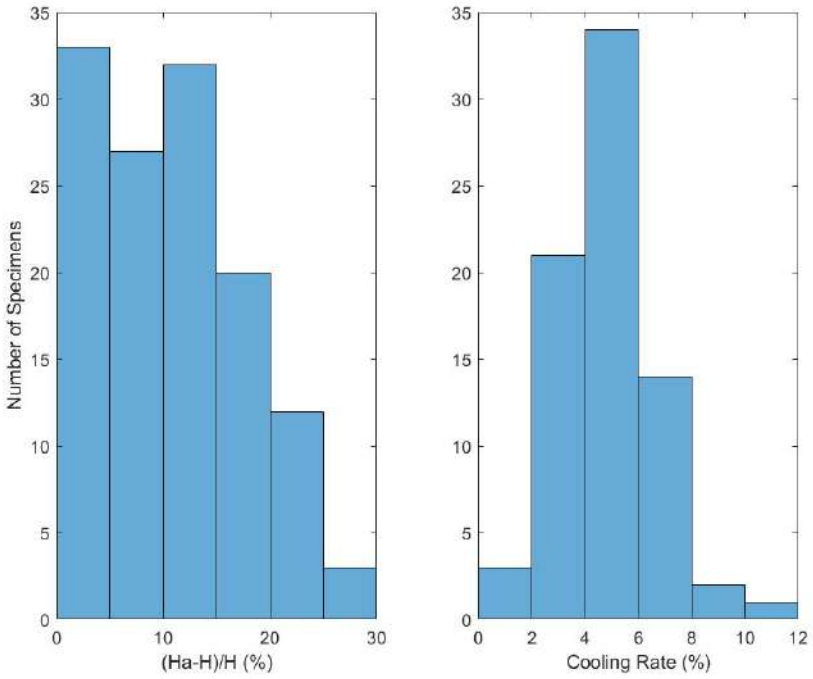

Figura 5.10. *a) Variación entre la intensidad estimada antes (H) y después (Ha) de la corrección de la anisotropía de la TRM. b) Factor de corrección de velocidad de enfriamiento.*

A partir de las determinaciones de paleointensidad obtenidas a nivel de espécimen (Tabla S1.1 del ANEXO I) se han calculado las 51 paleointensidades medias recogidas en la Tabla 5.2. Cabe destacar que 11 paleointensidades medias se han determinado a partir de 4 especímenes, 13 a partir de 3 especímenes, 19 a partir de 2 y únicamente 9 a partir de un solo espécimen. Por tanto, y siguiendo nuestras recientes publicaciones (Osete et al., 2020; Rivero-Montero et al., 2021), el 50% de los datos aportados en este trabajo se pueden considerar como datos de paleointensidad de alta calidad.

Es importante destacar que como el objetivo principal de este trabajo es detectar las variaciones rápidas del campo geomagnético, se ha decidido obtener valores medios por fragmento cerámico y no promedios por grupo de edad debido a que la incertidumbre en la estimación de la edad es en muchas ocasiones excesivamente alta y suavizaría las variaciones de alta frecuencias. Además, esta

aproximación permite obtener medidas para un único evento térmico, eliminando diferencias de edad entre fragmentos asociados a un mismo intervalo temporal.

1. Kurganzol (38.09º N; 67.18º E)				
Muestra	**N**	**H_{ac}**	**H_{Reloc}**	**VADM**
a) Fuerte Militar: 310-290 a.C.				
KGZ599	4	62.6 ± 4.2	62.0	11.0 ± 0.7
KGZ602	4	67.2 ± 9.2	66.6	11.8 ± 1.6
KGZ604	4	65.6 ± 2.8	65.0	11.6 ± 0.5
KGZ606	4	57.7 ± 5.2	57.2	10.2 ± 0.9
KGZ607	4	52.0 ± 6.2	51.5	9.2 ± 1.1
KGZ603	4	53.2 ± 1.8	52.7	9.4 ± 0.3
KGZ593	3	62.7 ± 1.5	62.1	11.1 ± 0.3
KGZ594	3	60.7 ± 2.5	60.1	10.7 ± 0.4
KGZ595	3	60.4 ± 1.6	59.8	10.6 ± 0.3
KGZ596	3	56.8 ± 3.5	56.3	10.0 ± 0.6
2. Kampyr Tepe (37.41º N; 67.02º E)				
Muestra	**N**	**H_{ac}**	**H_{Reloc}**	**VADM**
b) Ciudadela: 310-150 a.C.				
KPT237	4	55.1 ± 1.8	55.0	9.8 ± 0.3
KPT205	4	59.1 ± 1.0	59.0	10.5 ± 0.2
KPT207	3	58.9 ± 0.5	58.8	10.5 ± 0.1
KPT203	3	60.6 ± 3.4	60.5	10.8 ± 0.6
KPT208	3	59.5 ± 2.0	59.4	10.6 ± 0.4
KPT242	2	53.1 ± 0.7	53.0	9.4 ± 0.1
KPT240	2	62.2 ± 11.5	62.1	11.1 ± 2.0
KPT206	1	65.1	65.0	11.6
KPT241	1	53.5	53.4	9.5
c) Ciudad baja: 200-150 a.C.				
KPT229	3	48.7 ± 2.8	48.6	8.7 ± 0.5
KPT228	1	43.5	43.4	7.7
d) Taller cerámico: 310-100 a.C.				
KPT553	4	41.0 ± 3.9	40.9	7.3 ± 0.7
KPT556	4	43.3 ± 3.1	43.2	7.7 ± 0.6
KPT564	4	49.0 ± 5.6	48.9	8.7 ± 1.0
KPT557	3	42.3 ± 1.2	42.2	7.5 ± 0.2
KPT558	3	41.0 ± 3.5	40.9	7.3 ± 0.6
KPT569	3	48.4 ± 2.9	48.3	8.6 ± 0.5
KPT570	3	45.4 ± 1.7	45.3	8.1 ± 0.3
KPT567	2	47.4 ± 3.2	47.3	8.4 ± 0.6
KPT561	2	38.5 ± 1.9	38.4	6.8 ± 0.3
KPT560	1	44.7	44.6	7.9
KPT563	1	44.2	44.1	7.9

3. Termez (37.30º N; 67.20º E)				
Muestra	**N**	**H_{ac}**	**H_{Reloc}**	**VADM**
a) Alluvial Plain. AC2 - SU33: 300-200 a.C.				
TRZ363	2	41.9 ± 2.4	41.9	7.4 ± 0.4
TRZ364	2	47.6 ± 1.0	47.6	8.5 ± 0.2
b) Alluvial Plain: AC1 - SU 12: 100 BCE-100 d.C.				
TRZ153	2	42.3 ± 1.0	42.3	7.5 ± 0.2
TRZ154	2	45.6 ± 1.6	45.6	8.1 ± 0.3
TRZ155	2	44.7 ± 0.0	44.7	8.0 ± 0.0
TRZ716	2	38.7 ± 1.3	38.7	6.9 ± 0.2
TRZ717	1	41.7	41.7	7.4
c) Tchingiz Tepe: ***RC - SU18: 100-275 d.C.***				
TRZ297	2	43.0 ± 1.7	43.0	7.7 ± 0.1
TRZ780	2	53.1 ± 2.9	53.1	9.5 ± 0.5
TRZ781	2	47.9 ± 1.7	47.9	8.6 ± 0.3
TRZ782	2	54.3 ± 0.4	54.3	9.7 ± 0.1
d) **Tchingiz Tepe:** ***RC - SU21: 150-250 d.C.***				
TRZ302	3	44.8 ± 5.6	44.8	8.0 ± 1.0
TRZ179	2	46.5 ± 0.5	46.5	8.3 ± 0.1
TRZ181	2	55.3 ± 2.6	55.3	9.9 ± 0.5
TRZ776	2	52.1 ± 0.8	52.1	9.3 ± 0.1
TRZ770	1	49.2	49.2	8.8
TRZ772	1	51.3	51.3	9.2
e) **Tchingiz Tepe:** ***RC - SU5: 250-350 d.C.***				
TRZ078	2	52.7 ± 2.5	52.7	9.4 ± 0.4
f) **Tchingiz Tepe:** ***RC - SU25: 200-300 d.C.***				
TRZ307	2	50.5 ± 0.6	50.5	9.0 ± 0.1

Tabla 5.2. *Paleointensidades obtenidas a partir del estudio de las cerámicas de KGZ, KPT y TRZ Muestra, nombre del fragmento; n, número de especímenes utilizados para calcular la intensidad media; H_{ac}, intensidad y desviación estándar (en μT) obtenidas considerando tanto las correcciones de anisotropía de la TRM como la de la velocidad de enfriamiento; H_{Reloc} intensidad y desviación estándar (en μT) reubicadas en coordenadas de Termez; VADM, Momento Dipolar Axial Virtual e incertidumbre correspondiente (en 10^{22} Am^2).*

Para tener una visión conjunta de las variaciones de la intensidad del campo geomagnético en la zona de estudio, las nuevas intensidades medias se **relocalizaron a las coordenadas de Termez** (37.3ºN, 67.2ºE) utilizando el polo geomagnético axial virtual. Como puede verse en la Figura 5.11, la tendencia

general descrita por nuestra nueva colección sugiere un comportamiento en forma de V de la intensidad del campo geomagnético en el sur de Uzbekistán entre el año 300 a.C. y el año 200 d.C. Los nuevos resultados de alta calidad sugieren que la **intensidad del campo geomagnético fue mucho mayor alrededor del 300 a.C. hacia 200 a.C**., momento en el que se observan los valores más bajos. Los datos obtenidos sugieren además que existieron cambios rápidos de intensidad a escalas multidecadales. En concreto, las 9 paleointensidades derivadas del yacimiento de Kurganzol (310 -290 a.C., puntos naranjas en la Figura 5.11) indican una **fuerte disminución de la intensidad** del campo geomagnético (entre 51.5 y 66.6 μT) a escalas de decenas de años. En Kampyr Tepe (puntos azules en la Figura 5.11) se han obtenido un total de 22 nuevas intensidades, todas ellas datadas entre finales del 310 a.C. y el 100 a.C., con valores en general inferiores a los obtenidos para Kurganzol, con valores dentro del rango 38.4 y 62.1 μT. Globalmente, los datos obtenidos de estos dos yacimientos indican una fuerte caída del campo geomagnético durante el tercer siglo a.C. en Asia Central.

Los datos obtenidos a partir de las **muestras de Termez** (puntos morados en Figura 5.11), divididos en 6 grupos de edades, han dado lugar a varios resultados satisfactorios. Sin embargo, es importante señalar que sólo uno de ellos se corresponde con una intensidad de alta calidad (fragmento TRZ302 derivado de 3 especímenes). Los 2 resultados obtenidos para el grupo más antiguo (3a en la Tabla 5.2) indican una variación entre 41.9 y 47.6 μT durante el siglo III a.C. Los resultados obtenidos para la unidad estratigráfica AC1 - SU 12 (grupo 3b) indican un rango de la intensidad entre 38.7 y 45.6 μT durante el intervalo 100 a.C. y 100 d.C. Por último, el valor medio obtenido para las muestras de Tchingiz Tepe (grupos 3c-f, 100-350 d.C.) es de unos 50 $\pm$ 4 μT. Estos resultados reflejan una recuperación de la paleointensidad del CMT tras el cambio de Era.

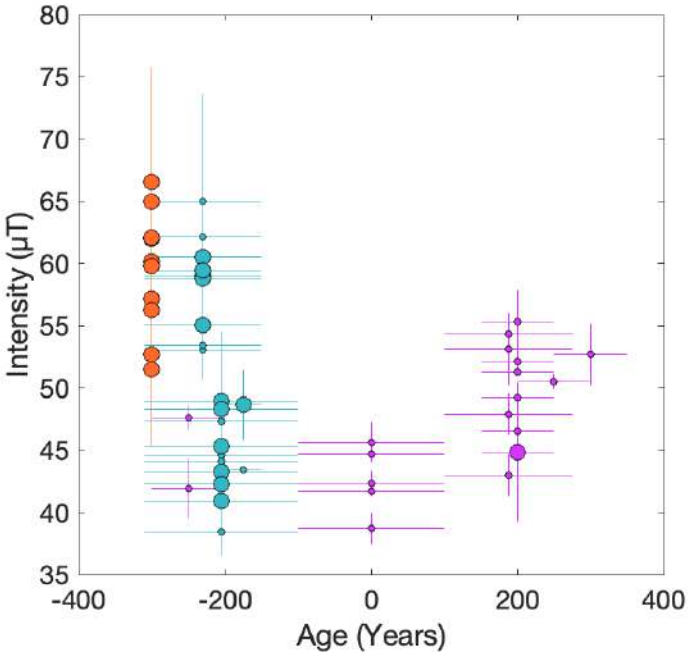

Figura 5.11. *Paleointensidad en función del tiempo para las colecciones KPT, KGZ y TRZ de cerámicas estudiadas en la fase 1. En naranja aparecen los valores obtenidos para el yacimiento de Kruganzol (KGZ), en azul los de Kampyr Tepe (KPT) y en morado los datos de Termez (TRZ). El tamaño del dato depende de si es de alta calidad, calculado con 3 o más especímenes (puntos de mayor radio) o de baja calidad, calculado con menos de 3 especímenes (puntos de menor radio).*

5.2.3. Cerámicas TRZ*, MOL, MOT, BST, JKT y SPT. Fase 2.

En una **segunda fase se han medido y analizado un total de 208 especímenes, procedentes de 76 muestras de los yacimientos de TRZ*, MOL, MOT, BST, JKT y SPT**. Del total de especímenes analizados, 133 especímenes (el 64%) han proporcionado resultados positivos de paleointensidad siguiendo los criterios de calidad descritos en la sección 3.1 y específicamente en el apartado 5.3.1.

Los resultados de paleointensidad, como en las muestras estudiadas en la Fase 1, se han calculado mediante un ajuste lineal de los resultados obtenidos en cada etapa de temperatura y representados en los diagramas de Arai. Únicamente se

han seleccionado los especímenes que presentan diagramas de Arai lineales y una única componente característica en los diagramas de Zijderveld. Las correcciones de la ATRM y de la velocidad de enfriamiento se han aplicado también a nivel de espécimen. Las medias se han sido calculadas como promedios aritméticos y los errores de intensidad se dan como desviaciones estándar con al menos 3 especímenes.

En la Figura 5.12 se pueden ver algunos ejemplos representativos de los resultados obtenidos. Los valores de paleointensidad propuestos se han calculado utilizando rangos de **temperatura que van desde unos 150ºC-200ºC, para evitar el componente viscoso, hasta unos 400ºC-580ºC**, cuando las muestras estaban completamente desmagnetizadas (véase la Figura 5.12). En la Figura 5.12 se pueden ver los valores de los factores de calidad asociados a las determinaciones de la paleointensidad obtenidas para el conjunto de especímenes analizados en la Fase 2. El valor mínimo de la **fracción de la TRM**, utilizada para el cálculo de la intensidad (factor f) fue al menos de **51%, alcanzando el 92% en algunos de los casos**. El **número mínimo de pasos** de temperatura utilizados para el cálculo de las paleointensidad fue **de 5**, pero para la mayoría de los especímenes la determinación se realizó usando **más de 10 pasos, llegando a utilizar 19 pasos en algunos casos**. Los **factores de calidad** (q) obtenidos oscilan **entre 11.9 y 137.5. El MAD mínimo fue de 0.4º y el máximo 4.6º** (ver Figura 5.13). Los valores de intensidad obtenidos a nivel de espécimen, así como los parámetros de calidad asociados se presentan en la Tabla S1.2 del ANEXO I.

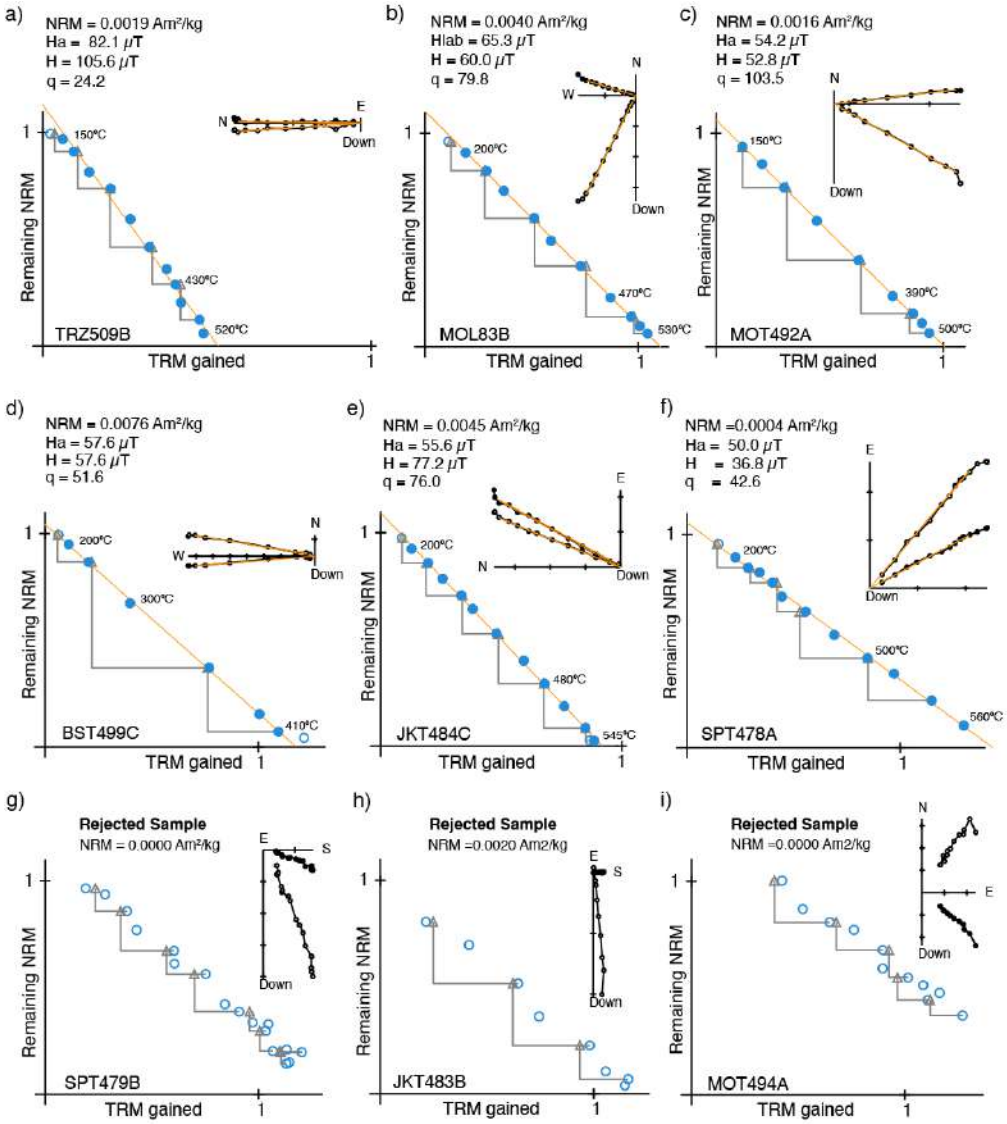

Figura 5.12. *Ejemplos representativos de los resultados de paleointensidad obtenidos en la fase 2. Se muestran los diagramas de Arai junto con los diagramas de Zijderveld correspondientes. Se indica la magnetización remanente natural (NRM) inicial, la arqueointensidad obtenida antes (H) y después (Ha) de la corrección por la anisotropía de la TRM y el factor de calidad q definido por Coe et al. (1978).*

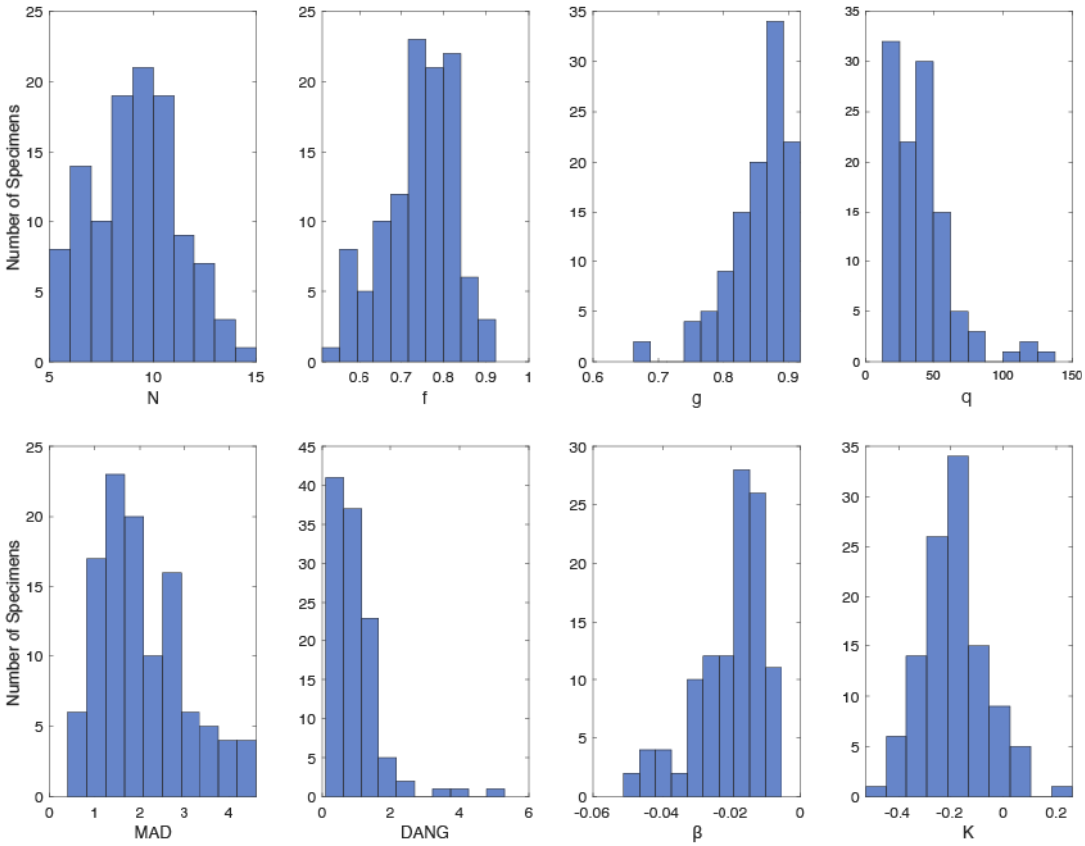

Figura 5.13. *Parámetros de calidad obtenidos a nivel de espécimen y calculados después de la corrección de la anisotropía de la magnetización termorremanente. N, número de pasos utilizados para el cálculo de la pendiente; f, fracción de magnetización remanente natural utilizada para el cálculo de la paleointensidad; g, factor de separación; q, factor de calidad; MAD, ángulo máximo de desviación (en °); DANG, ángulo de desviación (en °); β, relación entre el error estándar de la pendiente y el valor absoluto de la pendiente; k, parámetro de curvatura.*

El efecto de la **ATRM, analizado a nivel de espécimen, varía entre 0.4 y 33.6%** (ver Figura 5.14.a), con un valor medio de 14.8%. Estos resultados indican que en la mayoría de las muestras analizadas la anisotropía no es muy fuerte, aunque es importante señalar que en algunos de los casos las diferencias entre los valores de intensidad antes y después de la corrección pueden ser muy importantes. Este estudio confirma la necesidad de determinar el efecto de la ATRM a nivel de espécimen. **Los factores de corrección debido a la tasa de enfriamiento oscilan entre el 0.04 y el 13.6%** (ver Figura 5.14.b), siendo el valor medio de 5.6 %. Este

valor medio está en concordancia con los resultados obtenidos en otros materiales arqueomagnéticos (Genevey et al., 2008; Hervé et al., 2019).

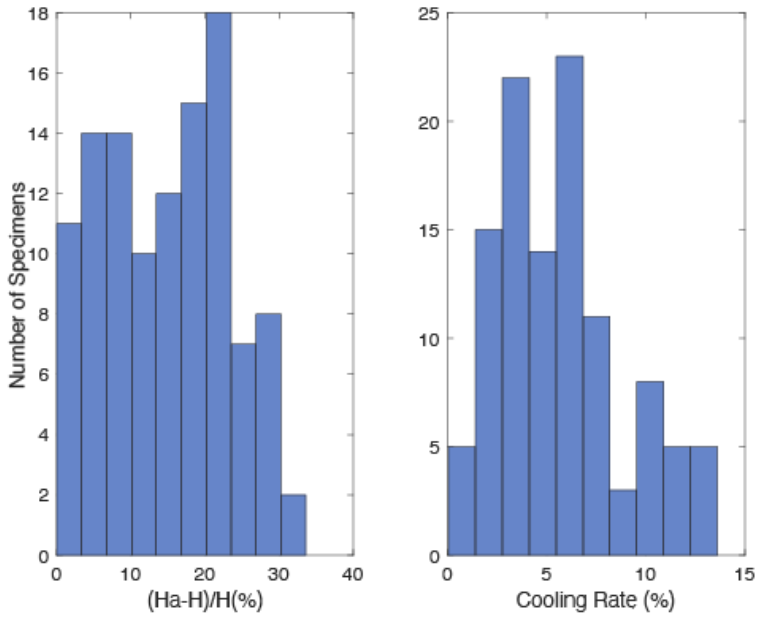

Figura 5.14. *a) Variación entre la intensidad estimada antes (H) y después (Ha) de la corrección de la anisotropía de la TRM. b) Factor de corrección debido a la velocidad de enfriamiento (Cooling Rate).*

1.Kuchuk Tepe (37.47º N; 66.80º E)				
Muestra	**n**	**H_{ac}**	**H_{relc}**	**VADM**
a) Kuchuk III: 900 - 600 a.C.				
TRZ509	3	78.0 ± 0.9	77.8	13.8 ± 0.2
b) Kuchuk IV: 700 - 330 a.C.				
TRZ513	4	73.4 ± 4.2	73.3	13.0 ± 0.7
TRZ517	4	79.9 ± 2.9	79.7	14.2 ± 0.5
TRZ519	4	71.9 ± 4.5	71.8	12.8 ± 0.8
TRZ546	4	67.0 ± 1.5	66.9	11.9 ± 0.3
2. Molali Tepe: 1600 -1400 a.C. (37.63º N; 67.70º E)				
Muestra	**n**	**H_{ac}**	**H_{relc}**	**VADM**
MOL55	3	56.7 ± 4.0	56.5	10.0 ± 0.7
MOL57	3	52.2 ± 4.2	52.0	9.3 ± 0.7
MOL58	3	46.2 ± 2.1	46.0	8.12 ± 0.4
MOL59	3	53.3 ± 5.0	53.1	9.4 ± 0.9
MOL60	4	54.9 ± 3.5	54.7	9.7 ± 0.6

MOL73	3	51.3 ± 2.8	51.1	9.0 ± 0.5
MOL75	3	56.8 ± 1.1	56.6	10.01 ± 0.2
MOL76	4	58.8 ± 5.7	58.6	10.4 ± 1.0
MOL80	3	56.0 ± 1.7	55.8	9.9 ± 0.3
MOL83	3	64.7 ± 5.8	64.4	11.5 ± 1.0
MOL86	3	57.4 ± 0.6	57.2	10.2 ± 0.1
MOL95	3	55.0 ± 4.3	54.8	9.7 ± 0.8
MOL98	3	52.2 ± 4.9	52.0	9.3 ± 0.9
3. Jarkutan (38.09º N; 67.00º E)				
Muestra	**n**	**H_{ac}**	**H_{relc}**	**VADM**
		a) Jarkutan: 1800 - 1400 a.C.		
MOT491	3	50.1 ± 1.4	49.6	8.8 ± 0.2
MOT492	3	52.6 ± 2.3	52.1	9.3 ± 0.4
MOT495	3	42.0 ± 3.4	41.6	7.4 ± 0.6
BST496	3	51.7 ± 6.7	51.2	9.1 ± 1.2
BST497	3	47.8 ± 3.6	47.4	8.4 ± 0.6
BST498	3	48.8 ± 1.8	48.3	8.6 ± 0.3
BST499	3	39.9 ± 2.8	39.5	7.0 ± 0.5
BST500	3	44.7 ± 3.6	44.3	7.9 ± 0.6
		b) Jarkutan: 2000 - 1700 a.C.		
JKT481	3	44.2 ± 4.7	43.8	7.8 ± 0.8
JKT482	3	32.8 ± 2.0	32.5	5.8 ± 0.4
JKT483	3	47.3 ± 1.1	46.9	8.3 ± 0.2
JKT484	3	51.8 ± 2.3	51.3	9.1 ± 0.4
JKT486	3	48.2 ± 1.0	47.7	8.5 ± 0.2
SPT474	3	41.7 ± 2.5	41.3	7.3 ± 0.4
SPT475	3	50.6 ± 3.3	50.1	8.9 ± 0.6
SPT478	3	38.7 ± 1.5	38.3	6.8 ± 0.3
SPT480	3	37.7 ± 6.5	37.3	6.6 ± 1.1

Tabla 5.3. *Paleointensidades obtenidas a partir del estudio de las cerámicas de la fase 2. Muestra, nombre del fragmento; n, número de especímenes utilizados para calcular la intensidad media; H_{ac}, intensidad y desviación estándar (en μT) obtenidas considerando tanto las correcciones de anisotropía TRM como la de velocidad de enfriamiento; H_{Reloc} intensidad y desviación estándar (en μT) reubicadas en coordenadas de Termez; VADM, Momento Dipolar Axial Virtual e incertidumbre correspondiente (en 10^{22} Am^2).*

Como se ha indicado al inicio de esta sección, el 64% de las muestras analizadas ha dado lugar a resultados positivos. Parece lógico esperar que el mayor

porcentaje de resultados positivos se diera en el grupo de muestras recogidas en los yacimientos más modernos. Sin embargo, los nuevos resultados indican justo lo contrario. Para las muestras de los dos grupos de Jarkutan (a y b en la Tabla 5.3) se han obtenido tasas de éxito de 85.7% y 76.9%, respectivamente. En el caso del estudio realizado en las muestras de Molali Tepe, el porcentaje de experimentos exitosos es del 66.2%. De forma llamativa se ha obtenido el valor más bajo, 43.8% para las muestras más modernas procedentes del yacimiento de Kuchuk. Estos resultados parecen indicar que el proceso de manufactura de las cerámicas, incluso en el caso de las poblaciones más antiguas, era muy elaborado, dando lugar a cerámicas de gran calidad y de grano fino, como puede fácilmente verse a simple vista. Las diferencias en las tasas de éxito observadas en unas colecciones y otras puedan quizá responder a diferencias en los materiales utilizados como materia prima, aunque los resultados de magnetismo de rocas obtenidos en esta Tesis no son del todo concluyentes. Investigaciones más detalladas, en especial en las cerámicas de la segunda fase, permitirán quizá arrojar luz sobre este aspecto en el futuro.

A partir de los resultados obtenidos a nivel de espécimen, **se han obtenido 35 nuevos resultados de paleointensidad para Asia Central**. Los nuevos datos cubren el intervalo temporal que **abarca del año 2000 a.C. al 330 a.C**. Cabe destacar que, en este caso, todos las paleointensidades obtenidas pueden ser calificadas como de alta calidad siguiendo los mismos criterios de calidad explicados anteriormente.

En la Figura 5.15 se han representado los valores de paleointensidad obtenidos **relocalizados a las coordenadas de Termez (37.3ºN, 67.2ºE)**. Los nuevos resultados muestran un aumento progresivo de la paleointensidad del CMT desde 2000 a.C. hasta 330 a.C., desde valores de intensidad de alrededor de 32.5 μT en torno al 1850 a.C. (edad media) hasta un máximo de intensidad de 79.7 μT en torno al 500 a.C. (edad media).

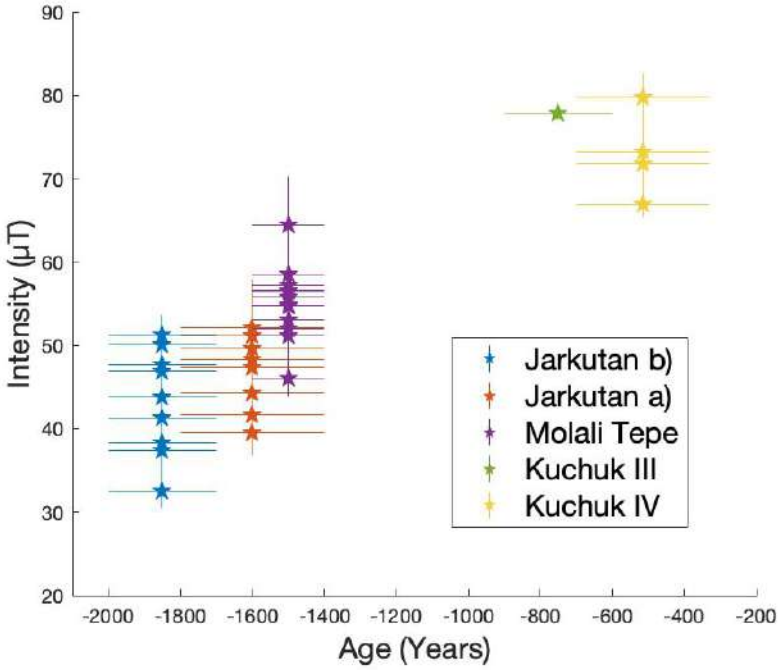

Figura 5.15. *Nuevos valores de paleointensidad obtenidos en la fase 2 de esta Tesis. Los valores están relocalizados a las coordenadas de Termez. En naranja se muestran los valores obtenidos para el yacimiento de Jarkutan a) (BST y MOT) y en azul para Jarkutan b) (JKT y SPT). En morado se muestran los datos de Molali Tepe (MOL), en verde Kuchuk III y en amarillo Kuchuk IV (TRZ*).*

Los valores de intensidad obtenidos para yacimiento de Jarkutan representados como estrellas azules en la Figura 5.15 para el intervalo temporal que abarca **del 2000 a.C. hasta el 1700 a.C., indican variaciones del CMT de entre 32.5 μT a 51.3 μT**, con una desviación estándar en el conjunto de datos de esa edad de 6.4 μT. Las intensidades obtenidas para las muestras más modernas de Jarkutan (1800 a.C. – 1400 a.C.), representadas como estrellas naranjas en la Figura 5.12, muestran una menor variación de la intensidad, con una desviación del grupo de 4.6 μT. En la Figura 5.12 se puede ver que los valores máximos obtenidos para este grupo de edad son similares a los obtenidos en Jarkutan b), con un **máximo de intensidad de 52.1 μT**. Sin embargo, el **valor mínimo es diferente, de unos 39.5 μT**. Los valores obtenidos para el yacimiento de Molali Tepe, representados como estrellas moradas en la Figura 5.15, siguen indicando un **aumento**

progresivo de la intensidad, alcanzando valores de 64.4 μT con una desviación entre los datos obtenidos para esa edad de 4.4 μT. En la figura puede verse claramente que los valores más altos de intensidad se observan **entre 900 a.C. y 330 a.C., llegando a alcanzar los 79.7 μT**. Estos valores máximos son mayores que los obtenidos en el estudio de las cerámicas analizadas durante la primera fase de la Tesis.

Es importante destacar la ausencia de datos de paleointensidad en el intervalo temporal comprendido entre el 1400 a.C. y el 1000 a.C., así como la escasez de resultados en torno al 800 a.C., periodo para el cual solo hay disponible un único dato. Por ello, no se puede obtener una imagen robusta de las variaciones de la paleointensidad durante este periodo ni investigar las posibles variaciones bruscas que se pudieron producir entre el 1050 a.C. y el 700 a.C. y que se han observado en otras partes del mundo, como durante el evento conocido como la LIAA en Levante (Shaar et al., 2016).

5.2.4. Estructuras de combustión (hornos)

En la última fase de la Tesis se realizaron experimentos de Thellier-Thellier en 168 especímenes orientados, seleccionados de 126 muestras de mano recogidas durante la campaña realizada en Uzbekistán. Estos experimentos permitieron determinar el vector completo (dirección e intensidad) del CMT del pasado. Las medidas de arqueointensidad se analizaron de acuerdo con los criterios de calidad expuestos en el Capítulo 3 y que se resumen en la sección 5.3.1.

En la Figura 5.16 se presentan varios diagramas de Arai representativos, junto con sus correspondientes diagramas de Zijderveld. Aproximadamente el 60% de los especímenes estudiados proporcionaron resultados fiables, mostrando tendencias lineales en los diagramas NRM-TRM y una única componente característica que

apuntaba al origen en los diagramas de Zijderveld (Figura 5.16.a-d). Para determinar la paleointensidad se descartaron las muestras que mostraban trazados cóncavos en los diagramas NRM-TRM, un comportamiento que puede asociarse a la presencia de granos multidominio o a evidencias de alteración magnética durante los experimentos debido al calentamiento (Figura 5.16.e, f).

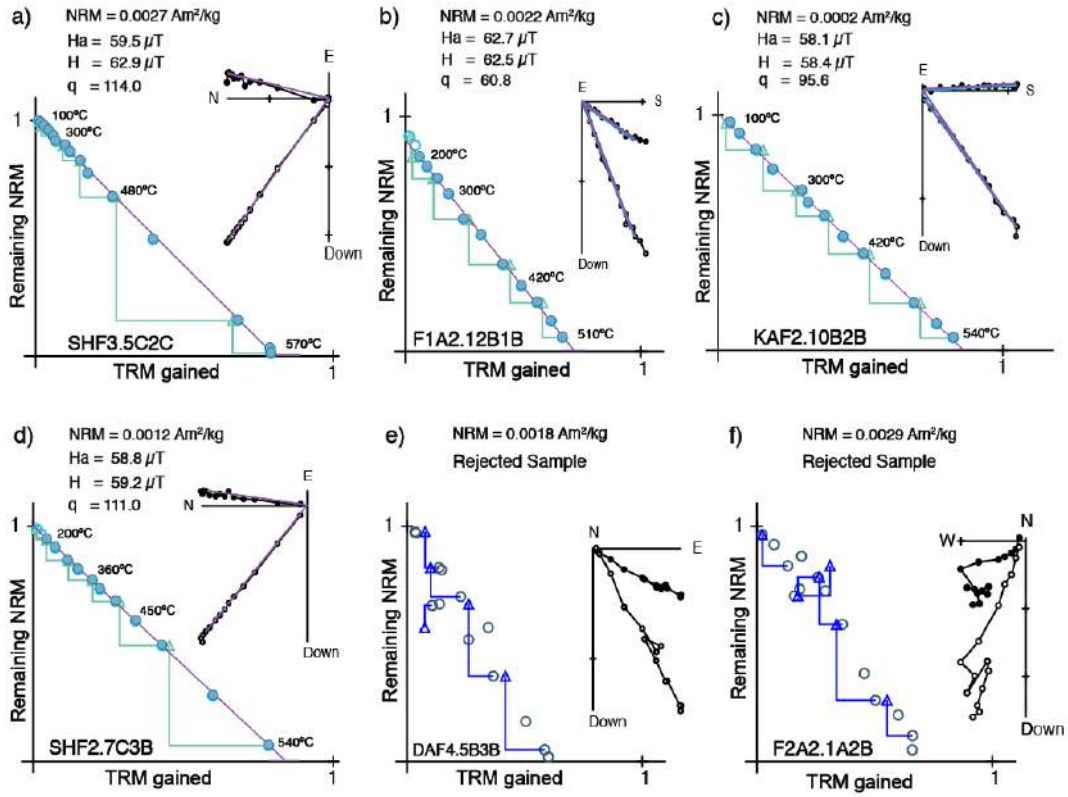

Figura 5.16. *Diagramas de Arai junto con gráficos de Zijderveld para especímenes representativos del conjunto de Hornos investigados. Se indica la magnetización remanente natural (MRN) inicial, la arqueointensidad obtenida antes (H) y después (Ha) de la corrección de la ATRM y el factor de calidad q de Coe et al. (1978).*

En algunos casos, se detectó una débil componente viscosa en el rango de **100ºC -200ºC** en los gráficos de Zijderveld. En general, la componente característica de las muestras fue completamente eliminada a temperaturas **máximas de 540ºC-580ºC**, de acuerdo con los experimentos de magnetismo de rocas mostrados anteriormente. Los resultados de arqueointensidad a nivel de espécimen se

encuentran resumidos en la Tabla S1.3 del ANEXO I. La Figura 5.17 muestra los parámetros de calidad asociados a los resultados aceptados siguiendo los criterios de calidad anteriormente descritos. Los valores aceptados fueron obtenidos utilizando al menos 7 pasos de temperatura y corresponden a valores de **f que oscilan entre 50 y 98%**. Los factores de calidad **(q) varían entre 8.9 y 156.6**. Los valores de **MAD se sitúan entre 1.2º y 7.4º**, aunque cabe destacar que sólo es superior a 5º en 12 muestras. El valor máximo de **DANG obtenido fue de 4.7º**, como se muestras en la Figura 5.17. Por otro lado, el parámetro de curvatura (k) y la relación (β) oscilan entre 0.0004 y 0.8360 y entre 0.0056 y 0.0728, respectivamente. Estos últimos valores no se utilizaron para aceptar o rechazar las determinaciones de paleointensidad a nivel del espécimen, sino que se tuvieron en cuenta únicamente para la interpretación cualitativa.

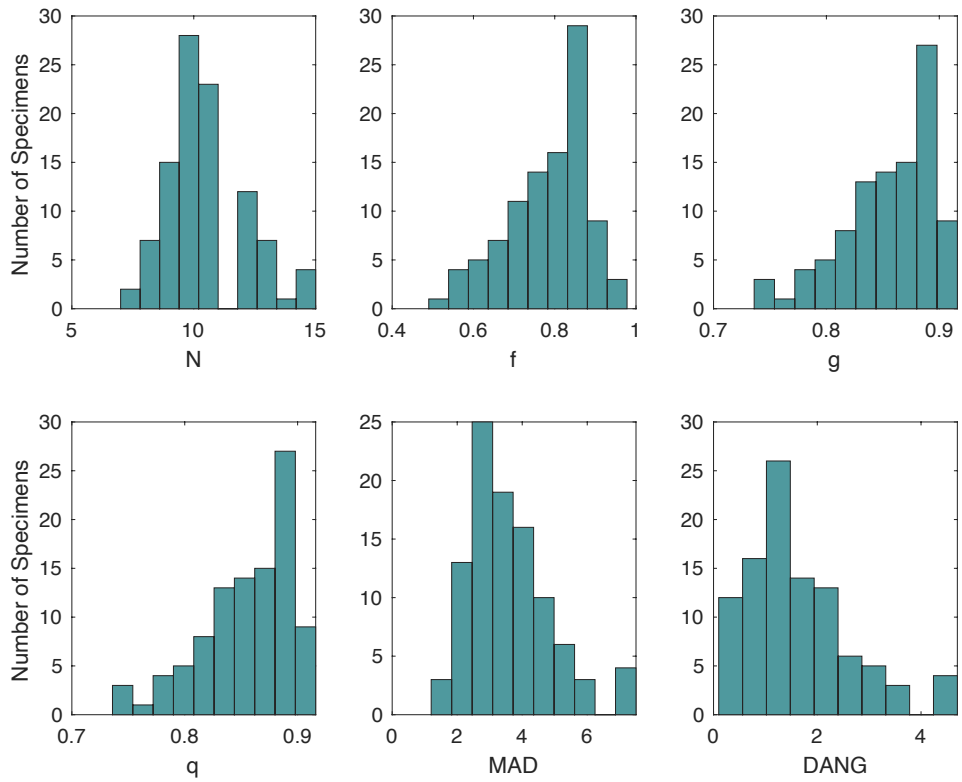

Figura 5.17. *Parámetros de calidad a nivel de espécimen obtenidos tras la corrección de la ATRM. N, número de pasos para el cálculo de la pendiente; f, fracción del TRM utilizada para el cálculo de la pendiente; g, factor de separación; q, factor de calidad; MAD, ángulo máximo de desviación (en °); DANG, ángulo de desviación (en °).*

El efecto de la ATRM sobre la determinación de la arqueointensidad varía notablemente entre unos especímenes y otros, oscilando entre e 0.10 y el 16.4% (ver Figura 5.18), con un valor promedio del 3.2%. Como era de esperar, la ATRM es relativamente baja en comparación con materiales arqueológicos altamente anisótropos, como las cerámicas investigadas en los apartados anteriores. En estos materiales se observan diferencias significativas entre los valores **de intensidad corregidos por la ATRM y los no corregidos, con variaciones de hasta el 34%. Los factores de corrección por la tasa de enfriamiento oscilan entre 0.5 y 17%** (ver Figura 5.18), con valor medio de 5.7%. Estos datos son consistentes con los obtenidos en los apartados previos y coinciden con los valores típicos observados en otras colecciones de hornos arqueológicos (Genevey et al., 2008; Gómez-Paccard et al., 2008; Hervé, Chauvin, et al., 2019).

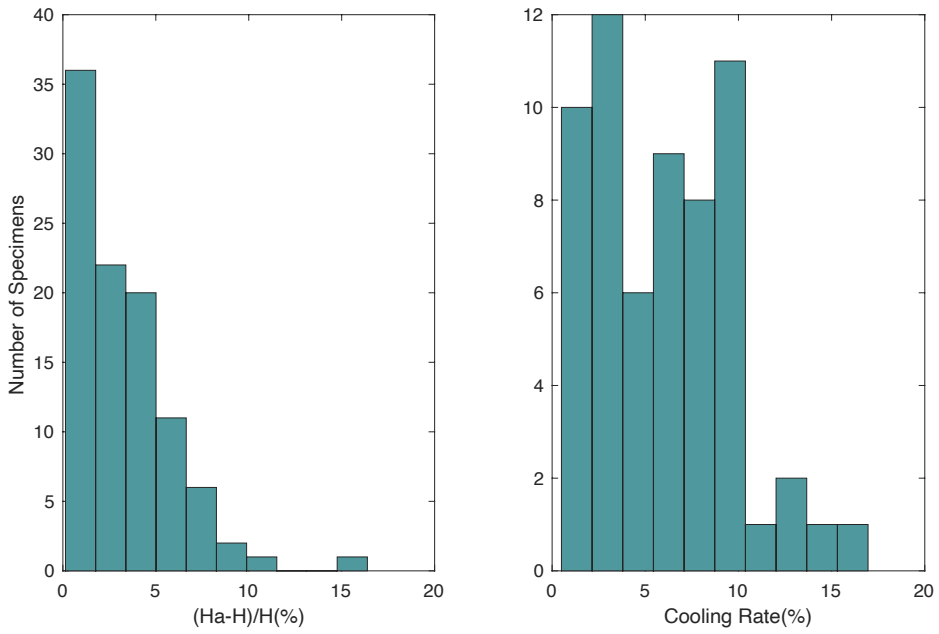

Figura 5.18. *a) Variación entre la estimación de la intensidad antes (H) y después (Ha) de la corrección de la anisotropía TRM. b) Factor de corrección por enfriamiento lento*

Las direcciones características fueron determinadas a partir de las muestras aceptadas, las cuales fueron desmagnetizadas térmicamente en el curso de los

experimentos de arqueointensidad. Se utilizaron para el **cálculo de las direcciones los mismos intervalos de temperatura** que para la determinación de la paleointensidad. Las direcciones características se calcularon a partir de un **ajuste lineal no anclado al origen** (véanse algunos ejemplos en la Figura 5.17). Algunos estudios recientes, como el realizado por Palencia-Ortas et al., (2021), destacan la importancia no solo de evaluar el efecto de la ATRM para una correcta determinación de la paleointensidad, sino también para determinar correctamente la dirección arqueomagnética. En esta Tesis, este efecto se ha sido calculado a nivel de espécimen para asegurar una mayor fiabilidad en la determinación de las direcciones obtenidas. En la Tabla S1.4 del ANEXO I se presentan las declinaciones y las inclinaciones obtenidas a nivel de espécimen, tanto con la **corrección de ATRM** como sin ella. Como puede verse, la variación entre las direcciones corregidas y no corregidas es pequeña, aunque se puede observar una **disminución de la media de los valores de MAD cuando se aplica la corrección** (siendo de 2.0º sin la corrección ATRM y 1.8º cuando se aplica esta corrección, ver Tabla S1.4). Además, se calcularon direcciones adicionales a partir de experimentos de desmagnetización por campos alternos (AF) en especímenes hermanos (ver Figura 5.19). La mayoría de los especímenes estudiados se desmagnetizaron casi completamente a 120 mT. En los especímenes de los hornos F1A2 y F2A2, el campo inicial seleccionado para obtener la dirección característica varía entre 10-25 mT. Sin embargo, los especímenes de los hornos SHF2 y SHF3 presentaron una componente inicial que, en algunos casos, llegó hasta 50 mT. Para determinar la componente característica a partir de los **experimentos de AF, se utilizaron entre 8 y 16 pasos**. La Tabla S1.4 muestra los resultados obtenidos a nivel de espécimen. Como era de esperar, los resultados de la desmagnetización térmica y por AF mostraron una alta similitud entre ellos.

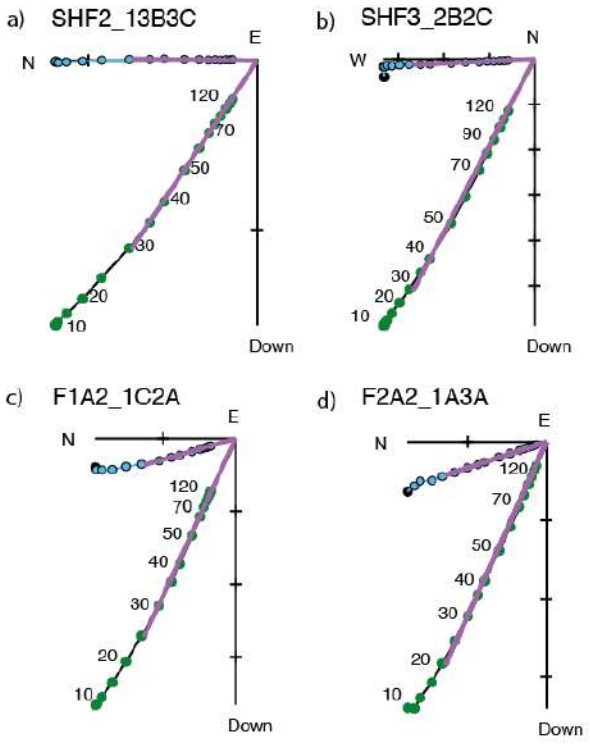

Figura 5.19. *Diagramas de Zijderveld de cuatro especímenes representativos de los hornos investigados durante la desmagnetización por campos alternos decrecientes. Los círculos azules representan proyecciones en el plano horizontal, mientras que los círculos verdes indican proyecciones en el plano vertical. La línea morada señala los pasos seleccionados para el cálculo de la dirección.*

A partir de las direcciones e intensidades obtenidas a nivel de espécimen, se han obtenido **9 nuevos datos arqueomagnéticos del vector completo del paleocampo** (véase la Tabla 5.4). Las paleointensidades medias se han calculado utilizando **al menos 4 especímenes por horno**, mientras que las direcciones medias se determinaron con un mínimo de 10 especímenes por estructura. Los valores de α_{95} **varían entre 1.8º y 3.6º, y el parámetro k entre 130 y 484**. La incertidumbre obtenida para los valores medios de intensidad oscila entre 2.3 μT y 6.4 μT. Tanto la incertidumbre direccional como la de intensidad ponen de manifiesto la alta calidad de los nuevos datos presentados.

Los resultados obtenidos señalan que los valores de declinación experimentaron variaciones de más de 30º en el intervalo de tiempo investigado, desde el siglo II a.C. hasta el siglo XV d.C. En contraste, la **inclinación mostró cambios más moderados, oscilando entre 50.4º y 65.0º**, como puede verse en las, Figuras 5.20 y 5.21. Nuestros nuevos datos de Kampyr Tepe indican que durante el siglo I a.C. se alcanzó una dirección del campo geomagnético de aproximadamente D = -24.5º e I = 50.4º (α_{95} = 2.2º) en el sur de Uzbekistán. Posteriormente, el CMT experimentó una deriva hacia el este, alcanzando declinaciones este de unos 5º e inclinaciones de unos 55º durante los primeros tres siglos d.C. A medida que avanzamos hacia épocas más recientes, los datos obtenidos a partir del estudio de los hornos muestreados en el rabad noroccidental de la antigua **Termez indican nuevamente declinaciones oeste, de unos -10º, asociadas a inclinaciones más elevadas de unos 62º**, durante los siglos VIII y IX d.C. Por último, los datos más recientes, correspondientes a los siglos XIV – XV, obtenidos a partir de los hornos estudiados en la zona de Sharistan en la antigua Termez muestran declinaciones hacia el norte de unos -1º, con inclinaciones de aproximadamente 55º. Es interesante notar la consistencia de los resultados obtenidos en hornos de fechas similares.

En la Figura 5.21 se muestra la variación de cada componente del vector campo paleomagnético. A pesar de la limitada disponibilidad de datos, se aprecia claramente cómo el campo geomagnético local muestra variaciones significativas direccionales durante los 2 últimos milenios. Con relación a la intensidad del campo geomagnético, los nuevos datos proporcionan valores de intensidad que oscilan entre 55 y 65 μT durante todo el periodo de tiempo analizado.

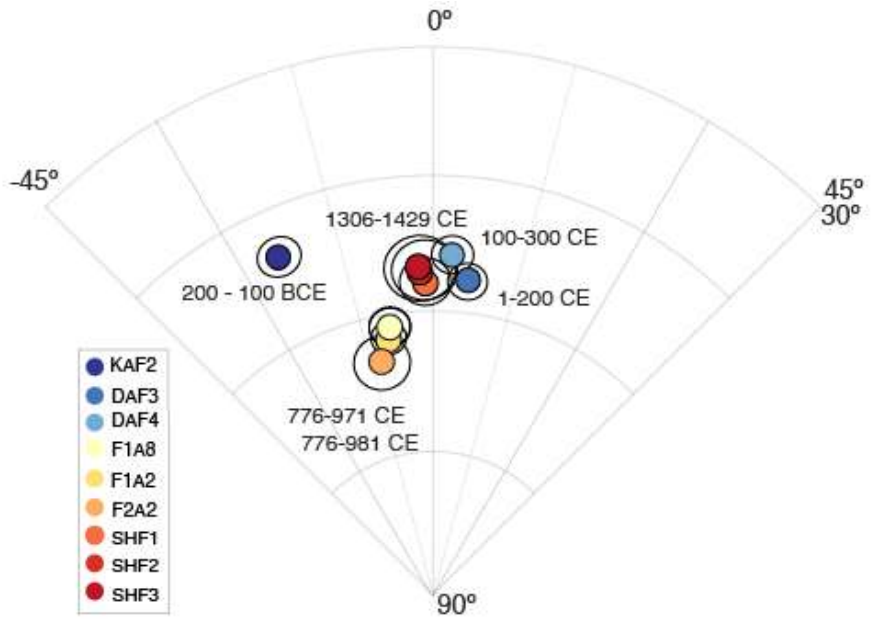

Figura 5.20. *Proyección estereográfica de las direcciones medias obtenidas en cada horno junto con su límite de confianza a_{95} (95% de probabilidad según una distribución de Fisher).*

Si comparamos los nuevos datos obtenidos con los modelos globales, podemos observar que existe un buen ajuste con las curvas sintéticas derivadas de los modelos globales más recientes, como la familia SHAWQ (Campuzano et al., 2019, Osete et al., 2020) y ArchKalmag14k.r (Schanner et al., 2022) (véase la Figura 5.21). A pesar de que en ciertos periodos las **fluctuaciones parecen ser ligeramente más pronunciadas** de lo que predicen los modelos, nuestros nuevos resultados indican que en Asia Central se produjo una variación brusca del campo geomagnético entre el siglo II a.C. y el siglo II de nuestra era. Estas variaciones de intensidad están asociadas a un cambio brusco en la declinación y a una variación menor en la inclinación. Posteriormente, desde el siglo II a.C. hasta los siglos VIII-IX d.C., se observa una importante disminución de la declinación acompañada de un aumento de la inclinación, con valores de intensidad similares en torno a 62 μT. Por último, se evidencia un aumento en la declinación y una disminución en la inclinación del campo geomagnético, con una ligera disminución de la intensidad hasta los siglos XIV - XV d.C.

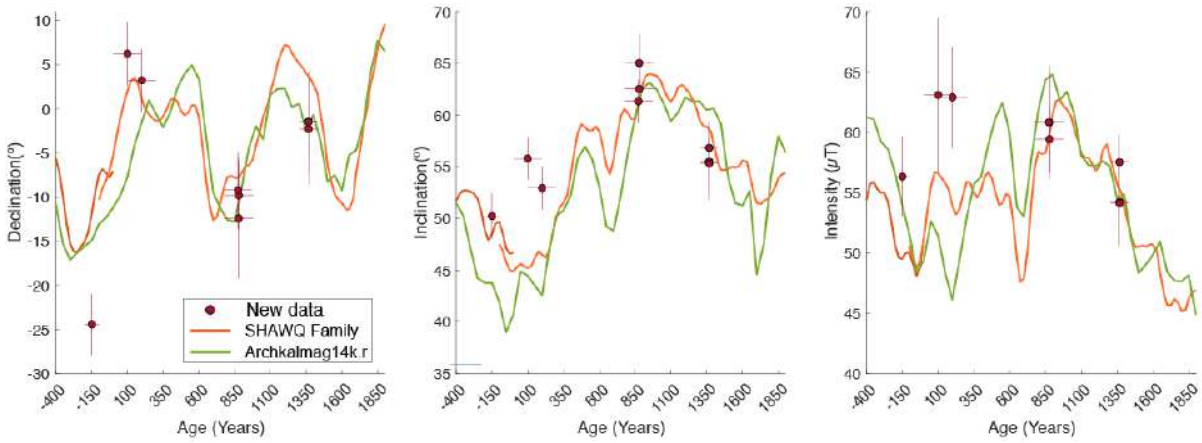

Figura 5.21. *Primeros resultados arqueomagnéticos de vector completo obtenidos para el sur de Uzbekistán (puntos rojos. Los datos se comparan con las predicciones de los modelos globales de campo geomagnético más recientes: ArchKalmag14k.r (Schanner et al., 2022), SHAWQ Iron Age (Osete et al., 2020) y SHAWQ.2k (Campuzano et al., 2019). Todos los datos están relocalizados en Termez (37.3ºN, 67.2ºE). Los modelos también han sido estimados en dicha localización.*

1. Kampyr Tepe												
Horno	**Edad**	**Lat (º)**	**Long (º)**	**N_d**	**n_d**	**Dec (º)**	**Inc (º)**	**α_{95} (º)**	**k**	**N_H**	**n_H**	**H_{ac} (μT)**
KAF2 (horno 1)	200 - 100 BCE	37.41	67.03	11	12	-24.5	50.4	2.2	422	11	12	56.4 ± 3.3
2. Dalverzin Tepe												
DAF3 (Horno 3)	1 - 200 CE	38.10	67.86	12	20	6.3	56.6	2.0	484	12	20	63.7 ± 6.4
DAF4 (Horno 4)	100 - 300 CE	38.10	67.86	11	18	3.3	53.8	2.1	481	11	18	63.5 ± 4.2
3. Antigua Termez												
a) Shahristan – Taller de cerámica 5												
SHF1 (Horno 5-1)	1306 - 1429 CE	37.27	67.19	11	12	-1.4	56.8	2.6	347	10	11	54.2 ± 3.8

SHF2 (Horno 5-2)		37.27	67.19	13	15	-1.5	55.5	3.3	156	5	5	54.1 ± 3.4
SHF3 (Horno 5-3)		37.27	67.19	13	16	-2.3	55.3	3.6	130	5	5	57.5 ± 2.3
b) Rabad - Taller de cerámica 2 y 11												
F1A2 (Horno 2-1)	776 - 981 CE	37.27	67.2	9	12	-9.8	62.5	1.8	785	13	14	60.8 ± 4.2
F1A8 (Horno 11-1)	776 - 971 CE	37.27	67.2	11	11	-9.2	61.3	2.1	475	11	11	60.8 ± 4.7
F2A2 (Horno 2-2)	776 - 981 CE	37.27	67.2	10	10	-12.4	65.0	2.9	272	4	4	59.4 ± 2.7

Tabla 5.4. *Resultados arqueomagnéticos obtenidos para la colección de hornos estudiados. Horno, nombre del horno estudiado; Edad, edad propuesta; Lat, latitud; Long, longitud; Nd (nd), número de muestras (especímenes) utilizadas para obtener la dirección media; Dec, declinación; Inc, inclinación;* a_{95}*, semiángulo de confianza al 95% de probabilidad; k, parámetro de precisión; NH (nH), número de muestras (especímenes) utilizadas para obtener la paleointensidad media; Hac, intensidad media y desviación estándar obtenidas considerando tanto las correcciones por la ATRM como por la velocidad de enfriamiento.*

5.2.5. Paleointensidad en Asia Central durante los últimos 4 milenios (2000 a.C. al 1429 d.C.). Aportaciones de este trabajo

En esta Tesis se han **investigado un total de 551 especímenes**. A partir de los experimentos realizados se han obtenido **96 paleointensidades medias y 9 direcciones arqueomagnéticas**. Para la obtención de las paleointensidades se ha seguido el **método de Thellier-Thellier, aplicando tanto las correcciones de la ATRM como de la velocidad de enfriamiento** (*cooling rate)* en todos los especímenes. Además, se han realizado pTRM checks cada dos pasos de temperatura con el fin de identificar posibles alteraciones mineralógicas durante el proceso experimental. La metodología empleada, junto con la aplicación de límites concretos para varios parámetros de calidad, asegura la obtención de paleointensidades de alta calidad. No obstante, es importante señalar que, de las **96 paleointensidades presentadas, 28 han sido calculadas con menos de 3 especímenes**. Por lo tanto, estos últimos datos deben ser considerados con una mayor precaución a la hora de analizar las variaciones del CMT del pasado.

Este trabajo presenta tanto los primeros datos de paleointensidad de alta calidad para Asia Central de los últimos milenios como las primeras direcciones arqueomagnéticas disponibles pare esta vasta región y periodo. Por ello, la Tesis arroja luz sobre las variaciones reales del CMT en el pasado reciente. A pesar de la limitada disponibilidad de datos, los resultados obtenidos proporcionan nuevas claves para entender de la evolución de la intensidad del campo geomagnético en esta región durante los últimos 4 milenios. En la Figura 5.22 se representan los datos de paleointensidad obtenidos en este trabajo, tanto a partir del estudio de fragmentos cerámicos (círculos azules) como de hornos (círculos rojos), comparados con los modelos geomagnéticos globales citados anteriormente. Los datos muestran un aumento de la **intensidad entre el 2000 a.C. y el 1400 a.C., un patrón que también se puede apreciar en el modelo ArchKalmag14k.r**, aunque con una tasa de variación menor. Entre el 1400 a.C. y el 900 a.C. se observa un gap en los datos que impide determinar la ocurrencia de la LIAA en esta región. Sin embargo, entre el **900 a.C. y el 400 a.C., se observan intensidades altas que podrían coincidir con los valores de la LIAA** propuestos para otras regiones. Los nuevos datos muestran una caída rápida de la intensidad, alcanzando un mínimo a principios del siglo I a.C. A partir de ese momento, la

intensidad se recupera, dando lugar a un patrón en forma de V que se analizará con más detalle en el siguiente capítulo. Los cuatro datos de intensidad proporcionados para el último milenio muestran un descenso de la intensidad, en consonancia con los modelos geomagnéticos.

En cuanto las variaciones direccionales, a pesar de que la información aportada es escasa, su relevancia es significativa, ya que hasta la fecha no se disponía de datos arqueomagnéticos derivados de estructuras arqueológicas calentadas *in situ*. En conclusión, esta Tesis permite entender mejor el comportamiento y las variaciones del CMT pasado en Asia Central, como se expone en detalle el Capítulo 6 de Discusión.

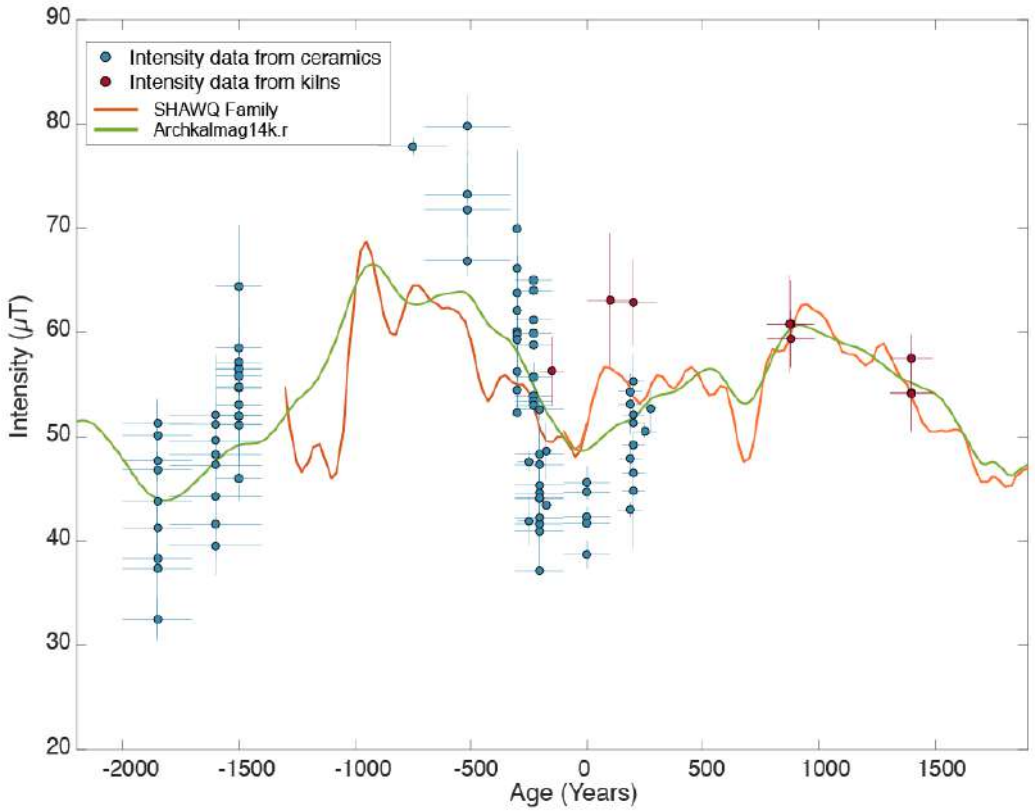

Figura 5.22. *Paleointensidad en función del tiempo en Termez para los últimos cuatro milenios. Nuevos datos de paleointensidad obtenidos durante la realización de esta Tesis. Las arqueointensidades han sido relocalizadas en las coordenadas de Termez (37.3°N, 67.2°E), donde también se han representado ambas paleoreconstrucciones (ver leyenda).*

Capítulo 6.

Discusión I:

Variaciones del Campo Magnético en Asia Central

6.1. Introducción

En este **Capítulo se presenta un análisis detallado de las variaciones del CMT en Asia Central a lo largo de los últimos 4000 años.** Para ello se analizan en detalle los nuevos datos de alta calidad de declinación, inclinación e intensidad obtenidos durante esta Tesis, y que han sido previamente presentados en el Capítulo 5. Se ha realizado una revisión crítica de los datos arqueomagnéticos previos, que, junto con las predicciones de los modelos geomagnéticos globales, han sido comparados con los nuevos datos aportados.

Para realizar un análisis crítico de los datos arqueomagnéticos disponibles en la región de estudio se ha utilizado la base de datos GEOMAGIA50.v3 (Brown et al., 2015; 2021). **Se han seleccionado todos los datos disponibles comprendidos en la ventana temporal desde el 2200 a.C. hasta el 1900 d.C., y que se encentraban dentro de un radio de 1000 km alrededor de la ciudad de Termez (37.3ºN, 67.2ºE)**. Estas coordenadas han sido utilizadas como punto de referencia para la relocalización de todos los datos, facilitando así su comparación y análisis. Además, en el caso de la intensidad, se ha utilizado también la base de datos de Genevey et al. (2008), ya que proporciona detalles sobre el número de especímenes y la metodología utilizada para la determinación de la paleointensidad. A pesar de la existencia de las bases de datos globales anteriormente mencionadas, en bastantes casos no ha sido posible obtener la información metodológica deseada debido a la dificultad de acceder a la bibliografía correspondiente a cada uno de los datos compilados. En la última actualización de **GEOMAGIA50.v3 se pueden encontrar un total de 444 entradas** para la región de estudio centrada en Termez, incluyendo únicamente datos de inclinación e intensidad, los cuales serán detallados en las siguientes secciones.

Para realizar la **comparación de los datos con los modelos globales** que definen los elementos geomagnéticos en el pasado (también llamadas aquí como

reconstrucciones arqueomagnéticas o paleoreconstrucciones), se ha decidido utilizar los modelos más recientes basados en registros termorremanentes (es decir, datos procedentes de estudios arqueomagnéticos y de lavas volcánicas): los modelos de la **familia SHAWQ** (Campuzano et al., 2019; Osete et al., 2020) y **ArchKalmag14k.r** (Schanner et al., 2022).

Los resultados y la discusión que se presenta en este Capítulo aparecen parcialmente recogidos en las siguientes publicaciones:

Rapid Intensity Decrease During the Second Half of the First Millennium BCE in Central Asia and Global Implications. 2021. *Bonilla-Alba, R., Gómez-Paccard, M., Pavón-Carrasco, F. J., Río, J. del, Beamud, E., Martínez-Ferreras, V., Gurt-Esparraguera, J. M., Ariño-Gil, E., Palencia-Ortas, A., Martín-Hernández, F., Chauvin, A., & Osete, M. L.* ***Journal of Geophysical Research: Solid Earth****, 126(10),*

First full-vector archeomagnetic data from Central Asia for the last 2k years: evidence for a large non-dipole field contribution around the first century BCE. *Bonilla-Alba, R., Gómez-Paccard, M., F. J. Pavón-Carrasco, S.A. Campuzano, Beamud, E., Martínez-Ferreras, V., Gurt-Esparraguera, J. M., Ariño-Gil, E., Martín-Hernández, F., & Osete, M. L.* ***Submited to: Journal of Geophysical Research: Solid Earth****.*

Mientras que otros apartados que se presentan, como la PSVC para los últimos 4000 años, aún no están publicados y se está trabajando actualmente en la preparación de las publicaciones correspondientes.

6.2. Análisis de la dirección del campo magnético durante los últimos 2.500 años

Los nuevos **9 datos de declinación e inclinación** obtenidos a partir del estudio de la colección de hornos muestreados en el sur de Uzbekistán, presentados en el Capítulo 5, han brindado la oportunidad de investigar, por primera, vez las variaciones direccionales del CMT en Asia Central. En esta sección se comparan

estos resultados con la base de datos disponible desde el 400 a.C. hasta el 1900 d.C. Es importante señalar que esta base de datos contiene únicamente información sobre la inclinación, lo que hace que este estudio sea especialmente significativo al **presentar por primera vez datos de declinación en esta región** para unos periodos específicos (Figura 6.1.a). Los nuevos datos de declinación presentados para Dalverzin Tepe (siglos I y II d.C.) y la antigua Termez (siglos VIII-XV d.C.) concuerdan bien con las reconstrucciones globales del CMT. Sin embargo, el dato obtenido para Kampyr Tepe (siglo II a.C.) muestra una declinación más oeste que la dada por las reconstrucciones arqueomagnéticas, con diferencias de aproximadamente 10º (Figura 6.1.a). Dado que sólo se dispone de un único valor de declinación para esta época, sólo podemos sugerir que quizás las paleoreconstrucciones estén demasiado suavizadas, pero no es posible confirmar esta hipótesis. Es necesario adquirir más datos direccionales para esta época específica con el fin de confirmar y validar esta afirmación. La obtención de un conjunto de datos más numeroso y robusto permitirá una comparación más precisa y fiable con los modelos geomagnéticos actuales.

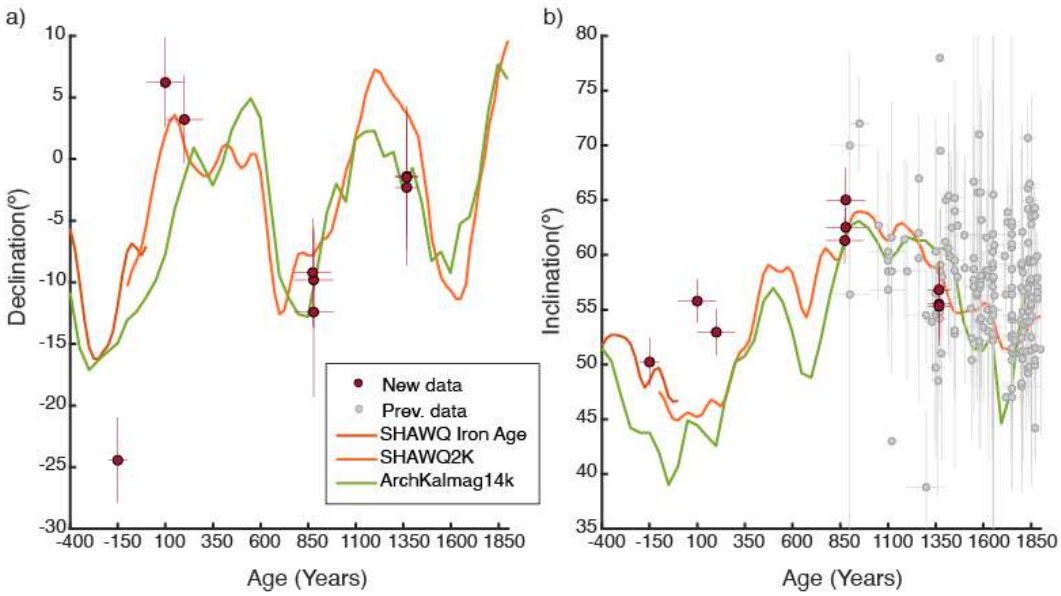

Figura 6.1. *Primeros resultados arqueomagnéticos de declinación (a) e inclinación (b) obtenidos para el sur de Uzbekistán (puntos rojos), junto con datos arqueomagnéticos previos que no cumplen los estándares modernos de calidad (en gris). Los datos también se comparan*

con las predicciones de los modelos globales de campo geomagnético más recientes: ArchKalmag14k.r (Schanner et al., 2022), SHAWQ Iron Age (Osete et al., 2020) y SHAWQ.2k (Campuzano et al., 2019). Todos los datos arqueomagnéticos están relocalizados en Termez (37.3ºN, 67.2ºE), donde también se han calculado las paleorreconstrucciones.

En el caso de la **inclinación, en la bibliografía disponible se pueden encontrar numerosos datos** (186 entradas de GEOMAGIA.v3) correspondientes al intervalo temporal 900-1900 d.C. Sin embargo, no hay datos disponibles para periodos anteriores (Figura 6.1.b). Los datos de inclinación de estudios previos (representados por puntos grises en la Figura 6.1.b) se calcularon a partir del estudio de ladrillos o arcillas cocidas para los cuales no se obtuvieron las declinaciones registradas (Burlatskaya, Nachasova y Burakov, 1977; Burlatskaya, Nechaeva y Petrova, 1969; Burakov y Nachasova, 1978; Burlatskaya et al., 1986). Es importante destacar la alta dispersión asociada a estos datos de inclinación, con diferencias de más de 30-40º en algunos casos para datos asignados al mismo intervalo temporal. La falta de información sobre la declinación sugiere que los materiales no fueron muestreados *in situ,* lo que implica que se debieron realizar suposiciones sobre la posición del material durante el calentamiento para inferir los valores de inclinación. Cabe destacar que los detalles sobre el procedimiento de muestreo y el protocolo de laboratorio seguidos en estos estudios no aparece descrito en las publicaciones originales. Esto, junto con la gran dispersión observada en los datos y las notables diferencias con las predicciones de los modelos globales, indica que estos valores de inclinación deben interpretarse con precaución. Por el contrario, los nuevos valores de inclinación de Uzbekistán (Figura 6.1.b) se ajustan de forma coherente con los modelos globales del campo geomagnético, con la excepción de los datos de Dalverzin Tepe (siglos I-II d.C.) para los que se observan algunas discrepancias. Durante este periodo, en el sur de Uzbekistán, se alcanzaron inclinaciones de unos 52-55º, las cuales no quedan reproducidas en la familia de modelos SHAWQ ni en el modelo ArchKalmag14k.r (Figura 6.1.b), sin embargo, las declinaciones obtenidas para los mismos hornos sí son coherentes con las predicciones de los modelos. Estas pequeñas

discrepancias subrayan la necesidad de realizar nuevas investigaciones arqueomagnéticas para entender las variaciones del CMT en esta región. Especialmente las variaciones ocurridas en el intervalo temporal comprendido entre el siglo I a.C. y el II d.C.

6.3. Análisis de la intensidad del campo magnético durante los últimos 4.000 años

En el Capítulo 5 se han presentado los **96 nuevos datos de paleointensidad obtenidos durante la realización de esta Tesis**. Estos datos, junto con un análisis crítico de la información arqueomagnética previa, permite analizar en detalle las fluctuaciones de la intensidad del CMT en Asia Central a lo largo de los últimos 4000 años.

Como ya se ha señalado anteriormente, la paleointensidad es el elemento geomagnético mejor determinado en el área estudiada. **Existen un total de 258 datos disponibles** y, además, distribuidos de forma más o menos uniforme a lo largo de los últimos 4000 años. Estos datos proceden de un número significativo de trabajos arqueomagnéticos previos que se realizaron a partir del estudio de ladrillos, cerámicas y otros materiales cocidos (Burakov & Nachasova, 1978; Burlatskaya et al., 1969, 1977, 1995; I. Nachasova & Burakov, 1994, 1996, 1997; I. E. Nachasova & Burakov, 2000; Tang et al., 1991; Troyano et al., 2021)

Cabe señalar que el estudio de Troyano et al. (2021) empleó el método ***Triaxe,* que no precisa de corrección de la ATRM**, para determinar la paleointensidad, mientras que el resto de los estudios utilizaron el método **de Thellier y Thellier (1959) o su derivado conocido como *zerofield-infield* (ZI)**. Los métodos, tipo Thellier-Thellier, basados en el calentamiento progresivo de las muestras en campos controlados, son ampliamente reconocidos en paleomagnetismo como los

más robustos para la determinación de la paleointensidad (ver Capítulo de Metodología para más detalles). Sin embargo, como se ha detallado anteriormente en esta Tesis, existen dos efectos cruciales que deben de ser considerados para obtener valores realistas de la paleointensidad: **la anisotropía de la TRM y la velocidad de enfriamiento.** La importancia del efecto de la anisotropía, especialmente en el caso de las cerámicas, ha sido ampliamente reconocida en estudios anteriores (e.g. Rogers et al., 1979). Actualmente, para considerar los datos de alta calidad, esta corrección debe realizarse a nivel de espécimen. Si no se tiene en cuenta, los valores reales de la intensidad del CMT del pasado pueden estimarse erróneamente, con errores potencialmente alcanzando hasta el 90% del valor real (e.g., Genevey et al., 2008; Osete et al., 2016; Gómez-Paccard et al., 2012, 2019). Durante este trabajo, se han observado diferencias de hasta el 30% entre los valores de intensidad sin corregir y los corregidos (ver información complementaria en el ANEXO I, y el Capítulo 5).

En lo que respecta al efecto de la velocidad de enfriamiento, Hervé et al. (2019) estudiaron su influencia en un conjunto de 35 ladrillos cocidos y concluyeron que, en promedio, los resultados no corregidos sobrestimaban el valor esperado de la intensidad en un 5-6%. Estos valores son del mismo orden de magnitud que la corrección media propuesta por Genevey et al. (2008) a partir de un análisis de la base de datos global. En nuestra colección de datos, se han obtenido factores de tasa de enfriamiento de hasta el 12%, con un valor promedio del 5%, lo que concuerda con los resultados obtenidos por Hervé et al. (2019a) y Genevey et al. (2008). Estas correcciones son esenciales para garantizar la precisión y fiabilidad de los valores de paleointensidad obtenidos.

Al realizar un análisis exhaustivo de la **bibliografía previa**, se ha comprobado que, a pesar de que los estudios de paleointensidad involucraron un gran número de especímenes, **rara vez consideraron el efecto de la anisotropía de la TRM a nivel espécimen.** Sólo en algunos estudios, se consideró este efecto determinando el tensor de la ATMR en algunos especímenes seleccionados, pero esta metodología no se aplicó para el conjunto total de las colecciones. Además, es

importante destacar que los trabajos previos tampoco tuvieron en cuenta el efecto de la **tasa de enfriamiento** (*cooling rate*) sobre las estimaciones de la paleointensidad. Por lo tanto, estos datos de intensidad también deben interpretarse con cautela. Para abordar este problema, y de acuerdo con los estudios citados anteriormente, **se ha aplicado una reducción del 5%** en las estimaciones de paleointensidad de los estudios previos para tener en cuenta el efecto de la velocidad de enfriamiento.

En este trabajo, se ha decido clasificar los datos según su calidad. Por un lado, se ha considerado como datos de alta calidad aquellos que han sido obtenidos mediante el método *Triaxe* y aquellos que emplearon una metodología del tipo Thellier-Thellier y que aplicaron las correcciones de anisotropía de la TRM. Además de realizar checks de la TRM parcial y corrección por *cooling rate* y. Teniendo en cuenta estos criterios, para la región y el periodo estudiados, sólo las arqueointensidades presentadas por **Troyano et al. (2021) cumplen con el estándar de calidad establecido**, así como los datos que se aportan en esta tesis.

El conjunto de datos existentes para esta región y periodo se presentan en la Figura 6.2 junto con las predicciones obtenidas a partir de las paleoreconstrucciones de la **familia SHAWQ y ArchKalmag4k.r**. En general, se puede observar que los **nuevos datos obtenidos en esta Tesis concuerda**n bien con los datos de estudios previos y con las predicciones de los modelos globales, con algunas excepciones en ciertos períodos temporales. Por ejemplo, la colección de cerámicas datadas en torno al 1500 a.C., muestra intensidades más altas para esa época en comparación con los datos de edades similares. Las mayores discrepancias entre las paleoreconstrucciones y los datos paleomagnéticos se observan desde el 500 a.C. hasta el 350 d.C. Al comienzo de este intervalo temporal se registran intensidades más altas de las esperadas seguidas de una rápida caída de la intensidad hasta el cambio de Era. Posteriormente, se observa una recuperación del paleocampo hasta el 250 d.C. **Globalmente los datos de paleointensidad muestran un comportamiento en forma de V desde el 400 a.C. hasta el 400 d.C**., mucho más acusado que el sugerido por los modelos. Por el contrario, desde el 850 d.C.

hasta 1500 d.C., se observa una buena concordancia entre los datos arqueomagnéticos y las reconstrucciones paleomagnéticas. Estas observaciones resaltan la importante variabilidad del CMT en esta región durante el periodo analizado.

Para mejorar la descripción de la evolución histórica del CMT en Asia Central en esta Tesis se ha desarrollado la primera PSVC de intensidad para esta región. Esta PSVC abarca una ventana temporal desde el 2200 a.C. hasta el 1900 d.C., como puede verse en la Figura 6.2. Para crear la **PSVC, se ha seguido la metodología detallada en el Capítulo 3**.

Como se ha descrito anteriormente en este Capítulo, la fiabilidad de los datos disponibles varía debido a las diferencias metodológicas utilizadas en los estudios de paleointensidad. Para la construcción de la PSVC, se ha optado por clasificar los datos en tres categorías diferentes, **asignando ponderaciones diferentes a los datos en función de varios criterios específicos.** Los datos obtenidos a partir de 3 o más especímenes, que incluyen las correcciones de la ATRM y de velocidad de enfriamiento (*cooling rate)* así como los llamados pTRM checks, se consideraron el grupo más fiable y se les asignó una ponderación de 10. Por otro lado, los datos que han sido corregidos por la ATRM y la tasa de enfriamiento, y que incluyen comprobaciones pTRM, pero que fueron obtenidos con menos de 3 especímenes, se asignaron a un peso intermedio de 5. Finalmente, los datos restantes, considerados como el grupo menos fiable, se les asignó un peso de 1.

El método utilizado en la creación de la PSVC implica generar un conjunto de **5.000 PSVCs mediante la técnica de bootstrap**. Este proceso utiliza los datos de paleointensidad junto con sus errores asociados de edad e intensidad. Para garantizar la robustez de la PSVC, **se han identificado** y eliminado los posibles valores atípicos (***outliers***) mediante la detección de datos cuyos residuos (la diferencia entre los datos reales y la curva) sean 3 veces superiores a la raíz del error cuadrático medio (RMSE por sus siglas en inglés, root mean square error) del ajuste de la curva. Sólo el dato asociado a una edad aproximada de 485 a.C.

de Burlatskaya et al. (1995) ha sido identificado como *outlier*. La media y la desviación estándar (1σ o 2σ) derivadas del conjunto de 5.000 PSVCs proporcionan la **PSVC final para el sur de Uzbekistán**. Para acceder a detalles específicos sobre la edad, intensidad, y errores asociados, se puede consultar el ANEXO II.

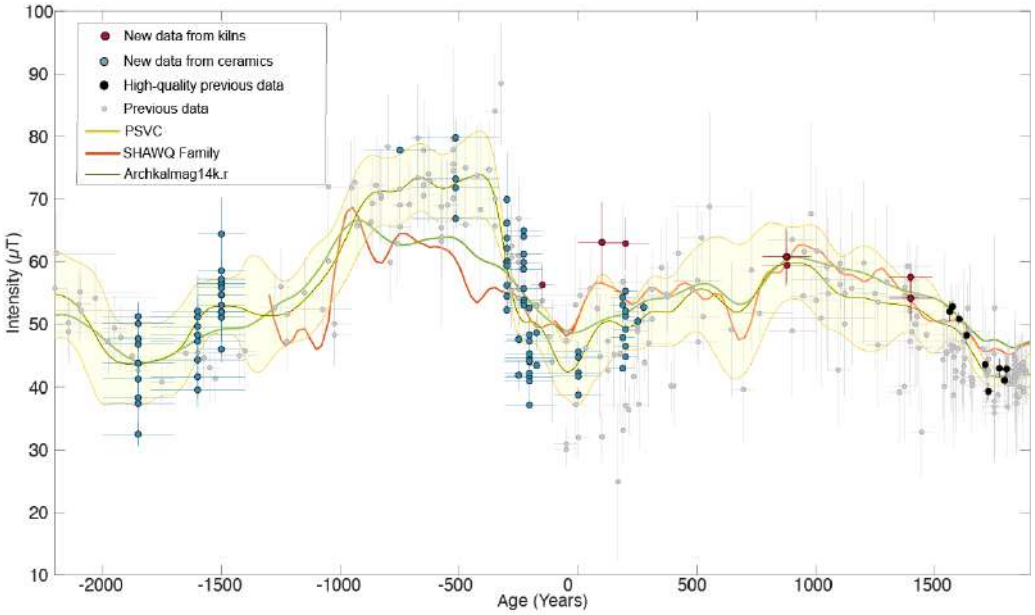

Figura 6.2. *Nuevos datos de arqueointensidad obtenidos durante la realización de esta Tesis (puntos rojos, colección de hornos; puntos azules, colecciones de cerámicas) junto con los datos previos (puntos negros, datos de alta calidad; puntos grises, resto de datos) y la nueva PSVC propuesta para Asia Central entre el 2200 a.C. y el 1900 d.C. (intervalo de confianza al 95% o 2σ). También se presentan las predicciones de la familia de modelos SHAWQ (Campuzano et al., 2019, Osete et al., 2020) en naranja y el modelo ArchKalmag14k.r (Schanner et al., 2022) en verde. Las coordenadas de Termez (37.3°N, 67.2°E) han sido usadas tanto para relocalizar todos los datos de paleointensidad como para estimar las predicciones de las paleorreconstrucciones.*

La curva presentada muestra un mínimo de intensidad entorno al 1900 a.C. con un valor de 43.6 μT. Desde este punto, se observa un aumento progresivo de la intensidad hasta aproximadamente el 900 a.C., con una tasa de variación de alrededor de +6 μT por siglo. Los modelos presentados para esta época muestran

un comportamiento similar y son compatibles con el margen de error de la nueva curva.

A continuación, nos centraremos en el estudio de la **intensidad entre el 900 a.C. y el 400 a.C.** Cabe destacar que en esta ventana temporal s**e ha observado la LIAA en la región de Levante** (Shaar et al., 2016). Este evento está caracterizado por variaciones rápidas y anomalías positivas de la intensidad. La LIAA se presenta como un aumento abrupto de la intensidad, con valores máximos alrededor del 1000 a.C. asociados a tasas de variación en el rango 35 – 55 μT por siglo (Shaar et al., 2022). Después de este pico de intensidad se observa un segundo máximo entorno al 500 a.C. (Osete et al, 2020; Rivero-Montero et al., 2021). La PSVC obtenida en este trabajo muestra **valores elevados de la intensidad**, de alrededor de 70 μT, que se mantienen entre el 900 a.C. y el 400 a.C. La tasa de variación calculada, entre el 1200 a.C. y el 900 a.C., para Asia Central es casi diez veces inferior (6 μT por siglo) a la obtenida para el Levante. **En la región de estudio no se observa una caída abrupta de la intensidad como se observa en el Levante**. No obstante, es importante mencionar que, para este periodo, la PSVC está construida casi en su totalidad con datos de baja calidad. Para poder constreñir evolución espacio-temporal de la LIAA con mayor precisión, es indudablemente **necesario obtener datos de intensidad de alta calidad** correspondientes al periodo comprendido entre el 900 a.C. y el 400 a.C.

Se observan **intensidades altas alrededor del 500 a.C., seguidas de una rápida disminución de la intensidad**, un patrón que también se ha observado en regiones más alejadas de Europa (Osete et al., 2020; Rivero-Montero, Gómez-Paccard, Kondopoulou, et al., 2021; Shaar et al., 2011). Para obtener una comprensión más completa de este comportamiento de la intensidad magnética en otras regiones del mundo con latitudes similares a Termez, en la sección 6.5 se llevará a cabo un análisis más detallado.

A partir del año **400 a.C., se observa una caída brusca de la intensidad, seguida de una rápida recuperación de la misma en torno al 250 d.C**. Como se ha

señalado anteriormente, este periodo se caracteriza por una discrepancia significativa entre los datos de arqueointensidad y las predicciones de los modelos globales. **Desde el 400 a.C. hasta el 1 d.C., los datos revelan una caída rápida de la intensidad, caracterizada por una tasa de variación secular de aproximadamente -6 μT por siglo**. Tras este descenso inicial, se produce un **notable aumento de la intensidad** de campo geomagnético. Nótese que los nuevos datos obtenidos de Dalverzin Tepe, que datan de los siglos I a II d.C., contribuyen significativamente a una mejor comprensión de este rápido incremento de intensidad. Este aumento se caracteriza por una tasa media de incremento de aproximadamente **+4 μT por siglo entre el 1 d.C. y el 400 d.C**. **La PSVC propuesta también muestra una variación de la intensidad de -8 μT/siglo entre el 400 a.C. y el 1 d.C.** Sin embargo, la recuperación en forma de V se ve menos definida debido a la dispersión de los datos previos para los primeros 400 años del primer milenio. **La tasa de recuperación de la intensidad mostrada por la curva desde el 1 d.C. hasta el 120 d.C. es de alrededor de 7 μT/siglo.** Al comparar este evento con los modelos globales, se observa que estas predicciones no reproducen el descenso brusco de la intensidad desde el 400 a.C. En su lugar, los modelos muestran una disminución de los valores de la intensidad de forma progresiva desde aproximadamente el 500 a.C. alcanzando el mínimo de forma simultánea a la PSVC, pero con valores de intensidad más altos

La tendencia que muestra la PSVC a partir del 400 d.C. parece ser más estable que en los años posteriores, y, además, está en concordancia con los modelos geomagnéticos globales analizados. Se puede observar un mínimo relativo alrededor del 680 d.C. en la PSVC, definido gracias a la base de datos de Europa, donde se ha identificado **un doble pico de intensidad con un mínimo alrededor del 700 - 750 d.C.** (para más detalles ver: Gómez-Paccard et al., 2012, 2016; Rivero-montero et al., 2021; Molina-Cardín et al., 2018). Para este periodo temporal, la curva está definida solo con datos del grupo de calidad más bajo, lo que resulta en una gran dispersión y errores de intensidad elevados. Para estudiar este fenómeno en profundidad en esta región, sería conveniente obtener datos de alta calidad que puedan caracterizar de forma correcta la variación de la

intensidad. **Desde el 850 d.C. hasta 1900 d.C., existe una buena concordancia entre los datos arqueomagnéticos, las reconstrucciones paleomagnéticas y la nueva curva.** No obstante, cabe destacar que, para los cuatro siglos más recientes, las reconstrucciones del campo geomagnético tienden a predecir intensidades superiores a las observadas en los datos de intensidad de alta calidad disponibles para esta región y a la PSVC presentada. Para una discusión más detallada, véase Troyano et al., (2021). Esto subraya el hecho de que los datos de calidad son fundamentales para comprender en detalle las variaciones del CMT.

De lo expuesto anteriormente, destaca el comportamiento anómalo del CMT durante el periodo comprendido entre el 400 a.C. y el 400 d.C. en esta región con respecto a lo esperado a partir de las paleorrecontrucciones globales. El siguiente apartado se centrará en el estudio detallado de este periodo para determinar la posible naturaleza no dipolar del evento en forma de V observado.

6.4. Análisis de mínimo de intensidad entorno al cambio de Era y su posible origen no dipolar

Una de las características más destacadas de la paleointensidad en Uzbekistán es la variación que experimenta durante el cambio de Era, entre el 400 a.C. y el 400 d.C., cuando esta decae de forma brusca y posteriormente se recupera, describiendo un patrón temporal en forma de V. Como se ha señalado en la sección anterior, los modelos arqueomagnéticos más recientes utilizados (familia SHAWQ y ArchKalmag14k.r), no logran reproducir adecuadamente esta variación en forma de V (ver Figura 6.2). Sin embargo, estas diferencias eran previsibles, ya que en el momento en que se desarrollaron estas paleorreconstrucciones, no se disponía aún de datos de intensidad de alta calidad en esta región.

Para analizar en detalle este comportamiento de la intensidad en el cambio de Era y teniendo en cuenta la nueva base de datos que incluye ahora los datos de calidad proporcionados en esta Tesis doctoral, se ha desarrollado una nueva paleoreconstrucción global en la ventana temporal mencionada. Para ello se ha utilizado la misma base de datos que se utilizó para crear la familia de modelos SHAWQ (para más detalles, véase Campuzano et al., 2019; Osete et al., 2020) pero incorporando además los datos de intensidad obtenidos durante esta Tesis Doctoral. **Este nueva paleoreconstrucción, denominada SHAWQ-U** (donde "U" indica Uzbekistán), se ha diseñado específicamente para abarcar el periodo temporal **comprendido entre 400 a.C. y 400 d.C.** con el objetivo de poder estudiar de forma exhaustiva las variaciones rápidas de intensidad y analizar si estas variaciones tienen un **carácter dipolar o no dipolar**. La metodología aplicada para desarrollar el modelo SHAWQ-U ha sido la misma que la utilizada por Campuzano et al. (2019) para el desarrollo de los modelos de la familia SHAWQ. En esta metodología se asignan diferentes ponderaciones a los datos utilizados en función del protocolo de medida de los elementos geomagnéticos en el laboratorio. Los datos de menor calidad o menos robustos se ponderaron con un peso unitario, mientras que, a los datos considerados de alta calidad, según la metodología seguida, se les asignó un peso diez veces superior. Como resultado, el modelo obtenido está fuertemente constreñido por los datos de alta calidad, a pesar de que se ha utilizado la base de datos completa en su construcción. Aunque el objetivo principal de este nuevo modelo no es reemplazar la familia SHAWQ en el periodo temporal mencionado, este nuevo modelo sí puede ser utilizado como una herramienta para arrojar luz sobre la causa subyacente del patrón en forma de V de la intensidad del campo geomagnético, tal y como está definido por los datos de intensidad de alta calidad en la ventana temporal de estudio.

La Figura 6.3 muestra las **predicciones del modelo SHAWQ-U para las coordenadas de Termez**, junto con los resultados de los modelos de la familia SHAWQ. En el caso de los elementos direccionales, se observa que el nuevo modelo tiende a ajustarse mejor a los pocos datos de declinación e inclinación disponibles, lo cual era previsible. Cabe destacar la diferencia sustancial que existe

entre los modelos previos de la familia SHAWQ y el nuevo modelo, especialmente en el caso de la inclinación, incluso cuando **solo se han incorporados tres nuevas direcciones** (Figura 6.3.b). Esto subraya la importancia de contar con una buena cobertura de datos arqueomagnéticos tanto en términos espaciales como temporales a la hora de desarrollar modelos arqueomagnéticos, ya que incluso un pequeño conjunto de datos puede definir el comportamiento del campo geomagnético en una región concreta, como es el caso en Asia Central.

Como era de esperar, el **modelo SHAWQ-U se ajusta mejor a la tendencia en forma de V que muestra la intensidad**, gracias a la inclusión del nuevo conjunto de datos (Figura 6.3.c). Los nuevos datos ayudan a identificar dos máximos de intensidad alrededor de 300 a.C. y 125 d.C., con un mínimo de intensidad alrededor de 25 a.C. El nuevo modelo y la PSVC de intensidad presentada en la sección anterior (Figura 6.2) coinciden desde 300 a.C. hasta el cambio de Era. En general, consideramos que el nuevo modelo global se ajusta correctamente a las observaciones en Uzbekistán, sin embargo, cabe destacar que los dos máximos mencionados parecen estar suavizados en la paleoreconstrucción. Para solventar estas discrepancias, sería recomendable continuar aunando esfuerzos para obtener nuevos datos direccionales de alta calidad que permitan proporcionar una descripción más precisa del CMT en Asia Central.

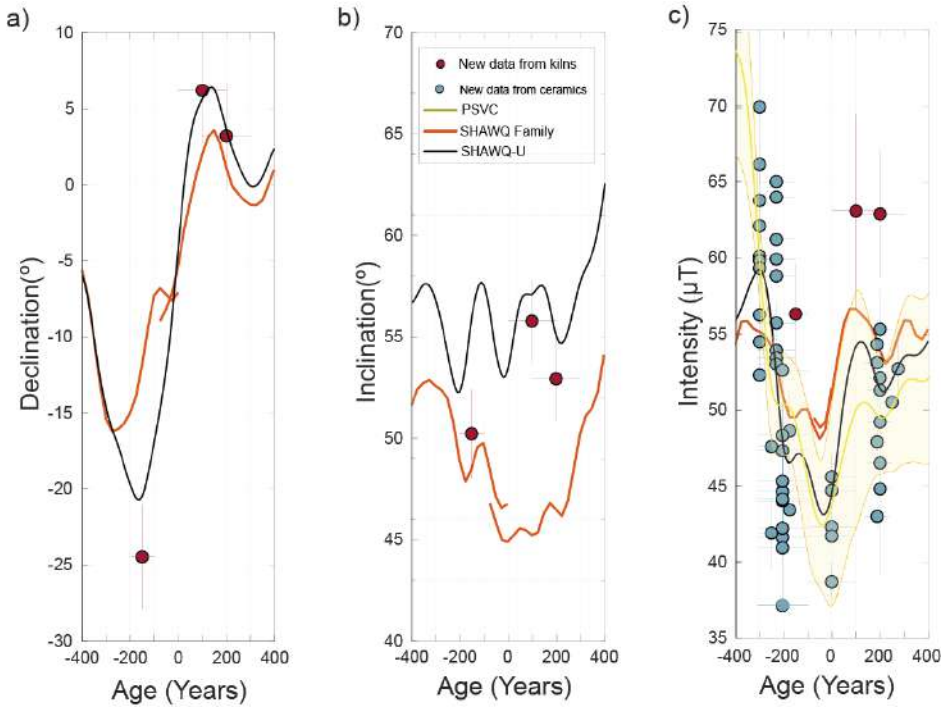

Figura 6.3. *a,b,c) Comparación entre los nuevos datos de vector completo obtenidos para la ventana temporal 400 a.C. - 400 d.C., arqueointensidades previas de alta calidad, PSVC de intensidad para Uzbekistán (sección 6.3), y las predicciones obtenidas a partir de la familia SHAWQ (Campuzano et al., 2019; Osete et al., 2020), incluyendo el modelo SHAWQ-U presentado en esta Tesis. Todos los datos están relocalizados en las coordenadas de Termez (37.3ºN, 67.2ºE). Estas mismas coordenadas se han usado para estimar las paleroreconstrucciones.*

Para investigar las características dipolares y no dipolares del campo geomagnético en la región de estudio durante la ventana temporal comprendida 400 a.C. y 400 d.C., se ha realizado un estudio comparativo utilizando los términos dipolares del modelo SHAWQ-U. En concreto, se han analizado la **posición del polo norte geomagnético (GP) y la variación del momento dipolar (DM),** que permiten definir a escala global la dirección e intensidad dipolar del modelo obtenido, respectivamente. Por otro lado, se han **calculado los polos geomagnéticos virtuales (VGP) correspondientes a cada dato direccional, así como el momento axial dipolar virtual (VADM) asociado a los datos de intensidad**. La comparación entre los términos virtuales (VGP y VADM) con los

términos dipolares dados por el modelo (GP y DM), proporciona información relevante sobre el origen dipolar o no dipolar del campo geomagnético registrado por los datos arqueomagnéticos. Cualquier discrepancia significativa entre estos valores sugiere un carácter más no dipolar del campo geomagnético en esta región.

En la Figura 6.4.a, las posiciones de los polos geomagnéticos obtenidas a partir del modelo SHAWQ-U se han comparado con los polos geomagnéticos virtuales inferidos a partir de los tres datos direccionales proporcionados en este trabajo (Figuras 6.3.a y 6.3.b). **La desviación angular más significativa entre el valor del VGP obtenido y la predicción de la trayectoria polar se observa alrededor del año 150 a.C.** (considerando la incertidumbre de edad dentro del rango de 200 a.C. a 100 a.C.), lo que señala un claro comportamiento no dipolar del campo durante este periodo. Cabe señalar que esta conclusión sobre la naturaleza no dipolar se basa principalmente en la interpretación de un único dato, lo que enfatiza la necesidad de nuevos datos direccionales validar esta hipótesis de manera más sólida.

No obstante, el carácter **no dipolar del campo durante el siglo I a.C. se hace más evidente mediante el análisis del momento dipolar axial virtual** (VADM), como se muestra en la figura 6.4.b. Para evaluar esto, se ha calculado el VADM promedio utilizando ventanas temporales móviles de 100 años, con un desplazamiento de 50 años, en base a los datos de intensidad que se muestran en la Figura 6.3.c. Comparando los valores de **VADM obtenidos con la predicción de DM del modelo SHAWQ-U, se observan claras discrepancias entre ambos resultados durante el siglo I a.C.**, lo que indica una importante contribución del campo no dipolar durante este periodo, en concordancia con los análisis previos realizados.

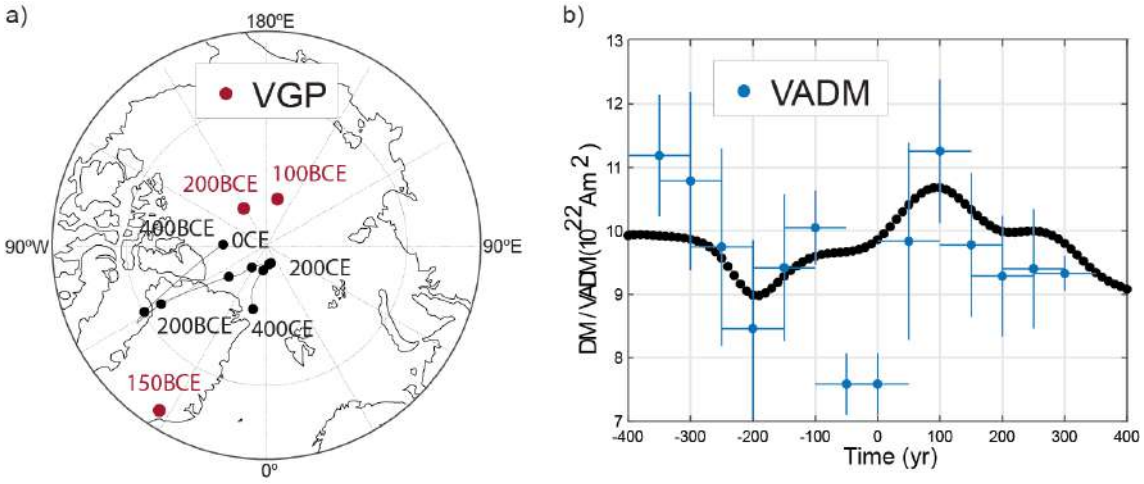

Figura 6.4. *a) Posición del polo geomagnético virtual (VGP) para Asia Central (puntos rojos) obtenida a partir de las nuevas direcciones junto con la posición del polo geomagnético derivado del modelo SHAWQ-U (línea negra). b) Momento dipolar axial virtual (VADM) para Asia Central (puntos azules) calculado a partir de la media de datos de intensidad de alta calidad, comparado con el momento dipolar (DM) derivado del SHAWQ-U (negro). Los valores de VADM se han calculado en pasos de 100 años utilizando ventanas temporales de ±50 años.*

Las variaciones del CMT observadas en la superficie de la Tierra están intrínsicamente ligadas a los cambios en la componente radial del campo geomagnético (Br) en el límite entre el núcleo externo y el manto (llamado límite CMB, por sus siglas en inglés). Con el fin de desentrañar la causa subyacente del fenómeno en forma de V en la variación temporal de la intensidad, se ha realizado un estudio detallado de Br en el CMB. En la figura 6.5.a, se presenta un mapa de proyección polar que muestra los valores de Br en el CMB, calculados a partir del nuevo modelo SHAWQ-U, para el periodo correspondiente al mínimo de intensidad, es decir, entorno al año 25 a.C. **Este mapa revela la presencia de un parche de flujo inverso** (RFP, por sus siglas en inglés, Reversed Flux Patch) que muestra una polaridad positiva bajo las coordenadas de Uzbekistán (estrella negra en la Figura 6.5.a). Este hallazgo es interesante puesto que esta zona debería corresponderse con valores negativos de Br. **El RFP identificado es responsable de las bajas intensidades observadas en la superficie terrestre en la zona de Asia Central**. Para estudiar la evolución temporal de este elemento en Asia

Central, se ha calculado la media espacial de Br dentro de una región circular de 10º (círculo violeta en la Figura 6.5.a). En la figura se muestra el valor promedio de Br, junto con su error correspondiente calculado como la desviación estándar obtenida dentro del área circular marcada, desde el 400 a.C. hasta el 400 d.C. Al inicio de la ventana temporal estudiada, el valor promedio de Br muestra valores negativos, característicos de la polaridad usual en las regiones situadas en el hemisferio norte (como se aprecia en la Figura 6.5.a). Sin embargo, se produce una **transición significativa alrededor del año 200 a.C., momento en el cual comienza a expandirse el RFP en Asia Central**. La intensidad de este RFP continúa aumentando hasta alcanzar su valor máximo positivo en el 25 a.C. Posteriormente, **en torno al año 100 d.C., el RFP disminuye, pasando nuevamente a valores negativos típicos en esta región.**

Para establecer una conexión entre el comportamiento del RFP identificado en el CMB y las variaciones de intensidad observadas en la superficie terrestre, se ha calculado en la superficie terrestre la anomalía de intensidad geomagnética proporcionada por el modelo SHAWQ-U. La anomalía de intensidad es el resultado de restar a la intensidad total (obtenida por todos los armónicos del modelo global) aquella dada exclusivamente por el campo dipolar (calculada solo con el primer armónico o dipolo). La anomalía de intensidad ha sido representada en un mapa polar para una mejor interpretación (Figura 6.5.c**). El mapa de anomalía de intensidad muestra claramente características no dipolares en la región de Asia Central para el año 25 a.C.,** con valores negativos del término no dipolar. De manera similar al estudio temporal de la componente Br para Asia central, se ha calculado el promedio espacial de la intensidad no dipolar para seguir su evolución en el tiempo dentro de un área circular de 10º alrededor de Termez (Figura 6.5.d). Como era de esperar, este análisis temporal revela el distintivo comportamiento en forma de V observado en la intensidad obtenida a partir de los datos arqueomagnéticos, alcanzando su valor mínimo alrededor del año 25 a.C.

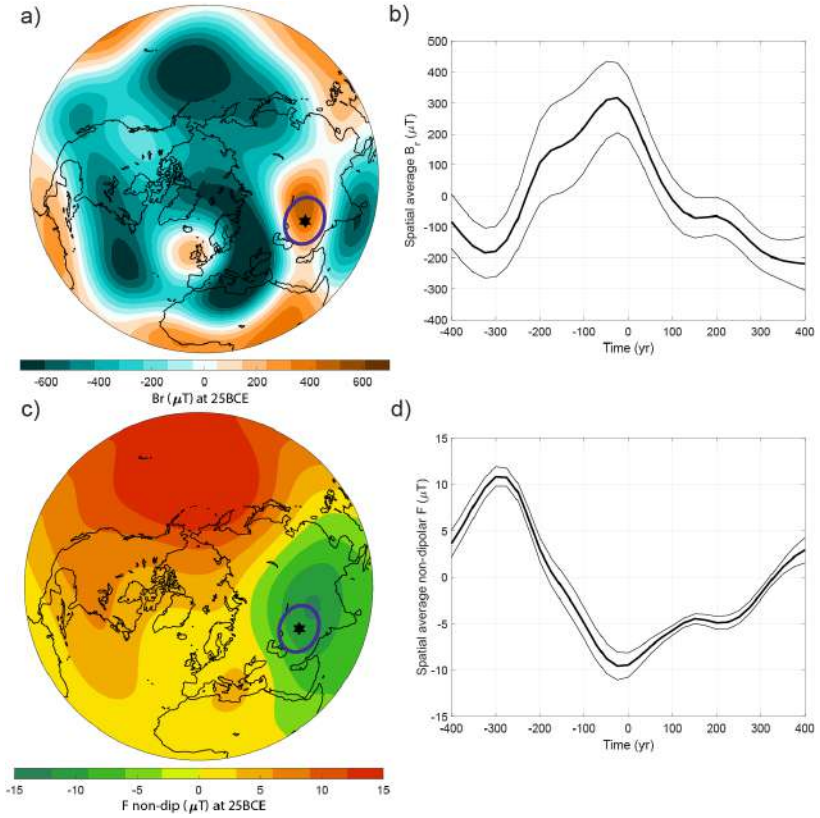

Figura 6.5. *a) Componente radial (Br) del campo geomagnético (B) en el límite manto-núcleo (CMB) calculado para el año 25 a.C. b) Promedio espacial (y su desviación estándar) del Br en Uzbekistán y en un radio de 10º alrededor de las coordenadas de Termez, entre 400 a.C. y 400 d.C. c) Promedio espacial (y su desviación estándar) de la contribución no dipolar a la intensidad (F non-dip) en la superficie calculada como F - F dipolar. Los datos se han obtenido a partir de los modelos de la familia SHAWQ-U en las coordenadas de Termez, marcadas con una estrella negra. d) Promedio espacial (y su desviación estándar) de F no dipolar en Uzbekistán y en un radio de 10º alrededor de las coordenadas de Termez, entre 400 a.C. y 400 d.C.*

6.5. Análisis global de la característica en forma de V del CMT

Con el fin de investigar posibles tendencias similares en la intensidad del campo geomagnético durante el cambio de era en diversas regiones, se **ha utilizado la base de datos global de arqueointensidad desde 600 a.C. hasta 600 d.C.** (base

de datos GEOMAGIA50v3.4, Brown et al., 2015, 2021, actualizada con publicaciones recientes: García-Redondo et al., 2020; Rivero-Montero et al., 2021). Para realizar dicho análisis, se han **recopilado los valores de VADM disponibles para diferentes regiones circulares de 1000 km de radio** (Figura 6.6) caracterizadas por alta densidad de datos de intensidad. Los resultados se representan de oeste a este en la Figura 6.6. En el caso de **México**, se observa un máximo de VADM de $16 \cdot 10^{22}$ Am^2 alrededor del año 200 a.C. No obstante, esta característica se basa únicamente en dos valores de alta calidad (Hervé, Perrin, et al., 2019). Sin embargo, este máximo no se evidencia en **Perú**, donde los datos de alta calidad parecen indicar un mínimo de VADM alrededor de esta edad. Al trasladarnos hacia **Europa**, se observa un máximo de $17 \cdot 10^{22}$ Am^2 en torno a 500-450 a.C., seguido de una tendencia decreciente hasta 100 a.C. en Europa occidental (Osete et al., 2020), Alemania (Hervé et al., 2013, 2017; Schnepp et al., 2020), Italia y Grecia (Tema & Lanos, 2021; Rivero-Montero et al., 2021), así como en la región del Cáucaso y Levante (Shaar et al., 2017). A medida que nos movemos hacia el este, en **Asia Central, específicamente en Uzbekistán**, también se observa un máximo de VADM en torno al 400 a.C., aproximadamente un siglo más tarde que en Europa Occidental. Sin embargo, es importante tener en cuenta que este máximo se basa en datos de baja calidad que no cumplen los criterios de calidad modernos. En cuanto a la **India**, debido al limitado número de datos disponibles, no es posible identificar claramente un máximo en la intensidad del campo geomagnético. Sin embargo, se observa una tendencia decreciente durante la segunda mitad del primer milenio a.C. Una tendencia similar, en forma de V, se observa también desde Europa Occidental hasta la India, con los valores mínimos registrados entre los años 100 a.C. y 200 d.C. En **Asia oriental y Japón** (Cai et al., 2017, 2020; Hong et al., 2013), no hay evidencia de un máximo en torno a 500-400 a.C. si se considera el conjunto de datos de alta calidad. No obstante, existen algunos valores altos de VADM de baja calidad en China. Definir una tendencia clara en estas zonas resulta difícil debido a la considerable dispersión de las bases de datos disponibles para estas regiones.

Los datos regionales han sido además utilizados para calcular las PSVCs para las distintas regiones, siguiendo la metodología descrita en el Capítulo 3. Posteriormente, se calcularon las tasas de variación secular de intensidad (en μT/siglo) en ventanas temporales de 100 años. Los resultados, presentados en la Figura 6.7, **muestran una tendencia notablemente similar en toda Europa**. La máxima variación (9.6 μT/siglo) se observa en Europa Occidental, específicamente en Iberia y Francia-Alemania, entre los años 400 a.C. y 300 a.C. Esta variación máxima disminuye hacia el este, donde se registran valores de 3.3 μT/siglo en el Cáucaso entre 200 a.C. y 100 a.C. **En Asia Central, se alcanzan los valores máximos (14.7 μT/siglo) en Uzbekistán entre 400 y 300 a.C**., en el mismo periodo que en Europa Occidental. Sin embargo, en las regiones de **Levante y la India**, la variación máxima es aproximadamente tres veces menor que en Uzbekistán y se observa entre los años 300 y el 100 a.C. Como ya se ha mencionado, estos rápidos cambios en la intensidad del campo geomagnético no se observan en Asia Oriental ni en América.

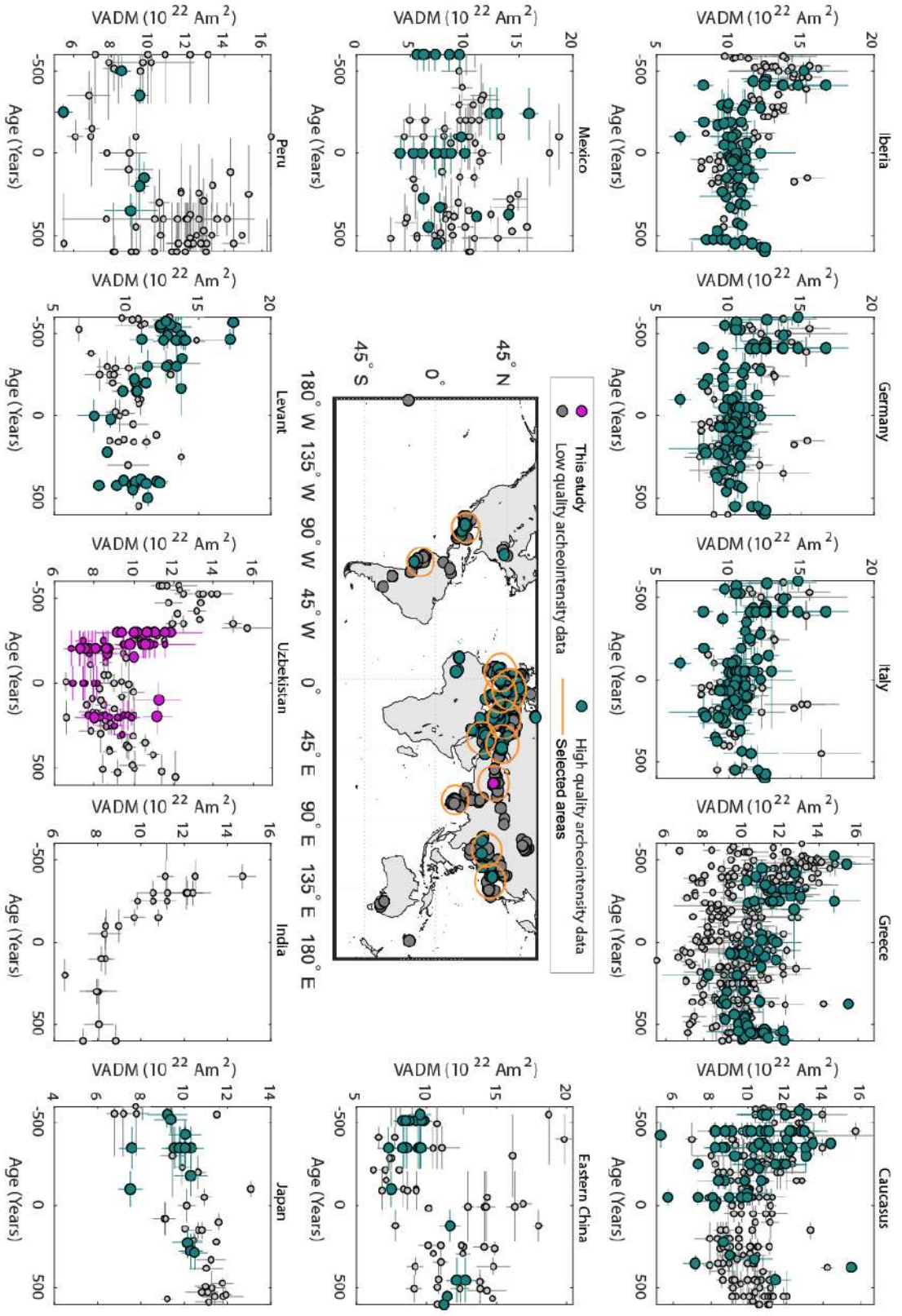

Figura 6.6. *Comparación entre los valores locales del momento dipolar axial virtual (VADM) disponibles para diferentes regiones. Los datos obtenidos en esta Tesis se muestran como puntos morados. Los puntos grises representan datos de baja calidad, mientras que los círculos coloreados muestran datos de alta calidad obtenidos en estudios anteriores.*

La tasa máxima de cambio obtenida para Uzbekistán, que se puede apreciar en la Figura 6.6 para el intervalo temporal comprendido entre el 400 a.C. y el 300 a.C. es similar a la asociada con la fuerte disminución de intensidad identificada recientemente entre 1560 y 1725 en la misma región (Troyano et al., 2021). Sin embargo, esta tasa es significativamente inferior a las tasas de cambio de alrededor de 75-150 μT/siglo propuestas para la Anomalía del Levante de la Edad de Hierro (LIAA por sus siglas en inglés; Ben-Yosef et al., 2017; Shaar et al., 2016). Cabe señalar que las tasas de cambio calculadas en esta Tesis se derivan de PSVCs suavizadas. Por lo tanto, es muy probable que las tasas de cambio máximas estén subestimadas. Esto subraya la necesidad de obtener una descripción más detallada de los cambios de la intensidad del campo geomagnético en el pasado a escala decadal.

Por último, los nuevos resultados sugieren un **patrón similar en forma de V** para la intensidad del campo geomagnético **en una vasta región de más de 7000 km**, desde Europa occidental (5ºW de longitud) hasta Asia central (80ºE de longitud). **Este patrón sugiere un máximo de intensidad en torno a 500-400 a.C., seguido de un rápido descenso.** La extensión longitudinal del mínimo de intensidad observado entre Europa Occidental y Asia Central está asociada a una variación espacial del campo geomagnético **cuya mayor contribución armónica está asociada a los armónicos de grado 4 – 6.** Esto confirma el carácter no dipolar del campo geomagnético como origen del patrón de variación de intensidad observado.

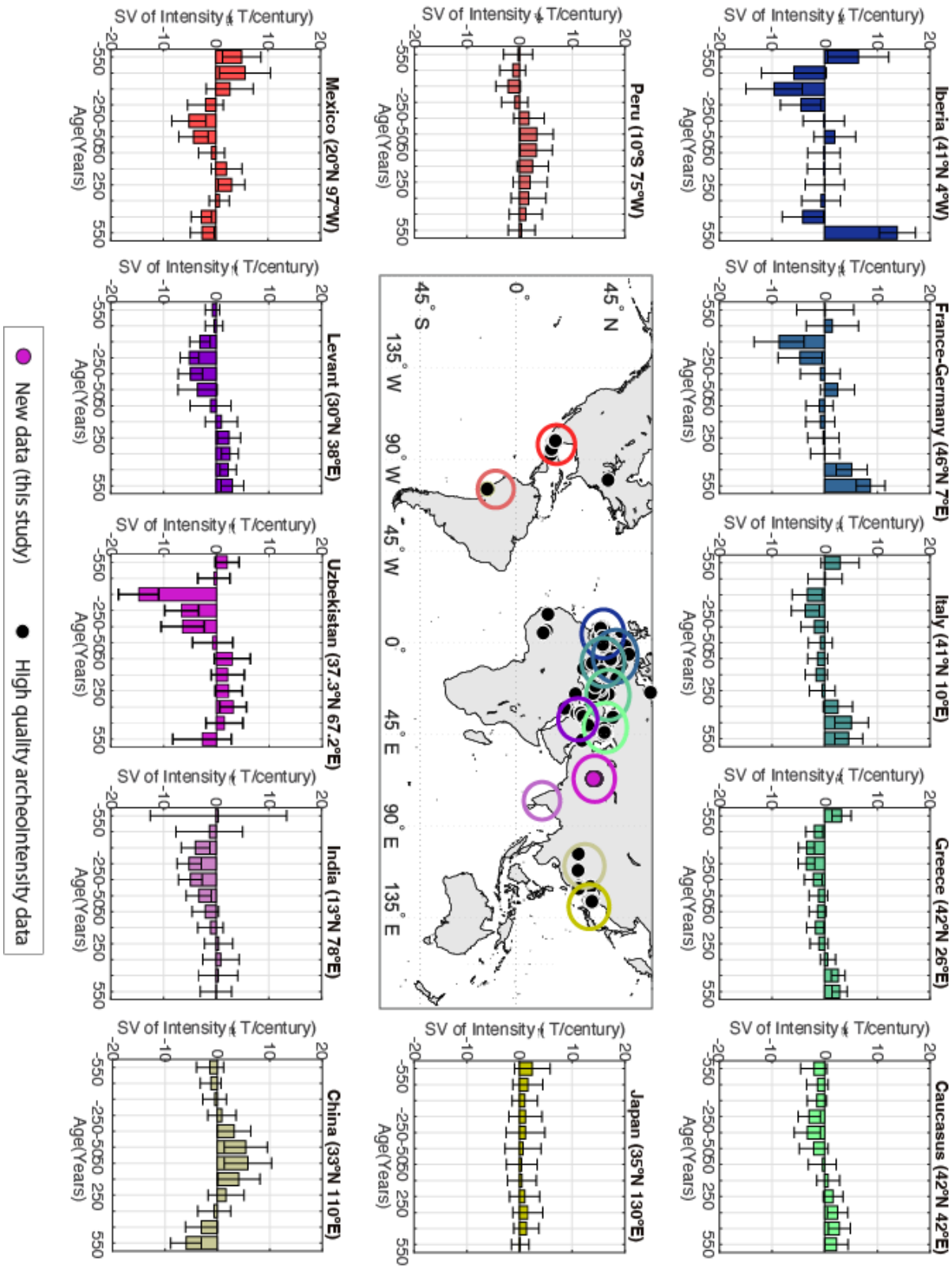

Figura 6.7. *Comparación entre las variaciones seculares por siglo calculadas para las distintas regiones analizadas en la Figura 6.6. Las barras de error corresponden a la desviación estándar de las PSVCs.*

Capítulo 7.

Discusión II:

Aplicación de las Curvas de Variación Paleosecular como Herramienta de Datación *a posteriori*

7.1. Introducción

Una de las aplicaciones directas de las **PSVCs desarrolladas para una región determinada es su uso como herramienta de datación**. La comparación cuantitativa entre el dato arqueomagnético (dirección y/o intensidad) obtenido a a partir del estudio paleomagnético de una estructura arqueológica de edad desconocida y la correspondiente PSVC de referencia para la dirección y/o intensidad geomagnética proporcionará la edad más probable de dicha estructura arqueológica. Este método se conoce como **datación arqueomagnética** (ver, por ejemplo, Batt, 2023para una revisión actual). Por lo tanto, la datación arqueomagnética **se emplea para estimar la edad de estructuras arqueológicas** en las que se ha realizado un estudio arqueomagnético. Esta herramienta es **especialmente útil para la arqueología**, ya que permite establecer (o precisar) un marco cronológico de yacimientos cuyas edades no están bien establecidas. Actualmente, existen diversos softwares de datación basados en técnicas estadísticas, como **ChronoModel** (Lanos, 2004; Lanos & Dufresne, 2019) o **Archaeo_dating** (Pavón-Carrasco et al., 2011). Estas herramientas hacen uso de las PSVC de referencia para la localización de las estructuras arqueológicas que se pretenden datar. Las PSVC que se emplean pueden ser tanto las curvas locales (como las descritas en esta Tesis Doctoral) como las curvas sintéticas generadas a partir de paleoreconstrucciones regionales o globales (ver Carrancho et al., 2022 para una revisión).

Por otro lado, la técnica de datación arqueomagnética también se puede utilizar para redefinir (o precisar) la edad de materiales arqueológicos calentados cuya edad previa era ya conocida. En este caso, **la técnica se aplica durante el propio proceso de construcción de una PSVC o de una paleorecontrucción**. Los datos arqueomagnéticos utilizados para la construcción de la PSVC o de las paleoreconstrucciones tienen una **distribución de edad *a priri* conocida** (por ejemplo, definida por radiocarbono, consideraciones arqueológicas u otras técnicas de datación). Estas distribuciones de edad son el punto de partida en el

proceso de construcción de las curvas, **dando lugar a distribuciones *a posteriori* que aportan información valiosa** sobre las edades más probables de los materiales arqueológicos en acuerdo a la curva que se está generando. Este proceso **se conoce como datación *a posteriori*** (ver Livermore et al., 2018). En este Capítulo, se pretende hacer uso de esta **técnica de "re-datación" para analizar las distribuciones de edad *a posteriori* de algunos casos concretos de los nuevos datos de arqueointensidad** obtenidos en esta Tesis en Uzbekistán. El objetivo es doble: aplicar por primera vez esta técnica de datación *a posteriori* con las PSVC obtenidas y evaluar su impacto en algunos de los datos de intensidad presentados en el Capítulo anterior.

7.2. Metodología

El nuevo método propuesto para el cálculo de una datación *a posteriori* requiere una PSVC bien definida, ya sea de declinación, inclinación o intensidad, **y el dato arqueomagnético que se quiere datar, junto con su error e intervalo temporal al que pertenece.** Este tipo de análisis consiste en la convolución de la función de distribución de probabilidad obtenida para la PSVC y para el elemento geomagnético estudiado, en el rango temporal de estudio. Al combinar los mapas de probabilidad obtenidos (el de la PSVC y el del dato en cuestión), se crea un nuevo mapa de probabilidades que depende del tiempo (en todo el rango temporal de la datación *a priori*) y del valor del propio elemento geomagnético estudiado (variando en todo el rango de valores de dicho elemento). En este trabajo, a los mapas de distribución de probabilidad se les llamará función de densidad de probabilidad (PDF, por sus siglas en inglés, Probability Density Function).

Para un dato concreto, vamos a considerar dos distribuciones *a priori*. Para la edad, se utiliza una **distribución uniforme (f_{edad}) que cubra todo el intervalo de edad *a priori*** [ec. 7.1]. Mientras que para la medida del dato (en este caso la

arqueointensidad), **se emplea una distribución normal ($f_{intensidad}$) centrada en la media μ de intensidad [ec. 7.1.] y de anchura σ**.

$$f_{edad}\,(t) = 1\,(constante\ en\ tiempo) \quad [7.1]$$

$$f_{intensidad}\,(x,t) = \frac{1}{\sigma\sqrt{2\pi}}\, e^{-\frac{(F(t)-\mu)^2}{2\sigma^2}} \quad [7.2]$$

siendo $f(x,t)$ el rango de valores de intensidad para un tiempo t. Por otro lado, la PDF de la PSVC de referencia (f_{PSVC}) también es considerada como una distribución normal que, para cada tiempo de validez de la curva, está centrada en su media μ_{PSVC} y con anchura igual a σ_{PSVC} dada por el error de la curva:

$$f_{PSVC}\,(x,t) = \frac{1}{\sigma_{PSVC}\sqrt{2\pi}}\, e^{-\frac{(F(t)-\mu_{PSVC})^2}{2\sigma_{PSVC}^2}} \quad [7.3]$$

En la Figura 7.1 se muestra un ejemplo gráfico de cómo funciona esta técnica de datación *a posteriori* aplicada a un dato de intensidad usado en la construcción de la PSVC de intensidad del Mediterráneo central (Rivero-Montero et al., 2021). En la Figura 7.1.a se muestra la PSVC de intensidad (Rivero-Montero et al., 2021) en amarillo, junto con un rectángulo azul (en la figura se ha señalado con una flecha roja para visibilizar mejor este elemento) que se corresponde con el área donde se encuentra el dato arqueomagnético a considerar, teniendo en cuenta su error temporal (base del rectángulo) y de intensidad (altura del rectángulo). Este rectángulo delimita el área donde se centrará el estudio de la datación *a posteriori*. En dicho rectángulo se generan las tres PDF que entran en juego (ec. 7.1, 7.2 y 7.3) y que serán convolucionadas para obtener la PDF final que define el mapa de probabilidad dentro del rectángulo (Figura 7.1.b). **Esta PDF indica la mayor o menos probabilidad de que el dato de intensidad se encuentre dentro del mismo**, mostrando las zonas de menor probabilidad en rojo oscuro y las de máxima probabilidad en blanco. Finalmente, **para obtener la PDFs *a posteriori* tanto para la edad como para la medida de intensidad se calcula el**

acumulado de la PDF rectangular en todo el rango de intensidades. Esto da como resultado la PDF *a posteriori* para la edad (Figura 7.1.c) o el acumulado en todo el rango de edades para la PDF *a posteriori* de la intensidad (Figura 7.1.d). Estas dos PDFs finales dan información *a posteriori* del dato de intensidad usado en la propia construcción de la PSVC.

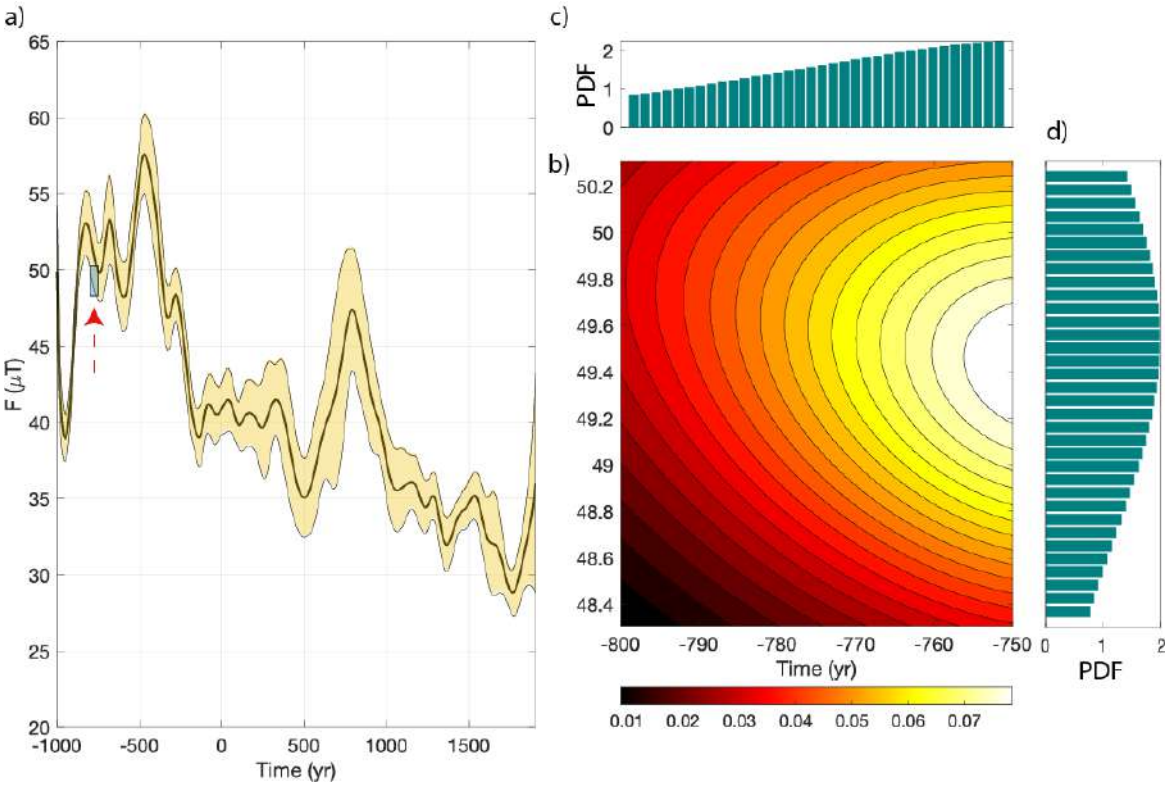

Figura 7.1. *a) PSVC de intensidad definida para el Mediterraneo central (Rivero-Montero et al., 2021). b) Mapa de densidad de probabilidad a posteriori considerando la edad y medida de intensidad. c) Histograma de la función de densidad de probabilidad a posteriori obtenido para la edad. d) Histograma de la función de densidad de probabilidad a posteriori obtenido para la intensidad.*

7.3. Aplicación a datos de intensidad en Uzbekistán

A continuación, se presentan varios **ejemplos de cómo se puede aplicar la metodología** descrita en el apartado anterior a diferentes colecciones de material arqueológico estudiado en esta Tesis. Para ello, se va a realizar la datación *a posteriori* utilizado la PSVC presentada en la sección 6.3 y algunos datos de las diferentes colecciones de cerámicas analizadas y presentadas en el Capítulo 5.

En la Figura 7.2 se muestran los resultados obtenidos para dos fragmentos cerámicos (Figura 7.2.a, KPT558; Figura 7.2.b, KPT654) **datados en un mismo periodo temporal comprendido entre el 300 a.C. y el 100 a.C.** (edad *a priori*), muestreados en el yacimiento arqueológico de Kampyr Tepe. En la PSVC, se observa un rápido descenso de la intensidad durante este periodo, lo que permite identificar diferencias cronológicas para el último calentamiento de los materiales. Los resultados representados en la Figura 7.2.a para la muestra KPT558, con una intensidad *a priori* de 40.9 μT, muestran que la edad más probable *a posteriori* del último calentamiento fue el 100 a.C., con una intensidad *a posteriroi* de 41.0 μT (Tabla 7.1). Estos resultados son consistentes con los obtenidos al estudiar conjuntamente la edad e intensidad, tal y como se muestra en el mapa de probabilidad de esta muestra. En el caso de la muestra KPT654, que presentaba una intensidad de 52.6 μT *a priori*, se ha obtenido que la edad más probable *a posteriori* es 265 a.C., situándose prácticamente en un extremo del rango de edad *a priori*. La intensidad obtenida *a posteriori* es de es de 52.5 μT (ver Tabla 7.1).

Muestra	Periodo temporal *a priori*	Edad de máxima probabilidad *a posteriori*	Intensidad (μT) de máxima probabilidad *a posteriori*	Edad - Intensidad (μT) de máxima probabilidad
KPT558	300 - 100 a.C.	100 a.C.	41.0	100 a.C. - 41.0
KPT654		266 a.C.	52.5	267 a.C. - 52.7
MOT495	1800 - 1400 a.C.	1776 a.C.	43.0	1772 a.C. - 42.3
BST496		1533 a.C.	51.4	1529 a.C. - 52.2

Tabla 7.1. *Valores de edad e intensidad a priori y a posteriori para diferentes muestras en Uzbekistán. Muestra, código de la muestra analizada; Periodo temporal a priori, edad propuesta inicialmente para la muestra analizada; Edad de máxima probabilidad a posteriori, edad obtenida con la nueva metodología de datación a posteriori; Intensidad de máxima probabilidad a posteriori, intensidad obtenida con la nueva metodología; Edad – Intensidad de máxima probabilidad, par de edad e intensidad de mayor probabilidad obtenido con la nueva metodología.*

Otro ejemplo similar se presenta en la Figura 7.3 En este caso, las muestras analizadas tienen una **datación *a priori* comprendida entre el 1800 a.C. y el 1400 a.C, y fueron muestreadas en el yacimiento de Jarkutan**. En este ejemplo, la PSVC muestra un aumento de la intensidad en el periodo de estudio. La muestra MOT495 (con intensidad *a priori* de 41.6 μT; Figura 6.10.a) presenta un valor de intensidad menor que la muestra BST496 (intensidad *a priori* de 52.5 μT, Figura 6.10.b). Esto lleva a que la nueva edad *a posteriori* obtenida para MOT495 sea más antigua que para BST496. Concretamente, las edades obtenidas *a posteriori* son 1775 a.C. y 1535 a.C., respectivamente. Cabe destacar que las intensidades obtenidas *a posteriori* son muy similares a los dadas *a priori*. Además, las diferencias entre los resultados de edad e intensidad individualmente y el estudio de la edad e intensidad en conjunto son mínimas, exhibiendo una desviación máxima de 4 años para el caso de las muestras de Jarkutan.

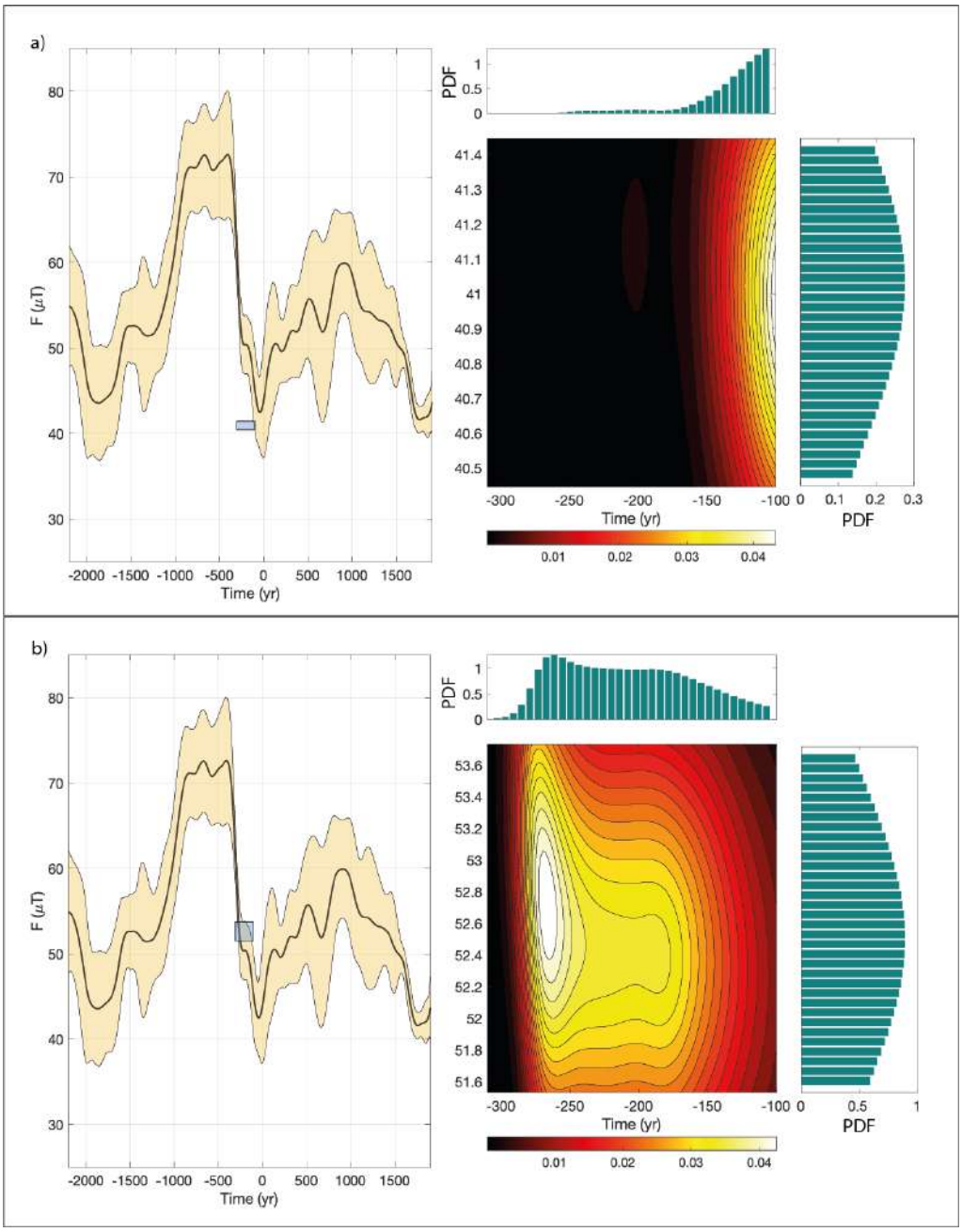

Figura 7.2. *Las figuras a y b muestran los resultados obtenidos mediante la datación a posteriori en dos cerámicas del yacimiento de Kampyr Tepe. Las dos muestras se corresponden con una misma edad a priori de entre e 300 a.C. y el 100 a.C.*

En esta sección se han presentado varios ejemplos de cómo aplicar esta nueva herramienta a colecciones de material arqueológico datado en un mismo periodo temporal. Para llevar a cabo este tipo de estudios, es importante disponer de una PSVC bien constreñida en el tiempo y que la variación del CMT registrada en dicha curva presente alta variabilidad de amplitudes. Esto permite generar PDF para la

edad *a posteriori* mejor definidas, ofreciendo así más información temporal que la utilizada como edad *a priori*. En el caso de encontrarnos en una época de poca variabilidad en amplitud de un elemento del CMT, este tipo de análisis *a posteriori* no aportaría información adicional (efecto conocido como efecto "plateau"), ya que las PDF a posteriori serían similares a las generadas *a priori* con la información ya conocida del dato arqueomagnético. También cabe resaltar que el **objetivo principal** de este nuevo método no es aportar una nueva datación del material estudiado, sino **aportar información extra, especialmente en el ámbito de la arqueología** para ayudar a discernir las diferentes edades dentro de una misma colección de material.

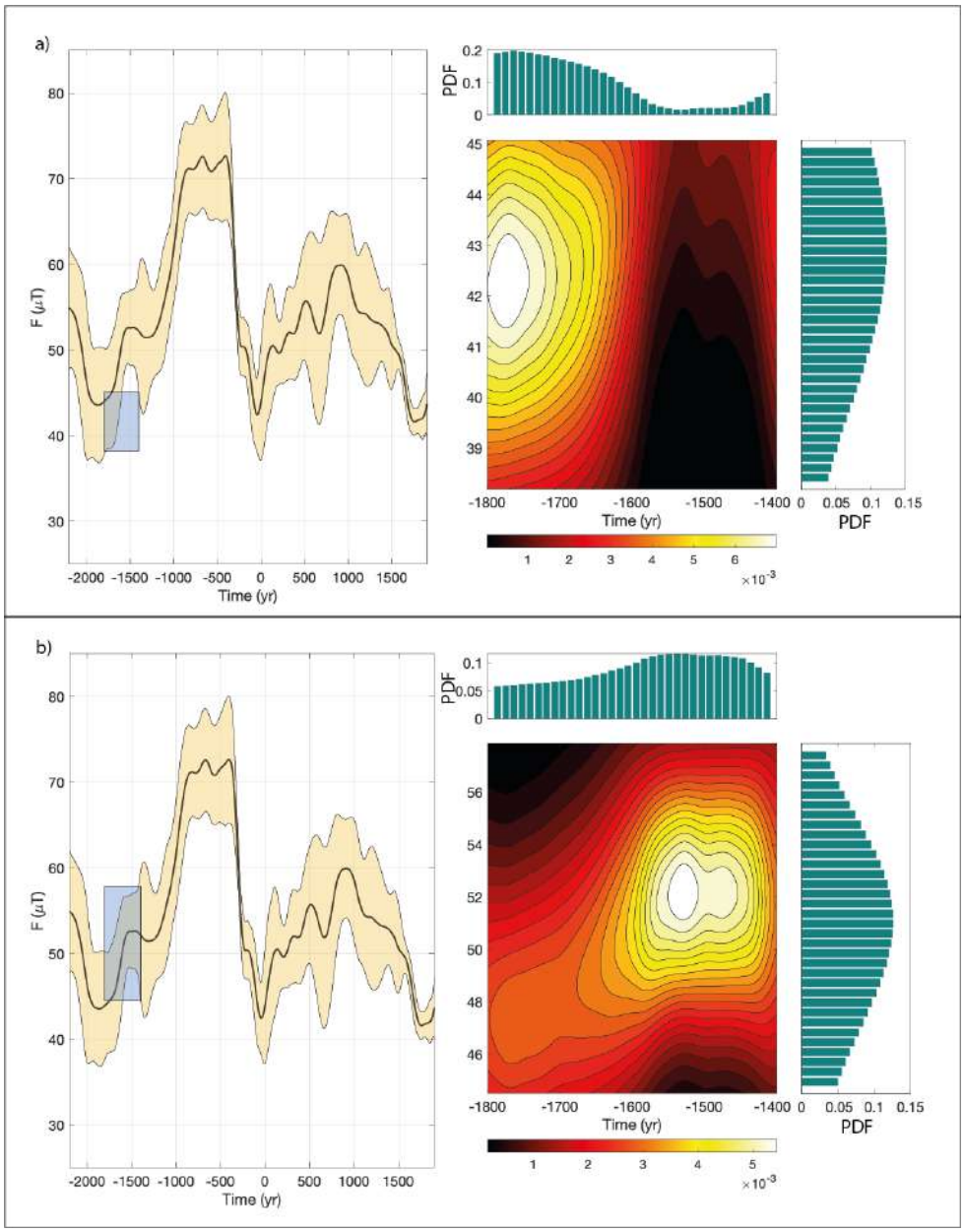

Figura 7.3. *Las figuras a y b muestran los resultados obtenidos mediante la datación a posteriori en dos cerámicas del yacimiento de Jarkutan, con la misma edad propuesta entre e 1800 a.C. y el 1400 a.C.*

Capítulo 8/ Chapter 8. Conclusiones y Perspectivas Futuras / Conclusions and Outlook

8.1. Conclusiones

En este Capítulo se recogen las principales conclusiones basadas en los objetivos que se planteaban al inicio de esta memoria de Tesis Doctoral. También se incluyen perspectivas futuras derivadas de este trabajo.

A) Datos arqueomagnéticos previos disponibles de Asia Central.

- **Datos direccionales.** En la base de datos de GEOMAGIA50.v3 hay incluidas 186 entradas de inclinación y no hay ningún dato previo de declinación. A pesar de que el número de datos de inclinación es elevado, su distribución temporal no es uniforme, ya que todos ellos se sitúan en el periodo del 900 d.C. al 1900 d.C. Estos datos presentan valores de α_{95} sustancialmente superiores a 4º, que es el límite máximo considerado como aceptable en estudios arqueomagnéticos. Cabe destacar, además, que estos registros no tienen asociados valores de declinación, por lo que deducimos que se trata de datos obtenidos en materiales que no se encontraban en su posición original respecto a su último calentamiento. Por lo tanto, para determinar estas inclinaciones se realizaron hipótesis sobre la orientación del material durante su último calentamiento.

- **Datos de arqueointensiad.** Antes de esta Tesis, se podían encontrar 258 registros de arqueointensidad que abarcan desde el año 2200 a.C. hasta el 1900 d.C. Los datos están relativamente bien distribuidos temporalmente. El problema de estos datos es que no cumplen con los estándares de calidad actuales (estándares que se han detallado a lo largo de esta memoria). En particular, la mayoría de estos registros previos no incluyen la corrección de la anisotropía de la TRM (ATRM). Es importante destacar que esta corrección, especialmente en el caso de materiales cerámicos, puede influir significativamente en los valores de intensidad obtenidos mediante

estudios arqueomagnéticos, a veces alterándolos en más de un 50%. Por lo tanto, es fundamental interpretar con precaución los datos previos.

B) Aportaciones de esta Tesis Doctoral al conocimiento del campo geomagnético en Asia Central en los últimos cuatro milenios.

- **Primeros datos del vector del campo geomagnético de Asia Central.** Se han presentado 9 vectores arqueomagnéticos completos (declinación, inclinación e intensidad) obtenidos a partir del estudio de 9 hornos muestreados en el sur de Uzbekistán, con edades comprendidas entre el 200 a.C. y el 1429 d.C. Para determinar estos elementos magnéticos, se han utilizado los resultados de la desmagnetización térmica de la NRM de 168 fragmentos cerámicos obtenidos a partir de experimentos Thellier-Thellier y de desmagnetización por campos alternos en 20 fragmentos. Son los primeros datos del vector completo del campo geomagnético en esta región.

- **Nuevos datos de paleointensidad para Asia Central.** Se han presentado un total de 96 paleointensidades obtenidas tras analizar 551 especímenes de fragmentos cerámicos y de hornos arqueológicos. Los materiales fueron muestreados en varios yacimientos arqueológicos del sur de Uzbekistán, con dataciones que abarcan desde el 2000 a.C. hasta el 1429 d.C. Para obtener las paleointensidades, se empleó el método de Thellier-Thellier, incorporando tanto las correcciones de la ATRM como el *cooling rate*. Además, se llevaron a cabo comprobaciones de posibles alteraciones magnetoquímicas durante el calentamiento de las muestras mediante la realización de pTRM checks cada dos pasos de temperatura. Se trata de los primeros datos de calidad disponibles para Asia Central para periodos anteriores al 1500 d.C. Los nuevos datos junto con la bibliografía previa han permitido conocer mejor el comportamiento de la intensidad del CMT

en los últimos 4000 años. Se ha observado un aumento en la intensidad desde el 2000 a.C. hasta el 1400 a.C. Los nuevos datos también indican una disminución abrupta alrededor del cambio de era. Este elemento geomagnético sigue un patrón en forma de V, ya que se recupera rápidamente después de llegar al mínimo.

- **Primera PSVC de intensidad para Asia Central.** Utilizando los nuevos datos de alta calidad obtenidos en esta Tesis, junto con los datos disponibles en GEOMAGIA5O.v3, se ha calculado la primera Curva Paleosecular de Variación de la Intensidad (PSVC) para Asia Central, curva que abarca los últimos 4000 años. La Curva Paleosecular de Variación de la Intensidad (PSVC) obtenida muestra un aumento en la intensidad desde aproximadamente el 1200 a.C. hasta el 900 a.C., con tasas de variación de +6 μT por siglo. Los valores máximos de intensidad se mantienen alrededor de 70 μT desde el 900 a.C. hasta el 400 a.C. Se han observado cambios rápidos en la intensidad, con tasas de variación de hasta 8 μT por siglo entre el 400 a.C. y el 400 d.C. Durante este período, la intensidad sigue un patrón en forma de "V". Se ha identificado un mínimo relativo alrededor del 680 d.C., coincidiendo con la doble oscilación de la intensidad observada en Europa en otros estudios. Desde el 850 d.C. hasta el 1900 d.C., la intensidad disminuye de manera progresiva, acelerándose en los últimos siglos. Al comparar la Curva Paleosecular de Variación de la Intensidad (PSVC) obtenida en esta Tesis con los modelos geomagnéticos globales, se observan notables discrepancias, especialmente entre el 1000 a.C. y el 400 d.C. Estos modelos no logran reproducir las altas intensidades mostradas por la PSVC entre el 900 a.C. y el 400 a.C. Y tampoco son capaces de replicar el comportamiento en forma de "V" observado entre el 400 a.C. y el 400 d.C., el cual está claramente definido por datos de alta calidad. Este último evento se ha investigado minuciosamente para identificar su naturaleza no dipolar.
- **El patrón en forma de "V" en otras regiones del globo.** Este fenómeno de la intensidad del paleocampo en torno al cambio de Era se ha estudiado

en otras regiones del globo, observándose en una extensa región de aproximadamente 7000 kilómetros en la superficie Terrestre.

- **Estudio del comportamiento no dipolar en Asia Central.** En esta Tesis se ha estudiado el comportamiento del Campo Magnético Terrestre desde el 400 a.C. al 400 d.C. en Asia Central, utilizando los datos de intensidad de alta calidad y los pocos datos direccionales disponibles para ese periodo. Para ello se ha realizado una actualización de la familia de modelos SHAWQ, llamada SHAWQ-U, para dicha ventana temporal. Este nuevo modelo incluye los datos arqueomagnéticos obtenidos durante el desarrollo de este trabajo con el pesado correspondiente a la metodología de la familia SHAWQ. El análisis del Polo Geomagnético Virtual (VGP) obtenido a partir de los datos direccionales, junto con las predicciones de la trayectoria polar derivada del SHAWQ-U, muestra la mayor desviación angular alrededor del 150 a.C. En esta misma edad, también se observan las mayores discrepancias entre el Momento Dipolar Virtual Axial (VADM) medio y el Momento Dipolar (DM) proporcionado por el modelo SHAWQ-U. Ambos hechos sugieren una contribución significativa del campo no dipolar. Con el nuevo modelo SHAWQ-U se ha determinado la componente radial del campo (Br) en el Límite Manto-Núcleo (CMB) que muestra un parche de flujo invertido en las coordenadas de Uzbekistán al inicio del cambio de era. Este parche es el responsable del patrón en "V" de la intensidad observado en superficie. El carácter no dipolar del evento se ve reflejado al comparar en superficie la intensidad total y la intensidad dipolar, o al representar en superficie la intensidad del campo no dipolar.

- **Nuevo método de datación *a posteriori.*** Se ha desarrollado una nueva metodología para realizar una datación a posteriori, que tiene en cuenta tanto el error temporal como el error del elemento magnético estudiado. Este método analiza la Función de Densidad de Probabilidad (PDF) de la Curva de Variación Paleosecular (PSVC) y del error de la intensidad, generando un mapa de probabilidades mediante la convolución de ambas

distribuciones. Esta nueva metodología proporciona información acerca de las edades e intensidades más probables de manera conjunta e independiente. El propósito de esta herramienta es distinguir entre diferentes edades en un conjunto de material, ya que puede utilizarse para diferenciar entre distintas cronologías en muestras asignadas a un mismo intervalo temporal.

8.2. Perspectivas Futuras

- **Datos arqueomagnéticos:** Es fundamental continuar adquiriendo nuevos datos direccionales para Asia Central, asegurándose además de que estén bien distribuidos temporalmente. También, es importante obtener más datos robustos de arqueointensidad, especialmente durante el periodo que abarca desde el año 1000 a.C. hasta el 400 a.C. Estos nuevos datos permitirán estudiar en detalle el comportamiento de este elemento magnético, que ha demostrado experimentar fluctuaciones significativas en este intervalo temporal en otras regiones del globo.
- **Modelo regional para Asia:** En la actualidad, solo contamos con modelos regionales para Europa y África. Por lo tanto, sería interesante desarrollar un primer modelo regional para Asia utilizando la técnica regional R-SCHA. Este modelo sería de gran utilidad para realizar dataciones de nuevo material arqueológico muestreado en esta región. Además, el modelo aportaría más información sobre el comportamiento del campo en forma de "V".
- **Método de datación *a posteriori*:** como se ha mencionado en esta Tesis, el método de datación propuesto no tiene como objetivo ofrecer edades más precisas que las proporcionadas *a priori*. No obstante, sería interesante aplicar el método a un mayor número de muestras para investigar el potencial real de esta técnica.

8.3. Conclusions

This chapter summarizes the main conclusions of this work derived from the objectives outlined at the beginning of this Thesis. It also includes future perspectives derived from this research.

A) Previous Archaeomagnetic Data Available in Central Asia

- **Directional data.** Within the GEOMAGIA50.v3 database, there were 186 inclination data, but no declination entries were available before this work. Despite the substantial volume of data, their temporal distribution is not uniform, as the data are confined to the period ranging from 900 A.D. to 1900 A.D. Moreover, the α_{95} values of these data significantly surpass the 4° threshold, which is the maximum value deemed acceptable for archaeomagnetic studies. It should be mentioned that these inclination data lack an associated declination value since they were obtained from materials not heated in situ, that is, they were not found in the same position as they were heated. Consequently, determining the inclination values of these data relies on certain assumptions regarding the material's orientation during their most recent heating event.

- **Archaeointensity data.** Before this Thesis, 258 archaeointensity records spanning from 2200 B.C. to 1900 A.D. were available. These data are well distributed over time. However, they do not meet current quality standards, which have been outlined throughout this Thesis. In general, previous records were obtained withouT considering the ATRM. It is important to highlight that this correction, particularly in the case of ceramics and potteries, can have a significant impact on paleointensity determination,

sometimes resulting in deviations exceeding 50%. Therefore, it is important to consider with caution these older data.

B) Contributions of this Thesis to the understanding of the geomagnetic field in Central Asia over the last four millennia.

- **First full geomagnetic field vector in Central Asia.** Nine full -vector archaeomagnetic data (declination, inclination and intensity) have been presented, for the first time for this region. The data have been obtained from the study of nine archaeological kilns sampled in southern Uzbekistan, ranging in age from 200 BC to 1429 AD. To determine the magnetic elements, the results of thermal demagnetization of the NRM (Natural Remanent Magnetization) from 168 ceramic fragments were obtained through Thellier-Thellier experiments and alternate field demagnetization experiments on 20 fragments. This study constitutes the first data of the complete geomagnetic field vector in this region.

- **New Paleointensity Data for Central Asia.** A total of 96 paleointensity values have been presented, derived from the analysis of 551 specimens of ceramic fragments and archaeological kilns. These materials were sampled from various archaeological sites in southern Uzbekistan, with dates ranging from 2000 BC to 1429 AD. The Thellier-Thellier method was carried out to determine paleointensities, incorporating corrections for anisotropy of thermoremanence (ATRM) and cooling rate. Additionally, checks for potential magnetochemical alterations during sample heating were performed using pTRM checks at every two temperature steps. Thes new data obtained are the first high-quality data available for Central Asia for periods preceding 1500 AD. They provide a further step on the reconstruction of the Central Asian geomagnetic field intensity behavior over the last 4000 years. An increase in intensity has been observed from

2000 BC to 1400 BC, followed by a sharp decrease around the change of era. This geomagnetic element follows a V-shaped pattern, rapidly recovering after reaching the minimum.

- **First Paleosecular Variation Curve (PSVC) for Intensity in Central Asia.** By using the newly acquired high-quality data obtained during this Thesis, together with other data included in GEOMAGIA50.v3, the first Paleosecular Variation Curve (PSVC) for intensity for Central Asia has been calculated, spanning the last 4000 years. The obtained PSVC reveals an increase in intensity from around 1200 BC to 900 BC, with variation rates of +6 μT per century. Maximum intensity values remain around 70 μT from 900 BC to 400 BC. Rapid changes in intensity have been observed, with variation rates of up to 8 μT per century between 400 BC and 400 AD. During this period, the intensity follows a "V"-shaped pattern. A relative minimum around 680 AD has been identified, coinciding with the double oscillation of intensity observed in Europe in other studies. From 850 AD to 1900 AD, intensity gradually decreases, accelerating in the last centuries. When comparing the obtained PSVC with global geomagnetic models, notable discrepancies are observed, especially between 1000 BC and 400 AD. These models fail to reproduce the high intensities shown by the PSVC between 900 BC and 400 BC. They also cannot reproduce the "V"-shaped behavior observed between 400 BC and 400 AD, which is clearly defined by high-quality data. This latter event has been thoroughly investigated to identify its non-dipolar nature.

- **The "V"-shaped pattern in other regions of the globe.** This phenomenon of paleomagnetic field intensity around the turn of the era has been studied for other parts of the world, being observed across an extensive region spanning approximately 7000 kilometers on the Earth's surface.

- **Study of Non-Dipolar Behavior in Central Asia.** This Thesis investigates the behavior of the Earth's Magnetic Field from 400 BC to 400 AD in Central

Asia, utilizing high-quality intensity data and the limited directional data available for that period. An update to the SHAWQ model family, named SHAWQ-U, was conducted for this temporal window. This new model incorporates the archaeomagnetic data obtained during this study with the corresponding weighting scheme, following the SHAWQ family methodology. Analysis of the Virtual Geomagnetic Pole (VGP) derived from directional data, along with the trajectory predictions from SHAWQ-U, reveals the largest angular deviation around 150 BC. During the same period, significant discrepancies are observed between the Virtual Axial Dipole Moment (VADM) and the Dipole Moment (DM) provided by the SHAWQ-U model, suggesting a substantial contribution from the non-dipolar field. Using the new SHAWQ-U model, the radial component of the field (Br) at the Core-Mantle Boundary (CMB) has been determined, showing a patch of reversed flux in the coordinates of Uzbekistan at the onset of the era change. This patch is responsible for the observed "V"-shaped intensity pattern on the surface. The non-dipolar nature of the event is reflected in surface comparisons of total and dipolar intensity or by representing non-dipolar field intensity on the surface.

8.4. Outlook

- **Archaeomagnetic Data:** It is crucial to carry on obtaining well timely-distributed directional data for Central Asia. Moreover, obtaining more robust archaeointensity data, especially from the period between 1000 B.C. and 400 B.C., is essential. These additional data will enable a thorough investigation of the geomagnetic field behavior in this region particularly during a time when significant fluctuations have been observed in other parts of the world.

- **Regional Model for Asia:** Currently, regional models are only established for Europe and Africa, emphasizing the importance of developing the first regional model for Asia using the R-SCHA regional technique. Such an initiative would be invaluable for dating newly collected baked archaeological materials from this region.
- **A Posteriori Dating method:** As mentioned in this Thesis, the proposed dating method does not aim to provide more precise ages than those established a priori by other dating constraints. However, we believe it can be used to differentiate between different chronologies in samples assigned to the same time interval. It would be interesting to apply this method to a larger number of samples to investigate the full potential of this technique.

Publicaciones y Congresos:

Publicaciones internacionales directamente relacionadas con la Tesis:

- **Rapid Intensity Decrease During the Second Half of the First Millennium BCE in Central Asia and Global Implications**. 2021. *Bonilla-Alba, R., Gómez-Paccard, M., Pavón-Carrasco, F. J., Río, J. del, Beamud, E., Martínez-Ferreras, V., Gurt-Esparraguera, J. M., Ariño-Gil, E., Palencia-Ortas, A., Martín-Hernández, F., Chauvin, A., & Osete, M. L.* ***Journal of Geophysical Research: Solid Earth****, 126(10),*

- **First full-vector archeomagnetic data from Central Asia for the last 2k years: evidence for a large non-dipole field contribution around the first century BCE**. *Bonilla-Alba, R., Gómez-Paccard, M., Pavón-Carrasco, F.J., Campuzano, S.A., Beamud, E., Martínez-Ferreras, V., Gurt-Esparraguera, J. M., Ariño-Gil, E., Martín-Hernández, F., & Osete, M. L.* ***Under revision in Journal of Geophysical Research: Solid Earth****.*

Otras publicaciones relacionadas con la Tesis:

- **Descenso rápido de la intensidad del campo geomagnético: nuevos datos de arqueointensidad para el I milenio AEC en Uzbekistán**. *Bonilla-Alba, R., Gómez-Paccard, M., Pavón-Carrasco, F. J., del Río, J., Beamud, E., Martínez-Ferreras, V., Gurt-Esparraguera, J. M., Ariño-Gil, E., Palencia-Ortas, A., & Osete, M. L.* ***Geo-temas, 18, 708.***

Congresos:

2023

[14] 28e Réunion des Sciences de la Terre. Rennes, Francia.

- Bonilla-Alba, R., Gómez-Paccard, M., Pavón-Carrasco, F.J., Campuzano, S.A., Beamud, E., Martínez-Ferreras, V., Gurt-Esparraguera, J. M., Ariño-Gil, E., Martín-Hernández, F., Osete, M. L. First full vector archaeomagnetic data from Central Asia for the Last 2k Years: evidence for a possible non dipolar feature.

[13] 28th General Assembly of the International Union of Geodesy and Geophysics. Berlín, Alemania.

- Bonilla-Alba, R., Gómez-Paccard, M., Pavón-Carrasco, F.J., Campuzano, S.A., Beamud, E., V E., Martínez-Ferreras, V., Gurt-Esparraguera, J. M., Ariño-Gil, E., Martín-Hernández, F., Osete, M. L. First full vector archaeomagnetic data from Central Asia for the Last 2k Years: evidence for a possible non dipolar feature.

2022

[12] Seminarios Geosciences Barcelona-CSIC. Barcelona, España. Charla invitada.

- Bonilla-Alba, R., Gómez-Paccard, M., Beamud, E., Pavón-Carrasco, F.J., Osete, M.L. Variaciones del campo geomagnético durante los últimos 3k años en Asia Central

[11] 17th Castle Meeting. Trakoskan, Croacia.

- Bonilla-Alba, R., Gómez-Paccard, M., Beamud, E., Pavón-Carrasco, F.J., E., Martínez-Ferreras, V., Gurt-Esparraguera, J. M., Ariño-Gil, E., Martín-Hernández, F., J. del Rio, Osete, M. L. First full vector archaeomagnetic data for the last millennia from Central Asia

2021

[10] Congreso Nacional de Arqueometría. (Online), Argentina. Charla invitada.

- Campuzano, S.A., González-López, A, Gómez-Paccard, M., Bonilla-Alba, R. Arqueología y Campo Magnético de la Tierra: una extraña pareja.

[9] Congreso Nacional de Arqueometría. (Online), Argentina. Charla invitada.

- Bonilla-Alba, R., Gómez-Paccard, M., S.A. Campuzano, González-López, A. Datación Arqueomagnética: Fundamentos Teóricos y Aplicaciones Prácticas.

[8] Conferencia "Lambayeque: Arqueología del bicentenario". (Online), Perú. Charla invitada.

- González-López, A., S.A. Campuzano, R. Bonilla-Alba, Gómez-Paccard, M. El Campo Magnético de la Tierra y la Arqueología: una unión para entender nuestro pasado.

[7] Conferencia "Lambayeque: Arqueología del bicentenario". (Online), Perú. Charla invitada.

- R. Bonilla-Alba, Gómez-Paccard, M., A González-López, A, S.A. Campuzano. Datación Arqueomagnética: Fundamentos Teóricos y Aplicaciones Prácticas.

[6] X Congreso Geológico de España. Vitoria, España.

- Bonilla-Alba, R., Gómez-Paccard, M., del Rio, J., Beamud, E., Martínez-Ferreras, V., Gurt-Esparraguera, J.M., Ariño-Gil, E., Palencia-Ortas, A., Pavón-Carrasco, F.J., Martín-Hernández, F., Chauvin, A., Osete, M.L. Rapid decrease of the geomagnetic field intensity: new archaeointensity data for the First Millenium BCE in Uzbekistan

[5] European Geophysical Union General Assembly. (online)

- Bonilla-Alba, R., Gómez-Paccard, M., del Rio, J., Beamud, E., Martínez-Ferreras, V., Gurt-Esparraguera, J.M., Ariño-Gil, E., Palencia-Ortas, A., Pavón-Carrasco, F.J., Martín-Hernández, F., Chauvin, A., Osete, M.L. Evidences of a geomagnetic field intensity decrease from 500 BCE to 50 CE. Poster.

2020

[4] American Geophysical Union Fall Meeting AGU. (online)

- Bonilla-Alba, R., Gómez-Paccard, M., del Rio, J., Beamud, E., Martínez-Ferreras, V., Gurt-Esparraguera, J.M., Ariño-Gil, E., Palencia-Ortas, A.,

Pavón-Carrasco, F.J., Martín-Hernández, F., Chauvin, A., Osete, M.L. Evidences of a geomagnetic field intensity decrease from 500 BCE to 50 CE. Poster.

2019

[3] II Jornadas de Jóvenes Investigadores en ciencias de la Tierra, CSIC, España

- Bonilla-Alba, R., Gómez-Paccard, M., Osete, M.L. Estudio arqueomagnético a partir de material uzbeko.

[2] American Geophysical Union Fall Meeting AGU, San Francisco, USA

- Bonilla-Alba, R., Gómez-Paccard, M., Beamud, E., Martínez-Ferreras, V., Gurt-Esparraguera, J.M., Ariño-Gil, E., Osete, M.L., Pavón-Carrasco, F.J. Fast geomagnetic field intensity decrease between 500 BC and 250 AD. Poster.

[1] MagIber, Condeixa-Nova, Portugal

- Bonilla-Alba, R., Gómez-Paccard, M., del Rio, J., Beamud, E., Martínez-Ferreras, V., Gurt-Esparraguera, J.M., Ariño-Gil, E., Palencia-Ortas, A., Pavón-Carrasco, F.J., Martín-Hernández, F., Chauvin, A., Osete, M.L. Fast geomagnetic field intensity variation between 600 BC and 250 AC. New archeointensity data from Uzbekistan.

Referencias

Alken, P., Thébault, E., Beggan, C. D., Amit, H., Aubert, J., Baerenzung, J., Bondar, T. N., Brown, W. J., Califf, S., Chambodut, A., Chulliat, A., Cox, G. A., Finlay, C. C., Fournier, A., Gillet, N., Grayver, A., Hammer, M. D., Holschneider, M., Huder, L., … Zhou, B. (2021). International Geomagnetic Reference Field: the thirteenth generation. *Earth, Planets and Space*, *73*(1), 49. https://doi.org/10.1186/s40623-020-01288-x

Askarov, A., & Al′baum, L. I. (1979). Poselenie Kuchuktepa. *Izd-vo" Fan" Uzbekskoĭ SSR*.

Aubert, J., & Finlay, C. C. (2019). Geomagnetic jerks and rapid hydromagnetic waves focusing at Earth's core surface. *Nature Geoscience*, *12(5)*, 393–398.

Batt, C. (2023). Archaeomagnetic Dating. In *Handbook of Archaeological Sciences* (pp. 99–117). https://doi.org/https://doi.org/10.1002/9781119592112.ch6

Béguin, A., Filippidi, A., de Lange, G. J., & de Groot, L. V. (2019). The evolution of the Levantine Iron Age geomagnetic Anomaly captured in Mediterranean sediments. *Earth and Planetary Science Letters*, *511*, 55–66. https://doi.org/10.1016/J.EPSL.2019.01.021

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), 529–539. https://doi.org/10.1016/j.epsl.2009.09.001.

Bernard, P. (1980). Une nouvelle contribution soviétique a l'historie des Kushans: la fouille de Dal'verzin-Tépé (Uzbékistan). *Bulletin de l'École Française d'Extrême Orient, 68*, 313–348.

Bloxham, J., Zatman, S., & Dumberry, M. (2002). The origin of geomagnetic jerks. *Nature*, *420*(6911), 65–68. https://doi.org/10.1038/nature01134

Bolelov, S. B. (2001). Goncharnaya masterskaya III–II vekov do ne na Kampyrtepa. *Materialy Toharistanskoj Jekspedicii*, *2*, 15–30.

Bolelov, S. B. (2011). Proizvodstvyennyy tsyentr epokhi Ellinizma na Tsitadyeli Kampyrtepa. *Matyerialy Tokharistanskoy Ekspyeditsii. Arkhyeologichyeskiye Isslyedovaniya Kampyrtepa*, *8*, 48–79.

Bonilla-Alba, R., Gómez-Paccard, M., Pavón-Carrasco, F. J., Río, J. del, Beamud, E., Martínez-Ferreras, V., Gurt-Esparraguera, J. M., Ariño-Gil, E., Palencia-Ortas, A., Martín-Hernández, F., Chauvin, A., & Osete, M. L. (2021). Rapid Intensity Decrease During the Second Half of the First Millennium BCE in Central Asia and Global Implications. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, *126*(10), e2021JB022011. https://doi.org/https://doi.org/10.1029/2021JB022011

Bourne, M. D., Feinberg, J. M., Stafford, T. W., Waters, M. R., Lundelius, E., & Forman, S. L. (2016). High-intensity geomagnetic field "spike" observed at ca. 3000 cal BP in Texas, USA. *Earth and Planetary Science Letters*, *442*, 80–92. https://doi.org/10.1016/j.epsl.2016.02.051

Brown, M. C., Donadini, F., Korte, M., Nilsson, A., Korhonen, K., Lodge, A., Lengyel, S. N., & Constable, C. G. (2015). GEOMAGIA50.v3: 1. general structure and

modifications to the archeological and volcanic database. *Earth, Planets and Space*, *67*(1), 83. https://doi.org/10.1186/s40623-015-0232-0

Brown, M., Hervé, G., Korte, M., & Genevey, A. (2021). Global archaeomagnetic data: The state of the art and future challenges. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, *318*, 106766. https://doi.org/10.1016/j.pepi.2021.106766

Brunhes, B. (1906). Recherches sur la direction de l'aimantation des roches volcaniques. *Journal de Physique*, *5*, 705–724.

Burakov, K. S., & Nachasova, Y. E. (1978). A Method and Results of Studying the Geomagnetic Field of Khiva from the Middle of the Sixteenth Century. *Earth Physics*, *14*, 833–838.

Burlatskaya, S. P., Lykov, A., & Chernykh, I. (1995). Geomagnetic field variations in Central Asia for the last 4000 years. *Physic Solid Earth*, *31*, 407–416.

Burlatskaya, S. P., Nachasova, I. Y., & Burakov, K. S. (1977). New determinations of the parameters of the ancient geomagnetic field for Mongolia, Soviet Central Asia, and Abkhazia. *Geomagnetism and Aeronomy*, *16*(5), 447–450.

Burlatskaya, S. P., Nechaeva, T., & Petrova, G. (1969). Some Archaeomagnetic Data Indicative of the Westward Drift of the Geomagnetic Field. *Archaeometry*, *11*, 115–130.

Butler, R. (1998). Paleomagnetism: Magnetic domains to geologic terranes. *Electronic Edition*, *September*, 319. https://doi.org/10.1006/icar.2001.6754

Cai, S., Jin, G., Tauxe, L., Deng, C., Qin, H., Pan, Y., & Zhu, R. (2017). Archaeointensity results spanning the past 6 kiloyears from eastern China and implications for extreme behaviors of the geomagnetic field. *Proc. Natl. Acad. Sci.*, *114*(1), 39–44. https://doi.org/10.1073/pnas.1616976114

Cai, S., Tauxe, L., Wang, W., Deng, C., Pan, Y., Yang, L., & Qin, H. (2020). High-Fidelity Archeointensity Results for the Late Neolithic Period From Central China. *Geophysical Research Letters*, *47*(10), e2020GL087625. https://doi.org/https://doi.org/10.1029/2020GL087625

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 and Planetary Science Letters*, *512*, 17–26. https://doi.org/https://doi.org/10.1016/j.epsl.2019.01.050

Campuzano, S. A., Pavón-Carrasco, F. J., De Santis, A., González-López, A., & Qamili, E. (2021). South Atlantic Anomaly Areal Extent as a Possible Indicator of Geomagnetic Jerks in the Satellite Era. *Frontiers in Earth Science*, *8*. https://www.frontiersin.org/articles/10.3389/feart.2020.607049

Carrancho, A., Gómez Paccard, M., & Pavón Carrasco, F. J. (2022). La datación arqueomagnética. Fundamentos, éxitos y limitaciones. Cuaternario y Geomorfología,. *Cuaternario y Geomorfología*, *36*(3–4).

Chauvin, A., Garcia, Y., Lanos, Ph., & Laubenheimer, F. (2000). Paleointensity of the geomagnetic field recovered on archaeomagnetic sites from France. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, *120*(1), 111–136. https://doi.org/https://doi.org/10.1016/S0031-9201(00)00148-5

Coe, R. S. (1967). Paleo-intensities of the Earth's magnetic field determined from Tertiary and Quaternary rocks. *Journal of Geophysical Research*, *72*(12), 3247–3262. https://doi.org/10.1029/JZ072i012p03247

Coe, R. S., Grommé, S., & Mankinen, E. A. (1978). Geomagnetic paleointensities from radiocarbon-dated lava flows on Hawaii and the question of the Pacific nondipole low. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, *83*(B4), 1740–1756. https://doi.org/10.1029/JB083iB04p01740

Constable, C. G., & Constable, S. C. (2004). Satellite magnetic field measurements: applications in studying the deep earth. In: The state of the planet: frontiers and challenges in geophysics. *American Geophysical Union, International Union of Geodesy and Geophysics* .

Courtillot, V., Ducruix, J., & Le Mouël, J. -. L. (1978). Sure une accéleration récente de la variation seculaire du champ magnétique terrestre. *Comptes Rendus Des Séances de l' Académie Des Sciences*, *287*.

David, P. (1904). Sur la stabilité de la direction d'aimantation dans quelques roches volcaniques. *Comptes Rendus Hebdomadaires Des Seances de L9Academie Des Sciences Paris*, *138*, 41–42.

Day, R., Fuller, M., & Schmidt, V. A. (1977). Hysteresis properties of titanomagnetites: Grain-size and compositional dependence. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, *13*(4), 260–267. https://doi.org/10.1016/0031-9201(77)90108-X

De Marco, E., Tema, E., Lanos, P., & Kondopoulou, D. (2014). An updated catalogue of Greek archaeomagnetic data for the last 4500 years and a directional secular variation curve. *Studia Geophysica et Geodaetica*, *58*(1), 121–147. https://doi.org/10.1007/s11200-013-0910-y

Di Chiara, A., & Pavón-Carrasco, F. J. (2022). A first regional model of the past Earth's magnetic field from Africa for the last 4000 years. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, *325*, 106855. https://doi.org/https://doi.org/10.1016/j.pepi.2022.106855

Di Chiara, A., Tauxe, L., & Speranza, F. (2014). Paleointensity determination from São Miguel (Azores Archipelago) over the last 3 ka. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, *234*, 1–13. https://doi.org/10.1016/J.PEPI.2014.06.008

Dunlop, D. J. (2002a). Theory and application of the Day plot (Mrs/Ms versus Hcr/Hc) 1. Theoretical curves and tests using titanomagnetite data. *Journal of Geophysical Research*. https://doi.org/10.1029/2001JB000486

Dunlop, D. J. (2002b). Theory and application of the Day plot (Mrs/Ms versus Hcr/Hc) 2. Application to data for rocks, sediments, and soils. *Journal of Geophysical Research*. https://doi.org/10.1029/2001JB000487

Dunlop, D. J. (2011). Physical basis of the Thellier–Thellier and related paleointensity methods. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, *187*(3), 118–138. https://doi.org/https://doi.org/10.1016/j.pepi.2011.03.006

Dunlop, D. J., & Özdemir, Ö. (1997). Rock Magnetism: Fundamentals and Frontiers. In *Cambridge Studies in Magnetism*. Cambridge University Press. https://doi.org/DOI: 10.1017/CBO9780511612794

Ertepinar, P., Hammond, M. L., Hill, M. J., Biggin, A. J., Langereis, C. G., Herries, A. I. R., Yener, K. A., Akar, M., Gates, M.-H., Harrison, T., Greaves, A. M., Frankel, D., Webb, J. M., Özgen, İ., & Yazicioglu, G. B. (2020). Extreme geomagnetic field variability indicated by Eastern Mediterranean full-vector archaeomagnetic records. *Earth and Planetary Science Letters*, *531*, 115979. https://doi.org/https://doi.org/10.1016/j.epsl.2019.115979

Fisher, R. (1953). Dispersion on a Sphere. *Proceedings of the Royal Society A: Mathematical, Physical and Engineering Sciences*, *217*(1130), 295–305. https://doi.org/10.1098/rspa.1953.0064

Fusaro, A., Gurt Esparraguera, J. M., Ariño Gil, E., Uribe Agudo, P., Angás Pajas, J., & Pidaev, S. R. (2022). Islamic ancient Termez: an active and long-established ceramic 797 manufacturing centre along the Silk Road. *Archaeological Research in Asia*.

Fusaro, A., Martínez Ferreras, V., Gurt Esparraguera, J., Angourakis, A., Pidaev, S., & Baratova, L. (2019). Islamic Pottery from Ancient Termez (Uzbekistan): New 800 Archaeological and Archaeometric Data. *ArcheoSciences*, *43–2*, 249–264.

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

Genevey, A., Gallet, Y., Constable, C. G., Korte, M., & Hulot, G. (2008). ArcheoInt: An upgraded compilation of geomagnetic field intensity data for the past ten millennia and its application to the recovery of the past dipole moment. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, *9*(4), n/a-n/a. https://doi.org/10.1029/2007GC001881

Genevey, A., Gallet, Y., Jesset, S., Thébault, E., Bouillon, J., Lefèvre, A., & Le Goff, M. (2016). *New archeointensity data from French early medieval pottery production (6th–10th century AD). Tracing 1500 years of geomagnetic field intensity variations in Western Europe*. *257*, 205–219.

Genevey, A., Principe, C., Gallet, Y., Clemente, G., Le Goff, M., Fournier, A., & Pallecchi, P. (2019). Refining the High-Fidelity Archaeointensity Curve for Western Europe over the Past Millennium. Analysis of Tuscan Architectural Bricks (Italy). *Geo-Logical Society, London. Special Publications*.

Gómez-Paccard, M., Chauvin, A., Albeck, M. E., Zaburlín, M. A., Basso, D. M., Pavón-Carrasco, F. J., Osete, M. L., & Campuzano, S. A. (2019). New archeointensity data from NW Argentina (1300–1500 CE). *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, *286*, 92–100. https://doi.org/10.1016/j.pepi.2018.11.004

Gómez-Paccard, M., Chauvin, A., Lanos, P., Dufresne, P., Kovacheva, M., Hill, M. J., Beamud, E., Blain, S., Bouvier, A., & Guibert, P. (2012). Improving our knowledge of rapid geomagnetic field intensity changes observed in Europe between 200 and 1400 AD. *Earth and Planetary Science Letters*, *355–356*, 131–143. https://doi.org/10.1016/j.epsl.2012.08.037

Gómez-Paccard, M., Chauvin, A., Lanos, P., & Thiriot, J. (2008). New archeointensity data from Spain and the geomagnetic dipole moment in western Europe over the past 2000 years. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, *113*(B9). https://doi.org/https://doi.org/10.1029/2008JB005582

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. https://doi.org/10.1016/j.epsl.2016.08.024

Groot, L. V. De, Béguin, A., Kosters, M. E., Rijsingen, E. M. Van, Struijk, E. L. M., Biggin, A. J., Hurst, E. A., Langereis, C. G., & Dekkers, M. J. (2015). High paleointensities

for the Canary Islands constrain the Levant geomagnetic high. *Earth and Planetary Science Letters*, *419*, 154–167. https://doi.org/10.1016/j.epsl.2015.03.020

Gurt Esparraguera, J. M., Ariño Gil, E., Martínez Ferreras, V., & Pidaev, S. R. (2015). The Buddhist occupation of Tchingiz Tepe (Termez, Uzbekistan) in the Kushan period through the ceramic contexts. *Archaeological Research in Asia*, *3*, 19–33. https://doi.org/10.1016/j.ara.2015.04.003

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. https://doi.org/10.1016/J.PEPI.2013.02.002

Hervé, G., Chauvin, A., & Lanos, P. (2013b). Geomagnetic field variations in Western Europe from 1500 BC to 200 AD. 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., Chauvin, A., Lanos, P., Lhuillier, F., Boulud-Gazo, S., Denti, M., & Macario, R. (2021). How did the dipole axis vary during the first millennium BCE? New data from West Europe and analysis of the directional global database. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, *315*, 106712. https://doi.org/https://doi.org/10.1016/j.pepi.2021.106712

Hervé, G., Chauvin, A., Lanos, P., Rochette, P., Perrin, M., & Perron d'Arc, M. (2019). Cooling rate effect on thermoremanent magnetization in archaeological baked clays: an experimental study on modern bricks. *Geophysical Journal International*, *217*(2), 1413–1424. https://doi.org/10.1093/gji/ggz076

Hervé, G., Faβbinder, J., Gilder, S. A., Faβbinder, J., Metzner-Nebelsick, C., Geisweid, L., Reuβ, S., Flontas, A., Walter, F., Westhausen, I., Gallet, Y., Genevey, A., Schnepp, E., Pütz, A., Wittenborn, F., Linke, R., & Riedel, G. (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. https://doi.org/10.1016/j.pepi.2017.07.002

Hervé, G., Perrin, M., Alva-Valdivia, L. M., Rodríguez-Trejo, A., Hernández-Cardona, A., Córdova Tello, M., & Meza Rodriguez, C. (2019). Secular Variation of the Intensity of the Geomagnetic Field in Mexico During the First Millennium BCE. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, *20*(12), 6066–6077. https://doi.org/https://doi.org/10.1029/2019GC008668

Heußner, K. U., & Boroffka, N. (2013). Dendrochronological and Radiocarbon dating of samples om Kurganzol (Uzbekistan), in: L.M. Sverchkov, Kurganzol. Kryepost Alyeksandra na yugye Uzbyekistana. . *L.M. Sverchkov, Kurganzol. Kryepost Alyeksandra Na Yugye Uzbyekistana. SMIASIA, Taskhkent*, 182–184.

Hong, H., Yu, Y., Hee, C., Hee, R., Park, J., Doh, S., Kim, W., & Sung, H. (2013). Globally strong geomagnetic field intensity circa 3000 years ago. *Earth and Planetary Science Letters*, *383*, 142–152. https://doi.org/10.1016/j.epsl.2013.09.043

Hospers, J. (1954). Rock Magnetism and Polar Wandering. *Nature*, *173*(4416), 1183–1184. https://doi.org/10.1038/1731183a0

Jackson, A., & Finlay, C. (2015). 5.05 - Geomagnetic Secular Variation and Its Applications to the Core. In G. Schubert (Ed.), *Treatise on Geophysics (Second*

Edition) (pp. 137–184). Elsevier. https://doi.org/https://doi.org/10.1016/B978-0-444-53802-4.00099-3

Jasonov, P. G., Nougaliev, D. K., Burov, B. V., & Heller, F. (1998). A modernized coercivity spectrometer. *Geologica Carpathica*, *49*, 224–225.

Kirschvink, J. L. (1980). The least-squares line and plane and the analysis of palaeomagnetic data. *Geophysical Journal International*, *62*(3), 699–718. https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.1980.tb02601.x

Kissel, C., Laj, C., Rodriguez-gonzalez, A., Perez-torrado, F., Carracedo, J. C., Wandres, C., Alta, L. A., Curva, M., Garañon, E., Lentiscal, E., Melosal, E., & Hoyo, E. (2015). Holocene geomagnetic field intensity variations : Contribution from the low latitude Canary Islands site. *Earth and Planetary Science Letters*, *430*, 178–190. https://doi.org/10.1016/j.epsl.2015.08.005

Kono, M. (2010). *Treatise on Geophysics: Vol. 5: Geomagnetism*. Elsevier.

Korte, M., & Constable, C. (2011). Improving geomagnetic field reconstructions for 0–3ka. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, *188*(3), 247–259. https://doi.org/https://doi.org/10.1016/j.pepi.2011.06.017

Korte, M., Constable, C., Donadini, F., & Holme, R. (2011). Reconstructing the Holocene geomagnetic field. *Earth and Planetary Science Letters*, *312*(3), 497–505. https://doi.org/https://doi.org/10.1016/j.epsl.2011.10.031

Korte, M., Donadini, F., & Constable, C. G. (2009). Geomagnetic field for 0–3 ka: 2. A new series of time-varying global models. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, *10*(6). https://doi.org/https://doi.org/10.1029/2008GC002297

Kovacheva, M., Kostadinova-Avramova, M., Jordanova, N., Lanos, P., & Boyadzhiev, Y. (2014). Extended and revised archaeomagnetic database and secular variation curves from Bulgaria for the last eight millennia. *Phys. Earth Planet. Inter.*, *236*, 79–94.

Kruiver, P. P., Dekkers, M. J., & Heslop, D. (2001). Quantification of magnetic coercivity components by the analysis of acquisition curves of isothermal remanent magnetisation. *Earth and Planetary Science Letters*, *189*(3–4), 269–276. https://doi.org/10.1016/S0012-821X(01)00367-3

Lanos, P. (2004). Bayesian Inference of Calibration Curves: Application to Archaeomagnetism. In C. E. Buck & A. R. Millard (Eds.), *Tools for Constructing Chronologies: Crossing Disciplinary Boundaries* (pp. 43–82). Springer London. https://doi.org/10.1007/978-1-4471-0231-1_3

Lanos, P., & Dufresne, P. (2019). *ChronoModel version 2.0 User manual.* . *88*.

Le Goff, M., Gallet, Y., Genevey, A., & Warmé, N. (2002). On archeomagnetic secular variation curves and archeomagnetic dating. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, *134*(3), 203–211. https://doi.org/https://doi.org/10.1016/S0031-9201(02)00161-9

Leonhardt, R. (2006). Analyzing rock magnetic measurements: The RockMagAnalyzer 1.0 software. *Computers & Geosciences*, *32*(9), 1420–1431. https://doi.org/https://doi.org/10.1016/j.cageo.2006.01.006

Leriche, P. (2001). Termez antique et médievale, in La Bactriane au carrefour des routes et des civilisations de l'Asie Centrale. *Maisonneuve and Larose, Paris.*, 79–99.

Leriche, P., & Pidaev, S. (2008). *Termez sur Oxus. Cité capitale d'Asie Centrale*.

Leriche, P., & Pidaev, S. (2007). Termez in Antiquity", in J. CRIBB – G. HERRMANN (eds.): After Alexander: Central Asia Before Islam,. *Oxford*, 179–211.

Lesguer, F. (2015). Les fours de potiers a Termez (Ouzbekistan) du IV siecle au XII apres 855 J.-C., in: Thuillier, F., Louis, E. (Eds.), Tourner autour du pot. Les ateliers de potiers 856 medievaux du Ve au XIIe siecle dans l'espace europeen. Actes du colloque 857 international de Douai (5-8 octobre 2010),. *Publications Du Craham, Presses 858 Universitaires de Caen,* 433–437.

Lhuillier, J. (2013). Le phénomène des «cultures à céramique modelée peinte» en Asie Centrale dans l'évolution et la transformation des sociétés de la fin de l'Âge du Bronze et du début de l'Âge du Fer (IIe-Ier millénaire avant notre ère). Une synthèse comparative et régionale de la culture matérielle. *Université de Paris I Panthéon-Sorbonne*.

Livermore, P. W., Fournier, A., Gallet, Y., & Bodin, T. (2018). Transdimensional inference of archeomagnetic intensity change. *Geophysical Journal International*, *215*(3), 2008–2034. https://doi.org/10.1093/gji/ggy383

Lowrie, W. (1990). Identification of ferromagnetic minerals in a rock by coercivity and unblocking temperature properties. *Geophysical Research Letters*, *17*(2), 159–162. https://doi.org/https://doi.org/10.1029/GL017i002p00159

Luneau, E., Ferreras, V. M., Boroffka, N., & Sverchkov, L. (2022). Archaeometric investigations of the Molali pottery complex (Bronze Age, Uzbekistan): New data on technology and exchanges at the end of the Oxus Civilization. *Archaeological Research in Asia*, *31*, 100392. https://doi.org/https://doi.org/10.1016/j.ara.2022.100392

Lyonnet, B. (1997). rospections Archéologiques en Bactriane Orientale (1974-1978). Vol. 2. Céramique et Peuplement du Chalcolithique à la Conquête Arabe et J.-C. Gardin, 1998. - Prospections Archéologiques en Bactriane Orientale (1974-1978). *Description Des Sites et Notes de Synthèse. [Compte-Rendu]*, *3*.

Malin, S. R. C., & Hodder, B. M. (1982). Was the 1970 geomagnetic jerk of internal or external origin? *Nature*, *296*.

Martínez Ferreras, V., Angourakis, A., Hein, A., Aulinas Juncà, M., Garcia-Valles, M., Gurt Esparraguera, J. M., Ariño Gil, E., Sánchez Del Corral, A., & Pidaev, S. R. (2019). Assessing Hellenistic to nomadic cultural patterns through pottery in ancient Termez, Uzbekistan. *Geoarchaeology*, *34*(5), 540–564. https://doi.org/https://doi.org/10.1002/gea.21714

Martínez Ferreras, V., Ariño Gil, E., Gurt Esparraguera, J. M., & Pidaev, S. (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*, 413–473.

Martínez Ferreras, V., Fusaro, A., Gurt Esparraguera, J. M., Ariño Gil, E., Pidaev, S. R., & Angourakis, A. (2020). The Islamic Ancient Termez Through the Lens of Ceramics: A New Archaeological and Archaeometric Study. *Iran*, *58*(2), 250–278. https://doi.org/10.1080/05786967.2019.1572430

Martínez Ferreras, V., Gurt Esparraguera, J. M., Hein, A., Pidaev, S., Rtveladze, E. V., & Bolelov, S. B. (2016a). Tableware in the Hellenistic Tradition from the City of Kampyr Tepe in Ancient Bactria (Uzbekistan). *Archaeometry*, *58*(5), 736–764. https://doi.org/10.1111/arcm.12199

Martínez Ferreras, V., Gurt Esparraguera, J. M., Hein, A., Pidaev, S., Rtveladze, E. V., & Bolelov, S. B. (2016b). Tableware in the Hellenistic Tradition from the City of Kampyr Tepe in Ancient Bactria (Uzbekistan). *Archaeometry*, *58*(5), 736–764. https://doi.org/10.1111/arcm.12199

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. R., Rodríguez-Hernández, J., Martín Viso, I., & Garcia i Rubert, D. (2018). Updated Iberian Archeomagnetic Catalogue: New Full Vector Paleosecular Variation Curve for the Last Three Millennia. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, *19*(10), 3637–3656. https://doi.org/https://doi.org/10.1029/2018GC007781

Moskowitz, B. M. (1981). Methods for estimating Curie temperatures of titanomaghemites from experimentalJs-T data. *Earth and Planetary Science Letters*, *53*(1), 84–88. https://doi.org/https://doi.org/10.1016/0012-821X(81)90028-5

Nachasova, I., & Burakov, K. (1994). Geomagnetic field intensity from the 3rd century B.C. to the 6th A.D. in Termez (Uzbekistan). *Geomagnetism and Aeronomy, Engl. Transl.*, *34*, 409–412.

Nachasova, I., & Burakov, K. (1996). Geomagnetic field variations in Central Asia for the last two millenniums: World data analysis. *Geomagnetism and Aeronomy, Engl. Transl.*, *35*, 844–850.

Nachasova, I., & Burakov, K. (1997). Intensity of the geomagnetic field in Central Asia in 2000 BC–1000 BC. *Physic Solid Earth*, *33*, 543–548.

Nachasova, I. E., & Burakov, K. S. (2000). The geomagnetic field intensity in Central Asia from 6000 to 3000 BC. *Phys. Solid Earth*, *36*, 358–363.

Nagata, T., Y. Arai, and K. M. (1963). Secular variation of the geomagnetic total force during the last 5000 years. *J. Geophys. Res.*, *68*, 5277–5282.

Néel, L. (1955). Some theoretical aspects of rock magnetism. . *Adv. Phys.* , *4*, 191–243.

Nilsson, A., Suttie, N., Stoner, J. S., & Muscheler, R. (2022). Recurrent ancient geomagnetic field anomalies shed light on future evolution of the South Atlantic Anomaly. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, *119*(24), e2200749119. https://doi.org/10.1073/pnas.2200749119

Noël, M., & Batt, C. M. (1990). A method for correcting geographically separated remanence directions for the purpose of archeomagnetic dating. *Geophys. J. Int.*, *102*, 753–756.

O'Reilley, W. (1984). Rock and mineral magnetism. *Blackie*.

Osete, M. L., Chauvin, A., Catanzariti, G., Jimeno, A., Campuzano, S. A., Benito-Batanero, J. P., Tabernero-Galán, C., & Roperch, P. (2016). New archaeomagnetic data recovered from the study of celtiberic remains from central Spain (Numantia and Ciadueña, 3rd-1st centuries BC). Implications on the fidelity of the Iberian paleointensity database. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, *260*, 74–86. https://doi.org/https://doi.org/10.1016/j.pepi.2016.09.006

Osete, M. L., Molina-cardín, A., Campuzano, S. A., Aguilella-arzo, G., Barrachina-ibañez, A., Falomir-granell, F., Foix, A. O., Gómez-paccard, M., Martín-hernández, F., Palencia-ortas, A., Pavón-carrasco, F. J., & Rivero-montero, M. (2020). *Two archaeomagnetic intensity maxima and rapid directional variation rates during the*

Early Iron Age observed at Iberian coordinates . Implications on the evolution of the Levantine Iron Age Anomaly. *533*. https://doi.org/10.1016/j.epsl.2019.116047

Osete, M. L., Molina-Cardín, A., Campuzano, S. A., Aguilella-Arzo, G., Barrachina-Ibañez, A., Falomir-Granell, F., Oliver Foix, A., Gómez-Paccard, M., Martín-Hernández, F., Palencia-Ortas, A., Pavón-Carrasco, F. J., & Rivero-Montero, M. (2019). Two archaeomagnetic intensity maxima and rapid directional variation rates during the Early Iron Age observed at Iberian coordinates. Implications on the evolution of the Levantine Iron Age Anomaly. *Earth and Planetary Science Letters*, *533*, 116047. https://doi.org/10.1016/J.EPSL.2019.116047

Palencia-Ortas, A., Molina-Cardín, A., Osete, M. L., Gómez-Paccard, M., Martín-Hernández, F., Chauvin, A., & Roperch, P. (2021). Inclination flattening effect in highly anisotropic archaeological structures from Iberia. Influence on archaeomagnetic dating. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, *318*, 106762. https://doi.org/https://doi.org/10.1016/j.pepi.2021.106762

Paterson, G. A. (2011). *A simple test for the presence of multidomain behavior during paleointensity experiments*. *116*(October), 1–12. https://doi.org/10.1029/2011JB008369

Pavon-carrasco, F. J., Osete, M. L., Torta, J. M., & Santis, A. De. (2014). SHA . DIF . 14k : a new archaeomagnetic model for the Holocene period. *Geophysical Research Abstracts*, *16*, 3374.

Pavón-Carrasco, Fco. J., Rodríguez-González, J., Osete, M. L., & Torta, J. M. (2011). A Matlab tool for archaeomagnetic dating. *Journal of Archaeological Science*, *38*(2), 408–419. https://doi.org/https://doi.org/10.1016/j.jas.2010.09.021

Peters, C., & Dekkers, M. J. (2003). Selected room temperature magnetic parameters as a function of mineralogy, concentration and grain size. *Physics and Chemistry of the Earth*, *28*(16–19), 659–667. https://doi.org/10.1016/S1474-7065(03)00120-7

Petersen, N., & Petersen, K. (2008). Comparison of the temperature dependence of irreversible and reversible magnetization of basalt samples. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, *169*(1–4), 89–91. https://doi.org/10.1016/j.pepi.2008.07.005

Portero, R., Fusaro, A., Piqué, R., Gurt, J. M., Elorza, M., Gabriel, S., & Pidaev, S. R. (2021). The Environment in the Islamic City of Termez (Uzbekistan): 905 Zooarchaeology and Anthracology of a 9th-century tannur. *Journal of Islamic 906 Archaeology*, *8(1)*, 1–21.

Pugachenkova, G. A., & Rtveladze, E. V. (1978). Dalverzin tepe. A Kushan city south of Uzbekistan. *Academy of Sciences of the Soviet Socialist Republic of Uzbekistan.*

Rivero-Montero, M., Gómez-Paccard, M., Kondopoulou, D., Tema, E., Pavón-Carrasco, F. J., Aidona, E., Campuzano, S. A., Molina-Cardín, A., Osete, M. L., Palencia-Ortas, A., Martín-Hernández, F., Rubat-Borel, F., & Venturino, M. (2021). Geomagnetic field intensity changes in the Central Mediterranean between 1500 BCE and 150 CE: Implications for the Levantine Iron Age Anomaly evolution. *Earth and Planetary Science Letters*, *557*, 116732. https://doi.org/https://doi.org/10.1016/j.epsl.2020.116732

Rivero-Montero, M., Gómez-Paccard, M., Pavón-Carrasco, F. J., Cau-Ontiveros, M. A., Fantuzzi, L., Martín-Hernández, F., Palencia-Ortas, A., Aidona, E., Tema, E., Kondopoulou, D., Mas-Florit, C., & Ramon-Torres, J. (2021). Refining

geomagnetic field intensity changes in Europe between 200 CE and 1800 CE. New data from the Mediterranean region. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, *317*, 106749. https://doi.org/10.1016/j.pepi.2021.106749

Roberts, A. P., Cui, Y., & Verosub, K. L. (1995). Wasp-waisted hysteresis loops: Mineral magnetic characteristics and discrimination of components in mixed magnetic systems. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, *100*(B9), 17909–17924. https://doi.org/https://doi.org/10.1029/95JB00672

Roberts, A. P., Tauxe, L., Heslop, D., Zhao, X., & Jiang, Z. (2018). A Critical Appraisal of the "Day" Diagram. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, *123*(4), 2618–2644. https://doi.org/10.1002/2017JB015247

Rogers, J., Fox, J. M. W., & AITKEN, M. J. (1979). Magnetic anisotropy in ancient pottery. *Nature*, *277*(5698), 644–646. https://doi.org/10.1038/277644a0

Rtveladze, E. V. (2009). Kampyr-Tepe-Pandocheion – Alexandria Oxiana. :Hansen, S., Wieczorek, A., Tellenbach, M. (Eds.), Alexander Der Grosse Und Die Öfdnung Der Welt. Asien Kulturem Im Wandel. *Regensburg, Schnell & Steiner*, 169–175.

Sagdullaev, A. S. (1978). Drevnezemledel'cheskie poseleniia predgorii Baisuntau [Settlements of ancient farmers of the foothills of Baysuntau. *Istoriia i Arkheologiia Srednei Azii*, 30–36.

Schanner, M., Korte, M., & Holschneider, M. (2022). ArchKalmag14k: A Kalman-Filter Based Global Geomagnetic Model for the Holocene. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, *127*(2), e2021JB023166. https://doi.org/https://doi.org/10.1029/2021JB023166

Schnepp, E., Thallner, D., Arneitz, P., & Leonhardt, R. (2020). New archeomagnetic secular variation data from Central Europe, II: Intensities. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, *309*, 106605. https://doi.org/https://doi.org/10.1016/j.pepi.2020.106605

Shaar, R., Ben-Yosef, E., Ron, H., Tauxe, L., Agnon, A., & Kessel, R. (2011). Geomagnetic field intensity: How high can it get? How fast can it change? Constraints from Iron Age copper slag. *Earth and Planetary Science Letters*, *301*(1–2), 297–306. https://doi.org/10.1016/J.EPSL.2010.11.013

Shaar, R., Hassul, E., Raphael, K., Ebert, Y., Segal, Y., Eden, I., Vaknin, Y., Marco, S., Nowaczyk, N. R., Chauvin, A., & Agnon, A. (2018). The first catalog of archaeomagnetic directions from Israel with 4,000 years of geomagnetic secular variations. *Frontiers in Earth Science*, *6*(164). https://doi.org/10.3389/feart.2018.00164

Shaar, R., Tauxe, L., Goguitchaichvili, A., Devidze, M., & Licheli, V. (2017). Further evidence of the Levantine Iron Age geomagnetic anomaly from Georgian pottery. *Geophysical Research Letter*, *44*(5), 2229–2236. https://doi.org/10.1002/2016GL071494.Received

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. https://doi.org/10.1016/j.epsl.2016.02.038

Sverchkov, L. (2013). Kurganzol-Krepost Aleksandra na yugye Uzbekistana. *SMI ASIA*.

Sverchkov, L., & Boroffka, N. (2015). Materialy poselenija epokhi pozdnej bronzy Molali. *Arkheologija Uzbekistana*, *1*, 75–88.

Sverchkov, L. M. (2008). The Kurganzol fortress (on the history of central Asia in the Hellenistic era). *Ancient Civilizations from Scythia to Siberia*, *14*(1–2), 123–191. https://doi.org/10.1163/092907708X339607

Tang, C., Zheng, J. Y., Li, D. J., Wei, S. F., & Wei, Q. Y. (1991). Paleointensity Determinations for the Xinjiang Region, NW China. *Journal of Geomagnetism and Geoelectricity*, *43*(5), 363–368. https://doi.org/10.5636/jgg.43.363

Tauxe, L. (1998). *Paleomagnetic principles and practise*. Kluwer Academic Publishers.

Tauxe, L. (2010). Essentials of Paleomagnetism. In *Icarus*. https://doi.org/10.1016/j.icarus.2006.05.011

Tauxe, L., & Staudigel, H. (2004). Strength of the geomagnetic field in the Cretaceous Normal Superchron: New data from submarine basaltic glass of the Troodos Ophiolite. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, *5*(2), n/a-n/a. https://doi.org/10.1029/2003GC000635

Tema, E., Hedley, I., Pavón-Carrasco, F. J., Ferrara, E., Gaber, P., Pilides, D., Toumazou, M., Violaris, Y., Webb, J., & Frankel, D. (2021). The directional occurrence of the Levantine geomagnetic field anomaly: New data from Cyprus and abrupt directional changes. *Earth and Planetary Science Letters*, *557*, 116731. https://doi.org/https://doi.org/10.1016/j.epsl.2020.116731

Tema, E., & Lanos, P. (2021). New Italian directional and intensity archaeomagnetic reference curves for the past 3000 years: Insights on secular variation and implications on dating. *Archaeometry*, *63*(2), 428–445. https://doi.org/https://doi.org/10.1111/arcm.12603

Thébault, E., & Gallet, Y. (2010). A bootstrap algorithm for deriving the archeomagnetic field intensity variation curve in the Middle East over the past 4 millennia BC. *Geophysical Research Letters*, *37*(22). https://doi.org/https://doi.org/10.1029/2010GL044788

Thellier, E. (1938). Sur l'aimantation des terres cuites et ses appli-cations gé ophysiques. *Ann. Inst. Phys. Globe Paris*, *XVI*.

Thellier, E., & Thellier, O. (1959). Sur l'intensité du champ magnétique terrestre dans le passé historique et géologique. *Annales de Géophysique*, *15*, 285–376.

Troyano, M., Gallet, Y., Genevey, A., Pavlov, V., Fournier, A., Lagroix, F., Niyazova, M., & Mirzaakhmedov, D. (2021). Analyzing the geomagnetic axial dipole field moment over the historical period from new archeointensity results at Bukhara (Uzbekistan, Central Asia). *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, *310*, 106633. https://doi.org/https://doi.org/10.1016/j.pepi.2020.106633

Tsantini, E., Martínez Ferreras, V., Ariño Gil, E., Gurt I Esparraguera, J. M., & Pidaev, S. (2016). Pottery Production in the Buddhist Communities in Central Asia: The Kushan-Sassanian Pottery Workshop of Kara Tepe (Termez, Uzbekistan). *Archaeometry*, *58*(1), 35–56. https://doi.org/10.1111/arcm.12161

Turgunov, B. A., Koyama, M., Kawasaki, K., Pandzhiev, S., Ulmasov, A., Kanuechi, C., Suru, Kh., Fukumoto, K., & Isidzuka, K. (2008). Results of joint Uzbek-Japanese archaeological research in the second Buddhist temple of Dalverzintepa in 2006-2007. *Silk Road Studies*, *5*, 1–87.

Vaknin, Y., Shaar, R., Gadot, Y., Shalev, Y., Lipschits, O., & Ben-Yosef, E. (2020). The Earth's magnetic field in Jerusalem during the Babylonian destruction: A unique reference for field behavior and an anchor for archaeomagnetic dating. *PLOS ONE*, *15*(8), e0237029-. https://doi.org/10.1371/journal.pone.0237029

Zijderveld, J. D. A. (1967a). Ac Demagnetization of Rocks: Analysis of Results. *Methods in Palaeomagnetism*, *77*, 255–286.

Zijderveld, J. D. A. (1967b). Ac Demagnetization of Rocks: Analysis of Results. In *Methods in palaeomagnetism*. https://doi.org/10.1016/j.neuroscience.2010.03.066.

ANEXOS

ANEXO I.

En el anexo I se puede encontrar el material suplementario correspondiente al capítulo de resultados arqueomagnéticos, en el cual se presentan las tablas de resultados a nivel espécimen obtenidos.

1.	**Kurganzol (Lat: 38.09º; Lon: 67.18º)**														
Sample	T_1 (ºC)	T_2 (ºC)	n	f	g	q	MAD (º)	DANG (º)	β	k	H (μT)	H_a (μT)	ΔTRM (%)	alt. (%)	H_{ac} (μT)
a)	***Military Fortress: 310-290 BCE***														
KGZ593	250	560	7	0.67	0.79	42	1.1	0.3	-0.013	0.140	60.6	62.4	alt. > ΔTRM		62.4
KGZ593.A	150	560	11	0.85	0.88	78	1.7	0.6	-0.010	0.060	76.5	61.3	alt. > ΔTRM		61.3
KGZ593.B	150	560	11	0.85	0.89	34	2.5	0.4	-0.022	0.110	78.4	64.8	0.7	0.7	64.4
KGZ593											**71.8 ± 9.8**	**62.8 ± 1.8**			**62.7 ± 1.5**
KGZ594.A	150	540	10	0.78	0.86	27	1.9	0.3	-0.025	0.130	50.2	58.9	alt. > ΔTRM		58.9
KGZ594	150	480	8	0.74	0.85	54	3.2	0.3	-0.012	0.060	68.8	62.4	alt. > ΔTRM		62.4
KGZ594											**59.5 ± 13.2**	**60.7 ± 2.5**			**60.7 ± 2.5**
KGZ595	250	560	8	0.76	0.79	35	1.4	0.3	-0.017	0.060	66.9	57.6	-1.6	-1	58.5
KGZ595.A	200	540	9	0.9	0.85	67	1.3	0.7	-0.011	0.040	74.9	61.4	alt. > ΔTRM		61.4
KGZ595.B	150	540	10	0.95	0.84	66	1.3	0.5	-0.012	0.040	50.9	56.3	-8.6	-0.2	61.2
KGZ595											**64.2 ± 12.2**	**58.4 ± 2.7**			**60.4 ± 1.6**
KGZ596	150	480	8	0.79	0.8	25	2.2	0.8	-0.026	0.350	66.6	59.6	7.3	-0.6	55.3
KGZ596.A	150	510	9	0.79	0.84	18	2.1	0.3	-0.036	0.420	68.5	63.5	4.2	2.2	60.8
KGZ596.B	150	430	7	0.8	0.75	30	1.6	0.3	-0.020	0.300	62.0	54.3	alt. > ΔTRM		54.3
KGZ596											**65.7 ± 3.38**	**59.1 ± 4.6**			**56.8 ± 3.5**
KGZ599	200	560	8	0.86	0.82	25	4.6	0.5	-0.028	0.020	56.6	61.6	alt. > ΔTRM		61.6
KGZ599.A	250	560	9	0.74	0.86	54	1.8	0.5	-0.012	0.380	76.6	61.6	-5.4	-0.1	64.9
KGZ599.B	250	560	9	0.76	0.86	36	1.9	0.3	-0.018	0.320	79.0	63.3	-5.4	0.2	66.7
KGZ599.C	250	570	12	0.85	0.88	38	2.6	1.6	-0.020	0.004	90.9	60.9	6.1	2.1	57.2
KGZ599											**75.8 ± 14.2**	**61.9 ± 1.0**			**62.6 ± 4.2**
KGZ602	250	560	8	0.74	0.84	38	3.8	0.8	-0.016	0.230	79.8	71.7	2.1	-2.1	70.2
KGZ602.A	150	560	11	0.85	0.89	53	1.3	1.0	-0.014	0.150	67.4	60.3	-4.9	2.1	63.3
KGZ602.B	150	560	11	0.84	0.88	76	2.3	1.0	-0.010	0.100	74.7	74.6	-5	-0.7	78.3

KGZ602.C	150	540	13	0.89	0.90	42	4.0	2.6	-0.019	0.004	57.0	57.3	0.9	0.1	56.8
KGZ602											**69.7± 9.9**	**66.0 ± 8.5**			**67.2 ± 9.2**
KGZ603.A	150	510	12	0.90	0.90	39.2	3.2	1.8	-0.021	0.002	52.9	53.9	1.6	3.3	53.1
KGZ603.B	150	510	12	0.89	0.90	44.8	4.1	2.0	-0.018	0.002	67.7	52.2	1.9	0.2	51.2
KGZ603.C	150	510	12	0.87	0.90	40.9	4.9	3.1	-0.019	0.002	74.3	55.6	alt. > ΔTRM		55.6
KGZ603	150	560	10	0.87	0.88	63	2.0	0.8	-0.012	0.13	68.3	56.7	6.9	-2.8	52.8
KGZ603											**65.8±9.1**	**54.6±2.0**			**53.2±1.8**
KGZ604	200	560	8	0.75	0.82	44	1.6	0.5	-0.014	0.050	69.2	67.4	2.8	-1.8	65.5
KGZ604.A	150	560	11	0.82	0.88	37	1.2	0.2	-0.019	0.220	62.2	65.2	-3	2.7	67.2
KGZ604.B	150	540	10	0.80	0.88	36	1.6	0.4	-0.020	0.220	57.1	64.6	-5	-0.1	67.9
KGZ604.C	150	510	12	0.87	0.90	25	2.7	2.0	-0.031	0.004	54.4	61.7	alt. > ΔTRM		61.7
KGZ604											**60.7 ± 6.5**	**64.7 ± 2.3**			**65.6 ± 2.8**
KGZ606	200	560	9	0.83	0.85	65	4.2	2.1	-0.011	0.010	71.1	58	3.1	-1.8	56.2
KGZ606.A	150	560	11	0.88	0.89	74	1.0	0.2	-0.011	0.110	65	58.5	-3.0	1.5	60.2
KGZ606.B	150	560	11	0.87	0.89	100	1.1	0.8	-0.008	0.130	67.6	60.2	-5.2	-0.1	63.3
KGZ606.C	200	510	11	0.71	0.89	19	2.8	1.5	-0.033	0.004	51.2	54.2	5.4	1.0	51.3
KGZ606											**63.7 ± 8.1**	**57.7 ±2.5**			**57.7 ± 5.2**
KGZ607	250	560	8	0.71	0.82	31	3.8	1.1	-0.019	0.270	52.3	53.2	alt. > ΔTRM		53.2
KGZ607.A	250	560	9	0.66	0.86	50	2.8	1.6	-0.011	0.320	49.5	52.9	-4	3.2	55
KGZ607.B	250	560	9	0.66	0.85	30	2.8	1.6	-0.019	0.290	50.5	55	-3.1	0	56.7
KGZ607.C	250	540	11	0.80	0.87	30	2.3	0.3	-0.023	0.003	47.0	43.0	alt. > ΔTRM		43.0
KGZ607											**49.8 ± 2.2**	**53.7 ± 2.2**			**52.0 ± 6.2**
2.	**Kampyr Tepe (Lat: 37.41º; Lon: 67.02º)**														
Sample	T_1 (ºC)	T_2 (ºC)	n	f	g	q	MAD (º)	DANG (º)	β	k	H (μT)	H_a (μT)	ΔTRM (%)	alt. (%)	H_{ac} (μT)
a)	***Citadel: 310-150 BCE***														
KPT203.A	150	570	14	0.92	0.91	69	2.6	1.9	-0.012	0.001	79.7	62.7	3.7	2.9	60.4
KPT203.B	150	570	14	0.91	0.90	53	3.2	1.4	-0.016	0.002	51.3	59.1	2.9	2.5	57.4

KPT203	200	560	9	0.87	0.86	48	5	0.7	-0.016	0.03	52.8	64.1	alt. > ΔTRM	64.1
KPT203											**61.3 ± 16.0**	**62.0 ± 2.6**		**60.6 ± 3.4**
KPT205.A	200	540	12	0.81	0.90	32	3.9	1.2	-0.022	0.004	67.0	61.4	3.6	1.0	59.2
KPT205.B	200	540	12	0.83	0.90	28	3.6	0.7	-0.026	0.005	64.1	60.3	1.0	0.1	59.7
KPT205.C	100	540	14	0.90	0.90	43	3.5	0.6	-0.019	0.003	62.4	58.6	1.6	0.4	57.7
KPT205	150	560	10	0.89	0.87	49	3.2	2.5	-0.016	0.06	64.9	64.7	7.3	-0.6	60
KPT205											**64.6 ± 1.9**	**61.3 ± 2.6**			**59.1 ± 1.0**
KPT206	**200**	**560**	**9**	**0.83**	**0.86**	**40**	**2.6**	**0.4**	**-0.018**	**0.17**	**71.1**	**69.1**	**5.7**	**-2.6**	**65.1**
KPT207	250	560	7	0.67	0.79	36	3	0.7	-0.015	0.16	60.5	58.6	alt. > ΔTRM		58.6
KPT207.A	150	560	11	0.85	0.89	43	1	0.4	-0.018	0.14	53.3	55.4	-5.6	2.4	58.5
KPT207.B	200	560	10	0.78	0.88	31	0.9	0.4	-0.022	0.17	53.4	57.3	-3.8	-0.8	59.5
KPT207											**55.7 ± 4.1**	**57.1 ± 1.6**			**58.9 ± 0.5**
KPT208.B	200	570	13	0.87	0.90	42	3.4	1.0	-0.019	0.005	62.6	59.9	alt. > ΔTRM		59.9
KPT208.C	200	540	12	0.83	0.89	28	2.7	1.6	-0.026	0.002	59.0	57.3	alt. > ΔTRM		57.3
KPT208	200	560	9	0.86	0.85	63	2.2	0.8	-0.012	0.130	64.9	61.3	alt. > ΔTRM		61.3
KPT208											**62.2 ±3.0**	**59.5 ± 2.0**			**59.5 ± 2.0**
KPT237	150	560	9	0.65	0.86	48	2.2	0.7	-0.012	0.33	54.2	56.8	alt. > ΔTRM		56.8
KPT237.A	150	540	10	0.74	0.86	17	2.1	0.4	-0.037	0.24	53.3	54.2	alt. > ΔTRM		54.2
KPT237.B	150	480	8	0.69	0.84	26	2.3	1.4	-0.023	0.20	56.9	56.3	alt. > ΔTRM		56.3
KPT237.C	100	480	12	0.87	0.90	42	3.0	0.3	-0.019	0.003	54.7	56.4	6.1	0.4	52.9
KPT237											**54.8 ± 1.5**	**55.9 ± 1.2**			**55.1 ± 1.8**
KPT240	100	560	11	0.86	0.9	43	4	2.7	-0.018	0.05	64	57.3	5.7	-2	54
KPT240.C	100	570	15	0.90	0.92	55	2.0	0.9	-0.015	0.003	60.5	70.3	alt. > ΔTRM		70.3
KPT240											**62.3 ± 2,5**	**63.8 ± 9.2**			**62.2 ± 11.5**
KPT241	**150**	**560**	**10**	**0.85**	**0.88**	**73**	**3.2**	**1.3**	**-0.01**	**0.1**	**70.2**	**56.7**	**5.7**	**-2**	**53.5**
KPT242	150	560	10	0.81	0.87	36	3.3	1	-0.02	0.31	53.5	52.6	alt. > ΔTRM		52.6
KPT242.A	150	540	10	0.81	0.87	26	2.6	1.4	-0.027	0.36	54.5	53.6	alt. > ΔTRM		53.6
KPT242											**54 ± 0.7**	**53.1 ± 0.7**			**53.1 ± 0.7**

b)	***Low City: 200-150 BCE***													
KPT228	300	560	7	0.56	0.83	23	2.7	1	-0.02	0.84	55.8	47.2	7.8	-2.2	43.5
KPT229	200	560	9	0.75	0.86	16	5.3	0.3	-0.042	0.28	55.2	49	4.7	-1.5	46.7
KPT229.A	150	560	11	0.85	0.89	42	1.2	0.3	-0.018	0.21	48.7	48.4	-4.8	-3.6	50.7
KPT229.B	150	560	11	0.83	0.89	29	1.9	0.4	-0.026	0.21	53.8	49.4	alt. > ΔTRM		49.4
KPT229											**52.6 ± 3.4**	**48.9 ± 0.5**			**48.7 ± 2.8**
c)	***Pottery Workshop: 310-100 BCE***													
KPT553	150	480	8	0.74	0.83	28	2.4	2.4	-0.022	0.41	54.0	46.2	alt. > ΔTRM		46.2
KPT553.A	150	510	9	0.78	0.83	35	2.0	0.4	-0.019	0.19	33.0	40.0	6.5	3	37.4
KPT553.B	150	510	9	0.8	0.84	68	3.1	1.0	-0.010	0.09	34.3	41.5	alt. > ΔTRM		41.5
KPT553.C	100	480	12	0.89	0.89	44	2.3	1.1	-0.018	0.002	41.0	38.8	alt. > ΔTRM		38.8
KPT553											**40.6 ± 9.6**	**41.6 ± 3.2**			**41.0 ± 3.9**
KPT556	150	480	8	0.74	0.84	45	1.2	1.2	-0.014	0.29	53.7	46.2	alt. > ΔTRM		46.2
KPT556.A	150	480	8	0.75	0.81	13	2.9	1.4	-0.047	0.38	49.1	42.7	5.1	1.4	40.5
KPT556.B	150	480	8	0.70	0.80	23	3.3	0.6	-0.024	0.43	50.1	45.6	alt. > ΔTRM		45.6
KPT556.C	150	480	11	0.73	0.85	16	4.4	1.2	-0.039	0.024	46.7	40.7	alt. > ΔTRM		40.7
KPT556											**49.9 ± 3.0**	**43.8 ± 2.6**			**43.3 ± 3.1**
KPT557	200	530	6	0.73	0.75	21	4.6	0.9	-0.026	0.26	47.3	43.7	alt. > ΔTRM		43.7
KPT557.A	150	560	11	0.85	0.89	37	2.2	1.5	-0.021	0.14	45.1	39.6	-5.5	5.1	41.8
KPT557.B	150	560	11	0.83	0.88	68	2.6	0.3	-0.011	0.13	45.5	39.5	-5	-0.3	41.5
KPT557.B											**46.0 ± 1.2**	**40.9 ± 2.4**			**42.3 ± 1.2**
KPT558	200	480	7	0.62	0.8	21	1.9	3.3	-0.024	0.62	33.3	39.7	6.8	-1.7	37
KPT558.A	250	560	9	0.62	0.81	21	2.1	0.2	-0.024	0.38	39.3	43.7	alt. > ΔTRM		43.7
KPT558.B	200	510	8	0.69	0.82	22	1.4	0.9	-0.026	0.47	41.9	42.3	alt. > ΔTRM		42.3
KPT558											**38.2 ± 4.4**	**41.9 ± 2.0**			**41.0 ± 3.5**
KPT560	**200**	**560**	**9**	**0.85**	**0.87**	**37**	**3.2**	**0.4**	**-0.02**	**0.14**	**48.7**	**48.7**	**8.1**	**-0.6**	**44.7**
KPT561.A	150	570	13	0.69	0.89	16	5.0	2.8	-0.039	0.002	37.9	40.8	2.2	3.2	39.9
KPT561	100	560	11	0.69	0.88	36	4.9	3.2	-0.018	0.21	38.4	35.9	-3.7	-1.5	37.2

KPT561											**38.2 ± 0.4**	**38.4 ± 23.5**			**38.5 ± 1.9**
KPT563	**250**	**480**	**6**	**0.54**	**0.78**	**19**	**3.2**	**0.8**	**-0.023**	**0.66**	**41.7**	**44.2**	**alt. > ΔTRM**		**44.2**
KPT564	200	530	8	0.79	0.85	51	2.5	1.3	-0.013	0.12	48.5	48.3	-7.6	-2.5	52
KPT564.A	150	560	11	0.88	0.88	62	1.1	0.2	-0.013	0.15	53.9	51.1	-4.7	1.2	53.5
KPT564.B	150	560	11	0.9	0.88	73	0.8	0.7	-0.011	0.02	51.4	49.7	alt. > ΔTRM		49.7
KPT564.C	250	510	10	0.68	0.88	24.0	4.6	1.3	-0.025	0.002	41.6	43.5	5.9	1.4	40.9
KPT564											**48.9 ± 5.3**	**48.2 ± 3.3**			**49.0 ± 5.6**
KPT567	150	490	7	0.86	0.73	23	3.1	0.7	-0.028	0.19	48.1	44.5	-4.7	1.2	46.5915
KPT567.A	100	540	10	0.86	0.77	34	1.8	0.5	-0.02	0.21	42.4	42.8	alt. > ΔTRM		48.2
KPT567											**45.25 ± 4.5**	**43.65 ± 3.6**			**47.4 ± 3.2**
KPT569	150	560	8	0.87	0.82	82	3.5	0.3	-0.009	0.07	53.6	46.5	3	-1.9	45.1
KPT569.A	150	560	11	0.89	0.89	97	0.8	0.2	-0.008	0.09	54.3	47	-6.6	2	50.1
KPT569.B	150	560	11	0.88	0.89	116	1.4	0.8	-0.007	0.05	53.4	47.1	-6.2	0.1	50
KPT569											**53.9 ± 0.6**	**46.9 ± 0.3**			**48.4 ± 2.9**
KPT570	200	560	8	0.81	0.82	45	1.8	0.5	-0.015	0.08	47	47.3	alt. > ΔTRM		47.3
KPT570.A	150	540	10	0.85	0.86	38	1.8	0.4	-0.02	0.18	45.5	44.2	-1.3	2	44.8
KPT570.B	150	540	10	0.87	0.86	73	2.4	1	-0.01	0.06	43.4	43.1	-2	-1.3	44
KPT570											**45.3 ± 1.8**	**44.9 ± 2.2**			**45.4 ± 1.7**
3.	**Termez (Lat: 37.30º; Lon: 67.20º)**														
Sample	T_1 (ºC)	T_2 (ºC)	n	f	g	q	MAD (º)	DANG (º)	β	k	H (μT)		H_a (μT)	ΔTRM (%)	alt. (%)	H_{ac} (μT)
a)	***Alluvial Plain. AC2 - SU33: 300-200 BCE***														
TRZ363.B	150	530	12	0.69	0.88	29	4.2	0.5	-0.021	0.22	45.4		45.1	3.4	-1.6	43.6
TRZ363.C	150	530	12	0.69	0.88	26	3.3	1.4	-0.024	0.23	44.6		42	4.3	-1.2	40.2
TRZ363											**45 ± 0.6**		**43.6 ± 2.2**			**41.9 ± 2.4**
TRZ364.B	100	440	10	0.81	0.85	67	1.9	0.3	-0.01	0.05	65		50.1	3.5	-2.3	48.3
TRZ364.C	100	440	10	0.8	0.85	108	1.7	1	-0.006	0.15	50.2		49.1	4.4	-1	46.9
TRZ364											**57.6 ± 10.5**		**49.6 ± 0.7**			**47.6 ± 1**
b)	***Alluvial Plain: AC1 - SU 12: 100 BCE-100 CE***														

TRZ153.B	100	410	9	0.73	0.86	42	4.4	2.2	-0.015	0.11		43.6	44.4	3.2	0.3	43
TRZ153.C	100	410	9	0.73	0.85	29	2.5	1.5	-0.022	0.19		35.3	43.9	5.2	0.8	41.6
TRZ153											**39.5 ± 5.9**		**44.2 ± 0.4**			**42.3 ± 1**
TRZ154.B	150	530	12	0.79	0.9	84	2.2	1.3	-0.009	0.16		58.5	46.7	4.8	1.8	44.4
TRZ154.C	150	530	12	0.8	0.9	92	1.1	0.3	-0.008	0.17		44.4	49.1	4.9	1.4	46.7
TRZ154											**51.5 ± 10**		**47.9 ± 1.7**			**45.6 ± 1.6**
TRZ155.B	100	530	13	0.87	0.9	84	1.7	0.7	-0.009	0.1		52.1	46	2.8	0.1	44.7
TRZ155.C	100	530	13	0.88	0.9	70	3	1.2	-0.011	0.14		54.6	46.5	3.8	0.1	44.8
TRZ155											**53.4 ± 1.8**		**46.3 ± 0.4**			**44.7 ± 0.1**
TRZ716.B	150	470	10	0.71	0.84	30	2.8	1	-0.02	0.15		52	42.6	11.3	-2.9	37.8
TRZ716.C	100	440	10	0.79	0.85	39	3.1	1.3	-0.017	0.18		34.5	41	3.4	0.4	39.6
TRZ716											**43.3 ± 12.4**		**41.8 ± 1.1**			**38.7 ± 1.3**
TRZ717.C	**100**	**440**	**10**	**0.74**	**0.86**	**44**	**2.5**	**0.3**	**-0.015**	**0.03**		**38.2**	**43.2**	**3.5**	**0.1**	**41.7**

c) **Tchingiz Tepe:** ***RC - SU18: 100-275 CE***

TRZ297.B	100	530	13	0.84	0.9	68	2.2	0.9	-0.011	0.2		54.3	46.5	5	-1.6	44.2
TRZ297.C	100	530	13	0.86	0.91	55	3	0.5	-0.014	0.05		36.9	44.1	5.3	-1.6	41.8
TRZ297											**45.6 ± 12.3**		**45.3 ± 1.7**			**43.0 ± 1.7**
TRZ780.B	150	530	12	0.8	0.9	62	2.6	0.6	-0.012	0.13		66	55.1	alt. > ΔTRM		55.1
TRZ780.C	150	530	12	0.81	0.9	72	2.4	0.4	-0.01	0.08		46.7	52.1	2	0.2	51.1
TRZ780											**56.35 ± 13.6**		**53.6 ± 2.1**			**53.1 ± 2.9**
TRZ781.B	100	530	13	0.87	0.89	57	2	0.8	-0.014	0.16		51.7	51	3.8	-0.1	49
TRZ781.C	100	440	10	0.72	0.85	33	2.7	1	-0.019	0.32		42.8	48.9	4.6	-0.4	46.7
TRZ781											**47.3 ± 6.3**		**50 ± 1.5**			**47.9 ± 1.7**
TRZ782.B	100	500	12	0.85	0.91	73	2.4	0.2	-0.011	0.09		68.7	56.9	4	-0.1	54.6
TRZ782.C	100	500	12	0.88	0.91	63	2.3	0.8	-0.013	0.07		64.3	56.3	4	1.2	54
TRZ782											**66.5 ± 3.1**		**56.6 ± 0.4**			**54.3 ± 0.4**

d) **Tchingiz Tepe:** ***RC - SU21: 150-250 CE***

TRZ179.B	150	530	12	0.73	0.9	26	3.2	0.7	-0.026	0.32		59.3	50	6.4	-0.7	46.8

TRZ179.C	200	470	9	0.64	0.87	18	3.5	2.7	-0.031	0.53	45.8	49.2	6.4	-0.7	46.1
TRZ179											**52.55 ± 9.6**	**49.6 ± 0.6**			**46.45 ± 0.5**
TRZ181.B	150	500	11	0.8	0.89	38	3.6	0.8	-0.019	0.21	78.9	60.6	5.7	-1.9	57.2
TRZ181.C	150	470	10	0.67	0.89	25	4	2.4	-0.023	0.28	51.2	56.5	5.4	-1.3	53.4
TRZ181											**65.1 ± 19.6**	**58.6 ± 2.9**			**55.3 ± 2.6**
TRZ302.B	150	530	12	0.75	0.9	31	2.6	0.3	-0.022	0.33	75.1	52.9	6	-1.6	49.7
TRZ302.C	150	500	11	0.75	0.9	41	2.8	0.6	-0.016	0.27	46.2	49.7	7.5	-1.5	45.9
TRZ302.L	100	470	11	0.77	0.89	31	2.5	0.9	-0.022	0.19	52	41.3	6.4	-1.7	38.7
TRZ302											**57.8 ± 15.3**	**48 ± 5.9**			**44.8 ± 5.6**
TRZ770.C	**200**	**530**	**11**	**0.71**	**0.9**	**53**	**2.9**	**1.5**	**-0.012**	**0.24**	**48.7**	**51.4**	**4.3**	**0.7**	**49.2**
TRZ772.C	**200**	**470**	**9**	**0.54**	**0.85**	**10**	**2**	**1.9**	**-0.045**	**0.21**	**39.8**	**51.3**	**alt. > ΔTRM**		**51.3**
TRZ776.B	100	530	13	0.9	0.91	46	3.2	0.4	-0.018	0.13	67.7	53.2	3.2	0.1	51.5
TRZ776.C	200	470	9	0.71	0.87	33	2.4	0.2	-0.019	0.15	48	53.9	2.3	0.1	52.7
TRZ776											**57.9 ± 13.9**	**53.6 ± 0.5**			**52.1 ± 0.8**
e)	**Tchingiz Tepe: *RC - SU5: 250-350 CE***														
TRZ078.B	100	530	13	0.79	0.91	43	1.4	0.9	-0.017	0.1	51.3	54.5	alt. > ΔTRM		54.5
TRZ078.C	150	530	12	0.8	0.91	63	2.9	0.3	-0.012	0.13	42.6	51	alt. > ΔTRM		51
TRZ078											**47 ± 6.2**	**52.8 ± 2.5**			**52.7 ± 2.5**
f)	**Tchingiz Tepe: *RC - SU25: 200-300 CE***														
TRZ307.B	100	530	13	0.87	0.9	62	1.9	0.3	-0.013	0.06	68.8	53	4	-2.1	50.9
TRZ307.C	150	530	12	0.8	0.89	49	1.5	1.2	-0.014	0.02	49	52.4	4.5	-1.8	50.1
TRZ307											**58.9 ± 14**	**52.7 ± 0.4**			**50.5 ± 0.6**

Tabla S1.1. Sample, nombre de la muestra; T1, temperatura inicial utilizada para el cálculo de la pendiente; T2, temperatura final utilizada para el cálculo de la pendiente; n, número de pasos para el cálculo de la pendiente; f, fracción de NRM utilizada para el cálculo

de la pendiente; g, factor de desfase; q, factor de calidad; MAD, ángulo máximo de desviación; DANG, ángulo de desviación; β, relación entre el error estándar de la pendiente y el valor absoluto de la pendiente; k, parámetro de curvatura; H,, intensidad en μT; ΔH, desviación estándar de la intensidad en μT; Ha,, intensidad obtenida con corrección de anisotropía TRM en μT; ΔHa, desviación estándar de la intensidad en μT obtenida; ΔTRM, factor de tasa de enfriamiento; alt. , factor de alteración obtenido durante el protocolo de velocidad de enfriamiento; Hac,, intensidad obtenida con corrección de anisotropía TRM y corrección de velocidad de enfriamiento en μT; ΔHac, desviación estándar de intensidad en μT obtenida con corrección de anisotropía TRM y corrección de velocidad de enfriamiento.

1.Kuchuk Tepe (Lat: 37.47º; Lon: 66.80º)

Sample	T_1 (ºC)	T_2 (ºC)	n	f	g	q	MAD (º)	DANG (º)	β	k	H (μT)	H_a (μT)	ΔTRM (%)	alt. (%)	H_{ac} (μT)
a) Kuchuk III: 900 - 600 a.C.															
TRZ509B	150	520	11	0.804	0.89	24.2	2.7	1.1	-0.0296	-0.3011	105.6	82.1	-6.1	8.9	78.0
TRZ509C	200	520	10	0.740	0.871	24.0	4.4	1.6	-0.0269	-0.2774	100.9	83.0	-5.3	11.9	78.9
TRZ509D	200	520	10	0.724	0.877	16.8	3.5	1.6	-0.0378	-0.2752	93.6	81.2	-4.8	11.2	77.1
b) Kuchuk IV: 700 - 330 a.C.															
TRZ513A	200	520	10	0.692	0.884	14.4	4.0	0.3	-0.0424	-0.2278	96.4	78.8	13.6	2.5	68.1
TRZ513C	200	560	12	0.791	0.904	26.4	3.0	0.4	-0.0271	-0.1977	112.5	81.2	6.3	0.5	76.1
TRZ513D	200	560	12	0.802	0.903	19.8	2.8	0.3	-0.0366	-0.268	106.9	86.0	10.0	2.8	77.4
TRZ513E	200	560	12	0.775	0.9	23.8	3.2	0.8	-0.0293	-0.2684	97.2	80.4	0.7	3.6	72.4
TRZ517A	200	520	10	0.749	0.866	13.2	3.2	1.5	-0.0491	-0.3151	106.6	86.5	-2.5	16.4	82.2
TRZ517B	200	520	10	0.757	0.874	22.9	3.2	2.5	-0.0288	-0.1977	104.0	80.7	-1.7	16.6	76.7
TRZ517D	200	520	10	0.735	0.86	14.6	4.1	1.7	-0.0434	-0.3109	105.0	87.1	-4.4	13.0	82.7

TRZ517E	200	520	10	0.757	0.864	17.4	3.7	0.6	-0.0375	-0.202	108.9	82.5	-1.8	12.3	78.4
TRZ519A	150	520	11	0.805	0.888	25.6	2.8	1.3	-0.0279	-0.2863	61.5	69.4	-3.8	15.1	65.9
TRZ519B	200	520	10	0.727	0.873	14.8	4.6	1.8	-0.043	-0.3489	77.6	78.5	-7.5	12.4	74.6
TRZ519D	100	520	12	0.904	0.895	42.4	3.9	1.0	-0.0191	-0.1378	69.0	75.3	-5.5	9.6	71.5
TRZ519E	200	520	10	0.806	0.876	27.6	3.4	0.7	-0.0255	-0.1609	69.8	80.1	-4.7	8.5	76.1
TRZ546A	150	560	13	0.856	0.904	43.4	3.7	0.8	-0.0178	-0.1516	63.3	71.8	3.7	7.5	68.4
TRZ546B	150	560	13	0.873	0.905	40.4	3.1	0.2	-0.0195	-0.1502	62.6	67.6	4.1	3.8	64.9
TRZ546C	150	490	10	0.720	0.882	15.4	4.2	0.6	-0.0412	-0.3121	95.1	70.4	4.2	3.9	67.4
TRZ546D	100	490	11	0.768	0.889	23.0	2.8	1.6	-0.0297	-0.2655	103.0	71.6	5.9	2.1	67.4

2. Molali Tepe: 1600 -1400 a.C. (Lat: 37.63º; Lon: 67.70º)

Sample	T_1 (ºC)	T_2 (ºC)	n	f	g	q	MAD (º)	DANG (º)	β	k	H (μT)	H_a (μT)	ΔTRM (%)	alt. (%)	H_{ac} (μT)
21MOL55A	250	540	9	0.714	0.86	39.5	1.6	1.0	-0.0155	-0.2684	63.0	59.5	12.0	-4.6	52.4
21MOL55B	200	545	11	0.790	0.88	42.0	1.5	0.9	-0.0165	-0.173	73.9	62.5	7.2	-2.0	58.0
21MOL55C	250	590	13	0.765	0.886	62.1	1.7	0.9	-0.0109	-0.1832	60.0	65.4	8.2	-4.3	60.0
21MOL57A	150	390	6	0.635	0.79	17.7	2.8	1.1	-0.0283	-0.2721	48.8	56.0	10.0	3.1	50.4
21MOL57B	200	430	6	0.596	0.781	18.1	2.4	1.2	-0.0257	-0.2724	54.1	59.7	4.4	-1.3	57.1
21MOL57C	150	480	9	0.761	0.844	54.8	2.0	0.4	-0.0117	-0.2575	48.8	55.5	11.0	-3.8	49.4
21MOL58A	150	540	11	0.842	0.882	52.3	1.0	0.5	-0.0142	-0.1708	59.9	54.2	13.3	2.0	47.0
21MOL58B	250	530	9	0.588	0.848	17.1	2.0	1.2	-0.0291	-0.1273	52.6	49.0	10.5	-1.7	43.9
21MOL58C	250	530	9	0.578	0.861	26.8	1.6	0.8	-0.0185	-0.1568	61.6	55.4	13.6	-4.2	47.9
21MOL59A	150	520	10	0.808	0.869	50.7	2.1	1.3	-0.0138	-0.249	73.1	54.9	12.0	2.4	48.3
21MOL59B	150	430	7	0.673	0.822	23.7	1.3	0.6	-0.0234	-0.2313	83.3	60.6	3.9	-1.7	58.3
21MOL59C	200	480	8	0.664	0.837	31.3	1.8	0.5	-0.0178	0.0457	54.5	58.7	8.5	-3.5	53.7
21MOL60A	150	540	11	0.844	0.887	80.4	0.8	0.2	-0.0093	-0.13	54.8	57.9	3.3	-3.2	56.0
21MOL60B	150	545	11	0.837	0.884	48.8	1.3	0.3	-0.0152	-0.1916	80.6	57.4	5.6	-2.5	54.2
21MOL60C	150	530	11	0.821	0.895	58.7	1.1	0.8	-0.0125	-0.1596	80.7	61.0	3.2	-2.2	59.1
21MOL60D	150	480	9	0.737	0.87	47.4	1.8	0.5	-0.0135	-0.2216	70.1	55.1	8.0	-6.1	50.7

21MOL73A	150	500	9	0.723	0.846	31.9	1.1	0.8	-0.0192	-0.2803	66.3	55.8	7.9	1.4	51.4
21MOL73B	200	480	8	0.612	0.821	48.7	1.4	1.4	-0.0103	-0.2614	69.3	57.5	5.8	1.6	54.2
21MOL73C	150	530	11	0.824	0.871	41.3	1.7	1.0	-0.0173	-0.1963	50.9	52.8	8.0	-4.2	48.6
21MOL75A	150	530	11	0.832	0.879	55.4	1.4	0.7	-0.0132	-0.1715	81.1	59.2	5.7	-3.3	55.8
21MOL75B	150	530	11	0.814	0.879	44.5	0.9	0.6	-0.0161	-0.2089	83.0	60.8	4.5	-1.7	58.0
21MOL75C	150	480	9	0.753	0.862	40.6	0.9	0.9	-0.016	-0.2209	79.9	59.2	4.6	-1.8	56.5
21MOL76A	200	540	10	0.753	0.866	43.0	2.1	1.2	-0.0152	0.0869	63.1	67.7	7.0	9.5	65.7
21MOL76B	150	430	7	0.627	0.823	15.6	1.2	2.7	-0.0331	-0.4232	75.4	53.5	3.3	-2.9	51.7
21MOL76C	200	530	10	0.706	0.878	42.2	1.9	1.4	-0.0147	-0.3156	79.5	61.1	2.4	-1.8	59.6
21MOL76D	300	530	8	0.583	0.843	21.6	1.3	0.9	-0.0228	-0.3336	87.3	63.1	6.8	-3.7	58.8
21MOL80A	300	545	9	0.592	0.855	39.0	1.9	1.0	-0.013	-0.3838	49.6	57.8	5.7	0.2	54.5
21MOL80B	250	560	11	0.695	0.883	48.7	2.2	0.9	-0.0126	-0.372	51.2	59.5	2.8	-1.4	57.8
21MOL80C	250	530	9	0.703	0.868	37.1	2.3	1.5	-0.0165	-0.3676	49.4	59.8	6.7	-5.0	55.8
21MOL83A	150	540	11	0.837	0.889	114.1	0.7	0.2	-0.0065	-0.1189	58.4	62.2	3.9	-0.8	59.8
21MOL83B	200	530	10	0.770	0.873	79.8	0.8	0.2	-0.0084	-0.1351	60.0	65.3	2.6	0.2	63.6
21MOL83C	250	560	11	0.759	0.891	25.6	2.1	0.4	-0.0264	-0.312	95.7	73.6	3.7	-7.5	71.2
21MOL86A	200	590	14	0.830	0.899	137.5	1.0	1.8	-0.0054	-0.1156	66.7	59.3	3.3	-2.5	57.4
21MOL86B	410	590	9	0.512	0.813	33.5	2.6	3.5	-0.0124	0.261	63.2	59.8	5.0	-3.2	56.8
21MOL86C	150	590	15	0.874	0.906	124.4	0.9	0.4	-0.0064	-0.1133	74.5	61.4	5.5	-4.6	58.0
21MOL95A	200	560	12	0.664	0.905	28.5	2.8	0.4	-0.0211	-0.2125	69.7	55.0	6.2	-3.1	51.6
21MOL95B	150	560	13	0.702	0.91	57.5	1.3	1.0	-0.0111	-0.1516	77.4	61.8	3.2	-3.2	59.8
21MOL95C	150	560	13	0.697	0.912	45.2	3.1	1.0	-0.0141	-0.1906	72.0	56.5	4.0	-4.3	53.8
21MOL98A	150	520	10	0.775	0.867	59.0	1.2	0.3	-0.0114	-0.1642	62.4	54.7	8.3	4.4	50.1
21MOL98B	200	545	11	0.581	0.849	19.0	3.6	1.8	-0.026	-0.3444	70.0	59.0	1.8	-0.5	57.9
21MOL98C	150	510	9	0.694	0.818	43.2	2.6	1.1	-0.0132	-0.2671	65.3	56.1	12.7	-6.2	49.0
3. Jarkutan (Lat: 38.09º; Lon: 67.00º)															
Sample	T_1 (ºC)	T_2 (ºC)	n	f	g	q	MAD (º)	DANG (º)	β	k	H (μT)	H_a (μT)	ΔTRM (%)	alt. (%)	H_{ac} (μT)

a) Jarkutan: 1800 - 1400 a.C.

21MOT491A	150	500	9	0.775	0.834	46.3	1.3	0.1	-0.014	-0.0145	53.9	52.7	4.2	-4.1	50.5
21MOT491B	200	430	6	0.592	0.763	13.9	1.9	0.6	-0.0325	-0.0844	55.7	52.7	2.7	-2.0	51.3
21MOT491C	150	480	9	0.750	0.841	21.0	1.4	0.9	-0.03	-0.0109	61.2	54.8	11.2	-4.4	48.6
21MOT492A	150	500	9	0.818	0.847	103.5	1.0	0.2	-0.0067	-0.0953	52.8	54.2	5.6	-4.5	51.2
21MOT492B	200	500	8	0.676	0.806	18.2	1.8	1.0	-0.03	-0.2538	70.2	56.3	1.9	0.0	55.2
21MOT492C	200	480	8	0.668	0.825	22.9	1.4	0.6	-0.0241	-0.2213	66.6	55.3	6.9	-4.6	51.5
21MOT495A	150	520	10	0.820	0.851	40.2	1.4	0.7	-0.0174	-0.3139	51.8	49.1	7.1	-2.8	45.6
21MOT495B	150	520	10	0.792	0.854	38.9	1.4	0.5	-0.0174	-0.3324	48.3	44.2	4.9	-2.2	42.0
21MOT495C	150	410	7	0.659	0.808	12.0	2.9	1.4	-0.0444	-0.5252	40.3	44.4	12.8	-5.0	38.7
21BST496A	150	500	9	0.749	0.863	29.7	1.9	1.2	-0.0217	-0.2827	36.9	49.3	10.0	-6.9	44.4
21BST496B	250	500	7	0.599	0.824	12.8	1.5	0.9	-0.0386	-0.3918	63.7	59.1	7.4	-7.2	54.7
21BST496C	250	530	9	0.665	0.857	17.7	1.4	1.5	-0.0322	-0.3971	61.7	63.0	9.8	-6.5	56.8
21BST497A	200	430	6	0.839	0.752	37.6	0.8	0.3	-0.0168	0.0603	47.3	47.7	2.3	-1.8	46.6
21BST497B	150	470	8	0.922	0.797	70.3	1.1	0.5	-0.0105	0.0514	51.6	54.2	2.7	-2.9	52.0
21BST497C	250	450	6	0.775	0.757	27.0	1.1	1.2	-0.0217	0.0139	62.3	47.9	6.0	-4.9	45.0
21BST498A	150	430	7	0.809	0.813	59.5	1.2	0.4	-0.0111	-0.175	69.5	53.4	6.6	-2.2	49.9
21BST498B	150	430	7	0.783	0.823	68.4	1.0	0.3	-0.0094	-0.1988	52.2	49.7	6.0	-2.2	46.7
21BST498C	150	450	8	0.767	0.834	35.3	1.8	1.4	-0.0181	-0.2223	53.3	51.7	3.8	-0.7	49.7
21BST499A	250	430	5	0.770	0.662	46.8	0.9	0.5	-0.0109	-0.1913	42.3	39.4	0.1	-0.9	36.8
21BST499B	200	390	5	0.796	0.67	30.4	1.7	1.1	-0.0176	-0.1378	56.2	44.8	2.0	-3.3	41.8
21BST499C	200	410	6	0.837	0.749	51.6	1.0	1.0	-0.0122	-0.0387	57.6	44.3	6.7	-5.6	41.3
21BST500A	150	430	7	0.719	0.782	32.2	0.7	1.2	-0.0175	-0.3622	51.7	49.5	1.7	-1.3	48.7
21BST500B	200	480	8	0.638	0.78	17.1	4.0	3.8	-0.0292	-0.1362	43.6	46.4	10.6	-5.8	41.5
21BST500C	150	410	7	0.698	0.784	27.6	1.6	1.3	-0.0198	-0.4375	47.3	47.0	5.7	-2.6	44.3

b) Jarkutan: 2000 - 1700 a.C.

21JKT481A	150	520	10	0.805	0.88	50.7	1.6	0.4	-0.0139	-0.0985	49.6	46.5	4.4	-7.6	43.1
21JKT481B	150	545	12	0.829	0.893	40.0	1.9	0.6	-0.0185	-0.1665	62.3	51.1	2.9	-2.8	49.6

21JKT481C	150	480	9	0.721	0.87	68.2	1.5	0.9	-0.0092	-0.0533	41.0	45.7	11.6	-4.3	40.4
21JKT482A	150	430	7	0.767	0.802	22.6	2.1	1.1	-0.0272	-0.0842	31.6	33.7	0.0	-1.7	32.0
21JKT482B	150	430	7	0.771	0.802	26.5	1.2	0.3	-0.0234	-0.0793	31.7	33.0	0.2	-0.9	31.4
21JKT482C	150	410	7	0.761	0.814	29.4	2.8	1.0	-0.0211	-0.0338	48.2	37.0	6.0	-6.1	35.2
21JKT483A	150	430	7	0.741	0.827	22.5	2.6	0.3	-0.0272	-0.0492	51.4	50.4	5.9	-3.2	47.4
21JKT483B	150	430	7	0.750	0.815	11.9	0.4	1.0	-0.0512	-0.0623	49.5	49.7	2.8	-0.6	48.3
21JKT483C	150	450	8	0.721	0.832	27.3	2.1	0.9	-0.022	-0.1719	69.2	51.6	10.6	-4.4	46.1
21JKT484A	150	540	11	0.847	0.894	38.7	1.3	0.8	-0.0196	-0.1906	57.7	57.7	3.6	-5.9	53.9
21JKT484B	150	545	12	0.886	0.895	60.7	1.3	0.7	-0.013	-0.1366	75.0	53.0	6.9	-2.2	49.3
21JKT484C	200	545	11	0.824	0.893	76.0	1.3	0.3	-0.0097	-0.1426	77.2	55.6	6.2	-8.2	52.2
21JKT486A	200	545	11	0.774	0.881	38.4	1.9	0.3	-0.0177	-0.277	54.1	49.9	2.0	2.0	48.9
21JKT486B	250	530	8	0.679	0.841	33.8	1.9	1.3	-0.0169	-0.2884	55.7	50.5	3.7	-2.6	48.6
21JKT486C	250	530	9	0.696	0.867	74.0	1.9	1.5	-0.0082	-0.1999	42.0	48.4	2.9	-0.8	47.0
21SPT474A	200	540	10	0.719	0.88	64.4	2.0	0.4	-0.0098	-0.1968	35.5	41.7	5.2	-5.5	39.8
21SPT474B	150	545	12	0.767	0.898	43.0	1.7	0.7	-0.016	-0.2385	54.7	44.3	7.8	-4.1	40.9
21SPT474C	200	530	10	0.656	0.883	35.7	1.3	0.6	-0.0162	-0.3324	50.5	45.2	1.5	0.5	44.5
21SPT475A	150	570	14	0.708	0.918	48.5	2.8	1.4	-0.0134	-0.064	60.8	48.5	3.1	-0.4	47.0
21SPT475B	250	585	13	0.646	0.911	35.7	2.8	0.7	-0.0165	-0.1313	72.0	55.1	5.9	-1.5	51.9
21SPT475C	200	560	12	0.592	0.898	29.2	2.9	1.7	-0.0182	0.0273	70.3	55.7	5.4	-7.2	53.2
21SPT478A	200	560	11	0.747	0.883	42.6	1.9	0.3	-0.0155	-0.0283	36.8	42.7	2.1	-5.3	38.5
21SPT478B	200	585	14	0.840	0.909	59.9	2.3	0.5	-0.0127	0.0006	34.1	41.4	9.9	-1.5	37.3
21SPT478C	250	590	13	0.746	0.898	56.3	2.7	1.3	-0.0119	-0.1138	52.0	44.8	2.8	-3.2	40.4
21SPT480A	150	500	9	0.820	0.847	57.9	2.4	0.4	-0.012	-0.1733	44.7	43.2	6.7	-3.7	40.3
21SPT480B	150	430	7	0.569	0.816	17.1	4.3	5.3	-0.0272	-0.2056	39.9	31.7	2.8	2.6	30.8
21SPT480C	250	545	10	0.732	0.846	41.6	2.6	1.0	-0.0149	-0.112	52.0	43.0	-0.7	0.5	43.3

Tabla S1.2. Sample, nombre de la muestra; T1, temperatura inicial utilizada para el cálculo de la pendiente; T2, temperatura final utilizada para el cálculo de la pendiente; n, número de pasos para el cálculo de la pendiente; f, fracción de NRM utilizada para el cálculo de la pendiente; g, factor de desfase; q, factor de calidad; MAD, ángulo máximo de desviación; DANG, ángulo de desviación; β, relación entre el error estándar de la pendiente y el valor absoluto de la pendiente; k, parámetro de curvatura; H,, intensidad en μT; ΔH, desviación estándar de la intensidad en μT; Ha,, intensidad obtenida con corrección de anisotropía TRM en μT; ΔHa, desviación estándar de la intensidad en μT obtenida; ΔTRM, factor de tasa de enfriamiento; alt. , factor de alteración obtenido durante el protocolo de velocidad de enfriamiento; Hac,, intensidad obtenida con corrección de anisotropía TRM y corrección de velocidad de enfriamiento en μT; ΔHac, desviación estándar de intensidad en μT obtenida con corrección de anisotropía TRM y corrección de velocidad de enfriamiento.

Sample	**T1 (ºC)**	**T2 (ºC)**	**N**	**f**	**g**	**q**	**MAD (º)**	**DANG (º)**	**k**	**β**	**H (μT)**	**Ha (μT)**	**Hac (μT)**	**ΔTRM (%)**	**Alt.(%)**
DAF3.1D2B	250	560	9	0.707	0.776	22.8	2.8	0.5	0.0296	0.0241	70.7	68.5	65.1	alt. > ΔTRM	
DAF3.2C4B	250	560	9	0.788	0.797	22.2	4.2	0.9	0.0004	0.0283	76.6	76.3	72.5	alt. > ΔTRM	
DAF3.4B2A	200	560	10	0.574	0.855	15.4	5.0	3.2	0.0396	0.032	67.6	67.4	61.9	8.2	3.9
DAF3.4C1B	150	560	11	0.705	0.889	16.7	3.7	2.6	0.0977	0.0376	78.3	80.7	72.4	10.3	5.8
DAF3.5A2A	150	530	10	0.672	0.886	22.5	4.8	3.6	0.1127	0.0265	68.2	66.8	60.0	10.2	6.5
DAF3.5B2B	150	530	10	0.778	0.885	24.6	2.9	2.5	0.0466	0.0279	70.8	72.7	66.8	8.1	4.2
DAF3.6B3B	150	530	10	0.746	0.867	16.6	3.6	2.1	0.1307	0.0389	67.8	70.4	65.1	7.5	3.1
DAF3.6C2C	200	560	10	0.683	0.875	14.8	2.6	1.8	0.0081	0.0403	73.6	77.7	70.1	9.8	1.7
DAF3.7B1B	150	560	11	0.815	0.884	30.5	1.8	1.6	0.0236	0.0236	82.7	85.0	76.7	9.8	1.7

DAF3.7C1B	150	560	11	0.810	0.885	24.4	3.7	0.5	0.0728	0.0294	64.5	65.0	60.1	7.5	3.1
DAF3.8C3A	250	560	9	0.897	0.812	76.9	2.6	0.6	0.0346	0.0095	76.8	73.9	68.0	8.0	0.8
DAF3.11B2B	250	560	9	0.900	0.736	57.0	2.3	1.1	0.0714	0.0116	66.6	69.1	65.6	alt. > ΔTRM	
DAF3.11C2B	290	560	8	0.873	0.737	25.1	3.8	1.2	0.0138	0.0256	71.4	75.4	71.6	alt. > ΔTRM	
DAF3.12C2A	290	560	8	0.847	0.807	32.9	2.5	1.2	0.0147	0.0207	64.9	64.0	58.6	alt. > ΔTRM	
DAF3.12D2A	250	560	9	0.866	0.826	39.3	2.6	1.5	0.0030	0.0182	62.5	61.0	55.8	8.5	0.7
DAF3.14B2A	200	560	10	0.880	0.861	43.8	2.0	1.6	0.0487	0.0173	55.3	53.3	50.2	5.9	0.9
DAF3.14C3A	200	560	9	0.876	0.851	31.9	3.6	1.1	0.0663	0.0233	57.7	56.6	52.9	6.5	0.1
DAF3.18B1B	200	560	10	0.858	0.870	30.5	2.5	1.3	0.1391	0.0245	64.0	63.5	55.6	12.5	0.2
DAF3.18C2B	200	560	10	0.811	0.876	28.2	2.6	1.3	0.1306	0.0252	65.1	66.7	59.6	10.7	0.2
DAF3.19C2A	200	560	10	0.799	0.861	26.2	4.0	1.3	0.0417	0.0262	62.2	62.4	56.0	10.3	0.1
DAF4.3A2B	200	500	10	0.722	0.824	46.2	3.9	0.8	0.0256	0.0129	55.5	57.9	57.4	alt. > ΔTRM	
DAF4.3B3C	200	500	10	0.718	0.839	13.2	5.1	2.2	0.1152	0.0455	54.6	56.8	56.3	0.9	0.1
DAF4.4B2B	150	530	11	0.862	0.876	38.2	3.7	0.5	0.0231	0.0198	61.4	60.5	59.1	2.3	-1.6
DAF4.8A3B	240	530	10	0.818	0.801	31.8	4.0	0.5	0.0181	0.0206	64.8	65.5	69.7	-6.4	0.4
DAF4.8B3A	240	560	11	0.792	0.838	47.2	5.2	1.0	0.0021	0.0141	70.1	68.7	66.6	3.1	0.1
DAF4.9A3B	240	560	11	0.722	0.830	31.8	3.4	0.4	0.0720	0.0188	66.9	67.8	65.5	3.4	1.5
DAF4.9B3A	240	560	11	0.835	0.843	60.2	4.1	1.6	0.0197	0.0117	69.3	69.5	68.2	1.9	-0.6
DAF4.10B3A	240	560	10	0.783	0.827	37.1	3.1	1.5	0.0268	0.0174	71.6	71.5	69.5	2.7	0.0
DAF4.10C2B	280	530	9	0.748	0.813	49.0	3.1	1.4	0.0078	0.0124	75.5	71.7	70.0	2.3	-1.2
DAF4.12B2A	280	560	10	0.842	0.843	59.1	2.3	0.1	0.0341	0.0120	71.0	67.2	67.7	-0.7	-1.2
DAF4.12C2B	240	560	11	0.884	0.882	52.1	2.5	0.7	0.0023	0.0150	70.2	65.0	65.5	alt. > ΔTRM	
DAF4.13A2B	240	560	11	0.717	0.888	17.7	3.6	2.1	0.1309	0.0360	73.3	70.8	61.3	13.4	-4.7
DAF4.14A2C	200	470	9	0.490	0.859	11.6	4.2	3.0	0.1151	0.0362	63.0	61.3	58.2	alt. > ΔTRM	
DAF4.14B2D	150	560	12	0.846	0.892	35.5	4.2	2.2	0.0269	0.0212	56.7	56.9	54.1	alt. > ΔTRM	
DAF4.15C3B	200	560	12	0.586	0.902	15.9	4.1	2.5	0.0304	0.0334	66.0	63.4	60.2	alt. > ΔTRM	
DAF4.16C2D	280	560	10	0.697	0.866	28.0	3.0	0.4	0.0479	0.0216	66.5	66.2	65.0	1.8	-1.5
DAF4.16D3C	280	560	10	0.751	0.853	33.7	4.9	0.7	0.0831	0.0190	67.9	66.9	69.6	-4.1	-3.0

DAF4.21F2B	240	560	11	0.824	0.781	49.0	3.6	1.4	0.0511	0.0131	66.3	65.2	61.9	alt. > ΔTRM	
KAF2.1B3B	150	540	12	0.882	0.898	73.4	3.3	2.3	0.0152	0.0108	55.8	52.2	49.6	alt. > ΔTRM	
KAF2.2A2A	300	540	8	0.869	0.800	30.4	2.2	1.3	0.1451	0.0229	57.7	54.3	54.6	-0.5	0.1
KAF2.3A2A	100	540	13	0.866	0.906	70.7	2.7	2.3	0.0282	0.0111	66.8	60.3	57.3	alt. > ΔTRM	
KAF2.4B3B	200	570	13	0.870	0.882	126.8	3.8	3.2	0.0290	0.0061	55.2	54.9	52.2	alt. > ΔTRM	
KAF2.5E2B	100	570	15	0.951	0.865	156.6	2.7	2.3	0.0389	0.0053	66.8	62.9	61.3	2.5	-0.4
KAF2.6B2A	300	540	9	0.828	0.838	67.8	2.6	1.9	0.0075	0.0102	65.2	60.2	58.8	2.2	0.9
KAF2.9B1A	100	480	10	0.795	0.878	30.3	4.1	4.4	0.1260	0.0230	61.3	55.5	52.6	5.3	1.8
KAF2.10B2B	100	540	13	0.908	0.909	95.6	2.0	1.7	0.0225	0.0086	58.4	58.1	57.0	1.9	1.4
KAF2.12C2B	200	570	13	0.865	0.905	50.7	2.9	1.5	0.0514	0.0155	57.6	58.0	56.0	3.4	-1.1
KAF2.13B2A	200	570	13	0.878	0.863	109.0	2.6	0.7	0.0210	0.0070	60.8	58.5	59.7	-2.1	-0.6
KAF2.14C3B	250	540	10	0.765	0.883	117.1	2.2	2.6	0.0100	0.0058	61.0	58.1	55.2	alt. > ΔTRM	
KAF2.14D3C	250	570	12	0.758	0.886	57.3	4.2	1.5	0.0327	0.0117	61.4	60.0	57.0	alt. > ΔTRM	
KAF2.15C4A	100	560	14	0.904	0.916	93.5	2.7	2.5	0.0398	0.0089	70.2	58.7	57.3	2.3	-0.3
SHF1.3B3C	150	420	7	0.730	0.744	26.3	1.8	4.4	0.0332	0.0207	54.1	55.1	52.3	alt. > ΔTRM	
SHF1.13B4B	200	540	11	0.835	0.893	70.3	2.6	1.1	0.0341	0.0106	66.2	64.2	61.0	alt. > ΔTRM	
SHF1.15C2B	300	540	9	0.887	0.825	56.2	2.1	0.8	0.0194	0.0130	57.0	55.7	54.4	2.4	-0.3
SHF1.16B8C	250	540	10	0.879	0.781	37.7	3.4	1.4	0.1493	0.0182	61.5	59.2	56.6	4.4	1.8
SHF1.19C2C	200	540	11	0.789	0.892	12.3	3.1	4.3	0.0616	0.0572	54.7	51.6	49.0	alt. > ΔTRM	
SHF1.21D2B	150	540	12	0.748	0.860	42.2	2.1	1.9	0.1395	0.0153	58.3	57.5	53.1	7.7	-0.2
SHF1.22D2C	150	390	7	0.717	0.755	29.4	3.2	1.4	0.0879	0.0184	60.5	60.1	57.1	alt. > ΔTRM	
SHF1.23B2B	150	480	10	0.808	0.869	37.8	4.8	1.1	0.0732	0.0186	59.8	64.6	61.4	alt. > ΔTRM	
SHF1.23D3B	150	420	8	0.663	0.834	50.6	4.5	2.0	0.0015	0.0109	56.1	56.3	53.5	alt. > ΔTRM	
SHF1.24B2B	150	540	12	0.856	0.908	35.0	2.8	1.2	0.1644	0.0222	54.4	53.5	49.4	7.6	1.0
SHF1.25B2B	150	540	12	0.860	0.906	40.4	3.2	0.6	0.1238	0.0193	57.2	56.6	51.3	9.3	1.5
SHF2.1B2B	100	570	15	0.849	0.897	137.1	2.8	2.0	0.0150	0.0056	59.0	58.5	55.6	alt. > ΔTRM	
SHF2.6D3B	100	480	11	0.901	0.890	35.8	2.2	1.1	0.0210	0.0224	61.6	59.5	56.5	alt. > ΔTRM	
SHF2.7C3B	200	540	11	0.879	0.844	111.0	2.4	0.3	0.0061	0.0067	59.2	58.8	55.2	6.1	0.5

SHF2.10B3A	250	570	12	0.885	0.859	55.1	3.8	0.9	0.0952	0.0138	51.5	50.7	48.2	alt. > ΔTRM	
SHF2.11C3B	100	570	15	0.960	0.843	111.7	1.2	0.2	0.0117	0.0072	62.9	57.8	54.9	alt. > ΔTRM	
SHF3.5C2C	100	570	15	0.978	0.807	114.0	2.3	0.8	0.0380	0.0069	62.9	59.5	58.6	1.5	0.2
SHF3.8D3B	100	480	11	0.850	0.874	80.6	1.9	4.7	0.0250	0.0092	56.6	54.6	53.8	1.4	0.8
SHF3.10C3C	150	540	12	0.877	0.881	18.2	3.8	3.3	0.2320	0.0424	61.0	60.3	56.7	6.0	0.5
SHF3.12D2B	360	570	9	0.804	0.787	14.0	3.5	2.2	0.2362	0.0453	64.2	62.0	58.9	1.5	-2.0
SHF3.15D2A	200	450	8	0.769	0.845	8.9	3.0	3.1	0.0157	0.0728	69.6	62.5	59.4	3.9	4.7
F1A2.1D3A	240	450	8	0.621	0.819	16.0	4.7	1.4	0.2083	0.0318	71.5	71.0	67.5	alt. > ΔTRM	
F1A2.3B2B	200	480	10	0.761	0.876	23.4	3.8	1.4	0.1434	0.0285	62.8	63.2	65.0	-2.8	-2.8
F1A2.4C2A	200	450	9	0.802	0.849	22.4	2.9	1.0	0.1231	0.0305	61.8	61.1	62.8	-2.8	-2.6
F1A2.5C2A	150	450	10	0.759	0.859	34.2	4.7	1.4	0.0775	0.0191	65.2	64.5	67.1	-4.1	2.3
F1A2.6C2B	150	510	12	0.858	0.890	37.0	4.5	0.7	0.0198	0.0207	64.1	62.7	59.6	alt. > ΔTRM	
F1A2.7B2B	200	510	11	0.837	0.889	44.1	3.0	0.6	0.0316	0.0169	61.3	62.7	59.6	alt. > ΔTRM	
F1A2.8B1B	200	450	9	0.686	0.857	17.8	3.6	0.6	0.0420	0.0329	67.3	63.6	60.4	alt. > ΔTRM	
F1A2.9C3A	200	510	11	0.764	0.886	38.4	5.9	3.4	0.0329	0.0176	69.5	65.1	61.8	alt. > ΔTRM	
F1A2.9B4A	200	510	11	0.739	0.887	30.4	3.0	1.4	0.0349	0.0216	65.6	63.3	60.1	alt. > ΔTRM	
F1A2.10B3B	240	540	11	0.797	0.881	21.2	2.3	1.4	0.0610	0.0331	68.5	65.7	62.4	alt. > ΔTRM	
F1A2.11C3C	150	510	12	0.843	0.906	42.7	3.1	1.1	0.0457	0.0179	61.4	60.8	57.8	alt. > ΔTRM	
F1A2.12B1B	200	510	11	0.852	0.892	60.8	3.0	0.5	0.1853	0.0125	62.5	62.7	59.4	5.3	-3.0
F1A2.13C3C	150	450	10	0.621	0.832	21.4	3.8	1.4	0.1238	0.0242	61.6	60.7	54.5	10.2	2.8
F1A2.14B2B	150	450	10	0.658	0.828	17.7	4.7	1.4	0.0505	0.0308	61.0	59.4	53.4	10.0	5.1
F1A8.3C2B	280	560	11	0.778	0.871	25.5	4.5	0.3	0.0122	0.0266	65.2	62.3	59.2	alt. > ΔTRM	
F1A8.4D1B	280	520	9	0.579	0.855	15.2	5.6	2.4	0.0575	0.0325	66.9	63.7	60.5	alt. > ΔTRM	
F1A8.5B2A	200	460	9	0.623	0.825	12.9	7.4	2.2	0.1918	0.0397	69.8	68.0	63.2	7.0	0.4
F1A8.6B2B	200	520	11	0.595	0.879	13.9	5.6	1.2	0.0956	0.0376	68.2	66.9	63.6	alt. > ΔTRM	
F1A8.7C2C	150	540	13	0.837	0.897	37.7	3.4	1.1	0.0201	0.0199	65.0	65.7	59.9	8.9	0.6
F1A8.8B2B	150	460	10	0.604	0.869	17.2	7.5	2.3	0.1673	0.0305	61.9	60.8	57.8	alt. > ΔTRM	
F1A8.11B2B	150	460	10	0.640	0.843	12.7	4.7	2.6	0.0219	0.0425	63.5	62.4	59.4	9.6	-0.3

F1A8.13B3A	280	540	10	0.691	0.882	19.5	6.0	1.9	0.0018	0.0313	65.8	61.3	57.5	6.3	4.2
F1A8.14C2A	150	490	11	0.666	0.895	12.8	7.0	1.7	0.2249	0.0464	56.2	51.7	48.8	5.6	-3.1
F2A2.5B2B	200	560	13	0.838	0.899	37.0	3.0	1.0	0.0649	0.0203	68.4	66.8	62.1	7.0	0.4
F2A2.11B2B	310	520	8	0.564	0.854	12.9	7.2	3.5	0.2590	0.0375	70.1	67.7	61.2	9.6	-0.3
F2A2.14B1B	200	540	12	0.765	0.897	12.0	5.3	0.5	0.3672	0.0570	68.6	66.4	56.6	14.8	-1.5
F2A2.15D4B	340	580	10	0.672	0.821	16.8	5.7	1.6	0.1028	0.0329	72.2	69.3	57.5	17.0	8.5

Tabla S1.3. Sample, nombre de la muestra; T1 y T2, temperaturas inicial y final utilizadas para el cálculo de la pendiente; N, número de pasos para el cálculo de la pendiente; f, fracción de TRM utilizada; g, factor de desfase; q, factor de calidad; MAD, ángulo máximo de desviación; DANG, ángulo de desviación; β, relación entre el error estándar de la pendiente y el valor absoluto de la pendiente; k, parámetro de curvatura; H, intensidad; Ha, intensidad obtenida considerando la corrección de anisotropía TRM; Hac, intensidad obtenida considerando tanto la corrección de anisotropía TRM como la de velocidad de enfriamiento; ΔTRM, factor de velocidad de enfriamiento; alt. , factor de alteración obtenido durante el protocolo de velocidad de enfriamiento.

	T_1(ºC)	T_2(ºC)	H_1(mT)	H_2 (mT)	N	dec (º)	inc (º)	MAD (º)	dec_f (º)	inc_f (º)	MAD_f (º)
DAF3.1D2B	250	560			9	7.8	58.7	1.5	7.4	58.7	1.0
DAF3.2C4B	250	560			9	2.0	60.9	1.9	2.0	61.0	1.7
DAF3.4B2A	200	560			10	1.6	56.2	2.8	1.7	56.3	2.9
DAF3.4C1B	150	560			11	0.0	57.7	2.8	0.0	58.0	2.1
DAF3.5A2A	150	530			10	10.3	55.6	2.6	10.5	55.3	2.5
DAF3.5B2B	150	530			10	4.9	57.8	2.0	5.1	57.6	2.0
DAF3.6B3B	150	530			10	-2.4	59.6	2.4	2.4	59.5	2.4
DAF3.6C2C	200	560			10	5.6	61.6	1.7	5.6	61.5	1.8
DAF3.7B1B	150	560			11	-4.1	58.6	1.4	4.4	58.6	1.4
DAF3.7C1B	150	560			11	1.5	57.5	1.9	1.4	57.6	2.0
DAF3.8C3A	250	560			9	4.4	55.2	1.4	4.4	55.3	1.3
DAF3.11B2B	250	560			9	5.6	59.3	1.8	5.7	59.5	1.1
DAF3.11C2B	290	560			8	5.4	58.3	1.9	5.3	58.4	1.7
DAF3.12C2A	290	560			8	9.6	55.5	1.6	9.4	55.6	1.4
DAF3.12D2A	250	560			9	9.8	54.3	1.6	9.9	54.3	1.5
DAF3.14B2A	200	560			10	14.0	52.3	1.5	13.9	52.3	1.4
DAF3.14C3A	200	560			9	13.8	52.8	2.1	13.7	52.8	2.0
DAF3.18B1B	200	560			10	6.5	53.1	1.7	6.5	52.9	1.4
DAF3.18C2B	200	560			10	5.4	54.2	1.4	5.5	54.1	1.3
DAF3.19C2A	200	560			10	9.4	51.5	1.7	9.5	51.6	1.7
DAF4.3A2B	200	500			10	2.0	55.6	1.8	1.8	55.8	1.5
DAF4.3B3C	200	500			10	4.7	55.9	2.4	4.6	56.2	2.2
DAF4.4B2B	150	530			11	0.5	56.9	2.2	0.3	56.9	2.1
DAF4.8A3B	240	530			10	0.3	55.3	1.3	0.3	55.3	1.3
DAF4.8B3A	240	560			11	3.8	53.2	2.3	3.9	53.3	2.0

DAF4.9A3B	240	560		11	5.1	56.4	1.4	5.2	56.5	1.1
DAF4.9B3A	240	560		11	5.2	54.9	2.1	5.3	55.0	1.8
DAF4.10B3A	240	560		10	7.9	51.7	1.7	8.1	51.9	1.2
DAF4.10C2B	280	530		9	5.0	51.5	1.2	5.0	51.5	1.2
DAF4.12B2A	280	560		10	3.7	48.4	1.7	3.8	48.9	1.0
DAF4.12C2B	240	560		11	5.5	47.0	1.4	5.3	47.1	1.3
DAF4.13A2B	240	560		11	-3.1	57.1	1.8	-3.1	56.9	1.8
DAF4.14A2C	200	470		9	3.7	56.3	1.7	3.5	56.2	1.9
DAF4.14B2D	150	560		12	2.0	54.9	2.3	1.5	55.0	2.2
DAF4.15C3B	200	560		12	4.5	51.4	2.1	4.5	51.2	1.9
DAF4.16C2D	280	560		10	-3.7	51.2	1.2	-3.3	51.5	1.2
DAF4.16D3C	280	560		10	0.3	53.8	2.5	0.4	53.5	1.9
DAF4.21F2B	240	560		11	10.5	51.8	2.3	10.5	51.8	1.6
KAF2.1B3B	150	540		12	-28.3	54.2	2.2	-28.3	54.4	2.1
KAF2.2A2A	300	540		8	-29.0	52.4	2.6	-29.4	53.0	1.4
KAF2.3A2A	100	540		13	-19.1	47.3	1.7	-19.0	47.4	1.5
KAF2.4B3B	200	570		13	-26.8	57.0	2.4	-26.8	57.1	2.5
KAF2.5E2B	100	570		15	-24.8	50.7	1.9	-24.7	50.7	1.7
KAF2.6B2A	300	540		9	-23.1	49.1	1.5	-23.3	49.2	1.5
KAF2.9B1A	100	480		10	-23.0	49.1	2.4	-23.2	49.2	2.4
KAF2.10B2B	100	540		13	-25.4	49.5	1.4	-25.6	49.3	1.4
KAF2.12C2B	200	570		13	-29.2	56.6	2.0	-29.1	56.8	1.8
KAF2.13B2A	200	570		13	-23.6	50.7	1.4	-23.5	50.7	1.3
KAF2.14C3B	250	540		10	-26.2	48.9	1.5	-26.4	49.0	1.5
KAF2.14D3C	250	570		12	-26.4	49.8	2.2	-26.2	50.0	1.9
KAF2.15C4A	100	560		14	-19.6	45.1	1.8	-19.5	45.1	1.9
SHF1.3B3C	150	420		7	-9.2	50.1	4.0	-8.3	50.9	3.5
SHF1.13B4B	200	540		11	-8.4	59.0	1.4	-8.3	59.2	1.2

SHF1.15C2B	300	540			9	-0.7	58.4	1.5	-0.7	58.4	1.3
SHF1.16B8C	250	540			10	5.2	56.5	1.4	5.5	56.6	1.3
SHF1.19C2C	200	540			11	4.1	58.9	2.4	4.2	59.1	2.3
SHF1.21D2B	150	540			12	4.2	58.1	3.3	4.0	59.1	1.6
SHF1.22D2C	150	390			7	-11.7	53.5	2.5	-11.5	53.9	2.1
SHF1.23B2B	150	480			10	0.3	57.7	2.6	1.7	57.7	2.5
SHF1.23D3B	150	420			8	-2.5	58.3	1.7	-6.8	58.1	1.9
SHF1.24B2B	150	540			12	1.0	55.5	1.4	1.3	55.5	1.5
SHF1.25B2B	150	540			12	3.4	56.0	1.7	3.7	56.0	1.6
SHF2.1B2B	100	570			15	-7.1	58.1	1.5	-7.2	58.2	1.3
SHF2.4C2A	360	560			8	-5.9	51.1	1.9	-5.8	50.8	1.7
SHF2.5C2B	250	540			10	-11.5	49.2	1.8	-11.7	48.9	1.7
SHF2.6D3B	100	480			11	8.9	48.8	1.5	9.1	48.8	1.3
SHF2.6D3C	150	480			10	11.7	48.1	2.4	12.1	48.1	2.2
SHF2.7C3B	200	540			11	11.1	49.1	1.0	11.1	49.2	0.9
SHF2.9C4B	360	540			7	-7.1	55.0	3.0	-7.3	54.0	2.1
SHF2.10B3A	250	570			12	5.2	57.9	1.9	5.1	57.9	1.9
SHF2.11C3B	100	570			15	0.4	64.4	0.5	0.3	64.4	0.5
SHF2.2B2D			10	120	15				-4.9	57.5	1.4
SHF2.2B4B			5	120	16				-0.5	57.8	1.1
SHF2.3C4B			35	120	10				-1.6	60.4	0.7
SHF2.13B3C			30	120	11				-3.5	56.3	0.5
SHF2.14C2A			40	120	9				-1.1	52.8	1.1
SHF2.15A1A			50	120	8				-7.0	59.3	1.5
SHF3.5C2C	100	570			15	11.5	50.4	1.4	15.7	50.4	1.1
SHF3.8D3B	100	480			11	-1.1	49.9	3.4	3.7	50.2	3.3
SHF3.8C3C	50	1200			15				-14.7	55.4	1.4
SHF3.10C3C	150	540			12	0.1	49.9	2.1	4.3	49.8	2.1

SHF3.10C2c	100	1200			14				-1.4	51.4	1.2
SHF3.12D2B	360	570			9	-6.3	50.4	2.6	-2.5	50.4	2.0
SHF3.12D3B	50	1200			15				-13.9	52.9	0.9
SHF3.15D2A	200	250			8	-9.4	51.1	2.2	-9.4	50.6	1.5
SHF3.16D3A	250	510			9	-17.3	53.3	2.6	-13.2	53.0	2.4
SHF3.1B1B			20	120	13				-7.0	65.1	1.1
SHF3.2B2C			30	120	11				1.4	62.4	0.8
SHF3.3D3B			20	120	13				1.8	65.5	1.9
SHF3.6E4B			30	120	11				1.0	56.6	1.3
SHF3.9B2C			5	120	16				-6.1	54.5	1.5
SHF3.13D1A			40	120	9				-3.9	50.7	1.1
SHF3.14C1A			50	120	8				2.2	51.7	1.4
F1A2.1C2A			25	120	12				-16.2	64.3	0.6
F1A2.1D3A	240	450			12	-12.9	61.2	1.9	-12.9	61.0	1.6
F1A2.3B2B	150	390			8	-11.8	62.7	1.2	-11.9	62.7	1.2
F1A2.4C2A	200	450			9	-16.1	60.8	1.8	-16.4	60.7	1.5
F1A2.5C2A	150	450			10	-8.8	61.1	2.8	-9.3	61.1	2.5
F1A2.6C2B	150	510			12	-5.6	62.6	2.5	-5.0	62.8	2.7
F1A2.12B1B	200	510			11	-5.2	59.9	1.7	-4.8	59.9	1.5
F1A2.13B2A			20	120	12				-5.2	62.3	0.5
F1A2.13C3C	150	450			10	-2.6	60.6	1.8	-3.1	60.9	1.8
F1A2.14B2A			20	120	13				-15.7	65.1	0.3
F1A2.14B2B	150	450			10	-11.9	64.3	2.4	-12.4	64.1	2.4
F1A2.2B3A			25	120	12				-8.6	66.1	0.4
F1A8.2B2C	340	560			9	-2.4	65.0	8.0	-1.0	64.3	5.6
F1A8.3C2B	280	560			11	-13.2	63.1	4.8	-13.0	62.8	2.7
F1A8.4D1B	280	520			9	-14.8	62.7	2.6	-14.1	62.6	2.1
F1A8.5B2A	200	460			9	-6.6	63.3	3.1	-7.0	63.3	2.3

F1A8.6B2B	200	540		11	2.2	59.3	2.1	2.1	59.2	1.9
F1A8.7C2C	150	540		13	-6.1	59.9	2.9	-7.4	60.0	1.9
F1A8.8B2B	150	460		10	-15.9	62.0	2.2	-15.9	62.0	2.2
F1A8.11B2B	150	490		10	-4.1	59.1	2.9	-3.9	58.9	2.5
F1A8.13B3A	280	540		10	-13.0	58.4	2.7	-13.1	58.1	2.5
F1A8.14C2A	150	490		11	-11.3	58.7	2.8	-11.9	58.6	2.6
F1A8.16B2A	280	460		7	-16.1	62.9	3.2	-16.1	62.9	3.2
F2A2.2B2A	100	370		8	-9.6	64.8	3.5	-9.6	64.8	3.5
F2A2.5B2B	200	560		13	-4.7	63.7	1.9	-4.8	63.7	1.6
F2A2.11B2B	310	520		8	-4.9	59.1	3.6	-4.5	59.2	3.4
F2A2.14B1B	200	540		12	-22.0	62.5	2.7	-21.9	62.7	2.8
F2A2.15D4B	340	580		10	-6.3	64.6	3.1	-6.5	64.6	2.7
F2A2.17B2B	200	490		9	-16.8	65.5	4.6	-12.5	67.7	7.3
F2A2.18B4B	280	460		7	-26.5	69.1	3.4	-25.4	69.7	3.2
F2A2.1A3A			20 120	13				-18.2	64.5	0.8
F2A2.3A5A			25 120	11				-17.6	60.7	0.7
F2A2.9A2D			10 120	14				-4.3	70.8	2.0

Table S1.4. T1 y T2, temperaturas inicial y final utilizadas para el cálculo de la dirección; H1 y H2, campos inicial y final utilizados para el cálculo de la dirección; N, número de pasos considerados; dec, declinación obtenida; inc, inclinación obtenida; MAD, ángulo máximo de desviación; dec_f, valor de declinación por espécimen utilizado para la dirección media; inc_f, valor de inclinación por espécimen utilizado para la dirección media; MAD_f, valor máximo de ángulo de desviación por espécimen utilizado para la dirección media. En el caso de la dirección obtenida con el método Thellier-Thellier dec_f, inc_f y MAD_f representan la declinación, inclinación y ángulo de desviación obtenidos considerando la corrección de anisotropía TRM.

ANEXO II.

En el anexo II se puede encontrar el material suplementario correspondiente al capítulo de Discusión I, en el cual se presentan la tabla de la curva de variación paleosecular de intensidad, desde el año 2200 a.C. hasta el 1900 d.C. calculada en coordenadas de Termez.

Edad (años)	Intensidad (μT)	Error de intensidad (μT)
-2220.0	54.8	7.7
-2210.0	54.8	7.4
-2200.0	54.8	7.1
-2190.0	54.7	6.9
-2180.0	54.6	6.8
-2170.0	54.5	6.7
-2160.0	54.4	6.6
-2150.0	54.2	6.6
-2140.0	53.9	6.7
-2130.0	53.7	6.7
-2120.0	53.3	6.9
-2110.0	53.0	7.1
-2100.0	52.5	7.3
-2090.0	52.1	7.6
-2080.0	51.5	7.9
-2070.0	50.9	8.3
-2060.0	50.3	8.6
-2050.0	49.7	9.0
-2040.0	49.0	9.2
-2030.0	48.3	9.4
-2020.0	47.6	9.5
-2010.0	46.9	9.4
-2000.0	46.3	9.1
-1990.0	45.8	8.7
-1980.0	45.3	8.2
-1970.0	44.9	7.6
-1960.0	44.6	7.2
-1950.0	44.3	6.8
-1940.0	44.1	6.5
-1930.0	43.9	6.3
-1920.0	43.8	6.3
-1910.0	43.7	6.4
-1900.0	43.7	6.5
-1890.0	43.6	6.6
-1880.0	43.6	6.6
-1870.0	43.6	6.6
-1860.0	43.6	6.7
-1850.0	43.6	6.7
-1840.0	43.7	6.6
-1830.0	43.7	6.5
-1820.0	43.8	6.4

-1810.0	43.9	6.3
-1800.0	44.0	6.2
-1790.0	44.1	6.0
-1780.0	44.2	5.9
-1770.0	44.3	5.8
-1760.0	44.4	5.8
-1750.0	44.5	5.9
-1740.0	44.6	6.0
-1730.0	44.7	6.0
-1720.0	44.9	6.2
-1710.0	45.0	6.4
-1700.0	45.3	6.5
-1690.0	45.5	6.6
-1680.0	45.9	6.6
-1670.0	46.3	6.6
-1660.0	46.8	6.6
-1650.0	47.4	6.6
-1640.0	48.0	6.6
-1630.0	48.7	6.5
-1620.0	49.4	6.4
-1610.0	50.1	6.2
-1600.0	50.8	6.0
-1590.0	51.3	5.6
-1580.0	51.8	5.2
-1570.0	52.1	4.8
-1560.0	52.4	4.6
-1550.0	52.6	4.5
-1540.0	52.7	4.4
-1530.0	52.8	4.3
-1520.0	52.8	4.3
-1510.0	52.8	4.5
-1500.0	52.8	4.6
-1490.0	52.8	4.6
-1480.0	52.8	4.5
-1470.0	52.8	4.5
-1460.0	52.8	4.6
-1450.0	52.8	4.8
-1440.0	52.8	5.0
-1430.0	52.7	5.4
-1420.0	52.6	6.0
-1410.0	52.5	6.9
-1400.0	52.3	7.7
-1390.0	52.2	8.4

-1380.0	52.0	8.9
-1370.0	51.9	9.2
-1360.0	51.8	9.3
-1350.0	51.6	9.3
-1340.0	51.6	9.1
-1330.0	51.5	8.8
-1320.0	51.5	8.4
-1310.0	51.5	7.9
-1300.0	51.5	7.4
-1290.0	51.5	6.9
-1280.0	51.5	6.5
-1270.0	51.5	6.1
-1260.0	51.6	5.7
-1250.0	51.6	5.4
-1240.0	51.7	5.2
-1230.0	51.8	5.1
-1220.0	52.0	5.0
-1210.0	52.2	5.1
-1200.0	52.4	5.2
-1190.0	52.6	5.3
-1180.0	52.9	5.5
-1170.0	53.2	5.7
-1160.0	53.5	6.0
-1150.0	53.9	6.2
-1140.0	54.3	6.4
-1130.0	54.7	6.5
-1120.0	55.1	6.6
-1110.0	55.5	6.7
-1100.0	56.0	6.6
-1090.0	56.4	6.5
-1080.0	56.9	6.3
-1070.0	57.4	6.1
-1060.0	57.9	6.0
-1050.0	58.4	5.8
-1040.0	59.0	5.8
-1030.0	59.6	5.8
-1020.0	60.3	5.9
-1010.0	61.0	6.1
-1000.0	61.8	6.3
-990.0	62.6	6.5
-980.0	63.5	6.6
-970.0	64.4	6.8
-960.0	65.2	6.9

-950.0	66.1	6.9
-940.0	66.9	6.9
-930.0	67.7	6.9
-920.0	68.5	6.9
-910.0	69.1	6.8
-900.0	69.7	6.7
-890.0	70.1	6.6
-880.0	70.5	6.4
-870.0	70.8	6.2
-860.0	71.0	6.0
-850.0	71.2	5.8
-840.0	71.2	5.6
-830.0	71.3	5.4
-820.0	71.2	5.3
-810.0	71.2	5.3
-800.0	71.2	5.3
-790.0	71.2	5.4
-780.0	71.2	5.4
-770.0	71.2	5.5
-760.0	71.3	5.6
-750.0	71.5	5.7
-740.0	71.7	5.7
-730.0	72.0	5.7
-720.0	72.4	5.7
-710.0	72.7	5.7
-700.0	73.0	5.6
-690.0	73.2	5.6
-680.0	73.4	5.5
-670.0	73.5	5.5
-660.0	73.5	5.5
-650.0	73.4	5.5
-640.0	73.2	5.5
-630.0	72.9	5.5
-620.0	72.6	5.5
-610.0	72.3	5.6
-600.0	72.0	5.6
-590.0	71.8	5.6
-580.0	71.7	5.5
-570.0	71.7	5.5
-560.0	71.7	5.5
-550.0	71.8	5.5
-540.0	71.9	5.5
-530.0	72.1	5.6

-520.0	72.4	5.7
-510.0	72.6	5.8
-500.0	72.8	6.0
-490.0	73.0	6.1
-480.0	73.2	6.2
-470.0	73.3	6.4
-460.0	73.5	6.5
-450.0	73.6	6.6
-440.0	73.8	6.7
-430.0	73.9	6.8
-420.0	73.9	6.8
-410.0	73.9	6.8
-400.0	73.8	6.8
-390.0	73.5	6.7
-380.0	73.0	6.5
-370.0	72.3	6.3
-360.0	71.3	6.0
-350.0	69.9	5.5
-340.0	68.2	4.9
-330.0	66.2	4.2
-320.0	64.0	3.6
-310.0	61.7	3.1
-300.0	59.5	2.8
-290.0	57.4	2.7
-280.0	55.5	2.8
-270.0	53.8	3.1
-260.0	52.4	3.4
-250.0	51.4	3.6
-240.0	50.7	3.5
-230.0	50.4	3.4
-220.0	50.3	3.3
-210.0	50.4	3.3
-200.0	50.4	3.4
-190.0	50.4	3.3
-180.0	50.2	3.3
-170.0	50.0	3.4
-160.0	49.6	3.6
-150.0	49.1	3.9
-140.0	48.4	4.1
-130.0	47.7	4.3
-120.0	46.9	4.5
-110.0	46.0	4.7
-100.0	45.2	4.9

-90.0	44.4	4.8
-80.0	43.7	4.6
-70.0	43.1	4.4
-60.0	42.7	4.2
-50.0	42.5	4.2
-40.0	42.4	4.4
-30.0	42.6	4.9
-20.0	42.9	5.5
-10.0	43.4	6.2
0.0	43.9	6.7
10.0	44.6	7.1
20.0	45.3	7.3
30.0	46.0	7.5
40.0	46.8	7.7
50.0	47.5	7.7
60.0	48.2	7.7
70.0	48.8	7.7
80.0	49.3	7.7
90.0	49.8	7.8
100.0	50.1	7.7
110.0	50.4	7.5
120.0	50.5	7.1
130.0	50.6	6.6
140.0	50.6	6.1
150.0	50.5	5.6
160.0	50.3	5.0
170.0	50.1	4.5
180.0	49.9	4.0
190.0	49.7	3.8
200.0	49.6	3.7
210.0	49.6	3.6
220.0	49.7	3.6
230.0	49.8	3.8
240.0	50.0	4.0
250.0	50.3	4.3
260.0	50.6	4.6
270.0	51.0	4.8
280.0	51.3	5.0
290.0	51.6	5.2
300.0	51.8	5.4
310.0	52.0	5.4
320.0	52.0	5.5
330.0	52.1	5.4

340.0	52.0	5.4
350.0	52.0	5.3
360.0	51.9	5.3
370.0	51.9	5.3
380.0	51.9	5.4
390.0	52.0	5.5
400.0	52.2	5.6
410.0	52.5	5.7
420.0	52.9	5.8
430.0	53.3	5.9
440.0	53.7	6.1
450.0	54.1	6.2
460.0	54.5	6.3
470.0	54.9	6.4
480.0	55.2	6.6
490.0	55.4	6.7
500.0	55.5	6.9
510.0	55.6	7.2
520.0	55.6	7.5
530.0	55.6	7.8
540.0	55.4	8.2
550.0	55.2	8.6
560.0	55.0	9.0
570.0	54.7	9.4
580.0	54.4	9.7
590.0	54.0	10.1
600.0	53.6	10.4
610.0	53.2	10.6
620.0	52.9	10.8
630.0	52.5	10.9
640.0	52.2	10.9
650.0	52.0	10.9
660.0	51.9	10.9
670.0	51.9	10.8
680.0	52.0	10.6
690.0	52.1	10.5
700.0	52.4	10.4
710.0	52.8	10.2
720.0	53.3	10.1
730.0	53.9	9.9
740.0	54.5	9.7
750.0	55.1	9.4
760.0	55.8	9.1

770.0	56.4	8.8
780.0	57.0	8.5
790.0	57.6	8.2
800.0	58.1	7.8
810.0	58.6	7.5
820.0	58.9	7.1
830.0	59.2	6.8
840.0	59.4	6.6
850.0	59.6	6.3
860.0	59.7	6.1
870.0	59.8	5.9
880.0	59.8	5.8
890.0	59.8	5.7
900.0	59.8	5.6
910.0	59.8	5.6
920.0	59.8	5.6
930.0	59.8	5.7
940.0	59.7	5.9
950.0	59.7	6.1
960.0	59.5	6.3
970.0	59.4	6.6
980.0	59.1	6.8
990.0	58.9	7.1
1000.0	58.5	7.3
1010.0	58.2	7.4
1020.0	57.8	7.5
1030.0	57.3	7.5
1040.0	56.9	7.4
1050.0	56.4	7.3
1060.0	56.0	7.0
1070.0	55.6	6.8
1080.0	55.3	6.5
1090.0	55.0	6.4
1100.0	54.8	6.3
1110.0	54.6	6.3
1120.0	54.5	6.5
1130.0	54.4	6.7
1140.0	54.4	6.9
1150.0	54.3	7.2
1160.0	54.3	7.4
1170.0	54.3	7.7
1180.0	54.3	7.9
1190.0	54.3	8.0

1200.0	54.2	8.1
1210.0	54.2	8.2
1220.0	54.1	8.2
1230.0	54.0	8.1
1240.0	53.8	8.0
1250.0	53.7	7.8
1260.0	53.6	7.6
1270.0	53.5	7.4
1280.0	53.5	7.1
1290.0	53.4	6.9
1300.0	53.3	6.6
1310.0	53.3	6.3
1320.0	53.2	5.9
1330.0	53.2	5.6
1340.0	53.2	5.3
1350.0	53.1	4.9
1360.0	53.1	4.6
1370.0	53.0	4.4
1380.0	52.9	4.2
1390.0	52.8	4.1
1400.0	52.7	4.2
1410.0	52.6	4.3
1420.0	52.5	4.5
1430.0	52.3	4.7
1440.0	52.1	5.1
1450.0	51.9	5.3
1460.0	51.7	5.5
1470.0	51.4	5.6
1480.0	51.1	5.5
1490.0	50.8	5.4
1500.0	50.6	5.1
1510.0	50.4	4.7
1520.0	50.3	4.1
1530.0	50.1	3.6
1540.0	50.0	3.0
1550.0	49.9	2.6
1560.0	49.8	2.2
1570.0	49.6	1.9
1580.0	49.4	1.7
1590.0	49.2	1.7
1600.0	48.8	1.8
1610.0	48.4	1.8
1620.0	47.9	1.9

1630.0	47.3	2.0
1640.0	46.6	2.1
1650.0	46.0	2.2
1660.0	45.3	2.2
1670.0	44.6	2.2
1680.0	43.9	2.1
1690.0	43.3	2.0
1700.0	42.8	1.9
1710.0	42.4	1.8
1720.0	42.1	1.7
1730.0	41.9	1.6
1740.0	41.7	1.6
1750.0	41.6	1.6
1760.0	41.6	1.6
1770.0	41.6	1.5
1780.0	41.6	1.5
1790.0	41.7	1.4
1800.0	41.7	1.5
1810.0	41.8	1.5
1820.0	41.8	1.5
1830.0	41.8	1.6
1840.0	41.8	1.7
1850.0	41.8	1.8
1860.0	41.8	1.9
1870.0	41.9	2.1
1880.0	41.9	2.4
1890.0	41.9	2.9
1900.0	41.9	3.5

Table S2.1. Nueva PSVC calculada para Asia Central, en coordenadas de Termez (37.3º N, 67.2º E). En la tabla se presenta la edad, el valor de intensidad y el error asociado en (μT). El error de da en una probabilidad del 95% (2 sigma).