



# Geocronología de la dinámica del sistema kárstico de la Sierra de Atapuerca a través de la Resonancia Paramagnética Electrónica

Tesis doctoral

Autor:

Isabel Hernando Alonso

Directores:

Dr. Alfonso Benito Calvo

Dra. Davinia Moreno García

Dra. Ana Isabel Ortega Martínez





# UNIVERSIDAD DE BURGOS

## **Programa de doctorado:**

Evolución Humana, Paleoecología del Cuaternario y  
Técnicas Geofísicas Aplicadas a la Investigación  
(Interuniversitario).

## **Tesis doctoral:**

Geocronología de la dinámica del sistema kárstico de la  
Sierra de Atapuerca a través de la Resonancia  
Paramagnética Electrónica.

## **Autor:**

Isabel Hernando Alonso

## **Directores:**

Dr. Alfonso Benito Calvo

Dra. Davinia Moreno García

Dra. Ana Isabel Ortega Martínez

Burgos, 2025



La presente Tesis Doctoral ha sido financiada por el Ministerio de Ciencia e Innovación (MCIN) del Gobierno de España, la Agencia Estatal de Investigación (AEI) y el Fondo Social Europeo (FSE) invierte en tu futuro mediante la beca de Formación Personal Investigador (FPI) (PRE2019-090919), perteneciente al proyecto de investigación el Pleistoceno y Holoceno de la Sierra de Atapuerca (Burgos, España): Geología, Paleoecología y Paleobiología de Homínidos III (PGC2018-093925-B-C31).

Durante el transcurso de la presente Tesis Doctoral se realizó una estancia de investigación en el *Institut de Paléontologie Humain (IPH)*, perteneciente al *Muséum national d'Histoire naturelle* en París (Francia) financiada por la Ayuda a la movilidad predoctoral para la realización de estancias breves del Ministerio de Ciencia e Innovación (MCIN) y con el proyecto de investigación PGC2018-093925-B-C31.



## Agradecimientos

A continuación, deseo expresar mi más sincero agradecimiento a todas las personas e instituciones que, de una u otra forma, han contribuido de manera decisiva a la realización de esta tesis doctoral.

En primer lugar, quiero agradecer profundamente a mis tutores, Davina Moreno, Alfonso Benito y Ana I Ortega, por su constante apoyo, guía y confianza durante todo este proceso. Su dedicación y compromiso han sido esenciales para el desarrollo de este trabajo.

Asimismo, expreso mi agradecimiento al doctor Josep Parés por haberme enseñado la técnica de paleomagnetismo y haberme proporcionado valiosos datos que han resultado fundamentales para aportar un marco geocronológico a los resultados de esta tesis. También deseo agradecer a las doctoras Mailys Richard y Edwige Pons-Branchu por facilitarme los datos cronológicos de las estalagmitas que han permitido definir las fases de la espeleogénesis de las cuevas estudiadas que han enriquecido la discusión de este trabajo.

Quisiera expresar mi reconocimiento a todo el Equipo de Investigación de los yacimientos de la Sierra de Atapuerca, y en especial a mis compañeros de excavación en el yacimiento de Cueva Fantasma, así como a sus responsables Ana I Ortega y Pep Vallverdú, con quienes he aprendido enormemente sobre la formación de las cuevas y arqueología. Y, finalmente, querría también mencionar a Isidoro Campaña, cuyas charlas me han permitido profundizar y aprender mucho sobre sedimentología kárstica.

Por otro lado, querría agradecer a los doctores Pière Voinchet y Christophe Falguères por acogerme durante mi estancia en el Institut de Paléontologie Humaine (IPH), experiencia que resultó sumamente enriquecedora tanto en lo profesional como en lo personal. También agradezco la compañía y el apoyo de todos mis compañeros de laboratorio y de la residencia durante esta estancia.

Agradecer a las instituciones de la Universidad de Burgos y el Centro Nacional de Investigación sobre la Evolución Humana (CENIEH), donde se ha realizado la presente Tesis, por los recursos otorgados, así como a todos sus integrantes.

En especial, quiero mostrar mi agradecimiento a los técnicos de laboratorio Javier Iglesias y Leticia Miguens por su trabajo en los análisis de las muestras sedimentológicas, así como a Carlos Sáiz por sus valiosas conversaciones y consejos prácticos.

Quiero expresar mi más sincero reconocimiento a todos mis compañeros del laboratorio de Resonancia Paramagnética Electrónica, los que muchos ya no forman parte de este laboratorio, a los doctores Mathieu Duval y Eslem Ben Arous por sus consejos, y muy especialmente a Chus, cuya ayuda incondicional en el manejo del espectrómetro y en la medición de las muestras ha sido imprescindible; sin su colaboración, esta tesis no habría sido posible.

Querría agradecer enormemente a todos mis compañeros y amigos de los laboratorios de geocronología Alberto, Marta, Silvia, Alicia, Naira, Irene y Ana. Gracias a vuestra compañía, las largas jornadas de laboratorio no solo se convirtieron en algunos de los momentos más divertidos que he vivido en esos pasillos, sino también en un verdadero apoyo en el día a día. Gracias por todos los ratos compartidos, dentro y fuera del laboratorio, que me hicieron sentir siempre acompañada, por las risas, charlas y, sobre todo, las cariñosas bromas y apodos, y por todos aquellos momentos que aún nos quedan por vivir.

Me gustaría también nombrar con especial cariño a mis compañeras Irene y Amanda junto con las cuales comencé esta aventura, a la cual se unieron poco después Edgar, Manu, Andrea, Tim y Dani. Todos vosotros estuvisteis en esos primeros momentos de incertidumbre, siendo vuestra compañía fundamental para encontrar la energía necesaria para seguir hacia adelante. Gracias por los momentos alegres vividos en el CENIEH, en las excavaciones y en esta ciudad llena de burgaleses que, aunque tengamos un carácter algo castellano, espero que finalmente os hayáis sentido tan a gusto como yo me he sentido con vosotros. Y, sobre todo, gracias por la complicidad de saber que un mero cruce de miradas bastaba para sentirse comprendido y apoyado.

Además, quiero hacer una mención especial a nuestras compañeras Marimar e Isabel porque su labor es fundamental para el desarrollo de todas las actividades que se llevan a cabo en el CENIEH. Por todo, muchas gracias.

También, quiero expresar mi más profundo agradecimiento a mi familia y amigos de toda la vida por su constante apoyo, paciencia y comprensión a lo largo de todos estos años. A todos, gracias.

Somos afortunados los que, como yo, nos han dado la oportunidad y el tiempo necesario para completar nuestros proyectos o propósitos. Y, pese a que suelen estar envueltos de vicisitudes, seríamos muy desagradecidos si no llegáramos a valorar lo afortunados que hemos sido al poder terminarlos. Por ello, humildemente, quiero dedicar este trabajo a aquellas personas que no tuvieron tanta suerte. Por eso, te lo dedico a ti, mi buen amigo Vicen.



# ÍNDICE

## RESUMEN/ABSTRACT

1. Introducción .....	1
1.1. Objetivos .....	5
2. Antecedentes .....	8
3. Contexto geológico .....	18
3.1. Geología de la cuenca del Duero .....	20
3.1.1. Secuencia paleozoica .....	23
3.1.2. Secuencia mesozoica .....	24
3.1.3. Secuencia cenozoica .....	25
3.2. Geomorfología externa del sector NE de la cuenca del Duero.....	28
3.2.1. Valles Fluviales .....	30
3.2.1.1. Valle del Arlanza.....	31
3.2.1.2. Valle del Arlanzón .....	34
3.2.2. El karst de la Sierra de Atapuerca .....	36
3.2.2.1. Nivel superior.....	38
3.2.2.2. Nivel intermedio.....	39
3.2.2.2.1. Sima de Elefante .....	39
3.2.2.2.2. Complejo Galería.....	40
3.2.2.2.3. Gran Dolina-Penal .....	46
3.2.2.3. Nivel inferior .....	47
3.2.2.3.1. Cueva del Silo.....	47
3.2.2.3.1.1. Galería Principal-Sala del Caos .....	49
3.2.2.3.1.2. Galería de las Arenas .....	50
3.2.2.3.2. Cueva Peluda .....	52
3.2.2.3.3. Sima de los Huesos .....	54
3.3. Dinámica fluvio-kárstica en la Sierra de Atapuerca.....	56
3.4. Contexto geocronológico.....	59
3.4.1. Valles fluviales del sector oeste y central de la cuenca del Duero .....	60
3.4.1.1. Río Duero .....	62
3.4.1.2. Río Esla .....	63
3.4.1.3. Río Tera.....	63

3.4.1.4.	Río Tormes .....	64
3.4.2.	Valles del sector NE de la cuenca del Duero.....	65
3.4.3.	Sedimentos kársticos de las Sierra de Atapuerca .....	66
3.4.3.1.	Nivel Superior .....	66
3.4.3.2.	Nivel Intermedio .....	67
3.4.3.2.1.	La Sima del Elefante.....	67
3.4.3.2.2.	Complejo Galería.....	68
3.4.3.2.3.	Gran Dolina-Penal .....	69
3.4.3.3.	Nivel inferior .....	70
4.	Materiales y métodos .....	72
4.1.	Materiales.....	74
4.1.1.	Muestreo en el Complejo Galería.....	78
4.1.2.	Muestreo en la Cueva del Silo.....	80
4.1.3.	Muestreo en la Cueva Peluda .....	84
4.1.4.	Muestreo en el valle del río Arlanzón .....	85
4.1.5.	Muestreo en el valle del río Arlanza.....	87
4.2.	Métodos de datación .....	90
4.2.1.	Resonancia Paramagnética Electrónica (RPE) aplicada a cuarzo sedimentario .....	90
4.2.1.1.	Breve contexto histórico de la RPE.....	91
4.2.1.2.	Principio físico general.....	93
4.2.1.2.1.	Mecanismo físico .....	94
4.2.1.2.2.	Paramagnetismo adquirido en los granos de cuarzo .....	98
4.2.1.2.3.	Detección de los centros paramagnéticos.....	99
4.2.1.2.3.1.	Señal del espectro de RPE .....	103
4.2.1.3.	El espectrómetro de RPE.....	104
4.2.1.4.	Cálculo de la edad .....	106
4.2.1.5.	Blanqueo óptico.....	108
4.2.1.6.	Determinación de la Dosis Equivalente .....	110
4.2.1.6.1.	Método de las dosis aditivas.....	110
4.2.1.6.2.	Método de los centros múltiples.....	111
4.2.1.6.3.	Centros paramagnéticos en los granos de cuarzo.....	113
4.2.1.6.3.1.	Centro de Aluminio (Al).....	113
4.2.1.6.3.2.	Centro de Titanio (Ti) .....	115

4.2.1.7.	Determinación de la Dosis Total.....	117
4.2.1.7.1.	Cálculo de la dosis externa.....	118
4.2.1.7.2.	Factores de conversión dosimétrica.....	119
4.2.1.7.3.	Factores de corrección dosimétrica.....	119
4.2.1.7.4.	Dosis cósmica.....	121
4.2.1.8.	Protocolo analítico.....	121
4.2.1.8.1.	Muestreo y trabajo de campo.....	122
4.2.1.8.2.	Preparación físico-química para el cálculo de la Dosis Equivalente. .....	123
4.2.1.8.3.	Irradiación y blanqueamiento de los cuarzos.....	124
4.2.1.8.4.	Medidas en el espectrómetro de RPE.....	125
4.2.1.8.5.	Medición de la Dosis Total.....	129
4.2.2.	Otros métodos de datación.....	130
4.2.2.1.	Magnetoestratigrafía.....	131
4.2.2.1.1.	Procedimiento analítico.....	133
4.2.2.2.	Series de Uranio.....	135
4.3.	Métodos de caracterización físico-química de las muestras.....	137
4.3.1.	Análisis granulométricos.....	137
4.3.2.	Análisis mineralógicos y elementales.....	139
5.	Resultados.....	141
5.1.	Complejo Galería.....	144
5.1.1.	Daticiones de RPE en granos de cuarzo.....	144
5.1.1.1.	Dosis Equivalentes ( $D_E$ ).....	144
5.1.1.2.	Dosis Total (D).....	148
5.1.1.3.	Edades de RPE.....	151
5.1.2.	Daticiones paleomagnéticas.....	153
5.2.	Cueva del Silo.....	156
5.2.1.	Análisis sedimentológicos y geoquímicos.....	156
5.2.1.1.	Granulometría completa.....	156
5.2.1.1.1.	Fracción arenas.....	157
5.2.1.1.2.	Fracción de limos.....	158
5.2.1.2.	Análisis mineralógicos.....	159
5.2.1.3.	Elementos mayoritarios y minoritarios.....	160
5.2.2.	Daticiones de RPE en granos de cuarzo sedimentario.....	165

5.2.2.1.	Dosis Equivalentes ( $D_E$ ).....	165
5.2.2.2.	Dosis Total (D).....	169
5.2.2.3.	Edades de RPE .....	172
5.2.3.	Dataciones paleomagnéticas.....	174
5.2.4.	Dataciones por series de Uranio .....	180
5.3.	Cueva Peluda .....	182
5.3.1.	Dataciones de RPE en granos de cuarzo sedimentario.....	182
5.3.1.1.	Dosis Equivalentes ( $D_E$ ).....	182
5.3.1.2.	Dosis Total (D).....	184
5.3.1.3.	Edades de RPE .....	185
5.3.2.	Dataciones por series de Uranio .....	186
5.4.	Valle del Arlanzón.....	189
5.4.1.	Dataciones de RPE en granos de cuarzo sedimentario.....	189
5.4.1.1.	Dosis equivalentes ( $D_E$ ).....	189
5.4.1.2.	Dosis Total (D).....	193
5.4.1.3.	Edades de RPE .....	196
5.5.	Valle del Arlanza .....	199
5.5.1.	Dataciones de RPE en granos de cuarzo sedimentario.....	199
5.5.1.1.	Dosis equivalente ( $D_E$ ) .....	199
5.5.1.2.	Dosis Total (D).....	202
5.5.1.3.	Edades de RPE .....	205
6.	Discusión.....	209
6.1.	Complejo Galería.....	213
6.1.1.	Dataciones de RPE y Paleomagnetismo.....	213
6.1.2.	Incertidumbres asociadas a las técnicas de carga atrapada.....	216
6.2.	Cueva del Silo .....	224
6.2.1.	Galería Principal-Sala del Caos .....	226
6.2.2.	Galería de las Arenas .....	231
6.3.	Cueva Peluda .....	233
6.4.	Valle del Arlanzón .....	236
6.4.1.	Evolución del valle del río Arlanzón.....	242
6.5.	Valle del río Arlanza.....	246
6.5.1.	Evolución del valle del río Arlanza .....	251
6.6.	Implicaciones geomorfológicas de las dataciones en el modelaje de la Cuenca del Duero .....	254

6.6.1. Comparación de las edades obtenidas en el NE de la Cuenca del Duero. .....	254
6.6.1.1. Evolución del NE de la cuenca del Duero.....	258
6.6.2. Comparación con el resto de las edades de la cuenca del Duero .....	261
6.7. Dinámica fluvio-kárstica del NE de la cuenca del Duero.....	265
7. Conclusiones .....	276
8. Bibliografía.....	303
LISTA DE TABLAS .....	333
LISTA DE FIGURAS .....	338
LISTA DE SIGLAS .....	348
ANEXO I: Curvas de crecimiento.....	352
ANEXO II: Señales de RPE de cada yacimiento .....	372
ANEXO III: Artículos publicados en el transcurso de la Tesis.....	378



## RESUMEN

Los yacimientos de la Sierra de Atapuerca se localizan en un sistema kárstico multinivel, cuya formación y relleno sedimentario están estrechamente ligados con la evolución de la red hidrográfica más nororiental de la cuenca del Duero. Sin embargo, este modelo geomorfológico presenta algunas incertidumbres cronológicas, por lo que en la presente tesis se pretende profundizar en la reconstrucción y correlación temporal entre la formación de dichas cavidades y la red principal de drenaje de la Sierra de Atapuerca.

Para alcanzar este objetivo, se ha utilizado principalmente la técnica de Resonancia Paramagnética Electrónica (RPE), que permite datar cuándo los sedimentos se introdujeron en las cavidades o se sedimentaron en las terrazas fluviales. Se ha empleado esta técnica aplicando la recientemente desarrollada metodología de los centros múltiples, con el fin de obtener edades más robustas. De forma complementaria, se han usado otras técnicas cronológicas, como el Paleomagnetismo y las series de Uranio, para evaluar con mayor precisión las dinámicas fluvio-kársticas responsables de la formación de estos yacimientos. Para ello, se tomaron un total de 30 muestras de Resonancia Paramagnética Electrónica en el Complejo Galería, Cueva del Silo, Cueva Peluda, el valle del Arlanzón y el valle del Arlanza, junto con dos muestras de espeleotemas analizadas mediante series de Uranio y 65 muestras de Paleomagnetismo.

Los resultados cronológicos de este trabajo respaldan el modelo geomorfológico previo que relaciona la formación de las cavidades con la incisión fluvial. Nuestros datos indican que el nivel superior se produjo en una edad máxima de  $1722 \pm 248$  ka, mientras que los niveles intermedio e inferior se formaron en torno a  $1215 \pm 82$  ka y  $844-773$  ka, respectivamente. Por otro lado, los resultados cronológicos corroboran la evolución sincrónica de los valles del NE de la cuenca del Duero, aunque muestran tendencias de incisión divergentes respecto al resto de los ríos de esta cuenca. Estos hallazgos reflejan un grado de incisión inmaduro en la red hidrográfica del sector NE de la cuenca del Duero, lo que podría suponer un cambio de roles de la red del Duero frente a la del Ebro en el futuro, tal como indican trabajos previos.

En definitiva, este trabajo no solo consolida el marco crono-geomorfológico de la Sierra de Atapuerca, sino que también ofrece una base sólida para futuras correlaciones a escala

regional. De este modo, la tesis abre nuevas perspectivas para el estudio de la evolución geomorfológica y paleoambiental del Pleistoceno en la cuenca del Duero.

## ABSTRACT

The archaeological sites of the Sierra de Atapuerca are located within a multi-level karst system, whose formation and sedimentary infill are closely linked to the evolution of the northeasternmost sector of the Duero Basin drainage network. Nevertheless, this geomorphological model still carries chronological uncertainties. This doctoral thesis therefore seeks to refine the temporal reconstruction and establish more precise correlations between the development of these karst cavities and the main drainage system of the Sierra de Atapuerca.

To achieve this objective, the primary method employed was Electron Spin Resonance (ESR), as it enables dating the moment when sediments were introduced into the caves or deposited on fluvial terraces. This technique was applied using the recently developed multi-center approach, which provides more robust age estimates. Complementary methods, including Paleomagnetism and Uranium-series dating, were also applied to refine the reconstruction of the fluvio-karstic dynamics responsible for the formation of these sites. In total, 30 ESR samples were collected from the Galería Complex, Cueva del Silo, Cueva Peluda, the Arlanzón Valley, and the Arlanza Valley, along with two speleothem samples analyzed using Uranium-series dating and 65 samples for Paleomagnetic analysis.

The chronological results of this study support the previously proposed geomorphological model linking cavity formation to fluvial incision. Our data indicate that the upper level formed no earlier than  $1722 \pm 248$  ka, while the intermediate and lower levels developed around  $1215 \pm 82$  ka and 844–773 ka, respectively. Moreover, the chronological evidence confirms the synchronous evolution of the northeastern valleys of the Duero Basin, although they display incision patterns that diverge from those of the other rivers in the basin. These findings reflect a high degree of immaturity in the northeastern drainage network, which could imply a future shift in dominance from the Duero system to the Ebro system.

Ultimately, this research not only consolidates the chrono-geomorphological framework of the Sierra de Atapuerca but also establishes a robust foundation for future regional correlations, thereby paving the way for a deeper understanding of the Pleistocene geomorphological and paleoenvironmental evolution of the Duero Basin.



# 1. Introducción



Los yacimientos de la Sierra de Atapuerca constituyen un enclave singular para el estudio de la evolución humana. Poseen restos fósiles e industria lítica relacionados con la presencia más antigua de homínidos en Europa (Carbonell et al., 2024), por lo que fueron declarados Bien de Interés Cultural en el año 1991 y Patrimonio de la Humanidad en el año 2000 (<https://patrimoniocultural.jcyl.es>). Estos yacimientos se encuentran en los rellenos sedimentarios que albergan las cavidades de la Sierra de Atapuerca, situada en los términos municipales de Ibeas de Juarros, Cardañuela de Ríopico, Atapuerca, Arlanzón y Rubena, a unos 15 km hacia el este de la ciudad de Burgos.

Estos yacimientos destacan por la excepcional riqueza y conservación de sus registros arqueológicos, paleontológicos y rellenos kársticos. La importancia de los hallazgos excavados radica en su impacto en la comunidad científica a nivel internacional, generando un cambio de paradigma en el estudio de la evolución humana (Arsuaga et al., 1997; Bermúdez de Castro et al., 1997; Bermúdez de Castro & Rosas, 1992; Carbonell et al., 2008; García-Medrano et al., 2017; Huguet et al., 2025; Martín-Francés et al., 2016; Parés & Pérez-González, 1995; Saladié et al., 2012 entre otros muchos).

Estos yacimientos se encuentran en un sistema kárstico con varios niveles de galerías conectadas entre sí, cuya formación y evolución está condicionada por la incisión fluvial (Benito-Calvo et al., 2017, 2018; Ortega et al., 2014, 2018). Los trabajos geomorfológicos del entorno de la Sierra de Atapuerca (Benito-Calvo, 2004; Ortega, 2009), así como los estudios geocronológicos (Moreno, 2011), han servido para establecer las bases de las dinámicas fluvio-kársticas que modelaron el relieve, formaron el sistema endokárstico y controlaron parcialmente su relleno. Sin embargo, la falta de dataciones numéricas de los sedimentos relacionados directamente con la formación del karst, así como las edades máximas de las terrazas de los ríos Arlanzón y Arlanza (Moreno et al., 2012, 2016), hacen que el modelo fluvio-kárstico actual presente limitaciones e imprecisiones temporales que necesitan ser investigadas en mayor profundidad.

De este modo, este trabajo pretende ahondar en aquellos aspectos que dificultan la correlación cronológica entre la formación de los yacimientos de la Sierra de Atapuerca

y la evolución de los valles fluviales del NE de la Cuenca del Duero durante el Pleistoceno.

Debido a la antigüedad de los sedimentos que se pretenden estudiar y a su composición, fundamentalmente siliciclástica, se ha utilizado principalmente el método de datación por Resonancia Paramagnética Electrónica (RPE). Esta técnica abarca todo el Pleistoceno y permite datar el momento en que el mineral más abundante de la corteza terrestre —el cuarzo— se introduce en el karst o se sedimenta en el exterior.

El área de estudio se focaliza en dos zonas. En primer lugar, en los yacimientos de la Sierra de Atapuerca, en concreto en las cavidades de Cueva del Silo, Cueva Peluda y Complejo Galería, donde se preservan sedimentos fluviales relacionados con la red hidrográfica subterránea que formó el sistema endokárstico. Por otro lado, se estudiaron los valles medios de los ríos Arlanzón y Arlanza, que se encuentran próximos a la Sierra de Atapuerca, y constituyen la red de drenaje principal más nororiental de la Cuenca del Duero. Los valles medios de ambos ríos conservan un sistema de terrazas que marcan los antiguos niveles de base que condicionaron la circulación freática de los flujos de agua por el endokarst (Benito-Calvo, 2004; Benito-Calvo et al., 2018).

De forma complementaria, también se han aplicado otras técnicas geocronológicas, como las series de Uranio (series de U) y la Magnetoestratigrafía, con el objetivo de evaluar con mayor precisión las dinámicas fluvio-kársticas responsables de la formación de los yacimientos de la Sierra de Atapuerca.

Finalmente, mientras que a nivel internacional existe una amplia variedad de estudios geocronológicos centrados en la correlación entre la espeleogénesis y la formación de los valles fluviales (Anthony & Granger, 2007; Bella et al., 2019; Calvet et al., 2015; Fei et al., 2004; Harmand et al., 2017; Hudson et al., 2025; Rixhon et al., 2020; Westaway, 2020; entre muchos otros) en España, este tipo de investigaciones siguen siendo escasas (Ariolabengoa et al., 2015; Doderó et al., 2015; Benito-Calvo et al., 2022). En este contexto, la presente tesis aborda una temática novedosa, proponiendo un enfoque metodológico interesante al combinar distintas técnicas cronológicas que permiten evaluar las diferentes fases de la formación del karst. De este modo, se busca obtener una

visión integrada de la evolución del paisaje para englobar ambos elementos en un mismo modelo cronomorfológico.

### 1.1. Objetivos

La presente Tesis Doctoral se encuadra dentro del proyecto EL PLEISTOCENO Y HOLOCENO DE LA SIERRA DE ATAPUERCA (PGC2018-093925-B-C31), que a su vez pertenece al proyecto GEOLOGIA, GEOCRONOLOGIA Y PALEOBIOLOGIA DE LOS YACIMIENTOS DE LA SIERRA DE ATAPUERCA VII (PGC2018-093925-B-C33), siendo uno de los principales propósitos de este proyecto profundizar en el contexto geocronológico y geológico de la Sierra de Atapuerca y su entorno regional. Este trabajo nace ante las importantes incertidumbres geocronológicas que dificultan el establecimiento de una correlación precisa entre la evolución del paisaje de la Sierra de Atapuerca con la formación y relleno del sistema endokárstico, siendo determinante esta dinámica fluvio-kárstica para evaluar la ocupación humana del entorno de la Sierra de Atapuerca durante el Pleistoceno.

En este marco, el objetivo general de este trabajo es ahondar en la reconstrucción y correlación temporal precisa entre la formación de las cavidades de la Sierra de Atapuerca y la evolución fluvial de los principales ríos de NE de la Cuenca del Duero. A partir de este objetivo general, se han abordado los siguientes objetivos parciales:

1. Aportar secuencias cronológicas de los sedimentos fluviales que se encuentran en las cavidades de Cueva Peluda y Cueva del Silo, correspondientes al nivel inferior del karst, basándose principalmente en la técnica de datación numérica de la Resonancia Paramagnética Electrónica (RPE), junto con la Magnetoestratigrafía y las series de Uranio.
2. Abordar la datación de los sedimentos fluviales depositados en la parte inferior de Covacha de los Zarpazos y Tres Simas Central, correspondientes al nivel medio del sistema endokárstico, utilizando la técnica de RPE.
3. Proporcionar secuencias cronológicas a partir de la RPE, utilizando tanto los subcentros paramagnéticos de Titanio-Litio (Ti-Li) y Titanio-Hidrógeno (Ti-H)

como el centro de Aluminio (Al) para las terrazas de los valles medios del Arlanzón y Arlanza que están relacionadas con la formación de los yacimientos de Atapuerca.

4. Discutir y correlacionar dichos depósitos fluviales, tanto los situados en el interior de las cavidades como los conservados en las secuencias de terrazas de los valles, para comprender en mayor detalle la secuencia de procesos que dio lugar a la formación y evolución del sistema endokárstico de la Sierra de Atapuerca.



## 2. Antecedentes



La Sierra de Atapuerca, situada al NE de la cuenca del Duero entre la cordillera Cantábrica y el sistema Ibérico, es un relieve de 1085 m de altura sobre el nivel del mar (m s.n.m.) que sobresale ligeramente entre los sedimentos cenozoicos de la Cuenca del Duero (Alonso-Gavilán et al., 2004) (Figura 2.1). Se ubica al SO del corredor de la Bureba, una depresión intramontañosa que conectó las cuencas sedimentarias del Duero y del Ebro durante el Neógeno, situada a escasos kilómetros de la Sierra de Atapuerca (Pineda, 1996; Benito-Calvo et al., 2022).

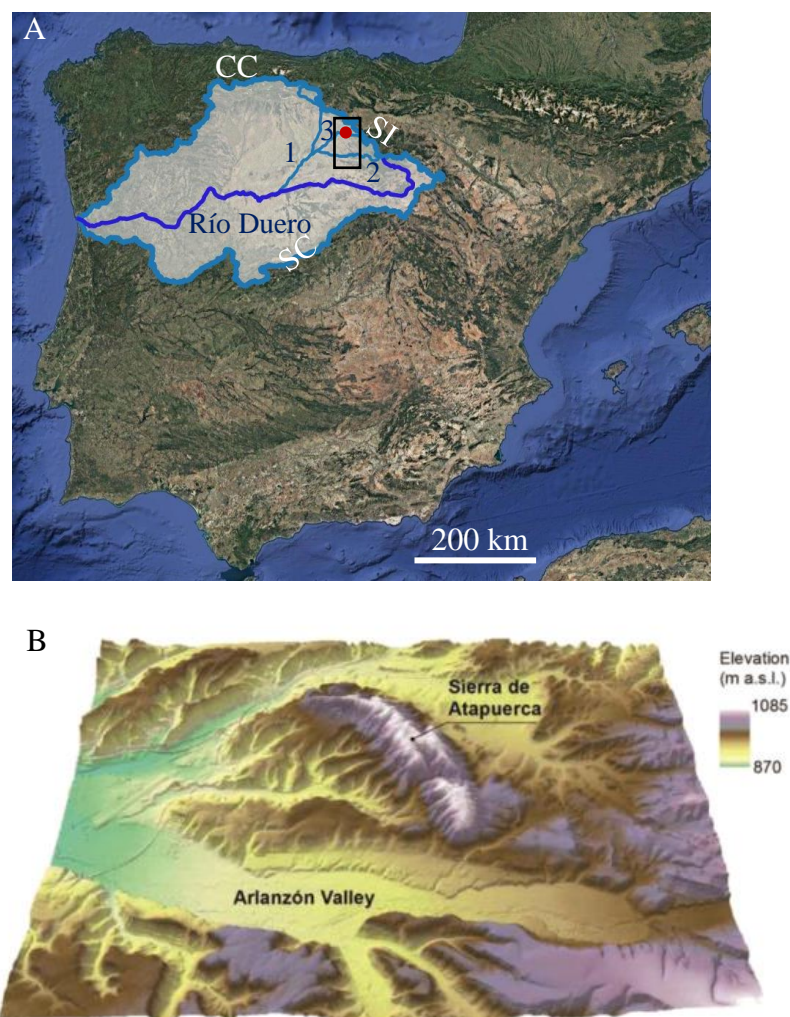


Figura 2.1. Situación geográfica. A) Imagen de satélite de la península ibérica (Google Earth), donde viene sombreada la cuenca del Duero. SC: Sistema Central. SI: Sistema Ibérico. CC: Cordillera Cantábrica. 1: Río Pisuerga. 2: Río Arlanza. 3: Río Arlanzón. El círculo rojo señala la ubicación de los yacimientos de la Sierra de Atapuerca. La zona de estudio está señalizada con un rectángulo negro. B) Modelo 3D del relieve de la Sierra de Atapuerca (Benito-Calvo & Pérez-González, 2015).

El río Arlanzón, en su valle medio, así como sus afluentes, forman la red principal de drenaje de la Sierra de Atapuerca (Benito-Calvo et al., 2008, 2017, 2018; Benito-Calvo & Pérez-González, 2015). El río Arlanza y su afluente, el río Arlanzón, están situados al sur de la Sierra de Atapuerca y, siendo ambos de una entidad similar, representan los ríos principales más nororientales de la cuenca hidrográfica del Duero (Benito-Calvo, 2004), cuyo colector principal es el río Pisuerga (Figura 2.1.A). La Sierra de Atapuerca tradicionalmente se ha considerado el relieve más noroccidental de la cordillera Ibérica (Olivé et al., 1990; Pineda & Arce, 1990), aunque un reciente estudio propone interpretarla como una estructura geológica individualizada, separada por las fallas Arlanzón y Atapuerca de alto grado (Cámara et al., 2023).

La Sierra de Atapuerca está formada por calizas mesozoicas, junto con materiales más antiguos en el sector más septentrional, que se encuentran plegados formando un anticlinal tumbado (Olivé et al., 1990; Pineda & Arce, 1990; Benito-Calvo & Pérez-González, 2015). En el flanco SO de este anticlinal, en su extremo meridional, se desarrolló un sistema endokástico multinivel de media montaña que alberga el relleno sedimentario donde se excavan sus yacimientos (Ortega et al., 2013). La ausencia de morfologías kársticas externas que marquen entradas significativas de agua y las huellas de flujos ascendentes indican un origen hipogénico del endokarst, donde las aguas ascenderían hasta alcanzar la posición del nivel freático marcado por los niveles de base del río Arlanzón (Ortega et al., 2013).

Aunque la excavación sistemática de los yacimientos comenzó a partir del 1978 (Ortega et al., 2012), los estudios geológicos para contextualizarlos se realizaron bastante tiempo después. Los trabajos pioneros de los Dres. Alfonso Benito-Calvo (2004) y Ana I. Ortega (2009) sobre la geomorfología del entorno de la Sierra de Atapuerca y del sistema endokástico aportaron las primeras bases del modelo fluvio-kástico actual que correlaciona la evolución del relieve y la formación de sus yacimientos. Los techos abovedados de los conductos y las secciones con forma de ojo de cerradura (*keyhole*), que marcan el encajamiento de la red hidrográfica subterránea en el endokarst y, por otro lado, la presencia de superficies de erosión y de terrazas fluviales en el exterior revelan que la formación del karst estuvo controlada, principalmente, por el descenso del nivel de

base local (Benito-Calvo & Pérez-González, 2007; Benito-Calvo et al., 2008; Ortega et al., 2013).

Los modelos fluvio-kársticos se basan en que la red hidrográfica externa (ríos) marca los niveles de circulación de la red subterránea (flujo de agua por el endokarst). A su vez, la red subterránea está limitada por las fracturas, planos de debilidad y permeabilidad de la roca por la que circula (Ford & Williams, 2007).

De tal forma, los sistemas kársticos multinivel están controlados por el descenso del nivel de base local (Anthony, 2004; Ford & Williams, 2007; Gillieson, 1996). Cuando se encuentra en una posición relativamente estable, se desarrollan conductos con forma de tubo y con secciones circulares, que se encuentran completamente inundados (Palmer, 1991). Cuando el nivel de base local desciende, la red subterránea también se encaja, desarrollando morfologías vadosas. Estas presentan conductos más estrechos y encajonados hacia abajo, generando secciones mixtas en forma de ojo de cerradura (Cigna & Railton, 1978), que indican la evolución poligenética del conducto. También puede producirse un ascenso el nivel de base por cambios climáticos, generando sifones y conductos verticales con flujos de agua ascendentes en el karst. En consecuencia, conforme varía el nivel freático se desarrollan galerías conectadas entre sí, pero a diferentes alturas, formando los sistemas kársticos multinivel (Anthony, 2004; Ford & Williams, 2007; Gillieson, 1996). (Figura 2.2).

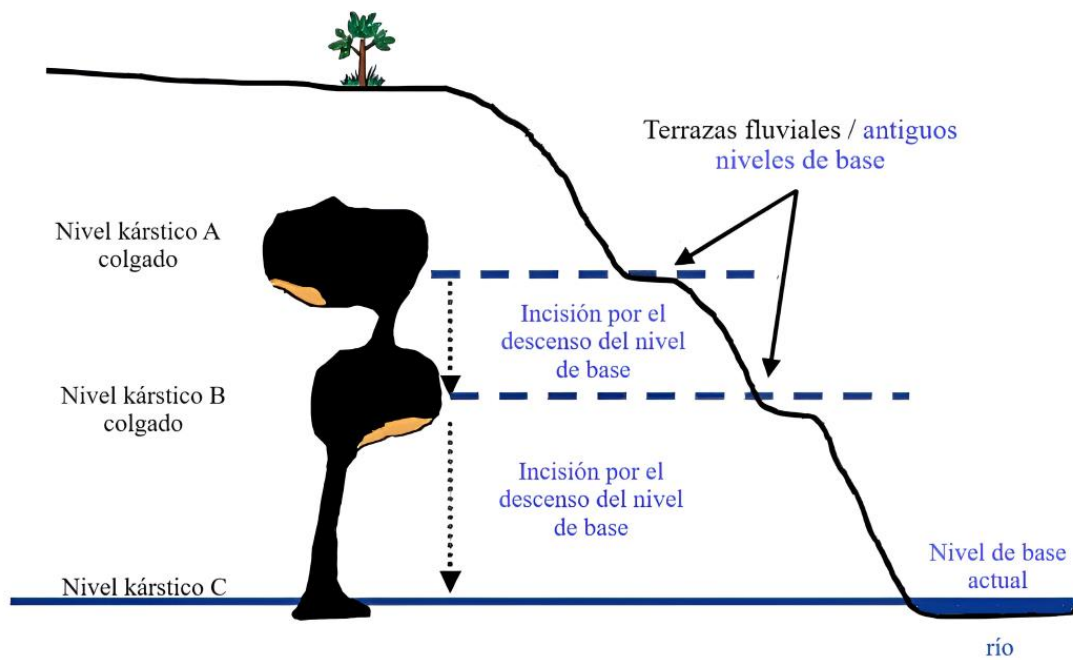


Figura 2.2. Representación esquemática de la evolución de un karst multinivel asociada con el descenso del nivel de base regional. Modificado de Anthony (2004).

En el entorno de la Sierra de Atapuerca, las terrazas de los ríos Arlanzón y Arlanza, cuyas alturas relativas son semejantes, marcarían la altitud de los antiguos niveles de base regionales, mientras que el sistema fluvial subterráneo circularía en niveles supeditados a esta red principal. En periodos con niveles de base estables, los flujos de agua con dirección SE-NO habrían circulado por las fracturas y planos de debilidad de la roca caliza desde el valle del río Arlanzón hacia el río Pico, formando surgencias kársticas y zonas lagunares en la ladera SO de la Sierra de Atapuerca (Benito-Calvo et al., 2017; Ortega et al., 2013, 2014).

Por lo tanto, la incisión fluvial condiciona el abandono y desmoronamiento de los conductos kársticos, lo que a su vez, facilita la utilización de estas cavidades por los seres humanos prehistóricos (Gillieson, 1998; Ortega, 2009) y la posterior conservación de estos sedimentos ricos en restos paleoarqueológicos (Benito-Calvo et al., 2018; Ortega et al., 2014, 2018). Además, la incisión condicionaría en parte el retroceso de las laderas (Benito-Calvo et al., 2017), con la apertura de nuevas entradas para conectar las cuevas con el exterior, facilitando su ocupación, casi ininterrumpida, a lo largo del Pleistoceno (Ortega et al., 2013).

La correlación del sistema kárstico con la evolución de los valles fluviales ha sido establecida mediante parámetros altimétricos, geométricos y geomorfológicos. De tal forma, los tres pisos kársticos colgados a +88 m, +68 m y +51-58 m por encima del actual río Arlanzón, se han correlacionado con los niveles freáticos marcados por las terrazas fluviales del río Arlanzón T2<sub>AZN</sub> (+82-91 m), T3<sub>AZN</sub> (+70-78 m) y T4<sub>AZN</sub> (+60-67 m)/T5<sub>AZN</sub> (+50-58 m), respectivamente (Ortega et al., 2013, 2014, 2018).

La combinación de las dataciones disponibles tanto en las terrazas fluviales del NE de la cuenca del Duero (Benito-Calvo et al., 2008; Moreno et al., 2012, 2016; Arnold et al., 2013), como en los sedimentos depositados en las antiguas entradas de las cavidades de los yacimientos de Gran Dolina-Penal y Complejo Galería, situados en el nivel intermedio (Berger et al., 2008; Carbonell et al., 2008; Demuro et al., 2014; Falguères et al., 2013; Moreno et al., 2015; Parés et al., 2013, 2016, 2018), permitieron establecer un marco cronomorfológico preliminar. Los rellenos kársticos del nivel intermedio aportaron una fecha máxima de 1,2-1,3 Ma (Carbonell et al., 2008; Duval et al., 2022).

Por otro lado, las dataciones obtenidas mediante Resonancia Paramagnética Electrónica (RPE) usando el centro de Aluminio (Al) para las terrazas del curso medio del río Arlanzón fueron de  $1,14 \pm 0,13$  Ma para la terraza T3<sub>AZN</sub> (+70-78 m), entre  $0,78 \pm 0,12$  Ma y  $0,93 \pm 0,10$  Ma para el nivel T4<sub>AZN</sub> (+60-65 m) y entre  $0,70 \pm 0,10$  Ma y  $0,60 \pm 0,11$  Ma para T5<sub>AZN</sub> (+50-58 m) (Moreno et al., 2012). Estas dataciones sugieren que la formación del piso superior pudo haberse desarrollado durante el Pleistoceno inferior, a partir de la formación de la superficie de erosión SE4-PI y de las primeras terrazas del río Arlanzón T1<sub>AZN</sub> (+92-100 m) y T2<sub>AZN</sub> (+82-91m) (Benito-Calvo et al., 2018; Benito-Calvo & Pérez-González, 2007). El piso medio e inferior se habrían podido formar entre 1,14-1,2 Ma y 0,855-0,666 Ma, respectivamente (Benito-Calvo et al., 2018; Ortega et al., 2018).

Sin embargo, este marco cronológico presenta varias incertidumbres. En primer lugar, esta cronología se basa parcialmente en edades obtenidas de las facies de exterior que proporcionan edades mínimas para la formación de los conductos, mientras que los sedimentos relacionados con la construcción de las cavidades, apenas han sido estudiados (facies de interior) (Campaña et al., 2017, 2022, 2023; Pérez-González et al., 2001).

Además, en algunos casos, las dataciones obtenidas por distintos métodos paleodosimétricos no coinciden (Berger et al., 2008; Demuro et al., 2014; Falguères et al., 2013), lo que parece indicar que hay algún factor común que está provocando dataciones radiométricas dispares. Algunos autores han observado que la presencia de un mineral llamado crandallita podría ser un indicador de cambios postdeposicionales en los ambientes kársticos, lo que afectaría a la correcta estimación de la cronología mediante las técnicas cronológicas paleodosimétricas como la RPE y la Luminiscencia (Karkanas et al., 2000, 2002; Mercier et al., 1995).

Las facies de interior, situadas en la parte inferior de las secuencias estratigráficas y, por lo tanto, más antiguas, están comenzando a suscitar más interés (Campaña et al., 2022, 2023), aunque apenas están datadas. Se dispone de una secuencia cronoestratigráfica bastante completa de las facies de interior del yacimiento de Gran Dolina-Penal (Duval et al., 2022; Moreno et al., 2015; Parés et al., 2018) pero, apenas se han abordado en el Complejo Galería (Demuro et al., 2014). Los sedimentos de las cavidades del nivel inferior (Cueva Peluda y Cueva del Silo), pese a que evidencian la entrada del río Arlanzón en el sistema endokárstico, aún no habían sido datados antes de este trabajo. Previamente, solo se disponía de algunos datos magnetoestratigráficos en Cueva del Silo (Parés et al., 2016), habiendo otros muchos afloramientos en esta cavidad sin fechar (Galería de las Arenas y Sala del Caos). El estudio de estos sedimentos es clave para entender los procesos genéticos que sucedieron en el piso medio e inferior del endokarst, que pudieron favorecer la habitabilidad de las cavidades tras la apertura de nuevas entradas que conectarían las cuevas con el exterior (Ortega, 2009).

Por otro lado, las recientes mejoras metodológicas de la técnica de RPE hacen que las edades basadas exclusivamente en el centro de Al deban ser revisadas (Duval et al., 2015, 2017, 2020). La RPE es una técnica de datación que utiliza los granos de cuarzo como paleodosímetros. Durante el transporte sedimentario, la señal de RPE en el cuarzo se blanquea, mientras que comienza a acumularse cuando se sedimenta. Sin embargo, el centro de Al tiene una cinemática de blanqueamiento muy lenta, pudiendo no llegarse a borrar la señal por completo durante el transporte (Tissoux et al., 2007; Toyoda et al., 2000; Voinchet et al., 2003). Para comprobar si la señal se ha blanqueado, se ha propuesto como medida esencial aportar edades midiendo otros centros paramagnéticos que se

blanquean más fácilmente, como el Ti-H y el Ti-Li (Duval & Guilarte, 2015; Toyoda et al., 2000).

Respecto a la evolución geomorfológica de los valles, que condicionó la posición de los niveles de base y freáticos, se han observado divergencias cronológicas en las edades obtenidas en los distintos valles fluviales. Si se considerasen tasas de incisión semejantes en la región NE de la cuenca del Duero, las terrazas fluviales colgadas a alturas relativas similares deberían aportar edades parecidas, ya que estarían marcando un mismo nivel de base local. Sin embargo, las edades de RPE obtenidas con el centro de Al en el río Arlanzón no coinciden con las edades preliminares obtenidas por esta misma metodología en el río Arlanza (Moreno et al., 2012, 2016).

Por otro lado, las estimaciones máximas del río Arlanzón se están aplicando para definir marcos cronológicos que explican la evolución de la cuenca del Duero (Silva et al., 2017), por lo que urge actualizar estos datos.

A su vez, las edades obtenidas en el NE de la cuenca del Duero difieren de los resultados obtenidos para las terrazas colgadas a alturas similares en otros cursos fluviales de la cuenca del Duero (Cunha et al., 2019; Demuro et al., 2024; Rodríguez-Rodríguez et al., 2020; Schaller et al., 2016). Basándose en las fechas cronológicas disponibles, se ha propuesto que el drenaje de esta cuenca podría haberse producido por varias olas erosivas a distintas velocidades que habrían provocado diferentes tasas de incisión fluvial en el NE y NO de la Cuenca del Duero (Struth et al., 2019). No obstante, las diferencias cronológicas en el NE de esta cuenca podrían indicar una dinámica fluvial más compleja (Moreno et al., 2012, 2016), por lo que es necesario revisar las dataciones de los ríos Arlanzón y Arlanza para precisar, no solo el modelo fluvio-kárstico de la Sierra de Atapuerca, sino también el marco cronológico regional de la cuenca del Duero.



### 3. Contexto geológico



### 3.1. Geología de la cuenca del Duero

La cuenca del Duero está situada en la mitad septentrional de la península ibérica. Está delimitada por el NNE y el ESE por las rocas mesozoicas y paleozoicas que afloran en las cordilleras cántabro-pirenaicas e ibérica. Por el NNO y el S se encuentra el Macizo Ibérico y el Sistema Central, respectivamente, donde afloran rocas del basamento Varisco (Figura 3.1).

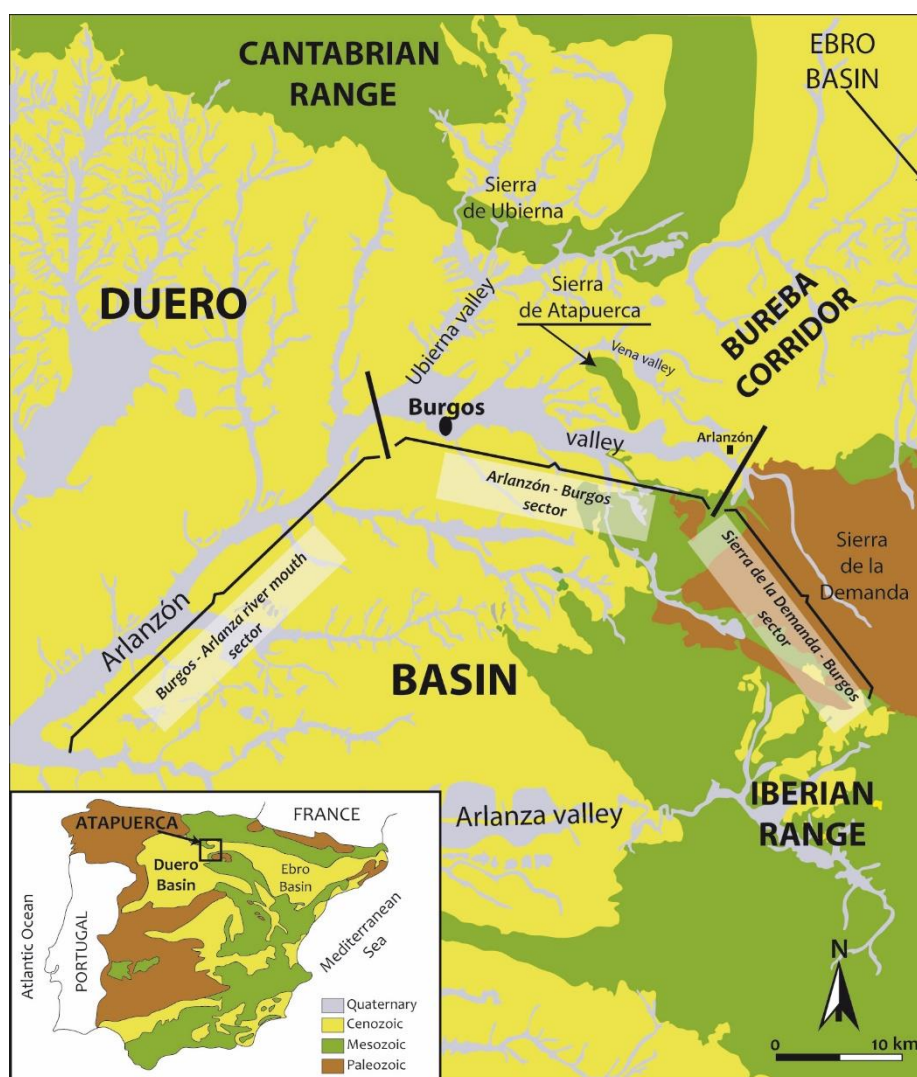


Figura 3.1. Mapa geológico de sector NE de la cuenca del Duero (Benito-Calvo & Pérez-González, 2007).

La depresión del Duero constituye la cuenca cenozoica más extensa de la península ibérica, ocupando en torno a 50.000 km<sup>2</sup>, junto con una potencia sedimentaria que supera

los 2000 m en el SE (Alonso-Gavilán et al., 2004; Armenteros et al., 2002; Santisteban et al., 1996).

Esta depresión endorreica se formó a finales del Cretácico, principios del Paleoceno, debido a los esfuerzos compresivos de la Orogenia Alpina que levantaron los sistemas montañosos que la rodean, confiriéndole así una cierta independencia sedimentaria durante el Terciario (Alonso-Gavilán et al., 2004). El engrosamiento cortical junto con la deformación de la litosfera y el reajuste isostático elevaron esta meseta hasta una altitud media de > 800 m durante el Cenozoico (Fernández-Lozano & Gutiérrez-Alonso, 2015).

Durante el Paleoceno y Mioceno, se produce el relleno sedimentario de la actual cuenca del Duero con materiales continentales y lacustres (fase endorreica). Tras su apertura al océano Atlántico a finales del Neógeno, la cuenca pasa a ser exorreica, lo que modifica decisivamente el régimen hídrico. Entre el Plioceno y el Cuaternario (Antón et al., 2019; Benito-Calvo & Pérez-González, 2007; Cunha et al., 2019; Silva et al., 2017), se produce la apertura de cuenca hacia el Atlántico, lo que provoca la progresiva incisión de la actual red fluvial y el vaciado parcial del relleno sedimentario (Pérez-González et al., 1994).

En un reciente estudio, Cámara *et al.* (2023) han analizado la estructura tectónica que ha dado como resultado el relieve actual que vemos en el sector NE de la cuenca del Duero. Los datos sísmicos parecen indicar que se han desarrollado dos modelos tectónicos en función de la potencia y composición de los materiales subyacentes, situándose la Sierra de Atapuerca en una zona de transición entre la cordillera ibérica y el suroeste de la cuenca vasco-cantábrica. El modelo tectónico de piel gruesa ha condicionado el relieve en la cuenca del Duero entre la cordillera cantábrica y la sierra de la Demanda. Por otro lado, el modelo tectónico de piel fina ha formado los mantos de corrimiento gracias a los sedimentos evaporíticos de la facies Keuper, que han funcionado como nivel de despegue por su gran potencia en el norte.

La geología de la zona estudiada queda representada en varias hojas a escala 1: 50.000, 2ª Serie del portal de cartografía del IGME, MAGNA 50 (<https://info.igme.es/cartografiadigital/geologica/Magna50.aspx>). La Sierra de Atapuerca, así como la zona muestreada del valle del Arlanzón aparece en las hojas nº

200 (Burgos) y 201 (Belorado) (Olivé et al., 1990; Pineda & Arce, 1990), mientras que la zona donde se cogieron las muestras de las terrazas del río Arlanza aparece en la hoja nº 276 (Heredia & Suárez-Rodríguez, 1997).

La Sierra de Atapuerca se define como un anticlinal tumbado, formado durante la orogenia Alpina, cuya charnela tiene una dirección general NNO-SES y vergencia hacia el NE. En su extremo noroeste, cambia de dirección a ONO-ESE y O-E, donde afloran los materiales más antiguos debido a la presencia de fallas y cabalgamientos con orientaciones ONO-ESE, ENE-OSO y NNO-SSE (Olivé et al., 1990; Pineda & Arce, 1990; Benito-Calvo & Pérez-González, 2015). Según Cámara *et al.* (2023), la Sierra de Atapuerca se corresponde con una estructura de basamento pop-up formada en una zona de presiones limitada por las fallas de Arlanzón y Atapuerca de alto ángulo y, con dirección NE-SO. Esta estructura sería el resultado del cambio de esfuerzos extensivos a compresivos que reactivó fallas hercínicas tardías en la Orogenia Alpina.

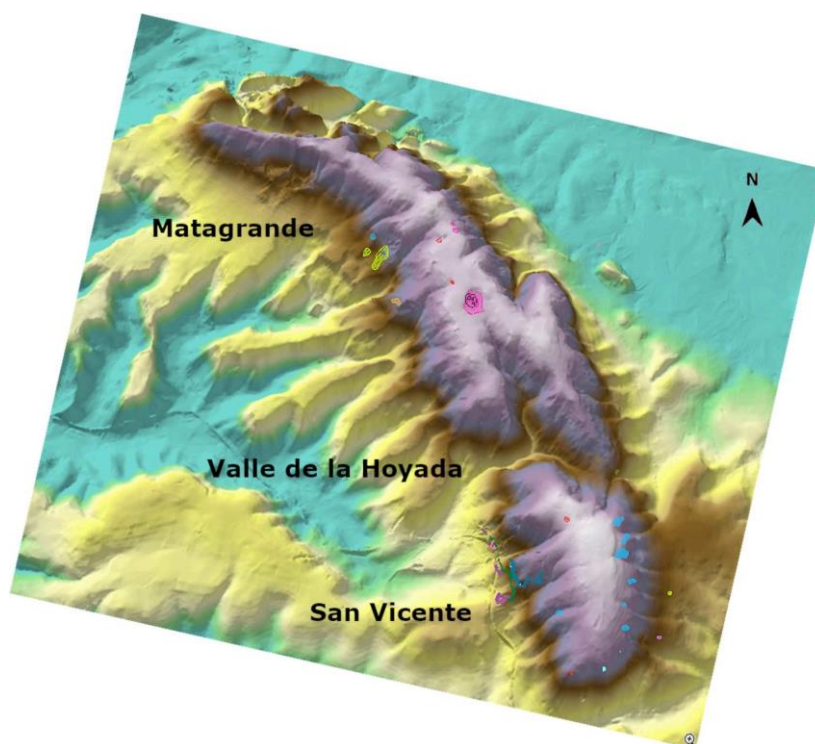


Figura 3.2. Mapa del relieve de la Sierra de Atapuerca donde se aprecia el desarrollo kárstico multinivel especialmente en la zona meridional de la sierra (Bermejo, 2021 basado en Ortega, 2009 y Benito-Calvo et al., 2017).

La Sierra de Atapuerca se divide en dos sectores por el valle de la Hoyada: la zona norte, conocida como Matagrande, y la zona sur, llamada alto de San Vicente (Benito-Calvo, 2004). En esta última, en la ladera occidental, se encuentran los yacimientos arqueológicos de Atapuerca (Figura 3.2).

La litología del NE de la cuenca del Duero abarca desde materiales paleozoicos hasta cuaternarios. Los materiales más antiguos afloran en la sierra de la Demanda, mientras que los más jóvenes se corresponden a los fondos de valle de la red hidrográfica actual. El relleno sedimentario de la cuenca del Duero se produce en tres ciclos asociados a la historia tectónica de la cuenca. El primer ciclo se produce durante el Cretácico-Paleoceno, el segundo durante el Eoceno-Mioceno Inferior, el último entre el Mioceno Medio-Superior (Alonso-Gavilán et al., 2004).

#### 3.1.1. Secuencia paleozoica

La secuencia paleozoica aflora en la zona más septentrional de la sierra de la Demanda, donde nace el río Arlanzón, siendo la erosión de los materiales siliciclásticos del Paleozoico la fuente principal del cuarzo que se ha datado en esta tesis. En esta secuencia, los metasedimentos cámbricos son los más abundantes, aunque también el río Arlanzón transcurre por los materiales siliciclásticos del Ordovícico y Carbonífero (Boquera et al., 1978a, 1978b).

La secuencia comienza con unas areniscas y conglomerados polimícticos del Cámbrico inferior, compuestos principalmente por cantos de cuarcitas redondeados y de gran tamaño, junto con una matriz con filosilicatos y cuarzo (Metareniscas de Barbadillo del Pez). Por encima, se disponen concordantes las Pizarras de Riocabado, que presentan algún nivel arenoso. La secuencia del Cámbrico inferior culmina con un nivel carbonatado (Dolomias de Mansilla). El afloramiento más importante del Cámbrico medio se corresponde con las Pizarras verdes de río Gatón, compuestas por una serie de pizarras con niveles arenosos ricos en cuarzo. Los materiales de mayor extensión se encuentran englobados en la formación Alternancias del Najerilla del Cámbrico superior, compuesta por una alternancia de materiales epimetamórficos (pizarras y esquistos) y

areniscas de 800 m de potencia. A techo, aparecen niveles locales de conglomerados constituidos fundamentalmente por clastos de cuarcita, cuarzo, aplita y pizarras que el río Arlanzón atraviesa en su tramo alto, según la cartografía (Boquera et al., 1978a, 1978b; Colchen, 1970).

Los materiales del Ordovícico afloran en la Sierra del Mencilla y en el pantano del Arlanzón a lo largo del núcleo del sinclinal de Palazuelos-Arlanzón. Esta serie está compuesta por una alternancia de metaareniscas cuarcíticas y pizarras de 1000 m de potencia, que yacen concordante con el Cámbrico superior (Boquera et al., 1978a; Colchen, 1970).

Apoyados en un contacto discordante sobre los materiales ordovícicos y/o cámbricos, afloran los sedimentos carboníferos en el tramo alto del río Arlanzón hasta Villasur de Herreros. Están compuestos por conglomerados, areniscas y pizarras junto con niveles de carbón de edad Westfaliense, cuya composición es similar a la descrita para las formaciones cámbrico-ordovícicas, lo que sugiere que provienen de la erosión de dichas formaciones (Boquera et al., 1978a; Colchen, 1970).

### 3.1.2. Secuencia mesozoica

Los materiales mesozoicos afloran alrededor del Paleozoico de la sierra de la Demanda, así como en la Sierra de Atapuerca y en el sector sur de la cordillera Ibérica. Comprenden desde el Buntsandstein hasta el Cretácico superior, siendo mayoritaria la presencia de materiales del Cretácico superior.

En el norte de la Sierra de Atapuerca y en la Demanda, se observan las facies germánicas del Triásico, principalmente las facies Buntsandstein y Keuper, siendo muy escasa la representación de las facies Muschelkalk. Las facies Buntsandstein están compuestas por conglomerados de clastos cuarcíticos y fragmentos de rocas de las formaciones paleozoicas (cuarcitas, areniscas y pizarras) y, hacia techo, por sedimentos detríticos más finos (areniscas y pelitas). De forma concordante, yacen las arcillas y yesos que componen la facies Keuper del Triásico, actuando como nivel de despegue (Boquera

et al., 1978a, 1978b; Cámara et al., 2023; García et al., 1997; Olivé et al., 1990; Pineda & Arce, 1990).

Por encima, yacen dolomías, calizas y margas del Lías y Dogger (Jurásico), formadas en una llanura costera salina supramareal (Boquera et al., 1978a, 1978b; Cabrera et al., 1997; Gil et al., 1976; Pineda & Arce, 1990).

La secuencia cretácica está compuesta principalmente por sedimentos siliciclásticos del Cretácico inferior y rocas carbonatadas del Cretácico Superior. La secuencia continental del Cretácico inferior está representada por las facies Weald y Utrillas compuestas por arenas, margas y conglomerados poligénicos (Boquera et al., 1978a; Gil et al., 1976; Olivé et al., 1990), que afloran en el norte de la Sierra de Atapuerca (Pineda & Arce, 1990).

La elevación de la Sierra de Atapuerca está formada por tres unidades del Cretácico Superior de origen marino entre el Cenomaniense y el Santoniense inferior (Olivé et al., 1990; Pineda & Arce, 1990). Esta última presenta la mayor extensión en la Sierra de Atapuerca y está compuesta por calizas y dolomías grises de 45-70 m de potencia, en las cuales se formaron las distintas cavidades que en la actualidad ocupan los yacimientos de la Sierra de Atapuerca (Ortega, 2009).

#### 3.1.3. Secuencia cenozoica

La secuencia cenozoica que rellena la cuenca del Duero ha sido ampliamente estudiada por diversos autores (Alonso-Gavilán et al., 2004; Armenteros et al., 2002; García et al., 1997; Mediavilla et al., 1996; Olivé et al., 1990; Santisteban et al., 1996). A continuación, se describirá de manera sintética la secuencia cenozoica, haciendo hincapié en el sector NE de la cuenca del Duero.

Santisteban *et al.* (1996) dividieron el relleno sedimentario de la cuenca del Duero en tres complejos tectosedimentarios relacionados con distintas etapas tectónicas (preorogénico, sinorogénico y postorogénico), siendo los sedimentos que predominan en el sector NE de la cuenca del Duero el complejo tectosedimentario sinorogénico del Oligoceno-Mioceno

inferior y el complejo tectosedimentario postorogénico del Mioceno inferior y superior (Benito 2004). Estos complejos tectosedimentarios son denominados por Alonso-Gavilán *et al.* (2004) como secuencia eocena-oligocena y secuencia neógena.

Los sedimentos terciarios más antiguos en los alrededores de la Sierra de Atapuerca están formados por conglomerados, arenas y arcillas de finales del Oligoceno (Benito-Calvo, 2004; Benito-Calvo & Pérez-González, 2015). Están compuestos por cantos calcáreos subangulosos con algunos de cuarcita correspondientes a facies proximales de abanicos aluviales y cursos fluviales tipo *braided* (Olivé *et al.*, 1990; Pineda & Arce, 1990; Benito-Calvo & Pérez-González, 2015).

Los sedimentos del Mioceno, correspondientes al complejo tectosedimentario postorogénico, ocupan la mayor extensión de territorio tanto en la cuenca del Duero como en el sector NE. Contiene depósitos siliciclásticos, carbonatados y evaporíticos que forman una secuencia granulométrica decreciente (Santisteban *et al.*, 1996). Este complejo se subdivide a su vez en varias unidades tectosedimentarias (UTS) (Mediavilla *et al.*, 1996).

Las facies Villatoro y Dueñas del Mioceno inferior se corresponden con la UTS 1. Están formadas por sedimentos lacustres y evaporíticos compuestos por arcillas, margas y yesos que pasan lateralmente a calizas micríticas. Estas facies yacen discordantemente sobre la secuencia mesozoica y los conglomerados del Oligoceno y del Mioceno inferior, y presentan una potencia máxima de 45 m (García *et al.*, 1997; Pineda & Arce, 1990).

La UTS 2 está compuesta principalmente por sedimentos detríticos con facies gruesas cerca de los bordes y finas hacia el interior de la cuenca (Mioceno inferior). Los sedimentos distales están englobados en la facies Pedraja, compuesta por limos y arcillas rojizas con canales de conglomerados de cantos, fundamentalmente cuarcíticos de 150-200 m de espesor. En la zona central se encuentran las facies de Santa María y Tierras de Campo formadas por arcillas y limos con intercalaciones de gravas, con 25-40 m de potencia. En el sector NE de la cuenca del Duero, la secuencia queda sellada con las calizas del Páramo inferior (Olivé *et al.*, 1990; Mediavilla *et al.*, 1996; Pineda & Arce, 1990).

En el Mioceno superior, la dinámica sedimentaria cambia nuevamente hacia un entorno lacustre, dando lugar a las facies Páramo inferior y Páramo superior, correspondiente a la UTS 4. Estas facies están compuestas por una alternancia de calizas, margas y arcillas con variaciones laterales significativas, formadas en zonas anegadas (Olivé et al., 1990; Mediavilla et al., 1996; Santisteban et al., 1996; García et al., 1997; Pineda & Arce, 1990).

En la región próxima a la Sierra de Atapuerca, no se ha cartografiado sedimentos del Plioceno (Benito-Calvo, 2004; Benito-Calvo & Pérez-González, 2015).

Los sedimentos del Cuaternario están compuestos por conglomerados, arenas, limos y arcillas que forman las terrazas fluviales, fondos de valle y llanuras aluviales (Benito-Calvo, 2004; Benito-Calvo & Pérez-González, 2015).

Los rellenos sedimentarios kársticos de la Sierra de Atapuerca se clasificaban tradicionalmente en facies alóctonas, autóctonas y químicas (Pérez-González et al., 1999; Ortega et al., 2013; Campaña et al., 2017), según si el sedimento se originaba fuera o dentro del sistema kárstico (Ford & Williams, 2007). Esta clasificación ha sido cuestionada recientemente (Campaña, 2018), proponiéndose una nueva basada en la proximidad a la entrada de la cueva. Las facies de entrada, compuestas por gravas transportadas por deslizamientos de ladera, se depositan cerca de antiguas bocas de la cueva y suelen contener restos arqueo-paleoantropológicos. Las facies de interior, que se encuentran en la parte inferior de las secuencias sedimentarias, están compuestas por arenas, limos y arcillas de colores amarillentos y se sedimentaron lejos de las entradas por la dinámica fluvial interna que atraviesa los conductos kársticos. Algunos autores las denominan también como facies fluviales de nivel de base (Duval et al., 2022; Hernando-Alonso et al., 2024), en línea con la definición de Karkanias & Goldberg, (2019), que clasifica los sedimentos kársticos, principalmente por su mecanismo de transporte y su relación con la dinámica fluvio-kárstica.

En el apartado 2.3 se explicará con mayor detalle la secuencia sedimentaria observada en el sistema kárstico de la Sierra de Atapuerca.

### 3.2. Geomorfología externa del sector NE de la cuenca del Duero

El paisaje actual del NE de la cuenca del Duero se caracteriza por las superficies erosivas y los valles fluviales escalonados (Benito-Calvo, 2004; García et al., 1997; Heredia & Suárez-Rodríguez, 1997; Pérez-González et al., 1994). Ambas morfologías indican periodos de estabilidad en el nivel de base local, habiéndose utilizado para estudiar la evolución geomorfológica de la Sierra de Atapuerca (Benito-Calvo et al., 2008, 2017, 2018; Benito-Calvo & Pérez-González, 2007, 2015; Pérez-González et al., 2001; Zazo et al., 1987).

En la zona de estudio, se han identificado 4 superficies erosivas que se han desarrollado preferentemente en las cordilleras alpinas de composición carbonatada (Benito-Calvo, 2004; Benito-Calvo y Pérez-González, 2005, 2007). Las superficies erosivas SE1, SE2 y SE3 se formaron durante la fase endorreica por drenaje interno, mientras que la SE4 se desarrolló en la fase exorreica (Benito-Calvo, 2004; Benito-Calvo et al., 2017; Benito-Calvo & Pérez-González, 2015).

La superficie de erosión SE1 se observa entre 1412-1050 m, representando la cúspide plana de la Sierra de Atapuerca a 1080-1060 m. Su formación se correlaciona con los depósitos sinorogénicos de conglomerados y arcillas a finales del Oligoceno principios del Mioceno inferior (Benito-Calvo, 2004; Benito-Calvo & Pérez-González, 2007) (Figura 3.3).

La superficie de erosión SE2 alcanza los 1270-980 m. En la Sierra de Atapuerca, presenta poco desarrollo y se encuentra a una altitud de 1050-1070 m. Se correlacionan con sedimentos aluviales del Astaraciense y con un ambiente lacustre y áridos del Mioceno superior (Benito-Calvo, 2004; Benito-Calvo & Pérez-González, 2007, 2015) (Figura 3.3).

La superficie SE3 se encuentra a cotas entre 1160-980 m en NE de la cuenca, y a 1030-1035 m en la Sierra de Atapuerca (Figura 3.3). Se asocia a los sedimentos detríticos del Mioceno superior (Benito-Calvo, 2004; Benito-Calvo & Pérez-González, 2007).

La superficie SE4 alcanza los 1100-950 m, la cual queda representada en el NE de la cuenca por la exhumación de las calizas del Páramo inferior, por lo que en este trabajo se

ha denominada SE4-PI (Benito-Calvo et al., 2018). En las proximidades de la Sierra de Atapuerca, las terrazas del Arlanzón T1<sub>AZN</sub> (+92-100 m) a T3<sub>AZN</sub> (+70-78 m) se han encajado o desarrollado a elevaciones parecidas a la SE4-PI que aparece a los 1011 y 1036 m. Está asociada con depósitos aluviales del Plioceno-Pleistoceno (Benito-Calvo & Pérez-González, 2015; Benito-Calvo et al., 2018) (Figura 3.3).

Durante la fase exorreica de la cuenca del Duero, en la Sierra de Atapuerca, se formó un sistema kárstico en relación con el descenso progresivo del nivel de base marcado por el río Arlanzón (Ortega, 2009; Ortega et al., 2010, 2013, 2014, 2018).

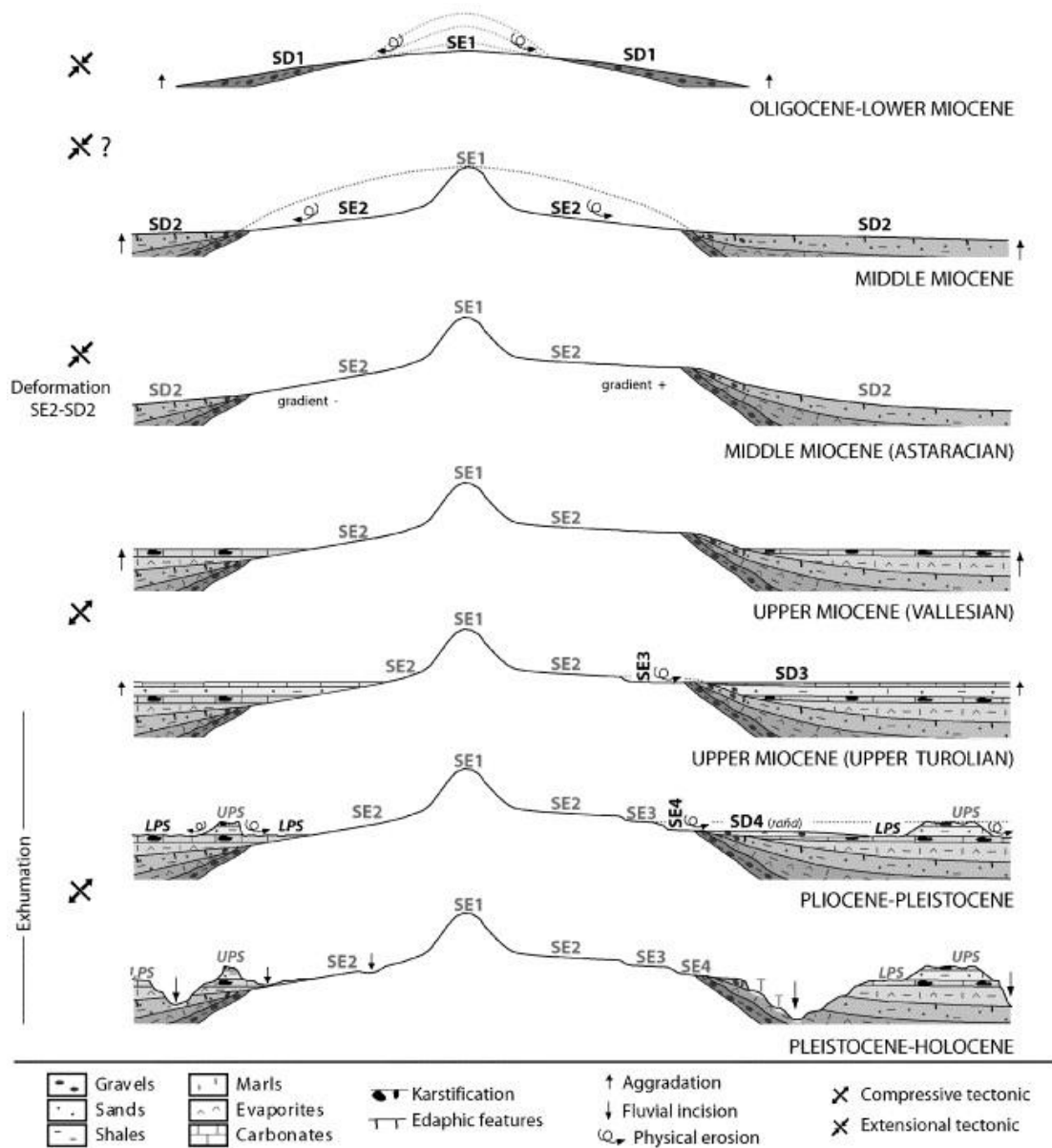


Figura 3.3. Localización y formación de las distintas superficies de erosión en el sector NE de la cuenca del Duero que incluye a la Sierra de Atapuerca. (Benito-Calvo & Pérez-González, 2007).

### 3.2.1. Valles Fluviales

Las terrazas fluviales proporcionan una valiosa información sobre la evolución geomorfológica del NE de la cuenca del Duero, con importantes implicaciones para la comprensión del modelado y relleno de las cavidades que albergan los yacimientos de la

Sierra de Atapuerca (Benito-Calvo et al., 2008, 2017, 2018; Benito-Calvo & Pérez-González, 2015).

En este sector, el colector principal es el río Pisuerga, siendo sus afluentes los ríos Arlanza y Arlanzón, cuyos valles medios han sido estudiados en este trabajo. A su vez, el río Arlanzón recibe agua de los ríos Vena, Pico, y Cueva. En la Sierra de Atapuerca, en el entorno de sus yacimientos, los principales valles que se encuentran son el valle de la Propiedad y el valle de Cueva Mayor (Ortega, 2009; Benito-Calvo et al., 2017).

#### 3.2.1.1. Valle del Arlanza

El Valle del Arlanza cubre un área que supera los 5,000 km<sup>2</sup>. Nace en la sierra de la Demanda, entre la sierra de Neila y los Picos de Urbión, y desemboca en el río Pisuerga después de recorrer aproximadamente 160 km (Benito-Calvo, 2004).

El Arlanza forma un valle asimétrico con una dirección general E-O, que cambia a NE-SO cerca de su confluencia con el río Pisuerga. En su tramo medio y bajo, presenta en su mejor estado de conservación, una secuencia de 16 terrazas fluviales escalonadas que se distribuyen entre +121-130 m hasta +2-3 m respecto al cauce actual. Están compuestas por gravas cuarcíticas y metamórficas, y en menor medida, por intercalaciones de lentejones arenosos y limo-arcillosos. Algunas de estas terrazas se encuentran fosilizadas por conos de deyección (Benito & Pérez-González, 2005; Benito-Calvo & Pérez-González, 2007; Heredia & Suárez-Rodríguez, 1997).

El valle ha sido dividido en tres sectores principales según la dirección del río y el substrato geológico subyacente: el sector "sierra de la Demanda-Covarrubias", el sector "Covarrubias-confluencia con el Arlanzón", y el sector "Confluencia con el Arlanzón-desembocadura en el Pisuerga" (Benito-Calvo et al., 2004).

Tanto este trabajo, como estudios geocronológicos previos (Moreno et al., 2016), se han centrado en el segundo sector donde el río comienza a excavar los sedimentos blandos del Terciario, en el cual discurre paralelamente al río Arlanzón (Benito-Calvo, 2004). En

el tramo de "Covarrubias-confluencia con el Arlanzón" las terrazas del Arlanza aparecen a las siguientes alturas relativas (Figura 3.4):

Las terrazas T1<sub>AZA</sub> (+121-130 m) y T2<sub>AZA</sub> (+107-114 m) son las más antiguas del valle. Su identificación en el campo es compleja ya que tienen una composición similar a los sedimentos aluviales del Mioceno (Astaraciense). La T3<sub>AZA</sub> (+94-98 m) puede alcanzar los +106 m y se encuentra bien representada en el tramo bajo del río. Por debajo está la T4<sub>AZA</sub> (+83-87 m) que está sellada por abanicos aluviales, siendo su representación constante a lo largo del tramo. Posteriormente, se sitúa el nivel correspondiente a la T5<sub>AZA</sub> (+72-79 m) (Benito-Calvo, 2004). El tipo de suelo descrito en esta terraza es similar al observado en las terrazas del Arlanzón, lo que podría indicar condiciones geomorfológicas similares para ambos valles (Pérez-González et al., 1999). Según Benito-Calvo (2004), este conjunto de terrazas pudo formarse en el Pleistoceno inferior (Figura 3.4).

Las terrazas T6<sub>AZA</sub> (+64-67 m), T7<sub>AZA</sub> (+52-57 m) y T8<sub>AZA</sub> (+45-46 m) están encajadas en el nivel anterior. La terraza T9<sub>AZA</sub> (+38-42 m) se encuentra entre la desembocadura del río Mataviejas y Lerma y está fosilizada por abanicos aluviales y coluviones. La terraza T10<sub>AZA</sub> (+33-36 m) apenas está presente el paisaje. Las terrazas T11<sub>AZA</sub> (+30m), T12<sub>AZA</sub> (+20-23 m) y T13<sub>AZA</sub> (+12-17 m) finalizan el conjunto de terrazas que se formaron a lo largo del Pleistoceno medio. Mientras, la terraza T14<sub>AZA</sub> (+2-3 m) se formó en el Holoceno (Benito-Calvo, 2004) (Figura 3.4).

El marco cronológico de la secuencia fluvial del río Arlanza se describe en mayor detalle en el apartado 3.4.2., utilizándose estas dataciones para la discusión con los resultados obtenidos en este trabajo.

### 3. Contexto geológico

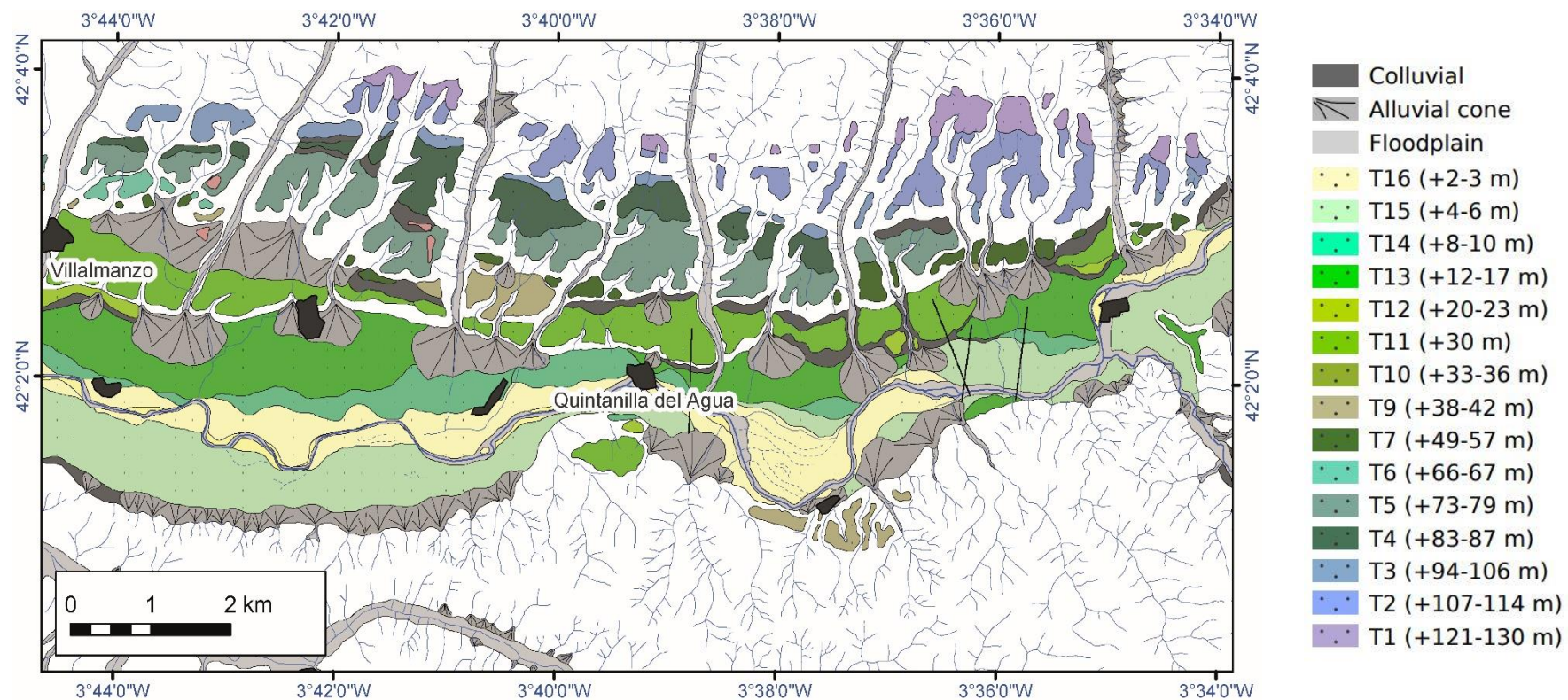


Figura 3.4. Mapa geomorfológico en el sector de “Covarrubias-confluencia con el Arlanzón” del Valle del Arlanza (Benito- Calvo, 2004)

### 3.2.1.2. Valle del Arlanzón

El río Arlanzón nace en los materiales paleozoicos de la sierra de la Demanda, pasando por la orla mesozoica y los materiales cenozoicos de la cuenca del Duero hasta desembocar en el río Arlanza, recorriendo 132 km y un desnivel de 1381 m (Benito-Calvo et al., 2018). Este río presenta un valle asimétrico y de baja sinuosidad con direcciones principales NO-SE, E-O, NE-SO, posiblemente impuestas por accidentes tectónicos (Benito-Calvo, 2004; Pineda & Arce, 1990; Zazo & Goy, 1977; Pérez-González et al., 1994). Este sistema fluvial ha creado un total de 14 terrazas fluviales desde T1<sub>AZN</sub> (+92-100 m) hasta T14<sub>AZN</sub> (+2-3 m), las cuales se han preservado mejor en el tramo medio y bajo y, cuya composición varía en función del estrato subyacente (Benito-Calvo et al., 2018).

Su curso se divide en tres tramos principales según la dirección del río y el sustrato atravesado. El primer sector está delimitado desde su nacimiento en la falda del pico San Millán, a 1685 m, hasta el embalse de Úzquiza (Villasur de Herreros, Burgos). El tramo medio está ubicado entre el embalse de Úzquiza hasta Villabilla de Burgos, donde se ha realizado nuestro estudio, y el tramo bajo describe la desembocadura en el río Arlanza, cerca de Palenzuela (Palencia) (Benito-Calvo et al., 2018).

El tramo medio ha sido objeto de varios estudios morfogenéticos (Pineda & Arce, 1990; García et al., 1997; Zazo & Goy, 1977; Pérez-González et al., 2001; Benito-Calvo, 2004; Benito-Calvo & Pérez-González, 2007; Benito-Calvo et al., 2008, 2018) y cronológicos (Benito-Calvo et al., 2008; Moreno et al., 2012) debido a que en esta zona drena el anticlinal de la Sierra de Atapuerca, marcando los niveles de base locales que condicionaron la formación los distintos niveles kársticos de la Sierra de Atapuerca (Ortega, 2009; Ortega et al., 2013, 2018), siendo, por lo tanto, esta zona también de nuestro interés.

En el tramo medio, el valle presenta una dirección generalizada E-O y una geometría asimétrica donde la margen derecha manifiesta una morfología escalonada, mientras que el cauce se desplaza hacia la margen izquierda del valle, formando un escarpe fluvial con frecuentes deslizamientos, debido quizás al control estructural del sustrato (Benito-Calvo

et al., 2018). Los bordes del valle medio están constituidos por superficies neógenas SE4-PI, definidas por la exhumación de las calizas del Páramo inferior, elevadas a +72-120 m (Benito-Calvo et al., 2007). La secuencia de terrazas en el tramo medio presenta las siguientes alturas relativas con respecto al cauce (Benito-Calvo et al., 2018):

Las terrazas del Pleistoceno inferior, T1<sub>AZN</sub> (+90-100 m) y T2<sub>AZN</sub> (+82-91 m), se encuentran ligeramente encajadas o al mismo nivel que la superficie de erosión SE4-PI, marcada por las calizas del Páramo inferior. En este mismo periodo, también se desarrolló la terraza T3<sub>AZN</sub> (+70-78 m), compuesta principalmente por clastos de cuarcita dentro una matriz arcillosa (Benito-Calvo et al., 2018).

El conjunto de terrazas comprendidas entre las terrazas T4<sub>AZN</sub> (+60-67 m) a T10<sub>AZN</sub> (+19-20 m), del Pleistoceno inferior a medio, están formadas por barras de gravas cuarcíticas con niveles de arenas gruesas y finas sin estructuras sedimentarias. Los niveles T4<sub>AZN</sub> (+60-67 m) a T7<sub>AZN</sub> (+ 38-42 m) se desarrollaron en niveles competentes de calizas astracienses, pudiendo haber constituido un nivel resistente a la erosión. La terraza T9<sub>AZN</sub>, difícil de distinguirse de la T8<sub>AZN</sub> (+44-46 m), alcanza elevaciones entre 28 y 32 m y contiene fragmentos de sílex erosionados del Neógeno (Benito-Calvo et al., 2018).

Las terrazas del Pleistoceno superior y Holoceno, conformadas por las terrazas T11<sub>AZN</sub> (+12-14 m), T12<sub>AZN</sub> (+8-11 m), T13<sub>AZN</sub> (+4-6 m) y T14<sub>AZN</sub> (+2-3 m), se preservan en la desembocadura del río Vena y Arlanzón. La llanura aluvial del río Arlanzón tiene anchuras de 250-700 m y alturas relativas de 0-1 m respecto al canal. En áreas menos modificadas por la actividad humana, presenta un denso entrelazado de canales secundarios y barras fluviales activas (Benito-Calvo et al., 2018).

Las tasas de incisión calculadas, a partir de las dataciones numéricas disponibles en este valle (Benito-Calvo et al., 2008; Moreno et al., 2012; Arnold et al., 2013), han aportado valores de 0,038 m/ka para el tramo final del Pleistoceno inferior, entre 0,061-0,185 m/ka para el Pleistoceno medio y de 0,081 m/ka para el Pleistoceno superior que parecen indicar un incremento en la velocidad debido quizás a la tectónica regional y, a los ajustes isostáticos (Benito-Calvo et al., 2018).

El marco cronológico de la secuencia fluvial del río Arlanzón se describe en mayor detalle en el apartado 3.4.2., utilizándose estas dataciones para la discusión con los resultados obtenidos en este trabajo.

### 3.2.2. El karst de la Sierra de Atapuerca

La Sierra de Atapuerca alberga un conjunto significativo de cavidades en el borde SO del Monte de San Vicente (Figura 3.2). Este sistema kárstico se caracteriza por un importante desarrollo endokárstico en contraste con la escasez de morfologías exokársticas de la Sierra de Atapuerca (Ortega, 2009). Este sistema, denominado las Torcas (Figura 3.5), representa un karst inactivo (paleokarst), donde las galerías y cavidades se encuentran en la actualidad en la zona vadosa colgando entre +40 m y +90 m sobre el actual curso del río Arlanzón (Ortega et al., 2013, 2014, 2018; Benito-Calvo et al., 2018).

Este sistema kárstico de las Torcas está compuesto por tres niveles sub-horizontales principales y un cuarto nivel secundario poco desarrollado. Estos niveles van migrando hacia el oeste, disminuyendo de tamaño según bajamos en cota debido a la evolución lateral de los valles fluviales cercanos (Benito-Calvo et al., 2008, 2018, Ortega et al. 2013, 2018). El sistema kárstico multinivel está dividido por el valle de la Propiedad en dos partes. 1) El Sistema Cueva Mayor-Cueva del Silo y Cueva Peluda está formado por un total de 4,7 km de cavidades conectadas entre sí distribuidas en varios niveles (Ortega, 2009). 2) Por otro lado, la construcción de la Trinchera del ferrocarril, a finales del siglo XIX, seccionó las cavidades colmatadas con morfologías freáticas de Gran Dolina-Penal, Complejo Galería, Sima de Elefante y Cueva Fantasma (Ortega et al., 2014, 2018).

El karst multinivel tiene una forma característica de zigzag, debido a la circulación del agua a favor de las fracturas y las superficies de estratificación, controlada por el progresivo descenso del nivel de base (Ortega, 2009; Ortega et al., 2010, 2018) (Figura 3.5). Principalmente, el karst multinivel de Atapuerca se caracteriza por pasajes sub-horizontales con techo redondeados formados en condiciones freáticas, mientras que la conexión entre niveles kársticos se debe a la incisión de la red fluvial en régimen vadoso (Ortega, 2009). Actualmente, se puede acceder al interior de este sistema multinivel por

### 3. Contexto geológico

una entrada situada en Cueva Mayor y otra en Cueva del Silo. Sin embargo, hubo hasta siete entradas que se colmataron en el Pleistoceno, excepto la situada en la Galería del Sílex (Apellaniz & Uribarri, 1976; Ortega, 2009; Ortega et al., 2012).

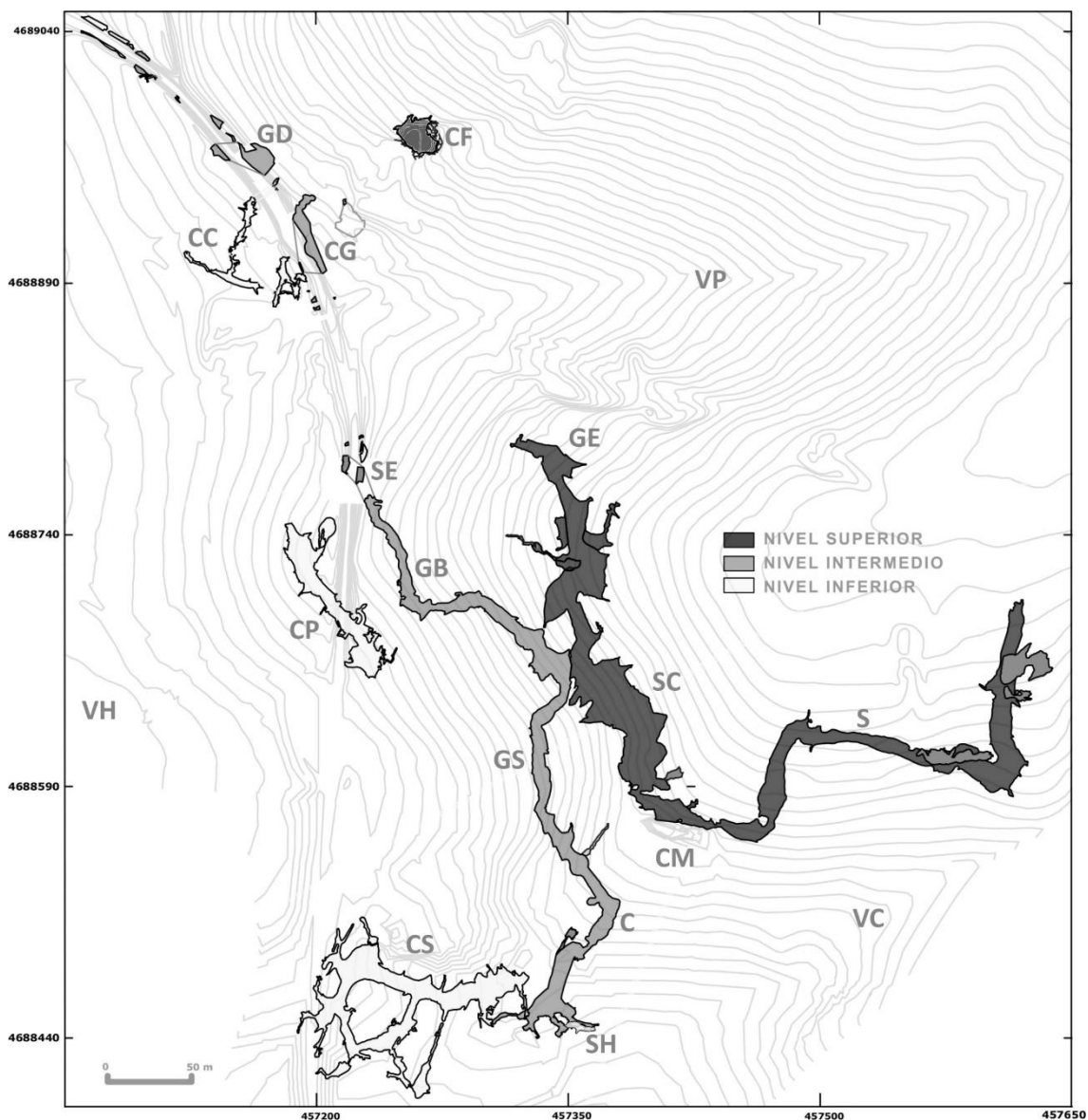


Figura 3.5. Mapa del sistema kárstico de las Torcas (en Bermejo, 2021 basado en Ortega, 2009). Valles: VP: Valle de la Propiedad, VH: Valle de Valhondo, VC: Valle de Cueva Mayor; Cavidades nivel superior: CF: Cueva Fantasma, GE: Galería de las Estatuas, SC: Sala del Coro, S: Galería del Sílex; Cavidades nivel intermedio: GD: Gran Dolina-Penal, CG: Complejo Galería, SE: Sima del Elefante, GB: Galería Baja, GS: Galería del Silo, C: Sala de los Cíclopes, SH: Sima de los Huesos; Cavidades nivel inferior: CC: Cueva Compresor, CP: Cueva Peluda, CS: Cueva del Silo. Complejo kárstico: CM: Cueva Mayor-Cueva del Silo (Bermejo, 2021 basado en Ortega, 2009).

### 3.2.2.1. Nivel superior

El nivel superior del sistema kárstico Cueva Mayor-Cueva del Silo está formado por galerías subhorizontales de más de 600 m de longitud, con secciones que superan a los 10 m de anchura y los 15 m de altura, caracterizándose por ser el conducto que presenta las mayores dimensiones de este karst (Ortega, 2009). Está constituido por la galería del Sílex, el Portalón, el Salón del Coro y la galería de las Estatuas, formando un trazado zigzagueante hasta tomar una dirección NNO hacia el valle de la Propiedad, favorecido por el control estructural y los planos de estratificación de la caliza (Ortega et al., 2013, 2014, 2018) (Figura 3.5).

El conducto Sílex-Estatuas de Cueva Mayor presenta una morfología subhorizontal, con bajo gradiente. Sus techos abovedados alcanzan cotas entre 1015 y 1022 m, situados a +79-86 m por encima del cauce actual del río Arlanzón (Benito-Calvo et al., 2018; Ortega et al., 2018). Las chimeneas más altas alcanzan cotas de 1030 m, mientras, en el Salón del Coro, el mayor volumen de todo el karst, se alcanza la cota mínima de 985 m, la cual se relaciona con el tercer nivel kárstico (Ortega, 2009; Ortega et al., 2013). Las reexcavaciones sedimentarias han vaciado hasta 20 m de potencia, donde se observan principalmente arcillas paragenéticas, siendo inexistentes los sedimentos fluviales de granulometrías mayores (Ortega, 2009).

Las características morfológicas de este nivel indican que inicialmente se formó en un régimen freático, posteriormente cambiando hacia tipos mixtos vadosos. Esta evolución queda evidenciada por la presencia de formas de disolución verticalizadas como secciones de ojo de cerradura o simas. Estos descensos vadosos alcanzan altitudes correspondientes al nivel intermedio del karst (aproximadamente a 1000-1005m). El desarrollo y la sobredimensión de los conductos subhorizontales se explican principalmente por la coincidencia altimétrica de varios niveles base durante periodos prolongados. El origen de este nivel parece estar relacionado con flujos hídricos ascendentes, posiblemente de tipo vaclusiano, a favor de fracturas y la estructura geológica, provenientes de un acuífero confinado que emergía en el anticlinal de la sierra (Ortega, 2009).

#### 3.2.2.2. Nivel intermedio

El nivel intermedio está compuesto por el conducto subhorizontal Cíclopes-Elefante del sistema kárstico Cueva Mayor-Cueva del Silo, junto con las cavidades colmatadas del Complejo Galería y Gran Dolina-Penal, diseccionadas y expuestas en la Trinchera del ferrocarril. El conducto presenta un trazado sinuoso, con un desarrollo lineal de aproximadamente 700 m, con secciones algo menores que las del nivel superior (entre 6-10 m de altura y 2-4 m de anchura) y, discurriendo paralelamente al mismo pero, encajado a unos 20 m por debajo. La Sima del Elefante constituye la continuidad de la Galería baja, representando el punto surgente del nivel intermedio del Sistema de Cueva Mayor-Cueva del Silo (Ortega, 2009; Ortega et al., 2013, 2014, 2018) (Figura 3.5).

Los techos de este nivel presentan morfologías freáticas que se sitúan entre 1000 y 1005 m, encontrándose colgados a +64-69 m del cauce actual del río Arlanzón (Benito-Calvo et al., 2018; Ortega et al., 2018). Además, se observan secciones en forma de ojo de cerradura que indican una génesis freática con posterior desarrollo vadoso en este nivel (Ortega, 2009).

##### 3.2.2.2.1. Sima de Elefante

Sima de Elefante presenta un techo con morfologías freáticas de equilibrio, mientras que la parte inferior se encaja y verticaliza, representando una incisión vadosa que alcanza cotas del nivel inferior (Ortega 2009, Ortega et a. 2013, 2014).

Esta cavidad presenta una sección colmatada donde se han descrito 16 unidades litoestratigráficas, organizadas de base a techo de TE7 a TE21. Esta secuencia está compuesta, en general, por depósitos de flujos hídricos, flujos de gravedad y crecimientos espeleotémicos, A su vez, están agrupadas en tres fases sedimentarias (Rosas et al., 2001, 2006):

La fase inferior (entre TE7 a TE14) corresponde a sedimentos principalmente alóctonos, depositados por gravedad durante el Pleistoceno inferior (Carbonell et al., 2008). Estos sedimentos se encuentran basculados y deformados debido a colapsos del suelo y

procesos post-sedimentarios (Rosas et al., 2001, 2006). La fase intermedia incluye las unidades TE15 a TE19 y se depositaron después de la deformación de las unidades inferiores durante el Pleistoceno inferior-medio (Parés et al., 2006; Arnold et al., 2014). Finalmente, La fase superior (TE20 y TE21), se relaciona con la colmatación de la cavidad durante el Pleistoceno superior (Rosas et al., 2001, 2006).

Los hallazgos más importantes han aparecido en las unidades inferiores, donde se encontraron una mandíbula y parte de una cara humana en TE7 y TE9 (Carbonell et al., 2008; Martín-Torres et al., 2011; Huguet et al., 2025).

#### 3.2.2.2.2. Complejo Galería

El Complejo Galería incluye la Covacha de los Zarpazos al norte, una sección horizontal conocida como Galería en el centro, y un conjunto de tres simas rellenas de sedimentos al sur (Tres Simas) (Figura 3.6). Todas estas secciones están conectadas por un pasaje que desapareció tras la construcción de la Trinchera del ferrocarril (Ortega, 2009).

Este complejo está colmatado por sedimentos, en los que se han descrito un total de cinco unidades aloestratigráficas, nombradas de muro a techo como GI a GV en el sector de Galería (Pérez-González et al., 1995, 1999, 2001). La unidad GI está formada por facies de interior, compuestas por arenas finas, limos y arcillas laminadas de colores marrón amarillento claro a rojo depositadas por flujos de agua (Campaña et al., 2023). El resto están constituidas por sedimentos de ladera (facies de entrada) (Pérez-González et al., 1995). Solamente las unidades GII y GIII han aportado un interesante registro arqueopaleontológico relacionado con la fase Achelense (Bermúdez de Castro & Rosas, 1992; Carbonell et al., 1999 y referencias en él; Huguet et al., 2001; Cáceres et al., 2010; Cuenca-Bescós et al., 2016; Rodríguez-Gómez et al., 2017; García-Medrano et al., 2023) (Figura 3.6).

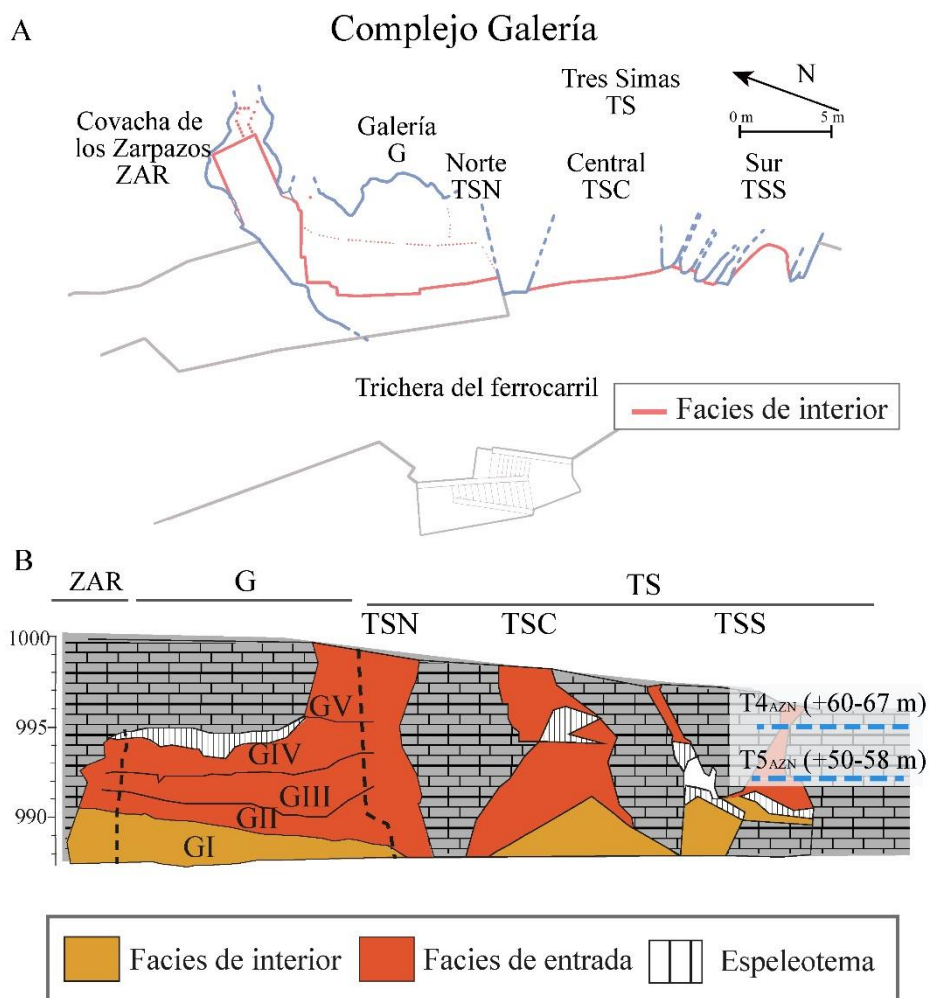


Figura 3.6. Esquema Complejo Galería. A) Planta Complejo Galería (Modificado de Ortega, 2009). B) Vista desde la Trinchera del ferrocarril del Complejo Galería, donde se indica las principales facies y la secuencia estratigráfica del Complejo Galería (Modificado de Ortega, 2009). La altura de las terrazas T4<sub>AZN</sub> (+60-67 m) y T5<sub>AZN</sub> (+50-58 m) del río Arlanzón están indicadas con una línea azul. El entramado de la caliza no representa el buzamiento real.

La unidad GI presenta un total de 19 m de potencia, siendo en el sector de Covacha de los Zarpazos donde se observa el mayor espesor, alcanzando en torno a los 6 m de potencia (Bermejo et al., 2020; Campaña et al., 2023; Hernando-Alonso et al., 2024). Se puede subdividir en las subunidades GIa del Pleistoceno inferior, situada en la parte inferior, y GIb del Pleistoceno medio, por encima de esta, según criterios magnetoestratigráficos (Pérez-González et al., 2001). A su vez, cada subunidad está dividida en 6 capas que se resumen en la Tabla 3.1 (Campaña et al., 2023).

Subunidad	Capa	Espesor (cm)	Descripción
GIa	1	25	Limos arcilloso marrón rojizos con limos cementados.
	2	60	Laminación milimétrica de arcillas limosas rojas con capas de arena fina. Hacia el sur, se observan capas de espeleotema y gravas de unos 10-15 cm de espesor.
	3	30	Limos arenosos ocre masivos.
	4	20	Limos arcillosos marrones rojizo con limos cementados.
	5	310	Arenas, limos y arcillas de color marrón amarillento pálido finamente laminados.
	6	>250	Alternancia de arcillas limosas rojas, limos arenosos ocre, arenas marrones amarillentas y calcilitas.
GIb	1	25	Laminación centimétrica de arcillas, limos y arenas.
	2	60	Limos de color rojo amarillento pálido.
	3	100	Limos de color amarillo pálido a rojo amarillento con clastos de limos y arcillas.
	4	70	Espeleotema
	5	15	Limos rojos amarillento pálido con gravas de caliza y clastos de limo y arcilla.
	6	30	Limos de color amarillo pálido a rojo amarillento con clastos de limo y arcilla

Tabla 3.1. Descripción sintetizada de las capas de las subunidades GIa y GIb de Campaña *et al.* (2023).

En la unidad GI, se han definido 9 facies sedimentarias (Campaña *et al.*, 2023), todas ellas englobadas como facies de interior debido a la ausencia de partículas sedimentarias de gran tamaño, lo que sugiere un proceso de cribado del sedimento al encontrarse la entrada lejos de donde están actualmente sedimentados. Estas facies sedimentarias indican un cambio significativo en las condiciones hidrológicas (Tabla 3.2).

<b>Facies</b>	<b>Descripción</b>	<b>Ambiente sedimentario</b>
A	Limos arenosos laminados con algunas capas de arena milimétricas.	Epifreático/freático
B	Laminado milimétrico de arcilla limosa con capas de arena fina.	Epifreático/freático
C	Limos arenosos masivo.	Epifreático/freático
D	Espeleotema.	Vadoso
E	Arenas medias a finas sin laminación.	Epifreático/freático
F	Calclutitas	Epifreático/freático
G(1)	Limos masivos con clastos arrancados de limo y arcilla.	Vadoso
G(2)	Limos arcillosos masivos.	Vadoso
H	Arcillas con laminación centimétrica, limos y arenas con textura granular.	Vadoso

Tabla 3.2. Descripción sintetizada de las facies sedimentarias descritas por Campaña *et al.* (2023) en GI.

La subunidad GIa está compuesta por las facies A, B, C, E y F, exhibiendo laminaciones paralelas y cruzadas, lo que indica que fueron depositadas por un flujo subterráneo de agua en condiciones epifreáticas/freáticas con fluctuaciones en el nivel freático. La subunidad GIb está dominada por las facies G y H caracterizadas por eventos erosivos y materiales retrabajados que indican condiciones vadosas de sedimentación (Campaña *et al.*, 2023) (Tabla 3.2 y Figura 3.7).

La unidad GI presenta numerosas estructuras de deformación post-sedimentaria debido a la acomodación de sedimentos blandos, en las cuales se incluyen fallas de alto ángulo, fracturas y pliegues, así como procesos erosivos y retrabajamientos de los niveles dentro de la propia unidad, especialmente observados en el sector de Covacha de los Zarpazos (Pérez-González *et al.*, 1995, 1999, 2001; Campaña *et al.*, 2023) (Figura 3.7).

Estas deformaciones afectan principalmente a GIa y las capas inferiores de GIb, indicando que ocurrieron antes de la deposición de las unidades superiores de facies de entrada (GII-GV). Se han descrito 5 fallas, la mayoría normales y subverticales. La pared NE del sector de Covacha de los Zarpazos, donde se cogieron las muestras de este trabajo, presenta dos fallas normales (falla 3 y falla 4) con un desplazamiento vertical de 60 cm y 25 cm, respectivamente, afectando a las capas GIa.6 hasta GIb.3. En esta zona, también se

observan pliegues de bajo ángulo asociados con fallas, especialmente en la capa GIa.6, lo que indica que el sedimento tenía un alto contenido en humedad cuando se produjeron. Finalmente, GIa.6 pudo haber sido erosionada y, parcialmente rellenada por sedimentos de la capa superior (GIa.5). Por otro lado, en el sector de Galería, se produjo un importante proceso erosivo antes de la sedimentación de GIb.3, que afectó a las capas desde GIa.1 hasta GIa.5, aunque no se observa en Covacha de los Zarpazos (Campaña et al., 2023) (Tabla 3.2 y Figura 3.7).

La mineralogía de esta unidad es muy homogénea y está compuesta principalmente por cuarzo y filosilicatos, siendo destacable la presencia de crandallita en GIa como producto de la lixiviación de la capa de guano de la unidad superior (GII) (Pérez-González et al., 1995; Campaña et al., 2023, 2025).

GII es una unidad subhorizontal dividida en dos subunidades GIIa y GIIb, con un espesor total que oscila entre 1,0 y 2,5 m. Esta unidad heterogénea representa la apertura de la cueva al exterior. Está compuesta por sedimentos limosos y arcillosos con bloques angulosos de caliza y niveles orgánicos por encima. La unidad GIII exhibe importantes variaciones laterales de facies debido a sus diversos aportes sedimentarios por procesos gravitacionales que contienen bloques heterométricos procedentes del norte (Covacha de los Zarpazos) y del sur (Tres Simas). Los niveles de gravas bien clasificadas de la parte central de la unidad indican la entrada de sedimentos procedentes de una corriente de agua. La unidad GIV comparte variaciones laterales de facies y litologías similares a la unidad GIII pero carece de restos arqueológicos y paleontológicos. Finalmente, la unidad GV corresponde a sedimentos depositados a partir de una entrada vertical y, se caracteriza por al menos seis flujos de gravedad compuestos por gravas intercaladas, limos y niveles de arcilla (Pérez-González et al., 1999, 2001; Vallverdú, 1999, 2017).

### 3. Contexto geológico

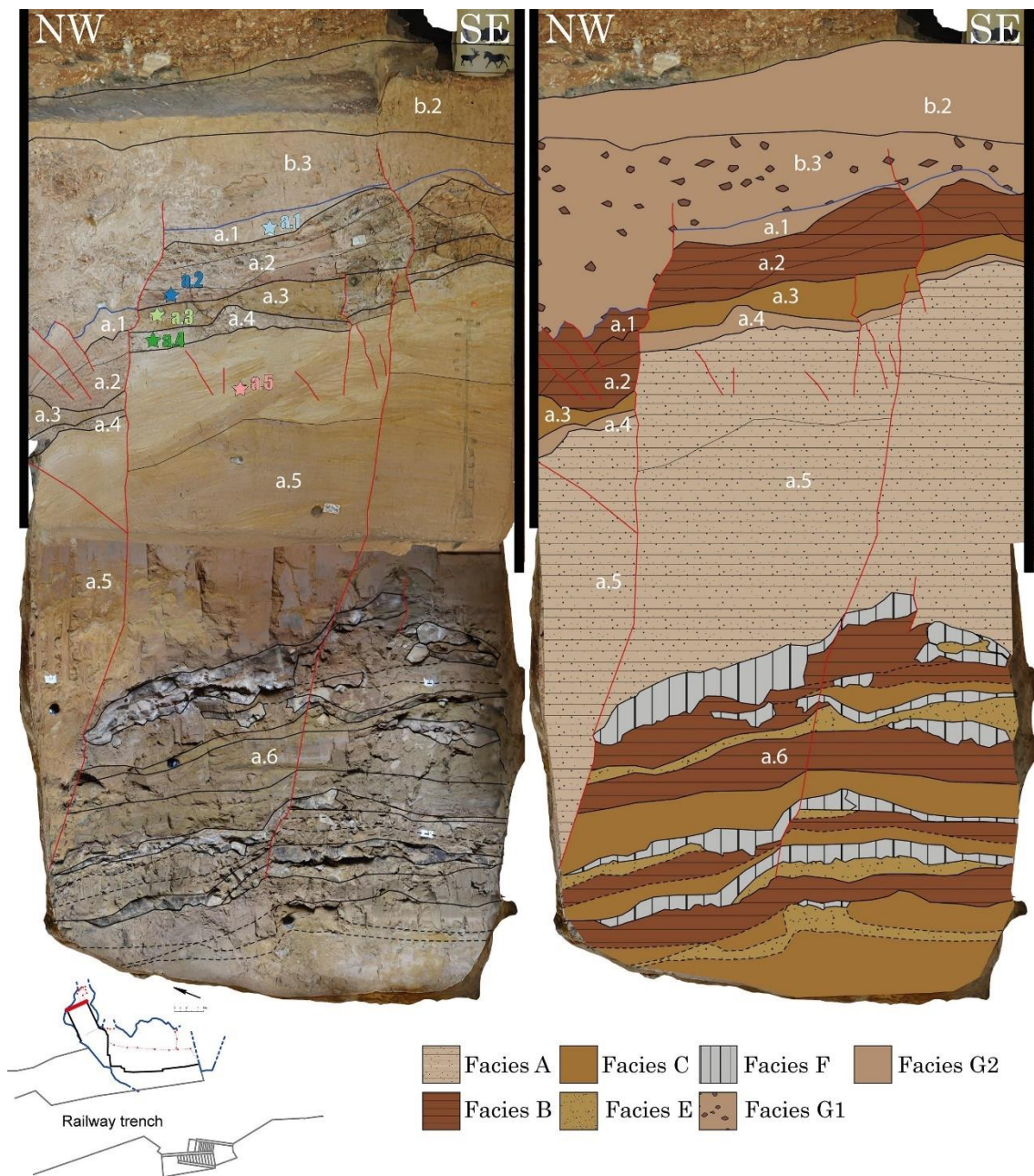


Figura 3.7. Pared NE del sector de Covacha de los Zarpazos. Las líneas rojas representan las fallas y fracturas. Los contactos entre capas están marcados con líneas negras, mientras que la línea azul indica la extrapolación del límite Brunhes-Matuyama en este sector. En letras blancas se indican las capas (Campaña et al., 2023).

### 3.2.2.2.3. Gran Dolina-Penal

Gran Dolina-Penal presenta dos secciones de un mismo conducto, separados por la Trinchera del ferrocarril. La sección de Penal, situada hacia el oeste, constituye un punto surgente de la cavidad (Ortega et al. 2014). Presenta una galería hacia el interior de la Sierra de Atapuerca que probablemente se relacione con el Complejo Galería (Bermejo et al., 2017). Las secciones muestran una morfología freática con encajamiento vadoso y sección en forma de ojo de cerradura cuya base llega a cotas del nivel inferior (Ortega, 2009).

Esta cavidad está rellena por 25 m de sedimentos de potencia que se han dividido en 12 unidades, nombradas de muro a techo como TD1 a TD11, identificando, también, hasta 19 facies sedimentarias, en la sección de Gran Dolina (Gil et al., 1987; Campaña et al., 2017; Campaña, 2018).

Las unidades TD1 y TD2 corresponden a las facies de interior o de corrientes de agua y se componen de sedimentos finos siliciclásticos de color marrón amarillento (Campaña et al., 2022; Duval et al., 2022), similares a los descritos en la unidad GI del Complejo Galería (Campaña et al., 2023).

El resto de unidades (TD3-TD11) han sido descritas como facies de entrada compuestas por gravas flotando en matrices areno-arcillosas que se han introducido en la cueva por deslizamientos de ladera o cursos fluviales (Parés and Pérez-González, 1999; Campaña et al., 2017). En este conjunto cabe destacar la unidad TD6 donde se han encontrado restos humanos de la especie *Homo antecesor* (ver Bermúdez-de-Castro et al., 2017 y referencias en él), así como herramientas líticas y fauna asociada (Cuenca-Bescós et al., 1999; Ollé et al., 2013; Terradillos-Bernal & Rodríguez-Álvarez, 2014; Mosquera et al., 2018). Por otro lado, en TD10 se han encontrado también herramientas y fauna interpretándolo como un asentamiento (Mosquera et al., 2024).

#### 3.2.2.3. Nivel inferior

El nivel inferior se desarrolló al sur de los niveles superiores y lo conforman la Cueva del Silo, Cueva Peluda, Cueva del Compresor y la Sima de los Huesos (Figura 3.5) (Ortega et al., 2013). Estas cuevas presentan las dimensiones y secciones más pequeñas del sistema endokárstico. La altura media de las bóvedas freáticas de este nivel se encuentra a 990 m, con un posterior desarrollo vadoso, mientras que la chimeneas ascendentes alcanzan cotas relacionadas con el nivel intermedio, superando los 1000 m, siendo especialmente abundantes en Cueva del Silo y Cueva del Compresor (Ortega, 2009, Ortega et al. 2013). Las morfologías freáticas se relacionan con los niveles de base marcados por las terrazas T4<sub>AZN</sub> (+60-67 m) y T5<sub>AZN</sub> (+50-58 m) (Ortega et al., 2013, 2018).

Las paleo-surgencias de este nivel están ubicadas en los tramos noroccidentales de la Cueva Peluda y en Cueva del Silo (Eraso et al., 1998; Ortega et al., 2018), drenando hacia la cabecera del valle del río Pico (Ortega et a., 2013).

##### 3.2.2.3.1. Cueva del Silo

Cueva del Silo está situada en el extremo SO del complejo endokárstico y está formada por una red laberíntica de pasajes sub-horizontales que convergen en un conducto principal, denominado Galería Principal-Sala del Caos (Figura 3.8). El entramado sigue las direcciones de fracturación predominantes ESE-ONO y NNE-SSO (Ortega, 2009, Ortega et al. 2012, 2013).

Sus bóvedas freáticas se encuentran a una altitud de 982-990 m, es decir, a +46-54 m por encima del río Arlanzón (Ortega et al., 2018). Estas morfologías se correlacionan con los niveles de base marcados por las terrazas T4<sub>AZN</sub> y T5<sub>AZN</sub>, situados a +62-64 m y a +55 m, respectivamente en el contacto con la Sierra de Atapuerca (Ortega et al., 2013, 2018).

Las secciones freáticas presentan un desarrollo posterior vadoso creando secciones con morfologías de ojo de cerradura (Ortega, 2009). Además, presenta 30 chimeneas con marcas de flujo ascendentes que alcanzan cotas correspondientes al nivel intermedio

(1003-1008 m) (Ortega, 2009, Ortega et al. 2013). El punto más bajo está situado a 978 m en la base de una de las simas del sector de entrada (Ortega, 2009).

Según Eraso *et al.* (1998), estos conductos ascendentes podrían indicar la última paleosurgencia conocida del sistema endokárstico. Las huellas de corriente en sus paredes indican que los flujos de agua tenían una dirección de este a oeste a velocidades de 25 y 26 cm/s, siendo las paleovelocidades más elevadas registradas en el karst (Eraso et al., 1998).

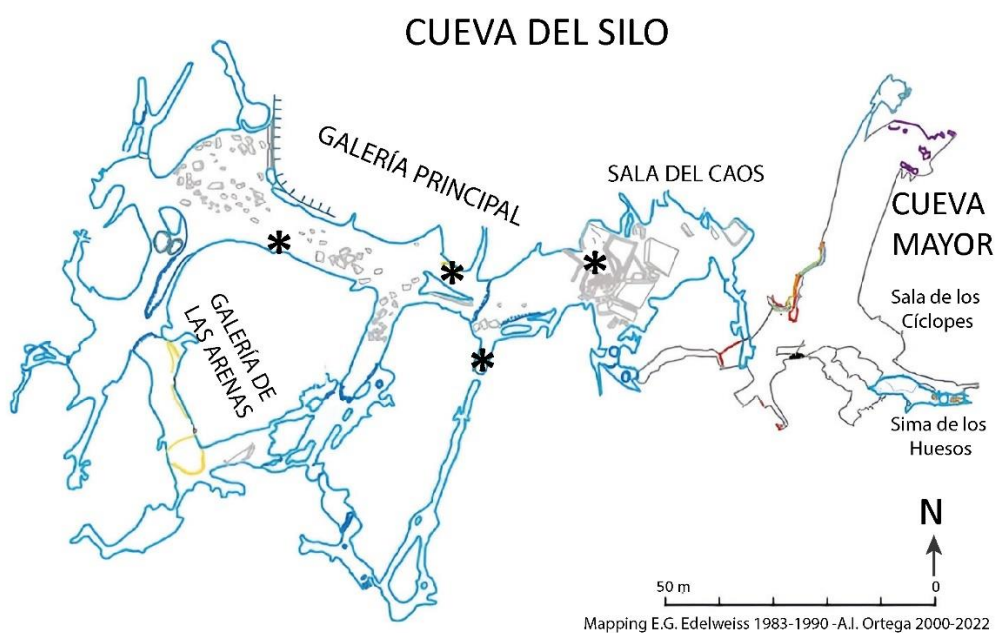


Figura 3.8. Mapa de la Cueva del Silo (Ortega, 2009). Los asteriscos marcan dónde afloran las gravas fluviales.

En el conducto principal predominan los depósitos fluviales de grano grueso como las gravas y conglomerados metamórficos junto con facies arenosas, mientras que los pasajes secundarios presentan principalmente arenas y limos. Los primeros son muy interesantes ya que registran una entrada directa del río Arlanzón en el endokarst. Los afloramientos fluviales que se han estudiado en este trabajo se encuentran en la Sala del Caos y la Galería de las Arenas, y se caracterizan por preservar excelentes registros sedimentarios (Ortega, 2009).

#### 3.2.2.3.1.1. Galería Principal-Sala del Caos

Galería Principal-Sala del Caos conforman el eje principal y, presenta una longitud proyectada de 52 m, una anchura que varía entre 11-22 m, y una altura de 2-12 m, con chimeneas que alcanzan hasta 22 m de altura. El colapso del techo en Sala del Caos dificulta observar las dimensiones reales de la cueva, así como sus morfologías freáticas. (Ortega, 2009, Ortega et al. 2012, 2013).

Ortega (2009) describió un total de 5 unidades detríticas en Sala del Caos que representa la entrada directa del río Arlanzón en el sistema kárstico. En la base de la secuencia sedimentaria se observan ortoconglomerados con cantos redondeados de composición predominantemente cuarcítica, de entre 2 y 5 cm de diámetro. Estas gravas se sitúan a 982-984 m de altitud, a +46-48 m por encima del río Arlanzón, indicando un lecho de canal fluvial antiguo. Estas gravas afloran en Sala del Caos por reactivaciones posteriores del kart que han erosionado parcialmente la secuencia. Por encima, se encuentran unas arenas gruesas con mineralizaciones ferruginosas, seguidas por una capa de arcillas plásticas gris-verdosas de aproximadamente 40 cm de espesor. Sobre estas arcillas, se observa un paquete de limos arenosos de 1 metro de espesor contiene intercalaciones de arenas de grano medio con laminación horizontal que se vuelve más arenoso a techo. Finalmente, se observa un paquete de arcillas plásticas rojizas de 10-20 cm de potencia. Toda esta secuencia queda sellada por un espeleotema que indica condiciones de régimen hidrológico nulo en la cueva (Figura 3.9)

Este relleno sedimentario sugiere un aporte fluvial significativo del Arlanzón, posiblemente relacionado con las terrazas T6<sub>AZN</sub>, situada a +46 m en el contacto con la Sierra de Atapuerca o con terrazas superiores (Ortega, 2009, Ortega et al. 2018) (Figura 3.9).

**SALA DEL CAOS**

**GALERÍA DE LAS ARENAS**

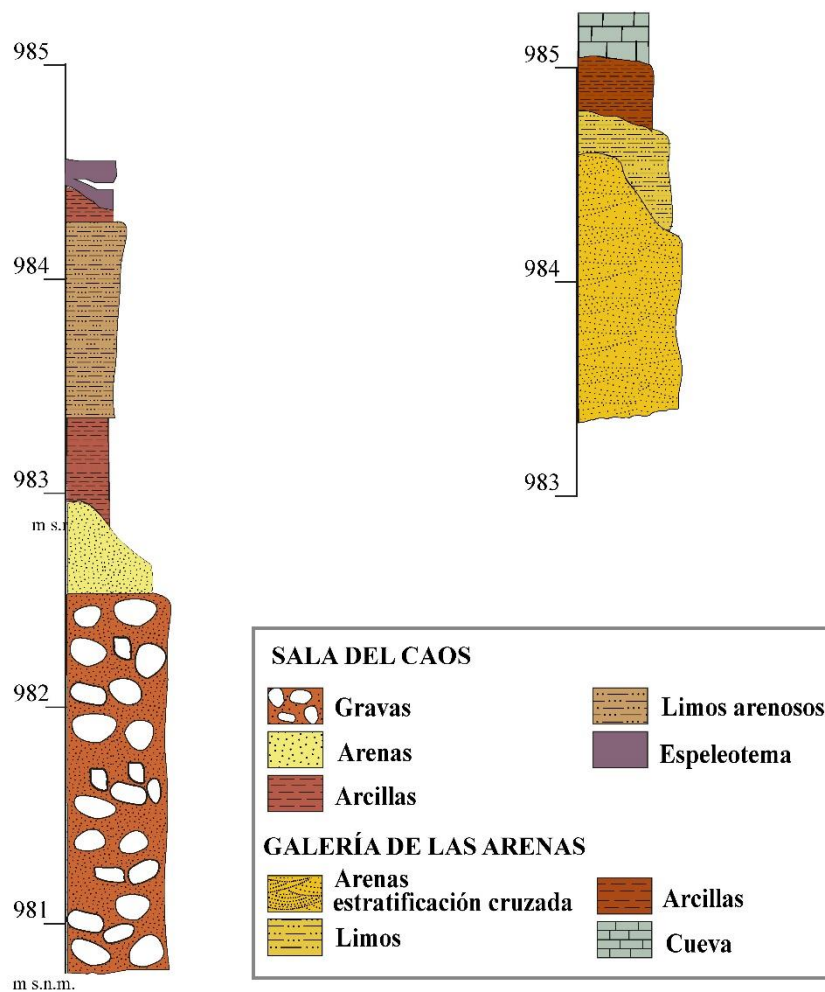


Figura 3.9. Columna estratigráfica tipo de las secuencias sedimentarias en Sala del Caos y Galería de las Arenas (Modificado de Hernando-Alonso et al., 2022 basado en Ortega, 2009).

3.2.2.3.1.2. Galería de las Arenas

La Galería de las Arenas, con un desarrollo de 32 m, sus dimensiones varían entre 6-7 m de ancho y 5-10 m de altura, reflejando la irregularidad del suelo, especialmente por la presencia de un sumidero hacia el SE. La bóveda de la galería presenta morfologías de equilibrio y bóvedas situadas entre cotas de 987 y 992 m (Ortega, 2009) (Figura 3.10).

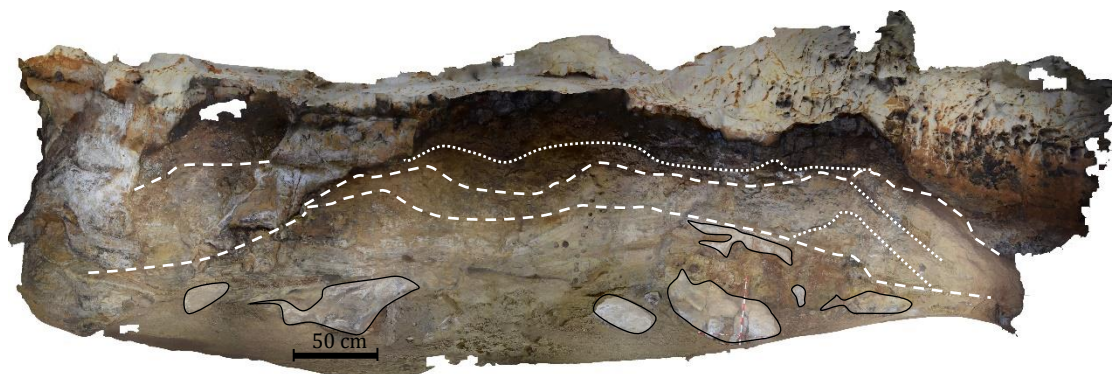


Figura 3.10. Modelo 3D de Galería de las Arenas realizado por el Dr. Adrián Martínez-Fernández. Los cuerpos sedimentarios están separados por líneas discontinuas, mientras que las capas están marcadas por líneas de puntos. Los fragmentos de roca están marcados en blanco (Hernando-Alonso et al., 2022).

En el frente E del conducto de Galería de las Arenas, se puede observar un afloramiento debido al vaciado parcial del relleno sedimentario (Figura 3.10). La secuencia que aflora en Galería de las Arenas se compone principalmente de arcillas y arenas. En este trabajo, se han diferenciado tres cuerpos sedimentarios, basándose en la descripción más detallada realizada por Ortega (2009).

El primero presenta una potencia máxima de aproximadamente 1,3 m y está compuesto por arenas gruesas con estratificación cruzada en surcos y presenta conglomerados con cantos predominantemente de margas. La segunda yace sobre una superficie erosiva y presenta una potencia de 20-50 cm. Consiste en un set de limos arenosos con estratificación cruzada planar. En la parte superior, aparecen niveles de conglomerados con clastos de margas. El último, con una potencia de 30 cm, presenta una base erosiva sobre la que se sedimentan arcillas plásticas con laminaciones paralelas, alcanzando la bóveda (Figura 3.9 y Figura 3.10) (Hernando-Alonso et al., 2022; Ortega, 2009).

La secuencia sedimentaria en la Galería de las Arenas representa un entorno fluvial de alta energía, con depósitos de canal que culminan en facies finas de baja energía. El techo de estos depósitos se sitúa en cotas en torno a 985 m (Ortega et al, 2013).

### 3.2.2.3.2. Cueva Peluda

Cueva Peluda tiene un desarrollo total de 380 m y se encuentra a escasos 105 m lineales de Cueva del Silo. Pese a que actualmente, se encuentra aislada del sistema Cueva Mayor-Cueva del Silo debido a la colmatación de su conducto principal, varios autores han detectado mediante tomografía de resistividad eléctrica un conducto colmatado entre Cueva Peluda y Cueva del Silo que las pudo unir (Ortega, 2009; Bermejo, 2021). Además, la presencia de gravas fluviales a lo largo de toda la cavidad de composición similar a las observadas en Cueva de Silo, evidencia la conexión hídrica de ambas cavidades (Ortega, 2009; Bermejo, 2021).

Cueva Peluda es una cavidad cortical, desarrollada a favor de los planos de estratificación de las calizas cretácicas en el límite de la sierra, al norte del Valle de Valhondo y la Campa del Silo (Figura 3.5). Esta cavidad tiene dos secciones, un conducto denominado Galería Principal donde converge otro llamado Galería Inferior (Ortega, 2009; Ortega et al., 2012).

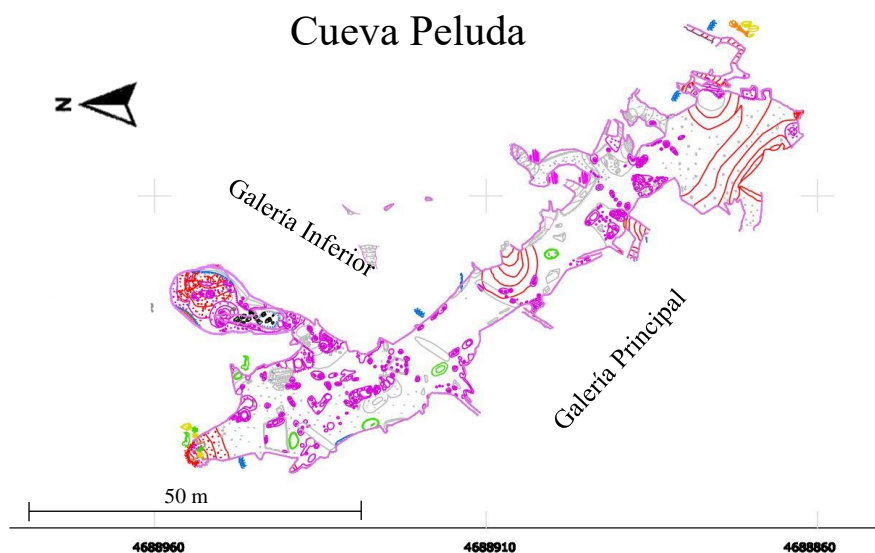


Figura 3.11. Mapa de la Cueva Peluda (Ortega, 2009).

La Galería Principal de Cueva Peluda, con una orientación NNO-SSE, presenta anchuras medias de 5 a 10 m y alturas que varían desde los 2 m hasta los 8 m en sectores con

chimeneas ascendentes (Figura 3.11). La sección de la galería muestra morfologías de disolución freática, con techos subhorizontales y bóvedas semicirculares que alcanzan una altitud que varía entre 990 y 995 m. Por otro lado, las chimeneas presentan una altura máxima de 1003 m (Ortega, 2009).

La Galería Principal está cubierta por facies finas de interior, con cotas en torno a los 987,5-989,5 m, y presenta espeleotemas de goteo, estalactitas, estalagmitas y columnas. Estos espeleotemas están fracturados y erosionados, formados en diferentes fases, lo que muestra una evolución compleja y un entorno de fluctuaciones hidrológicas (Ortega, 2009, Ortega et al. 2018). Un sondeo realizado por Bermejo (2021) en el SE de la Galería Principal muestra que la base de la secuencia sedimentaria también presenta conglomerados metamórficos entre 981,5-983,5 m.

La Galería Inferior, ubicada aproximadamente 4 m por debajo de la Galería Principal, tiene una longitud proyectada de 19 m. Las chimeneas ascendentes de esta galería alcanzan altitudes de hasta 988 m. Este conducto está casi totalmente colmatado con conglomerados metamórficos, impidiendo la visualización de sus paredes y suelo. Este depósito tiene una cota superior de 984,5 m y una cota inferior de 978 m, colmatando el conducto con una potencia visible de 6,5 m (Ortega, 2009) (Figura 3.12).

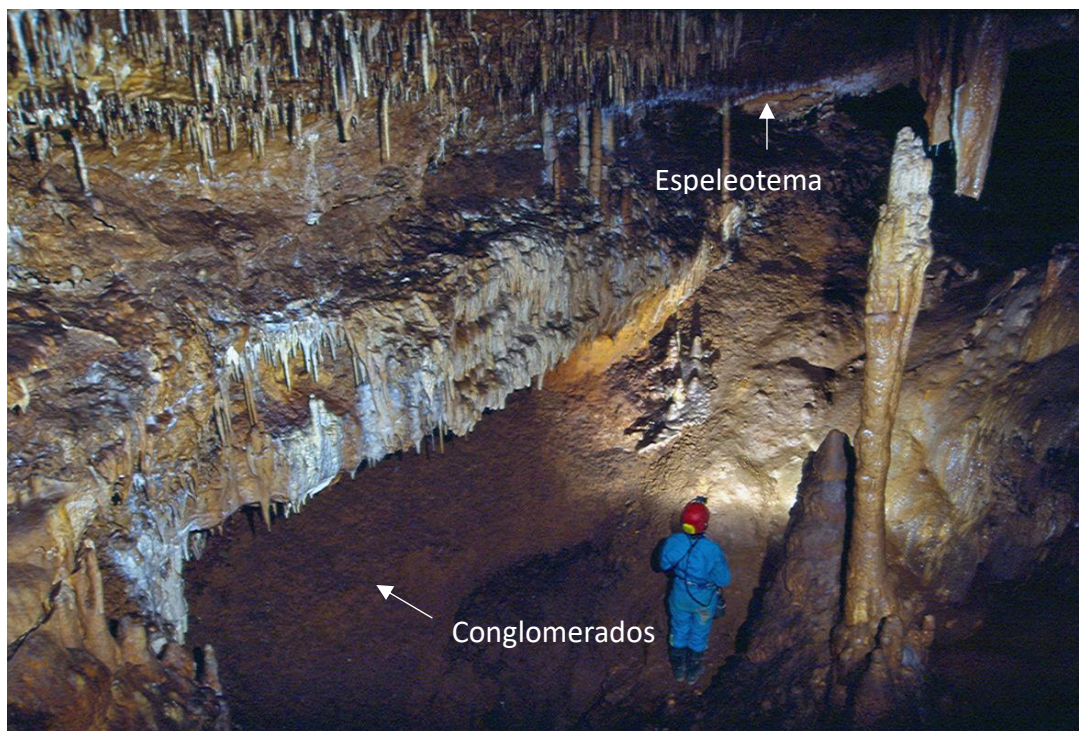


Figura 3.12. Secuencia sedimentológica de la Galería inferior donde se ven los conglomerados sellados por un espeleotema. Autor Miguel Ángel Martín en Ortega (2009).

Los conglomerados están compuestos por cuarcitas, areniscas, metaareniscas, esquistos y pizarras, con esporádicos cantitos de cuarzo, sellados por una concreción rota en los laterales de la cavidad. En la parte central, se han desarrollado por encima de la concreción estalagmitas y estalagmitas que se encuentran desplazadas y con fracturas (Ortega, 2009).

#### 3.2.2.3.3. Sima de los Huesos

La Sima de los Huesos, situada tras un pozo ascendente de 13 m de profundidad en la zona sureste de la Sala de los Cíclopes, es una pequeña cámara de 18 m de longitud con orientación E-O (Figura 3.5). Se puede dividir en tres segmentos: un primer segmento subhorizontal, seguido de una rampa de unos 9 m con una inclinación de 30°, y un último segmento subhorizontal. En este conducto se observan huellas de corriente y chimeneas

que indican un flujo ascendente hacia el nivel intermedio, que muestra evidencias de hipogénesis en el origen de este conducto (Ortega, 2009, Ortega et al. 2013).

La secuencia estratigráfica de la Sima de los Huesos se divide en 12 unidades litoestratigráficas agrupadas en 5 unidades aloestratigráficas (Aranburu et al., 2017). Estas unidades están formadas principalmente por sedimentos siliciclásticos, con espeleotemas en el techo.

La Sima de los Huesos es uno de los yacimientos del Pleistoceno medio más importantes del mundo, con más de 6700 fósiles de homínidos recuperados, pertenecientes al menos a 28 individuos diferentes, ancestros de los Neanthertales (Arsuaga et al., 2014; Meyer et al., 2014, 2016; Sala et al., 2016).

### 3.3. Dinámica fluvio-kárstica en la Sierra de Atapuerca

Las terrazas fluviales son elementos geomorfológicos que registran las cotas de los antiguos niveles base de agua. A su vez, estos niveles pueden relacionarse altimétricamente y genéticamente con las morfologías y depósitos endokársticos (Anthony, 2004; Ford & Williams, 2007; Harmand et al., 2017).

El sistema kárstico de la Sierra de Atapuerca está definido por tres niveles de galerías subhorizontales. Sus techos abovedados y bajos gradientes, junto con las marcas de flujo fosilizadas en la roca indican una relación morfogenética con los niveles de base regionales situados a cotas similares o ligeramente más superiores (Ortega, 2009). Además, las marcas de flujos con una dirección SO-NE parecen indicar que su formación estaría condicionada por corrientes de agua que se moverían desde el valle del Arlanzón al valle del Pico (Ortega et al., 2018). El piso kárstico superior, intermedio, e inferior registran morfologías freáticas entre 1015-1022 m, 1000-1003 m, y 985-990 m, respectivamente, correlacionándose, a su vez, con las cotas relativas de las terrazas T2<sub>AZN</sub> (+82-91 m), T3<sub>AZN</sub> (+70-78 m), y T4<sub>AZN</sub> /T5<sub>AZN</sub> (Ortega et al., 2018; Ortega, 2009) (Figura 3.13).

Basándose en las fechas cronológicas disponibles de los valles fluviales de la Sierra de Atapuerca (Moreno, 2011; Moreno et al., 2012) (ver apartado 3.4.2), se ha propuesto un modelo geomorfológico en el cual la agradación de las terrazas fluviales podría haber sucedido en periodos cortos de tiempo en relación con los estadios isotópicos fríos generando niveles de base estables. Por otro lado, la formación de la terraza tras la incisión de la red fluvial se habría producido en periodos de tiempo más extensos. (Benito-Calvo et al., 2018).

Respecto al sistema kárstico de la Sierra de Atapuerca, los conductos freáticos subhorizontales con bóvedas circulares se podrían haber formado en relación con la agradación de las terrazas fluviales o con la persistencia de distintos niveles de base a una altitud similar. Por el contrario, el descenso significativo del nivel de base habría creado las morfologías vadosas de tipo ojo de cerradura (Benito-Calvo et al., 2018; Ortega, 2009; Ortega et al. 2013;) (Figura 2.2).

El nivel kárstico superior registra varios niveles freáticos entre 1015-1022 m. que coinciden altimétricamente con la terraza T2<sub>AZN</sub> (+82-91 m), desarrollada casi al nivel de la superficie de erosión SE4-PI (Ortega et al., 2018; Ortega et al., 2013). Las bajas tasas de incisión en esta área y la permanencia de los niveles base en una posición similar, podrían explicar la densa sucesión de morfologías freáticas observadas en las galerías de este nivel superior, así como las grandes dimensiones de los conductos. Se estima que este nivel superior se formó en la transición Plioceno-Pleistoceno o al comienzo del Pleistoceno inferior (Benito-Calvo et al., 2018; Ortega, 2009; Ortega et al., 2013) (Figura 3.13).

En el nivel kárstico intermedio, las cavidades alcanzan cotas de 1000-1003 m, similares a las registradas en la T3<sub>AZN</sub> (+70-78 m) (Ortega, 2009). Este piso, de menores dimensiones, presenta morfologías freáticas y vadosas que parecen reflejar la agradación de la T3<sub>AZN</sub> (+70-78 m) (Ortega et al. 2013) y la progresiva incisión del valle a unas tasas de 0,038 m/ka hasta llegar al periodo de estabilización del nivel de base marcado por la T4<sub>AZN</sub> (+60-67 m) (Benito-Calvo et al., 2018) (Figura 3.13). El cambio de condiciones freáticas a vadosas favoreció la creación de entradas hacia el exterior por las cuales entró el sedimento por procesos gravitacionales (Ortega et al., 2018).

Por último, las morfologías freáticas del piso inferior están a 985-990 m, correlacionándose con las cotas relativas entre +51-58 m de las T4<sub>AZN</sub> y T5<sub>AZN</sub> (Ortega et al., 2013; Ortega et al., 2018). Al mismo tiempo que se forma este nivel kárstico durante el tránsito entre el Pleistoceno inferior/medio, se produce el relleno sedimentario por procesos fluviales y/o gravitatorios de las cavidades superiores (Benito-Calvo et al., 2018; Ortega et al., 2018).

Durante el Pleistoceno medio, la excavación progresiva del río Arlanzón con unas tasas de 0,061 m/ka formó un valle encajonado en las margas miocenas que impide que el agua discurra por la Sierra de Atapuerca (Benito-Calvo et al., 2018). Como resultado, cesan las surgencias kársticas que aportaban agua al río Pico, produciendo una disminución de la tasa de incisión de este valle (Ortega et al., 2013; Benito-Calvo et al., 2017).

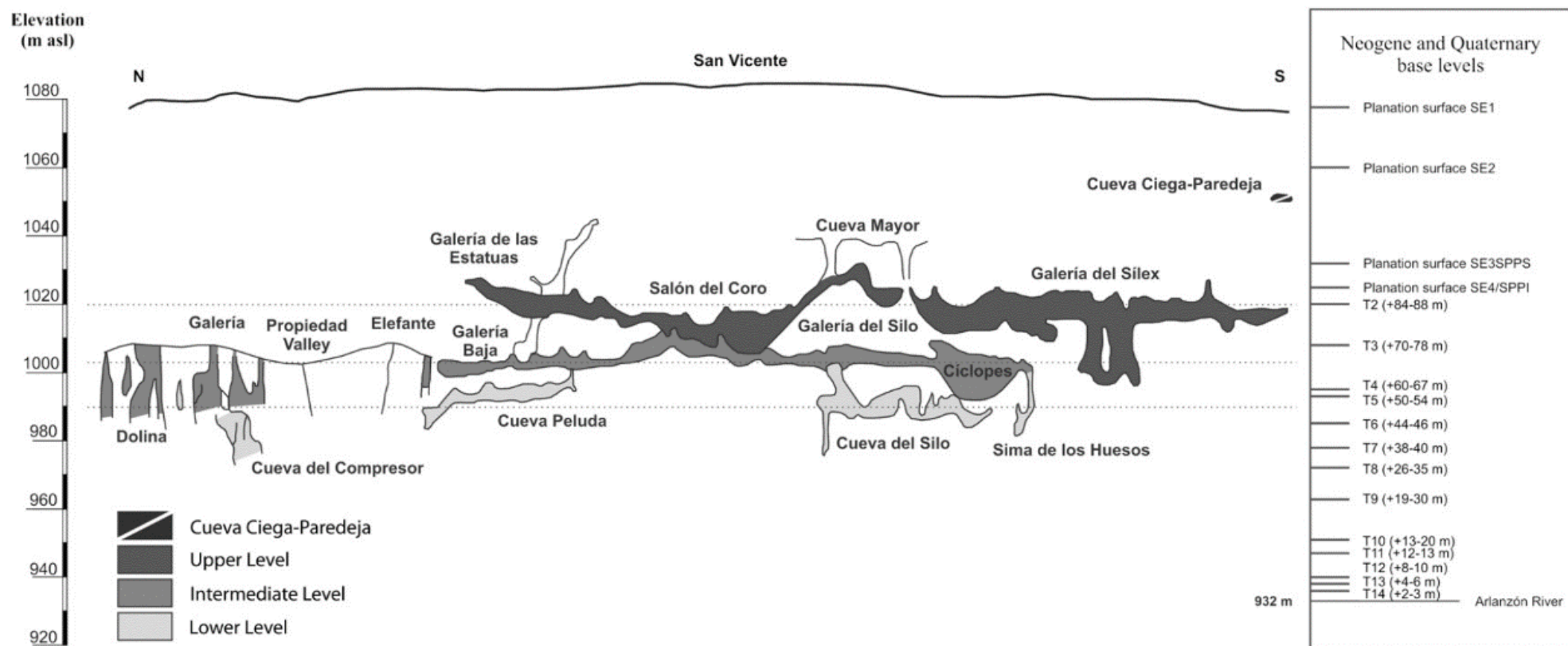


Figura 3.13. Relación de los niveles kársticos de la Sierra de Atapuerca con las terrazas del río Arlanzón (Ortega, 2009).

#### 3.4. Contexto geocronológico

En esta sección, se van a describir los marcos geocronológicos disponibles tanto para los valles de la cuenca del Duero (Figura 3.14), como para las secuencias sedimentarias de las cavidades de la Sierra de Atapuerca, habiéndose descrito la geomorfología de dichos enclaves anteriormente (ver apartado 3.2). Estos resultados previos conforman el marco de discusión para las nuevas cronologías presentadas en esta tesis sobre las terrazas fluviales de los ríos Arlanza y Arlanzón y las facies fluviales de Covacha de los Zarpazos, Cueva Peluda y Cueva del Silo.

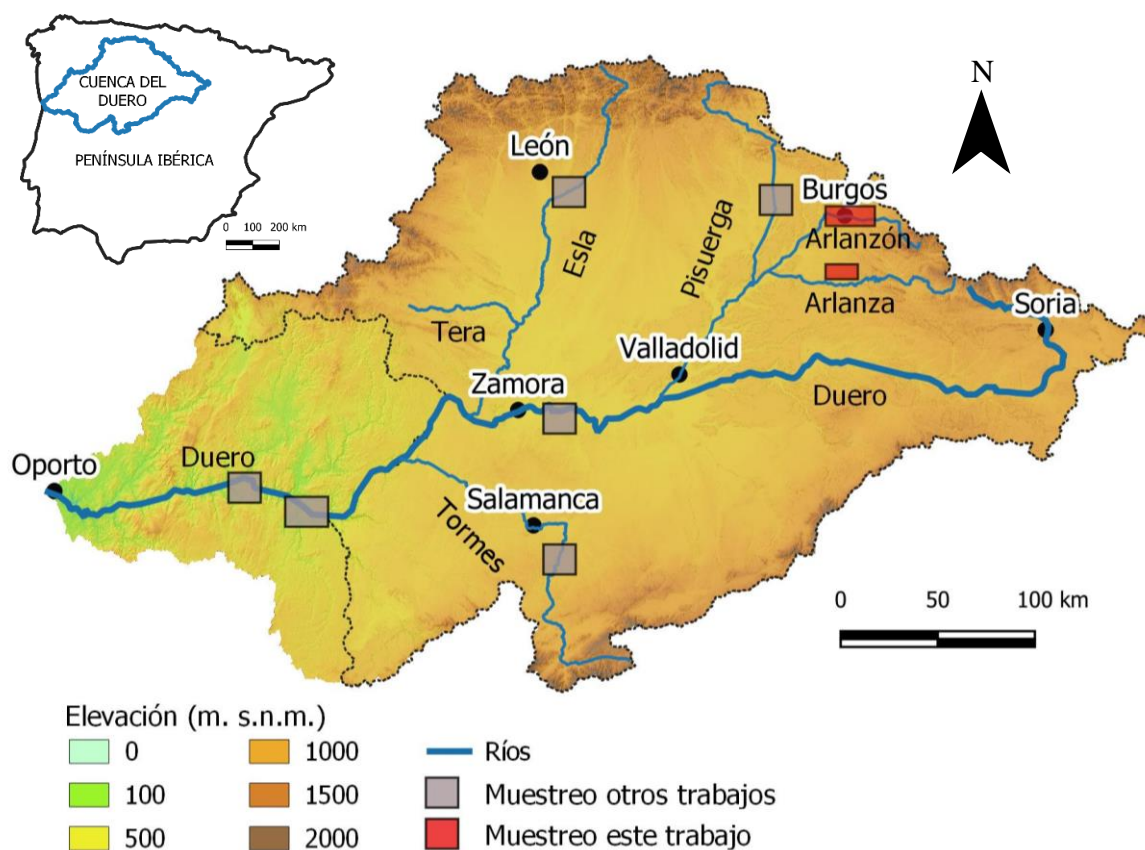


Figura 3.14. Cuenca hidrográfica del Duero con los ríos con marcos cronológicos. El modelo digital del terreno de la cuenca de Duero en la zona de Portugal se ha tomado de la Universidad de Oporto ([https://www.fc.up.pt/pessoas/jagoncal/dems/index\\_en.html](https://www.fc.up.pt/pessoas/jagoncal/dems/index_en.html)), mientras que el de España proviene del Instituto Geográfico Nacional (<https://centrodedescargas.cnig.es/CentroDescargas/buscar-mapa#>).

#### 3.4.1. Valles fluviales del sector oeste y central de la cuenca del Duero

En tabla 3.3, se han resumido los marcos cronológicos disponibles de los ríos del sector oeste y central de la cuenca del Duero (Figura 3.14).

En líneas generales, los estudios geomorfológicos de la cuenca de Duero han situado las terrazas fluviales de los distintos valles a alturas relativas similares (Santonja & Pérez-González, 1984; Torrent, 1976; Benito-Calvo, 2004; Santonja & Pérez-González, 2002; Cunha et al., 2019; Rodríguez-Rodríguez et al., 2020). Sin embargo, los estudios cronológicos aportan fechas discordantes para las terrazas semejantes tanto en los valles occidentales y centrales (Cunha et al., 2019; Demuro et al., 2024; Rodríguez-Rodríguez et al., 2020; Schaller et al., 2016), como en los orientales (Moreno et al., 2012, 2016). (Tabla 3.3).

Estas discordancias podrían ser debido a la propagación de distintas ondas erosivas desde el punto de apertura hacia la cuenca al Atlántico, atravesando el interior de la cuenca. (Struth et al., 2019).

A continuación, se van a explicar de forma más detallada los contextos cronoestratigráficos de los ríos Duero, Esla, Tera y Tormes (Figura 3.14 y Tabla 3.3).

Secuencia de terrazas fluviales en el NO de la cuenca del Duero														
Río Duero (tramo inferior)			Río Duero (tramo medio)			Río Esla			Río Tera			Río Tormes		
Altura relativa (m)	Edad (ka) <sup>a</sup>		Altura relativa (m)	Edad (ka) <sup>b</sup>		Altura relativa (m)	Edad (ka) <sup>c</sup>		Altura relativa (m)	Edad (ka) <sup>d</sup>		Altura relativa (m)	Edad (ka) <sup>d</sup>	
	min.	max.		min.	max.		min.	max.		min.	max.		min.	max.
			+3-9			+3-4			+3-4					
+13-17	12	39	+12-18	120	220	+7-8	70	120				+8	200	238
+27-34	53	61	+10-30	>120	550	+10-12			+10-12			+14	225	268
+48-53	230	360	+35-40	250	1080	+20-22	120	240	+16-20	214	263	+18		
+70-76			+44-51			+44-46			+30-35	315	369	+30-34	229	275
+91-92			+55-60			+32-64	120	240				+42-44		
+106-122			+59-79			+76-78	390	720				+50-54	304	466
+126-173			+77			+85						+62-64		
+186-203			+81-88	450	2210	+95-100	510	970				+78-80		
+220-246			+91-95			+105-125						+108		
			+101-104			+135-140						+120		
			+109-110	>450	2270	+148-150								
			+124-130			+160								
			+128-136											

Tabla 3.3. Tabla resumen con las fechas de las distintas secuencias de terrazas del NO de la cuenca del Duero relacionadas altimétricamente. a) Cunha *et al.* 2019, b) Rodríguez-Rodríguez *et al.* (2020), c) Schaller *et al.* 2016, Castellanos 1986, y d) Demuro *et al.* 2024

### 3.4.1.1. Río Duero

En el valle del río Duero, ha sido descrita una secuencia de 14 terrazas fluviales, que se distribuyen desde +9-3 m hasta +246-220 m respecto al actual cauce (Cunha et al., 2019; Pérez-González et al., 1994; Rodríguez-García & Pérez-González, 2002; Rodríguez-Rodríguez et al., 2020).

Entre los trabajos geocronológicos realizados en estas secuencias del valle del río Duero, (Rodríguez-Rodríguez et al., 2020) dataron el conjunto de terrazas formado en la zona central de la cuenca del Duero mediante Núclidos Cosmogénicos (TCN), aplicando dos modelos de tasas de denudación. El primero se basó en la topografía de la superficie de la terraza, mientras que el segundo en las características del suelo. Los dos modelos aportaron edades inferiores a 2,5 Ma (Tabla 3.4). A partir de estos datos, calcularon una tasa promedio para la formación del conjunto de terrazas en esta zona entre 0,209 m/ka y 0,122m/ka basándose en el segundo escenario.

Río Duero parte central					
Terraza (m)	Escenario 1		Escenario 2		
	Edad (ka)		Edad (ka)		
	Min	Max	Min	Max	
T12	+12-18	150	220	120	140
T11	+10-30	>150	550	>120	170
T10	+35-40	550	1080	250	330
T9	+44-51				
T8	+55-60				
T8'	+59-79				
T7	+77				
T6	+81-88	>550	2210	450	610
T5	+91-95				
T4	+101-104				
T3	+109-110	>550	2270	>450	980
T2	+124-130	>100			
T1	+128-136				

Tabla 3.4. Dataciones por núclidos cosmogénicos de la zona central del río Duero (Rodríguez-Rodríguez et al., 2020).

En el margen oeste de la cuenca del Duero, las terrazas T1 (+13-17 m) y T2 (+27-34 m), fueron datadas usando la técnica de Luminiscencia Ópticamente estimulada (OSL),

obteniendo unas fechas entre  $>230-360$  ka para T3 (+48-53 m),  $57 \pm 4$  ka para T2 (+27-34 m), y entre 12-39 ka para T1 (+13-17 m) (Tabla 3.3). A partir de estos resultados, calcularon las tasas de incisión para cada terraza, reflejando un aumento progresivo en la formación del valle (0,21-0,24 m/ka, 0,44-0,54 m/ka, y 1,40-1,41 m/ka para las terrazas T3, T2 y T1, respectivamente) (Cunha et al., 2019).

#### 3.4.1.2. Río Esla

En el valle del río Esla, ubicado en el NO de la cuenca de Duero (Figura 3.14), en la margen derecha del río Duero, se han identificado un total de 14 terrazas desde +3-4 m hasta +160 m respecto al actual cauce del río (Schaller et al., 2016) (Tabla 3.3).

Lobato & Herrero, (2008) estimaron que la terraza situada a + 160 m podía fecharse en 1040 ka, al asociar la secuencia de terrazas con los estadios isotópicos marinos. Las terrazas “f” (+95-100 m), “h” (+76-78 m) “j” (+ 32-64 m), “l” (+20-22 m), y n (+7-8 m) fueron datadas usando Núclidos Cosmogénicos en perfiles de profundidad, aportando edades que variaron entre 560 +410/-50 ka (nivel “f”) y 80 +40/-10 ka (nivel “n”) (Schaller et al., 2016). Además, se estimó una cronología inferior a 400 ka para la terraza a +76-78 m (Castellanos, 1986), según los restos arqueológicos encontrados, junto con una fecha de  $520 \pm 200$  ka calculada a partir de núclidos cosmogénicos aplicando la metodología de la isócrona (Schaller et al., 2016) (Tabla 3.3).

A partir de los datos cronológicos mencionados anteriormente, Schaller *et al.* (2016) calcularon unas tasas de incisión promedia para toda la secuencia entre 0,153m/ka y 0,159 m/ka, aplicando una regresión lineal.

#### 3.4.1.3. Río Tera

El río Tera es afluente del río Esla, localizándose en la margen derecha del río Duero en el tramo medio de dicha cuenca (Figura 3.14). En la confluencia con el río Esla, se cartografiaron cuatro terrazas situadas a unas alturas relativas de +3-5 m, +10-12 m, +16-

20 m, y +30-35 m. Las prospecciones arqueológicas revelaron materiales del Achelense en posición estratigráfica en la terraza situada a +16-20 m (Santonja y Pérez-González, 1984). También, se observaron restos de lítica más joven por encima de esta terraza (Santonja y Pérez-González, 1984).

Demuro *et al.* (2024) cogieron una muestra (BGN16-1) en la terraza localizada a +30-35 m y dos muestras (BGN16-2 y BGN16-3) en la terraza a +16-20 m para datarlas por Luminiscencia Ópticamente Estimulada Transferida Térmicamente (TT-OSL) y Luminiscencia Estimulada Post-Infrarroja (pIR-IRSL<sub>225</sub>).

La muestra BGN16-1 (+30-35 m) aportó una edad promedio de  $342 \pm 27$  ka usando ambas técnicas ( $300 \pm 30$  ka con TT-OSL, y  $365 \pm 22$  ka mediante pIR-IRSL<sub>225</sub>). Para las muestras de la terraza a +16-20 m, obtuvieron unas fechas de  $222 \pm 27$  ka y  $209 \pm 29$  ka (TT-OSL) y  $247 \pm 13$  ka y  $244 \pm 14$  ka (pIR-IRSL<sub>225</sub>). A partir de estos resultados calcularon unas edades promedio de  $242 \pm 21$  ka y  $237 \pm 23$  ka muy consistentes entre sí (BGN16-2 y BGN16-3, respectivamente) (Tabla 3.3).

#### 3.4.1.4. Río Tormes

El río Tormes se encuentra en la margen sur del río Duero, en el sector NO de la cuenca del Duero (Figura 3.14).

Santonja y Pérez-González (1984) definieron una secuencia de terrazas fluviales entre el embalse de Santa Teresa y Villagonzalo (Salamanca) compuesta por un total de 10 terrazas situadas entre +8 m y +120 m por encima del actual cauce. Además, en las terrazas colgadas a +30-32 m y 50-54 m, encontraron herramientas achelenses del Paleolítico medio temprano.

Demuro *et al.* (2024) dataron depósitos fluviales asociados a los yacimientos arqueológicos de la Maya usando TT-OSL aplicado a granos de cuarzo, pIR-IRSL<sub>225</sub> en feldespatos y RPE. Para la terraza situada a +8 m, calcularon dos fechas usando TT-OSL y pIR-IRSL<sub>225</sub> ( $209 \pm 25$  ka y  $221 \pm 12$  ka, respectivamente), cuyo promedio ponderado es de  $219 \pm 19$  ka. En esta terraza también obtuvieron una edad de  $402 \pm 36$  ka usando la

RPE. Interpretaron que esta edad estaba sobreestimada debido a que la señal de Aluminio (Al) y Titanio (Ti) no estaba bien blanqueada. La terraza a +14 m fue datada a partir de TT-OSL ( $266 \pm 24$  ka y  $237 \pm 22$  ka) y pIR-IRSL<sub>225</sub> ( $247 \pm 15$  ka y  $254 \pm 21$  ka), calculando unas edades promedio de  $250 \pm 18$  ka y  $244 \pm 19$  ka para las muestras cogidas en esta terraza (LM16-3 y LM16-2, respectivamente). A partir de los datos de la muestra LM16-1 cogida en la terraza a +30-34, obtuvieron una edad máxima de enterramiento de  $288 \pm 79$  ka (calculada usando RPE sólo el centro de Al) y una edad mínima de  $195 \pm 37$  (usando RPE con el subcentro de Ti-H). Este marco temporal engloba los resultados obtenidos por esta misma muestra aplicando TT-OSL y pIR-IRSL<sub>225</sub> ( $249 \pm 24$  ka y  $254 \pm 21$  ka), calculando una edad promedio de  $252 \pm 23$  ka. Las edades de RPE ( $416 \pm 50$  ka y  $433 \pm 28$  ka, centro de Al y Ti-Li opción D) obtenidas por las muestras cogidas en la terraza a +50 m fueron ligeramente más antiguas que las calculadas usando pIR-IRSL<sub>225</sub> ( $323 \pm 19$  ka). Estos resultados podrían ser debidos a que la señal de pIR-IRSL<sub>225</sub> para esta muestra estaba cerca del punto de saturación o porque la señal del Al y el Ti no se hubiesen blanqueado correctamente.

#### 3.4.2. Valles del sector NE de la cuenca del Duero

Pese a ser uno de los ríos más caudalosos de la cuenca del Duero, la formación del valle del río Pisuerga carece de un marco cronológico sólido debido a la ausencia de dataciones numéricas. Solo disponemos de dos fechas cronológicas en relación con el yacimiento de San Quirce (Terradillos-Bernal et al., 2023). En el tramo medio-alto del río Pisuerga, se cartografiaron un total de 8 terrazas a +7-15 m, +10-15 m, +20-23 m, +35-40 m, +65-70 m, +75-80 m, +100-105 m, y +125-130 m (Santonja & Pérez-González, 2002; Terradillos-Bernal et al., 2017). Terradillos-Bernal et al. (2023) dataron el nivel de terraza +20–23 m del Pisuerga mediante TT-OSL y pIR-IRSL<sub>225</sub>, obteniendo edades de  $298 \pm 35$  ka y  $300 \pm 16$  ka, respectivamente. Además, dataron los depósitos aluviales que cubren esta terraza del Pisuerga con una fecha máxima de  $267 \pm 22$  ka (pIR-IRSL<sub>225</sub>).

En el valle del Arlanza, solo hay estimaciones preliminares de RPE usando el centro de Al (Moreno et al., 2016), junto con algunos datos magnetoestratigráficos incipientes (Benito-Calvo, 2004). En base a los datos de polaridad normal obtenidos en la T6<sub>AZA</sub>

(+64-67 m), se estableció un marco cronológico donde las terrazas T1<sub>AZA</sub> (+121-130 m) a T5<sub>AZA</sub> (+73-78 m) pertenecen al Pleistoceno temprano, T6<sub>AZA</sub> (+64-67 m) a T13<sub>AZA</sub> (+12-17 m) se habrían depositado en el Pleistoceno medio y el resto del nivel base del Arlanza se habría formado durante el Pleistoceno superior (Benito-Calvo, 2004).

Moreno *et al.* (2016) aportaron las siguientes fechas preliminares para algunas de las terrazas del Arlanza. La terraza T5<sub>AZA</sub> (+73-79 m) fue datada con una edad de Al de  $790 \pm 110$  ka, mientras que las terrazas T6<sub>AZA</sub> (+64-67 m) y T10<sub>AZA</sub> (+33-36 m) se fecharon en  $700 \pm 70$  ka y  $350 \pm 40$  ka. La muestra AZA08-07 proporcionó una edad de  $230 \pm 30$  ka, pudiéndose corresponder posiblemente con la formación de la a T12<sub>AZA</sub> (+20-23 m). A partir de estos resultados, se calculó una tasa de incisión promedio entre 0,068m/ka y 0,088 m/ka (Rodríguez-Rodríguez *et al.*, 2020).

En el valle del Arlanzón, cinco terrazas fueron datadas por RPE con el centro de Al y por paleomagnetismo. Estas fechas indican que la terraza T3<sub>AZN</sub> (+70-78 m) se formó hace más de un millón de años ( $1,14 \pm 0,13$  Ma), arrojando resultados de polaridad normal. La terraza T4<sub>AZN</sub> (+60-67 m) proporcionó estimaciones de polaridad inversa y edades de  $780 \pm 120$  ka y  $930 \pm 100$  ka. T5<sub>AZN</sub> (+50-58 m) se dató entre  $700 \pm 100$  ka y  $600 \pm 110$  ka, arrojando resultados de polaridad normal. Las terrazas del Pleistoceno superior se estimaron con edades que oscilan entre  $370 \pm 70$  ka y  $400 \pm 90$  ka para T8<sub>AZN</sub> y  $0,14 \pm 0,02$  Ma para T11<sub>AZN</sub>. A partir de estas dataciones Rodríguez-Rodríguez *et al.* (2020b) calcularon una tasa de incisión promedio entre 0,112m/ka y 0,088m/ka.

### 3.4.3. Sedimentos kársticos de las Sierra de Atapuerca

#### 3.4.3.1. Nivel superior

En el nivel superior, se dataron mediante paleomagnetismo unas arcillas paragenéticas en la Galería del Silex, así como unos espeleotemas que también postdatan la formación de este nivel en Galería de las Estatuas. Ambos materiales mostraron datos de polaridad inversa, lo que sugiere que este nivel se formó durante el cron Matuyama (Parés *et al.*, 2016).

La secuencia detrítica de Galería de las Estatuas, compuesta por las unidades litoestratigráficas desde LU-5 (en la base) hasta LU-1 (a techo) han sido consistentemente datadas entre 80-120 ka mediante RPE combinado con series de Uranio, OSL, TT-OSL, series de Uranio y racemización de aminoácidos (Demuro et al., 2019; Martínez-Pillado et al., 2024; Moreno et al., 2022). Por el contrario, la precipitación de carbonato cálcico más temprana ha sido datada entre  $53,7 \pm 3,5$  ka y  $13,7 \pm 0,4$  ka (Martínez-Pillado et al., 2014; Vernot et al., 2021).

#### 3.4.3.2. Nivel intermedio

Los datos magnetoestratigráficos obtenidos en dos silos prehistóricos en Galería del Silo y en Galería Baja, pertenecientes al nivel intermedio, reflejaron un cambio de polaridad magnética asociado al límite Brunhes-Matuyama (Parés et al., 2016), aportando estos depósitos una edad mínima para la formación de este nivel. Aunque, los sedimentos en Sala de los Cíclopes, que actualmente se encuentran colgados en las paredes y en el techo, evidencian un relleno previo de toda la cavidad que fue erosionado, asociándose su sedimentación al cron Matuyama (Parés et al., 2010).

Por otro lado, la secuencia detrítica en la parte central de Sala de los Cíclopes fue datada consistentemente mediante series de Uranio, TT-OSL, pIR-IR<sub>225</sub>, racemización de aminoácidos y RPE combinado con series de Uranio entre  $444 \pm 19$  ka y  $284 \pm 8$  ka (Martínez-Pillado et al., 2024). Mientras, en la Galería Baja solo hay publicada una fecha de  $234 \pm 13$  ka calculada a partir de TT-OSL en el cono de deyección que colmata la secuencia sedimentaria (Demuro et al., 2022).

##### 3.4.3.2.1. Sima del Elefante

La fase inferior de la Sima del Elefante, que incluye las unidades TE7 a TE14, presenta edades de  $1,13 \pm 0,18$  Ma (TE7) y  $1,22 \pm 0,16$  Ma (TE9), obtenidas por núclidos cosmogénicos (Carbonell et al., 2008).

La fase intermedia, comprende las unidades TE15 a TE19, que se sedimentaron durante el final del Pleistoceno inferior hasta principios del Pleistoceno medio. Entre TE16 y

TE17, se detectó un cambio de polaridad magnética atribuido al límite Brunhes-Matuyama (Parés et al., 2006; Carbonell et al., 2008), cuya interpretación quedó respaldada por las edades calculadas por TL-OSL y pIR-IR<sub>225</sub> en TE16 y TE17 ( entre  $864 \pm 88$  y  $804 \pm 47$  ka y, entre  $781 \pm 63$  y  $724 \pm 43$  ka, respectivamente Arnold et al., 2015). Por otro lado, TE18 y TE19 fueron datadas por TT-OSL y pIR-IR<sub>225</sub> en ~500 ka ( $521 \pm 41$ ka y  $532 \pm 29$  ka) y 266-237 ka, respectivamente (entre  $242 \pm 15$  ka hasta  $293 \pm 26$  ka) (Demuro et al., 2022).

#### 3.4.3.2.2. Complejo Galería

En la unidad GI, Pérez-González *et al.* (2001) observaron un cambio de polaridad asociado al límite Brunhes-Matuyama (773 ka, Gibbard & Head 2020), el cuál separa esta unidad en las subunidades magnetoestratigráfica GIa, por debajo del límite y GIb, por encima. Esta unidad fue datada con varias técnicas de luminiscencia que arrojaron datos dispares y muchos de ellos inconsistentes con los datos paleomagnéticos. Mientras que Demuro *et al.* (2014) obtuvieron unas fechas entre  $374 \pm 33$  ka y  $310 \pm 28$  ka utilizando TT-OSL y pIR-IR<sub>225</sub>, Berger *et al.* (2008) calcularon una edad con Termoluminiscencia (TL) de  $3000 \pm 1800$  ka en esta unidad. En el sector de Galería, un espeleotema situado bajo el Brunhes-Matuyama fue datado mediante series Uranio y RPE, proporcionando fechas de  $317 \pm 60$  ka y  $> 350$  ka (Grün & Aguirre, 1987).

La parte inferior de la unidad GII proporcionó dataciones que oscilan entre  $503 \pm 95$  ka (TL) y  $324 \pm 42$  ka (pIR-IR<sub>225</sub>), mientras que la parte superior arrojó edades entre  $262 +35/-34$  ka y  $237 +26/-24$  ka (RPE en combinación con series de Uranio). La unidad superpuesta (GIII) fue datada entre  $466 \pm 39$  ka (TL) y  $231 \pm 18$  ka (TT-OSL) en la parte inferior, mientras que las estimaciones en la parte superior varían entre  $269 +51/-44$  ka (RPE en combinación con series de Uranio) y  $224 \pm 42$  ka. La unidad GIV fue datada usando las técnicas de TT-OSL y Luminiscencia Estimulada Infrarrojo (IRSL), dando como resultado edades comprendidas entre  $255 \pm 21$  ka y  $185 \pm 26$  ka. Además, la datación por series de Uranio aplicada en espeleotemas arrojó estimaciones de  $211 \pm 32$  ka y  $222 \pm 31$  ka para el final de la secuencia en la unidad GIV (Berger et al., 2008; Falguères et al., 2013; Demuro et al., 2014).

#### 3.4.3.2.3. Gran Dolina-Penal

La secuencia estratigráfica de Gran Dolina-Penal ha sido datada por numerosos autores (Álvarez-Posada et al., 2018; Arnold et al., 2015; Berger et al., 2008; Duval et al., 2018, 2022; Falguères et al., 1999; Moreno et al., 2015; Mosquera et al., 2024; Parés et al., 2013, 2018; Parés & Pérez-González, 1995, 1999), presentando un registro cronológico extenso que abarca el Pleistoceno inferior y medio. Estos estudios han permitido aportar un marco cronológico robusto para sus 12 unidades, denominadas TD1 a TD11 de abajo a arriba.

Las unidades superiores (TD4-TD11) han sido ampliamente estudiadas, aplicando una gran variedad de métodos de datación como: RPE en granos de cuarzo y en combinación con series de Uranio en dientes, TL, TT-OSL, IRSL, paleomagnetismo y series de Uranio, aportando resultados coherentes entre sí (Parés & Pérez-González, 1995; Falguères et al., 1999; Parés & Pérez-González, 1999; Berger et al., 2008; Parés et al., 2013; Arnold et al., 2015; Moreno et al., 2015; Duval et al., 2018; Álvarez-Posada et al., 2018; Mosquera et al., 2024).

Respecto a las unidades inferiores de la secuencia (TD1-TD3-4), existe un menor número de estudios publicados, aunque también se han aplicado muchas de las técnicas nombradas anteriormente como: paleomagnetismo, RPE y TT-OSL, arrojando también resultados consistentes (Duval et al., 2022; Moreno et al., 2012, 2015; Parés et al., 2018).

La parte inferior de TD1 fue datada entre  $1228 \pm 227$  ka y  $1093 \pm 96$ , mientras que su parte superior fue fechada entre  $915 \pm 130$  ka y  $1020 \pm 133$  ka (Duval et al., 2022). Considerando estas edades, en esta unidad se identificaron dos magnetozonas que fueron asociadas con los subcronos Jaramillo y Cobb Mountain (Parés et al., 2018).

Las unidades TD3-4 a TD7, se sitúan por debajo de límite Brunhes-Matuyama (Parés et al., 2013; Parés & Pérez-González, 1995), y fueron datadas consistentemente entre  $1130 \pm 78$  ka y  $734 \pm 128$  ka. Por otro lado, las unidades superiores (TD8-TD11) aportaron unas fechas entre  $520 \pm 129$  ka y  $150 \pm 10$  ka (Arnold et al., 2015; Berger et al., 2008; Falguères et al., 1999, 2013; Moreno et al., 2015).

#### 3.4.3.3. Nivel inferior

Los estudios cronológicos en el nivel inferior del karst de la Sierra de Atapuerca se han centrado principalmente en la Sima de los Huesos (Arsuaga et al., 2014; Bischoff et al., 1997, 2003; Demuro et al., 2019; Parés et al., 2000) y, en menor medida, en Cueva del Silo (Parés et al., 2016).

En Sima de los Huesos, los estudios paleomagnéticos han detectado el límite Brunhes-Matuyama entre las unidades aloestratigráficas AU2 y AU3 (Parés et al., 2000; Arnold et al., 2014), proporcionando una edad mínima para la formación de esta cavidad superior a los 773 ka, según Gibbard & Head (2020).

En esta cueva se han aplicado bastantes técnicas cronológicas como TT-OSL, pIR-IR<sub>225</sub>, RPE y series de Uranio proporcionando edades consistentes entre sí, correspondientes al Pleistoceno Medio. Las unidades detríticas fueron datadas entre  $460 \pm 39$  ka hasta  $396 \pm 35$  ka (LU-5 a LU-7). Por encima, el espeleotema de la unidad LU-8 proporcionó una cronología de  $68+1,5-1,4$  ka (Arnold et al., 2014; Arsuaga et al., 2014; Demuro et al., 2019).

En Cueva de Silo, Parés *et al.* (2016) realizaron un pequeño estudio paleomagnético en un silo prehistórico que se sitúa en la Galería Principal, cerca de la entrada actual. En las arenas y arcillas que cubren los depósitos de gravas fluviales que afloran en la base de este silo, obtuvieron datos de polaridad normal, asociándose de manera preliminar con el cron Brunhes (< 773 ka, Gibbard & Head, 2020).



## 4. Materiales y métodos



#### 4.1. Materiales

En el marco de esta tesis doctoral se han recolectado muestras de distintos materiales durante varias campañas de campo llevadas a cabo en los años 2015, 2018 y 2021, con el objetivo de aplicar diversas técnicas de datación.

Muestra	Año	Lugar	Terraza/Cueva	Coordenadas Geográficas				
AZN1502	2015	Valle del río Arlanzón	T4 <sub>AZN</sub> (+60-67 m)	42°19'34"N 3°45'00" O				
AZN1503	2015							
AZN1504	2015		T5 <sub>AZN</sub> (+50-58 m)	42°20'06"N 3°46'01"O				
AZN1505	2015							
AZN1506	2015		T3 <sub>AZN</sub> (+70-78 m)	42°20'53"N 3°33'43"O				
AZN1507	2015							
AZN1508	2015		T2 <sub>AZN</sub> (+82-91 m)	42°21'07"N 3°33'22"O				
AZN1509	2015							
AZA1501	2015	Valle del río Arlanza	T5 <sub>AZA</sub> (+73-79 m)	42°03'14"N 3°43'05"O				
AZA1502	2015							
AZA1503	2015							
AZA1504	2015		T13 <sub>AZA</sub> (+12-17 m)	42°02'17"N 3°36'04"O				
AZA1505	2015							
AZA1506	2015		T4 <sub>AZA</sub> (+84-87 m)	42°21'07"N 3°33'22"O				
AZA1507	2015							
SILO1501	2015	Sierra de Atapuerca	Cueva del Silo	Sala del Caos  Galería de las Arenas	42°20'49"N 3°31'08"O			
SILO1502	2015							
SILO1503	2015							
SILO1504	2015							
SILO1505	2015							
SILO1506	2015							
PEL1501	2015			Cueva Peluda	42°20'56"N 3°31'08"O			
PEL1502	2015							
ZAR1501	2015			Complejo Galería	42°21'04"N 3°31'12"O			
ZAR1801	2018							
ZAR1802	2018							
ZAR1803	2018							
TSC1501	2015							

Tabla 4.1. Listado de las muestras de RPE con su localización geográfica.

El primer método de datación aplicado en esta investigación ha sido la Resonancia Paramagnética Electrónica (RPE), para el cual se han tomado un total de 30 muestras de sedimento a lo largo de las distintas campañas de campo (Tabla 4.1). Las campañas de 2015 y 2018 fueron llevadas a cabo por los doctores Alfonso Benito-Calvo, Davinia Moreno y Ana Isabel Ortega. En 2021, junto con la doctoranda Isabel Hernando-Alonso se tomaron nuevas muestras para trabajos futuros que se han comenzado a procesar y analizar en el transcurso de esta tesis.

Grupo	Muestra	Año	Cueva	Lugar	Muestreo
21SIL1	21SIL1-01	2021	Cueva del Silo	Galería principal	Silo prehistórico
	21SIL1-02	2021			
	21SIL1-03	2021			
	21SIL1-04	2021			
	21SIL1-05	2021			
21SIL2	21SIL2-01	2021		Sala del Caos	Junto a la muestra de RPE SILO1503
	21SIL2-02	2021			
	21SIL2-04	2021			
	21SIL2-05	2021			Entre las muestras de RPE SILO1503 y SILO1404
	21SIL2-06	2021			
	21SIL2-07	2021			
	21SIL2-08	2021			
	21SIL2-09	2021			
	21SIL2-10	2021			
21SIL2-11	2021				
21/22SIL3	21SIL3-01	2021	Arcillas que colmatan la secuencia		
	21SIL3-02	2021			
	21SIL3-03	2021			
	21SIL3-04	2021			
	21SIL3-05	2021			
	22SIL3-01	2022			
	22SIL3-02	2022			
	22SIL3-03	2022			
	22SIL3-04	2022			
	22SIL3-05	2022			

	22SIL3-06	2022		
	22SIL3-07	2022		
	22SIL3-08	2022		
	22SIL3-09	2022		
	22SIL3-10	2022		
	22SIL3-11	2022		
	22SIL3-12	2022		
21SIL4	21SIL4-01	2021	Galería de las Arenas	10 cm por debajo de SILO1505
	21SIL4-02	2021		
	21SIL4-03	2021		
	21SIL4-04	2021		
21ZAR1	21ZAR1-1	2021	Covacha de los Zarpazos (pared norte)	Nivel de calcilutita por encima de la muestra de RPE ZAR1802
	21ZAR1-2	2021		
	21ZAR1-5	2021		
	21ZAR1-6	2021		
	21ZAR1-8	2021		
	21ZAR1-9	2021		
21ZAR2	21ZAR2-11	2021		Junto o por debajo de la muestra de RPE ZAR1802
	21ZAR2-12	2021		
	21ZAR2-7	2021		
21ZAR4	21ZAR4-01	2021		Junto o por debajo de la muestra de RPE ZAR1802
	21ZAR4-02	2021		
	21ZAR4-03	2021		
	21ZAR4-04	2021		
	21ZAR4-05	2021		
	21ZAR4-06	2021		
21ZAR3	21ZAR3-01	2021		Junto o por debajo de la muestra de RPE ZAR1803
	21ZAR3-08	2021		
	21ZAR3-10	2021		
	21ZAR3-12	2021		
	21ZAR3-13	2021		
	21ZAR3-14	2021		
21ZAR5	21ZAR5-01	2021	Junto o por debajo de la muestra de RPE ZAR1803	
	21ZAR5-02	2021		
	21ZAR5-03	2021		
	21ZAR5-04	2021		
	21ZAR5-05	2021		
	21ZAR5-06	2021		

Tabla 4.2. Listado de muestras paleomagnéticas y su localización con respecto a las muestras de RPE.

En segundo lugar, se ha utilizado la Magnetoestratigrafía que, junto con la RPE, han sido dos técnicas clave para datar el momento de entrada de los sedimentos fluviales en el karst de la sierra de Atapuerca. Así pues, se realizaron varias campañas de muestreo recogiendo un total de 65 muestras entre Cueva del Silo y Covacha de los Zarpazo. Todas las muestras fueron tomadas en el transcurso de esta tesis doctoral con la ayuda del Dr. Josep María Parés, a excepción de los grupos 21ZAR1, 21ZAR2 y 21ZAR3 que fueron cedidos a este trabajo por cortesía del Dr. Josep M. Parés (Tabla 4.2).

La tercera técnica de datación utilizada en este trabajo ha sido las series de Uranio. En el año 2021, junto con la colaboración de las Dras. Maïlys Richard, Davinia Moreno y Ana Isabel Ortega, se llevó a cabo una campaña de muestreo, en la cual se tomaron un total de 2 muestras de espeleotemas en la Cueva del Silo (ATA 21-01) y en la Cueva Peluda (ATA 21-02) (Tabla 4.3).

Muestra	Submuestra	Año	Cueva
ATA 21-01	ATA 21-01-01	2021	Cueva del Silo
	ATA 21-01-02		
	ATA 21-01-03		
ATA 21-02	ATA 21-02-01	2021	Cueva Peluda
	ATA 21-02-02		
	ATA 21-02-03		
	ATA 21-02-04A		
	ATA 21-02-04B		

Tabla 4.3. Listado de muestras tomadas para series de U.

De forma complementaria, en 2015, los doctores Alfonso Benito-Calvo, Davinia Moreno y Ana Isabel Ortega también tomaron las muestras sedimentarias Silo 15N1, Silo 15N2, Silo 1505 y Silo 1506 junto a las muestras de RPE en Sala del Caos y Galería de las Arenas.

#### 4.1.1. Muestreo en el Complejo Galería

La técnica de RPE se utilizó para datar las muestras ZAR1501, ZAR1801, ZAR1802 y ZAR1803 cogidas en la pared NE de Covacha de los Zarpazos y en la muestra TSC1501 tomada en Tres Simas Central (Figura 4.1). Todas las muestras se tomaron en la unidad GIa del Pleistoceno inferior (Pérez-González et al., 2001).

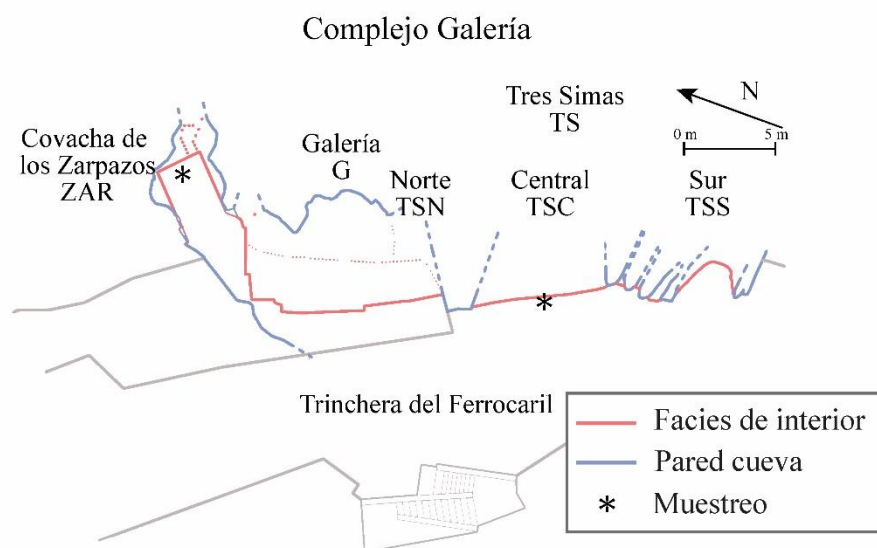


Figura 4.1. Esquema del Complejo Galería en vista cenital, modificado de Ortega (2009). Con asteriscos (\*) están marcados los sitios de muestreo. ZAR: Covacha de los Zarpazos, G: Galería, TS: Tres Simas, TSN: Tres Simas Norte, TSC: Tres Simas Central, TSS: Tres Simas Sur (Hernando-Alonso et al., 2024).

Según la clasificación estratigráfica de Campaña *et al.* (2023), las muestras ZAR1802 y ZAR1803 fueron tomadas en la capa GIa.6. y, ZAR1501 y ZAR1801 en la capa GIa.5 (Figura 4.2). Según la descripción litológica de las facies del interior del Complejo Galería (Campaña et al., 2023), se asumió que la muestra TSC1501 también se cogió en la capa GIa.5 por la granulometría, las características sedimentológicas y su color (Figura 4.3).

Además, se realizó un muestreo exploratorio para Magnetoestratigrafía en la pared NE de la Covacha de los Zarpazos a lo largo de la unidad GIa.6 (Figura 4.2). Las muestras 21ZAR1 se tomaron en el nivel de calcilitita situado a 20-40 cm por encima de la muestra ZAR1802. El conjunto 21ZAR2 y 21ZAR4 se encuentra, junto o por debajo, de la muestra ZAR1802, mientras que los conjuntos 21ZAR3 y 21ZAR5 se localizan, junto o por debajo, de la muestra ZAR1803 (Figura 4.2).

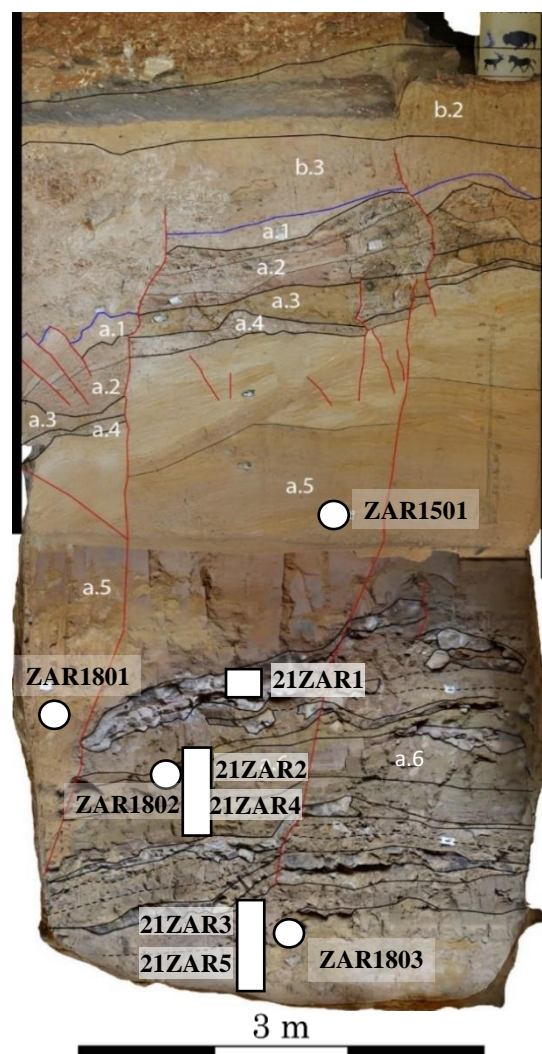


Figura 4.2. Imagen de la pared NE del sector de Covacha de los Zarpazos. Las muestras de RPE están señaladas con un círculo blanco, mientras que las muestras de paleomagnetismo están señaladas con un rectángulo blanco. Las líneas rojas marcan fallas post-sedimentarias, mientras que la línea azul marca la extrapolación del límite Brunhes/Matuyama en este sector que separa la subunidad GIa (inferior) y GIb (superior). Las letras blancas denominan cada una de las capas de la unidad GI. En este caso, las muestras ZAR1802 y ZAR1803 se han tomado en la capa GIa.6, mientras que las muestras ZAR1801 y ZAR1501 se tomaron en la unidad GIa.5. Imagen modificada de Campaña *et al.* (2023).

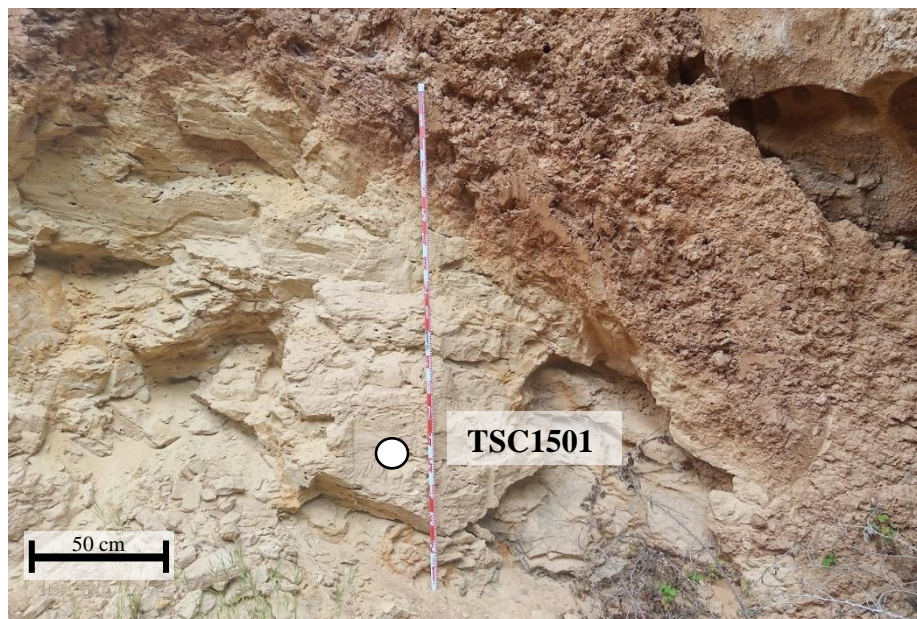


Figura 4.3. Muestra de RPE TSC1501 cogida en la facies de interior en el sector de Tres Simas Central.

#### 4.1.2. Muestreo en la Cueva del Silo

En la Figura 4.4, se muestran las distintas zonas donde se ha llevado a cabo el muestreo. Tanto en la Sala del Caos, como en la Galería de las Arenas se observan dos secuencias sedimentológicas clave para entender la dinámica fluvio-kárstica del nivel inferior del karst de la sierra de Atapuerca. En la Sala del Caos, se cogieron las muestras SILO1501, SILO1502, SILO1503 y SILO1504, mientras que, en la Galería de las Arenas, se tomaron las muestras SILO1505 y SILO1506 para ser datadas mediante RPE (Figura 4.4.).

Las muestras SILO1501 y SILO1502 se tomaron entre lentejones arenosos en una gatera donde aflora una secuencia de casi 2 m de gravas fluviales compuestas por cantos redondeados metamórficos en una matriz de arena gruesa microconglomerática. Las muestras SILO1503 y SILO1504 se cogieron en una trinchera excavada en la actualidad. La primera se tomó en unas arcillas grisáceas de 20-40 cm de espesor y la segunda en unos limos arenosos oscuros de 80 cm de potencia con nódulos de carbonatos (Figura 4.5).

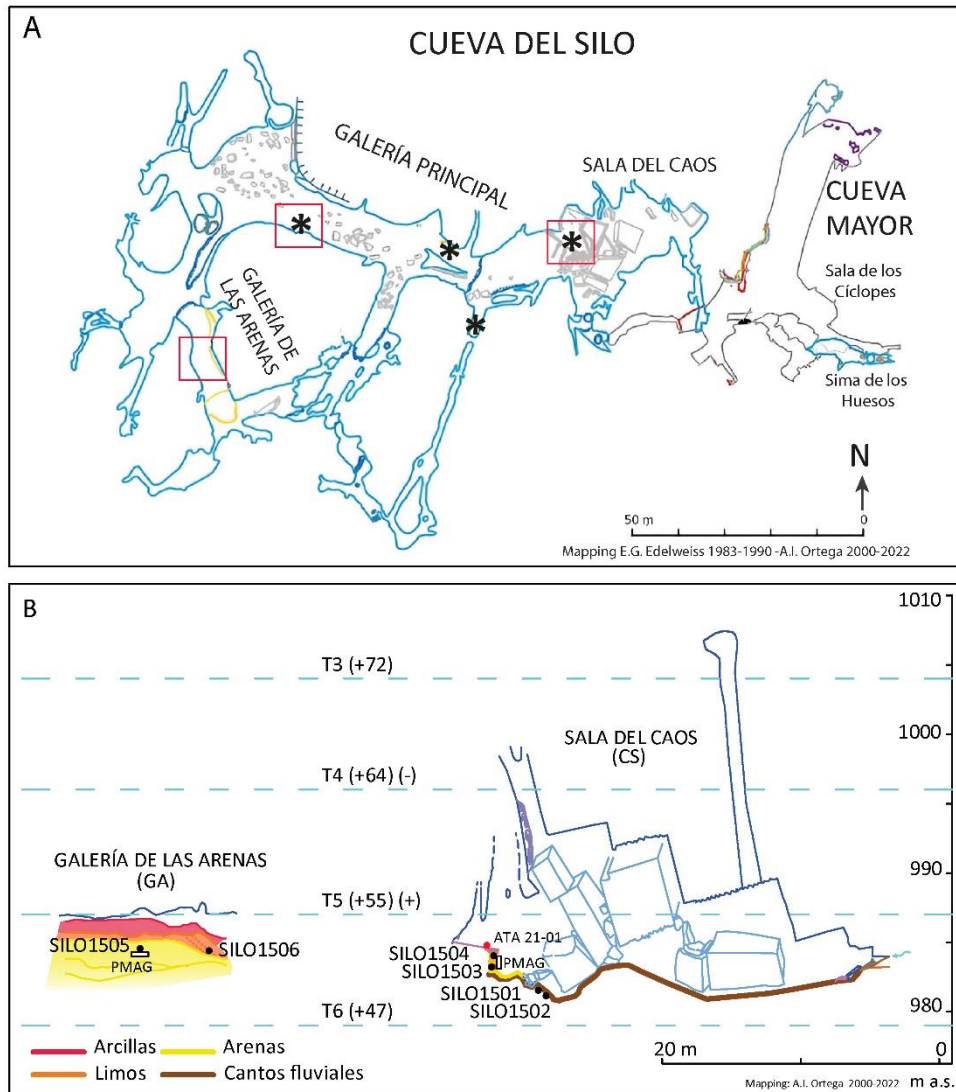


Figura 4.4. A) Mapa esquemático de Cueva del Silo donde los asteriscos (\*) señalan los puntos donde se han observado cantos fluviales. Con un cuadrado rojo, se marcan las zonas donde se ha realizado el muestreo. B) Perfiles longitudinales de la Galería de la Arenas y de la Sala del Caos con las muestras de RPE señaladas con puntos negros (SILOXXXX). El muestreo para Magnetoestratigrafía (PMAG) está marcado con un rectángulo blanco. La muestra del espeleotema está señalada con un punto rojo en Sala del Caos (ATA 21-01). Imágenes modificadas de Ortega, (2009), en Hernando-Alonso et al. (2022).

En la Galería de las Arenas, la muestra SILO1505 se cogió en el cuerpo inferior compuesto por arenas de grano medio-grueso con estratificación cruzada y con fragmentos de roca margosa de 0,5 cm y cementaciones a techo. La muestra SILO1506 se tomó en el cuerpo suprayacente, separado por una superficie erosiva, formado también

por arenas amarillentas algo más limosas con estratificación cruzada planar con nódulos de carbonatos (Ortega, 2009) (Figura 4.5).

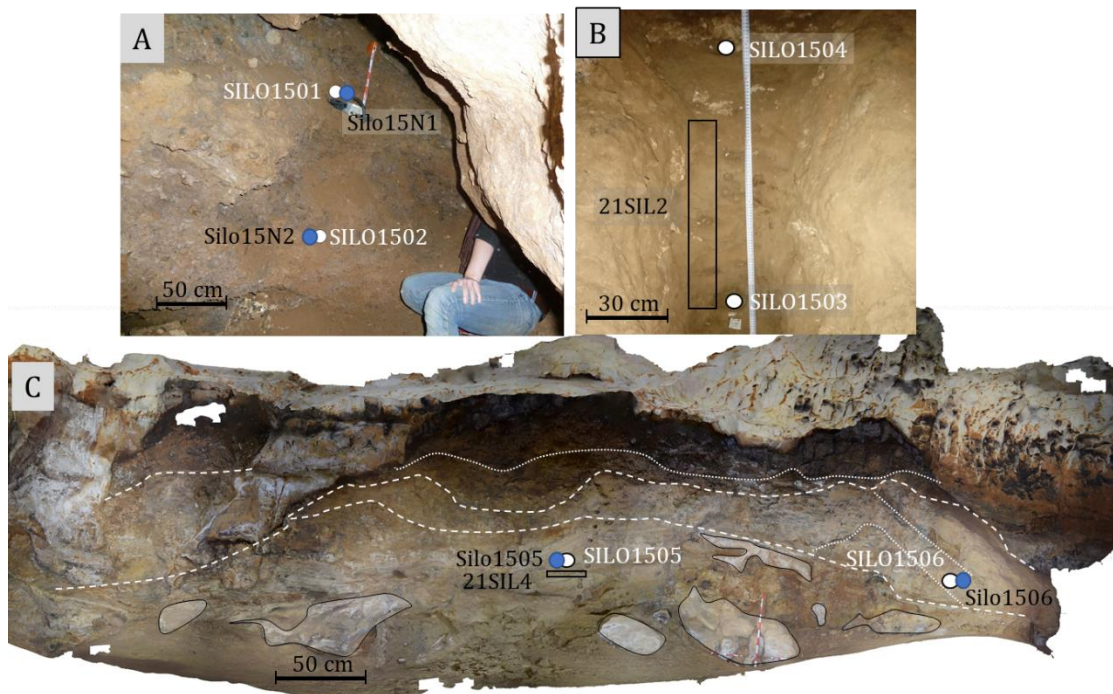


Figura 4.5. A) Muestreo de RPE en la gatera de la Sala del Caos en el que se tomaron las muestras SILO1501 y SILO1502. B) Muestreo de RPE en la parte externa de la Sala del Caos donde se recogieron las muestras SILO1503 y SILO1504 en una trinchera excavada actualmente. C) Se observa un modelo 3D de la sección longitudinal de la Galería de las Arenas realizado por el Dr. Adrián Martínez Fernández, donde se han situado las muestras SILO1505 y SILO1506. (Contornos con líneas negras indican fragmentos de roca; El rectángulo señala el muestreo de paleomagnetismo. Los puntos blancos y letras blancas señalan las muestras de RPE y los puntos azules las muestras sedimentarias tomadas al lado de éstas. La línea blanca de guiones marca los distintos cuerpos sedimentarios y la línea de puntos, las subcapas) (Hernando-Alonso et al., 2022).

Las muestras sedimentarias Silo 15N1, Silo 15N2, Silo 1505 y Silo 1506 se tomaron junto a las muestras de RPE (Figura 4.5).

El muestreo para Magnetoestratigrafía se realizó en el silo prehistórico situado en la Galería Principal (21SIL1) (Figura 4.6A y B), entre las muestras de RPE SILO1503 y SILO1504 (21SIL2) (Figura 4.5B), en las arcillas de colmatación que se acuñan por debajo de la costra estalagmática que sella la secuencia en la trinchera excavada en Sala del Caos (21/22 SIL3) (Figura 4.6 C y D), y, finalmente, por debajo de la muestra de RPE SILO1505 en Galería de las Arenas (21SIL4) (Figura 4.5C).

#### 4. Materiales y métodos

Finalmente, se tomó una muestra del espeleotema que sella la secuencia sedimentaria en la trinchera de la Sala del Caos (ATA21-01) para su datación por series de Uranio (Figura 4.6C).

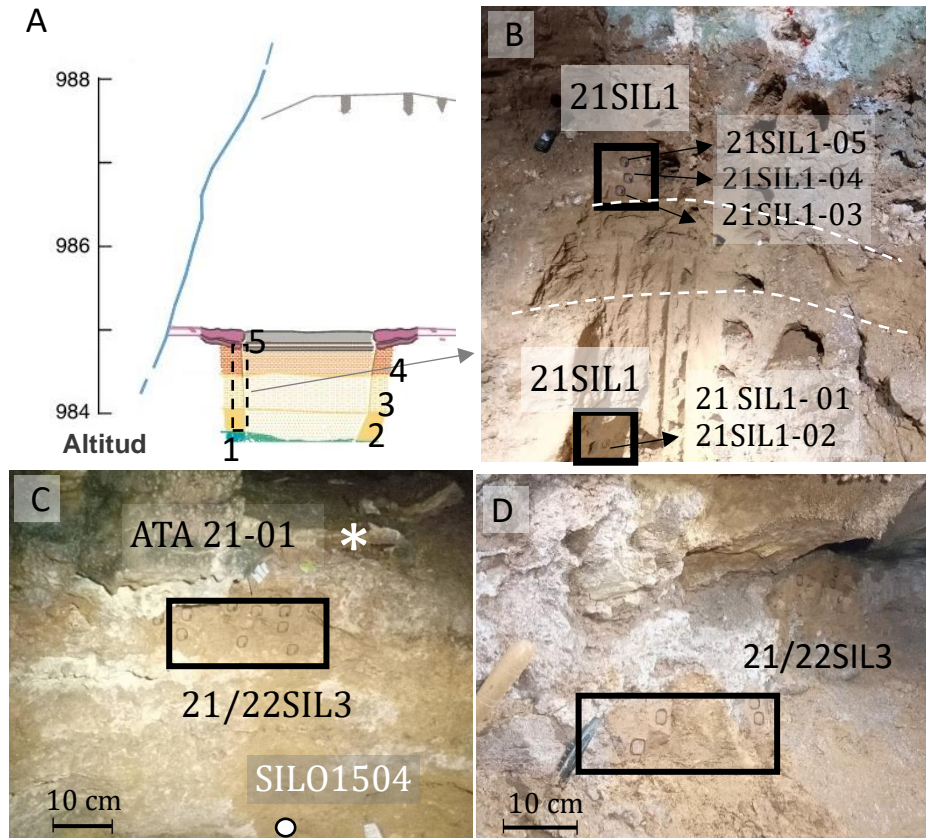


Figura 4.6. Muestreo en la Sala del Caos para Magnetoestratigrafía y series de Uranio. Con un rectángulo negro se señala el muestreo para Magnetoestratigrafía y con un asterisco en blanco para series de Uranio. A) Esquema con la secuencia estratigráfica que se observa en el silo prehistórico en la Galería Principal 1: gravas metamórficas, 2: arenas, 3: arcillas y 4: limos y 5: costra estalagmítica. (Ortega, 2009; Parés et al., 2016). B) Imagen del muestreo de paleomagnetismo para el conjunto de muestras 21SIL1. Las líneas blancas discontinuas separan las distintas capas. En C), se señala el muestreo de paleomagnetismo en las arcillas de colmatación de la secuencia sedimentaria en la Sala del Caos (21SIL3) y la muestra de la costra que sella la secuencia (ATA21-01). El punto blanco indica la posición de la muestra de RPE SILO1504. D) Imagen de la pared norte de la Sala del Caos donde también se han muestreado estas arcillas de colmatación (21/22 SIL3).

#### 4.1.3. Muestreo en la Cueva Peluda

En base a los objetivos de la presente tesis, se han cogido dos muestras de RPE en las gravas fluviales (PEL1501 y PEL1502) que se observan en la Galería Inferior. También, se tomó una muestra del espeleotema (ATA21-01) para datación por series de Uranio en la cual se realizaron 5 análisis (Figura 4.7).

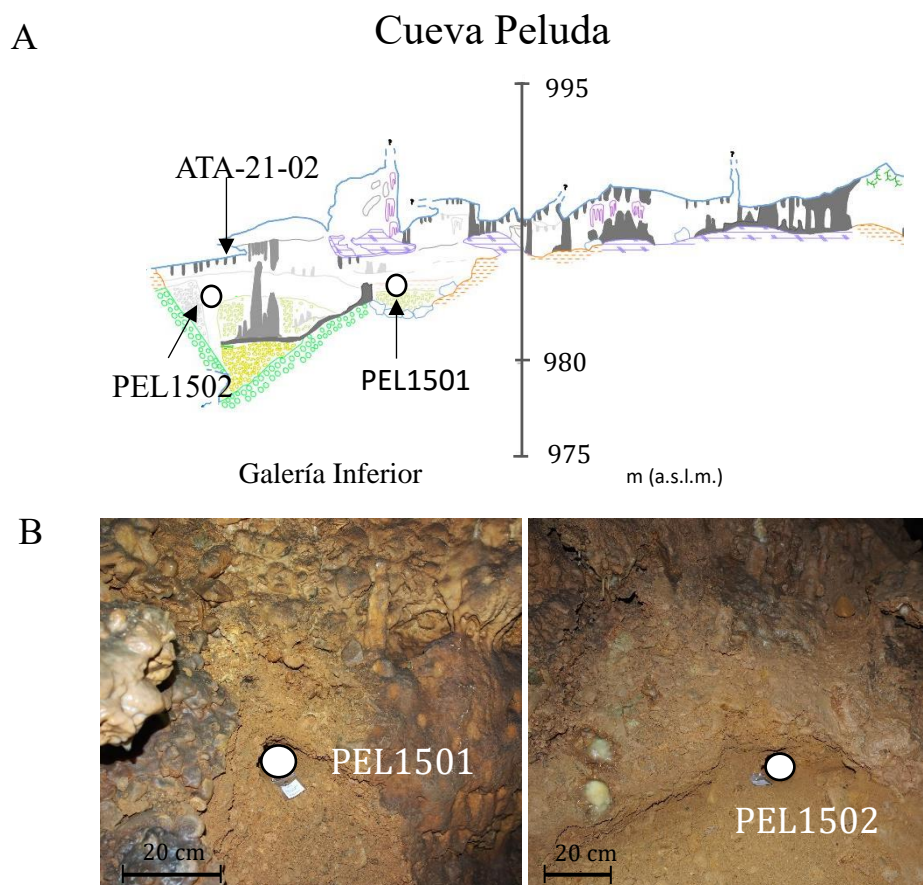


Figura 4.7. Muestreo en Cueva Peluda. A) Corte transversal de la Galería Inferior (modificado de Ortega, 2009). B) Detalle del muestro de RPE (imagen de la Dra. Davinia Moreno).

### 4.1.4. Muestreo en el valle del río Arlanzón

Según los objetivos de la presente Tesis, se muestrearon las terrazas  $T2_{AZN}$  (+82-91 m),  $T3_{AZN}$  (+70-78 m),  $T4_{AZN}$  (+60-67 m) y  $T5_{AZN}$  (+50-58 m) del valle del río Arlanzón por su importancia en la formación del sistema kárstico de la Sierra de Atapuerca. En concreto, se tomaron dos muestras en cada nivel. Estas terrazas están compuestas, principalmente, por barras de gravas cuarcíticas con intercalaciones de niveles arenosos.

Para muestrear las terrazas  $T2_{AZN}$  (+82-91 m) y  $T3_{AZN}$  (+70-78 m) se excavó una trinchera de, aproximadamente 2 m, donde se cogieron las muestras AZN1508, AZN1509 y AZN1506 y AZN1507, respectivamente (Figura 4.8).

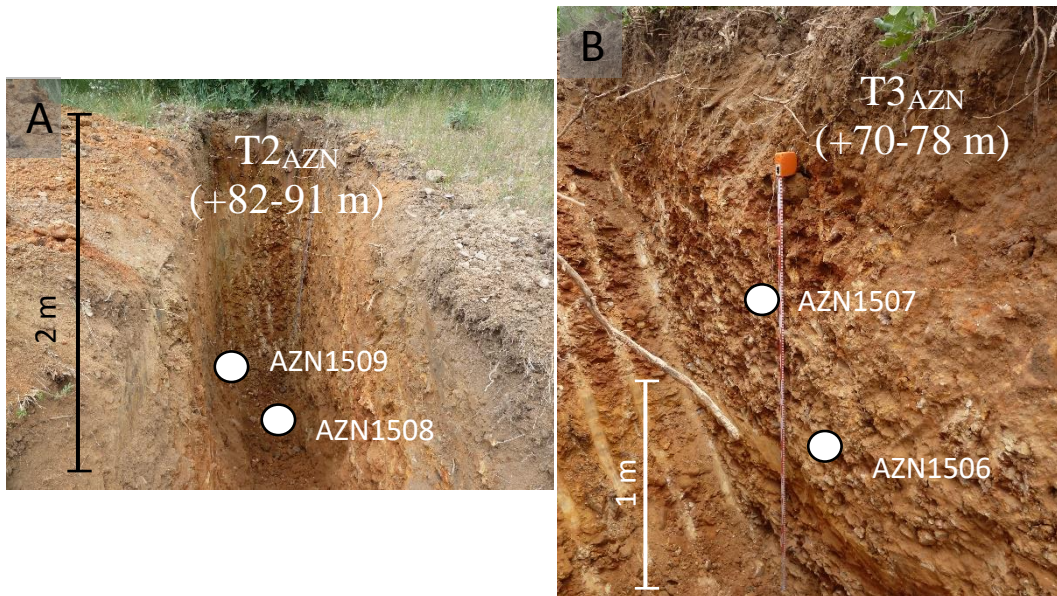


Figura 4.8. Muestreo de las terrazas del valle del río Arlanzón para datación por RPE. A) Terraza  $T2_{AZN}$  (+82-91 m). B) Terraza  $T3_{AZN}$  (+70-78 m) (imágenes del Dr. Alfonso Benito-Calvo).

El nivel  $T4_{AZN}$  (+60-67 m) fue muestreado en un afloramiento de aproximadamente 3 m de potencia. La muestra AZN1502 fue cogida en el nivel arenoso con cantos, mientras que la muestra AZN1503 se cogió en la barra de gravas masivas (Figura 4.9).

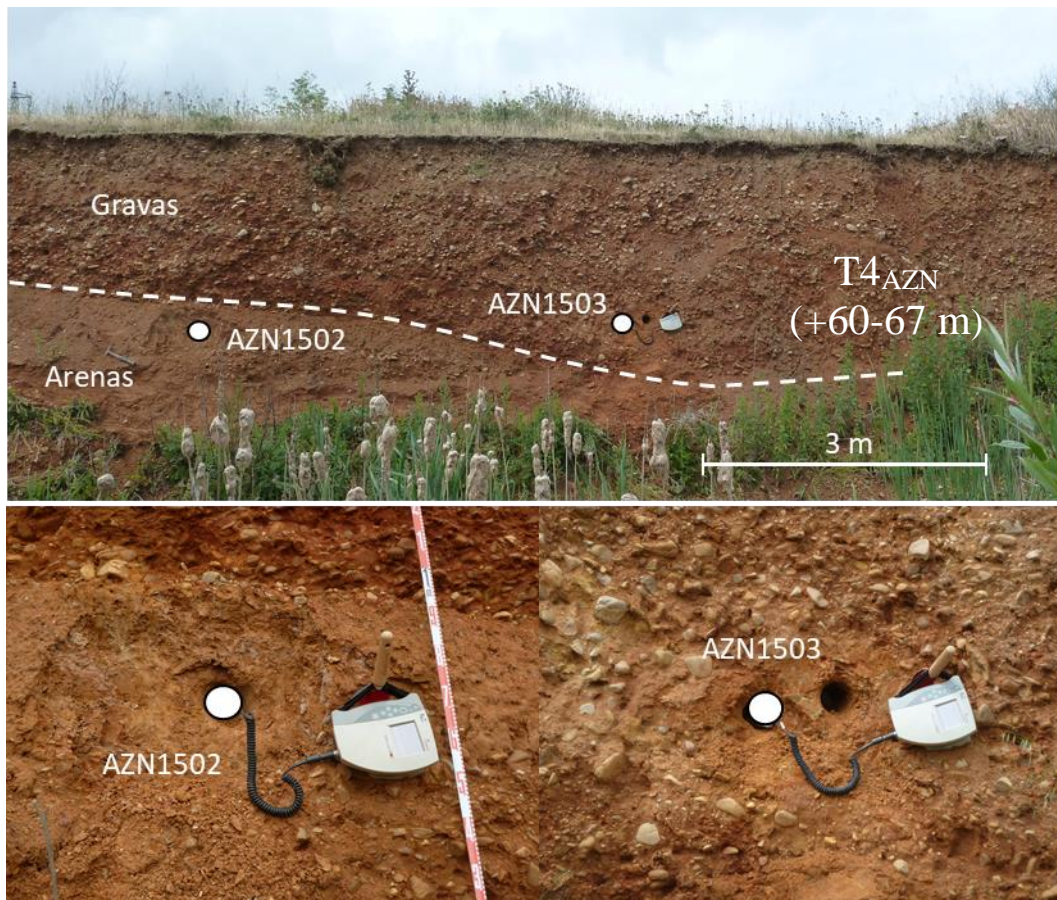


Figura 4.9. Muestreo de la terraza  $T4_{AZN}$  (+60-67 m) del valle del río Arlanzón para datación por RPE. (imágenes del Dr. Alfonso Benito-Calvo).

En la terraza T5<sub>AZN</sub> (+50-58 m), se tomaron las muestras AZN1504 y AZN1505 en un depósito de 2 m de potencia compuesto por cantos cuarcíticos con una matriz arenolimososa (Figura 4.10).

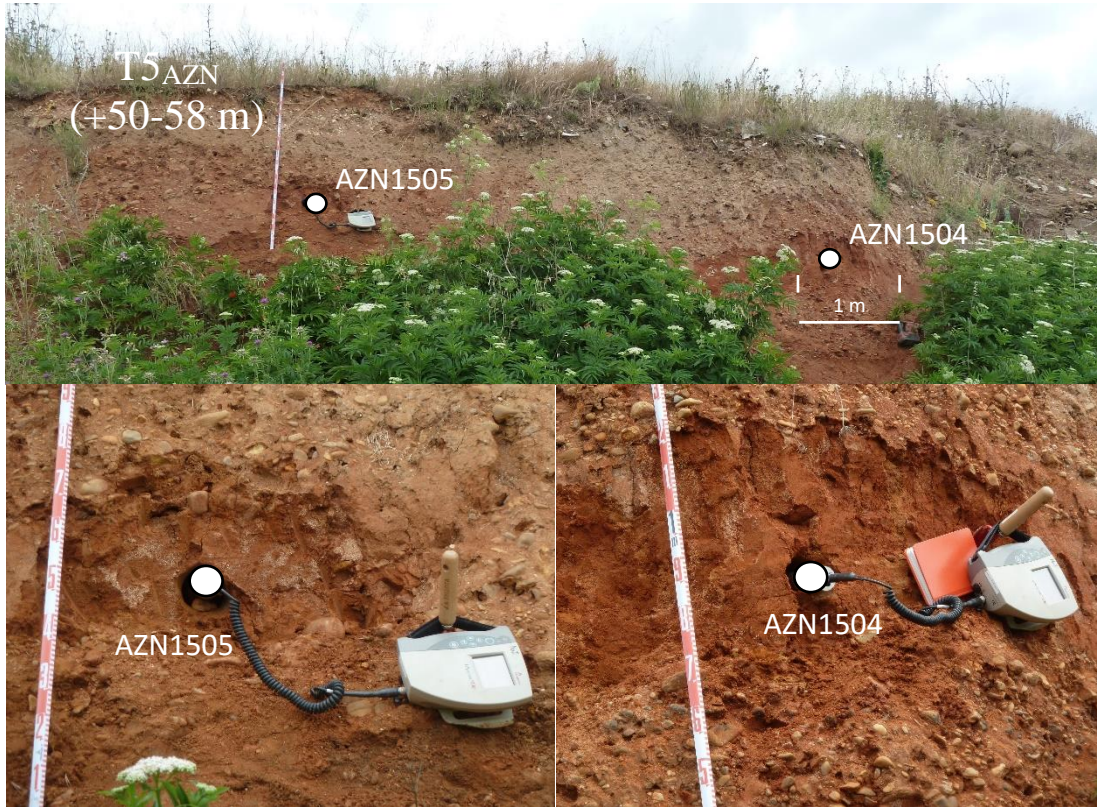


Figura 4.10. Muestreo de la terraza T5<sub>AZN</sub> (+50-58 m). del valle del río Arlanzón para datación por RPE (imágenes del Dr. Alfonso Benito-Calvo).

##### 4.1.5. Muestreo en el valle del río Arlanza

En base a los objetivos de este trabajo, se muestrearon las terrazas T4<sub>AZA</sub> (+84-87 m), T5<sub>AZA</sub> (+73-79 m) y T13<sub>AZA</sub> (+12-17 m) del valle del río Arlanza.

Las muestras AZA1506 y AZA1507 se tomaron en dos afloramientos diferentes correspondientes a la terraza colgada a +84-87 m. Este nivel está compuesto por un ortoconglomerado de cantos metamórficos centimétricos sin apenas matriz sedimentaria (Benito-Calvo, 2004) (Figura 4.11).

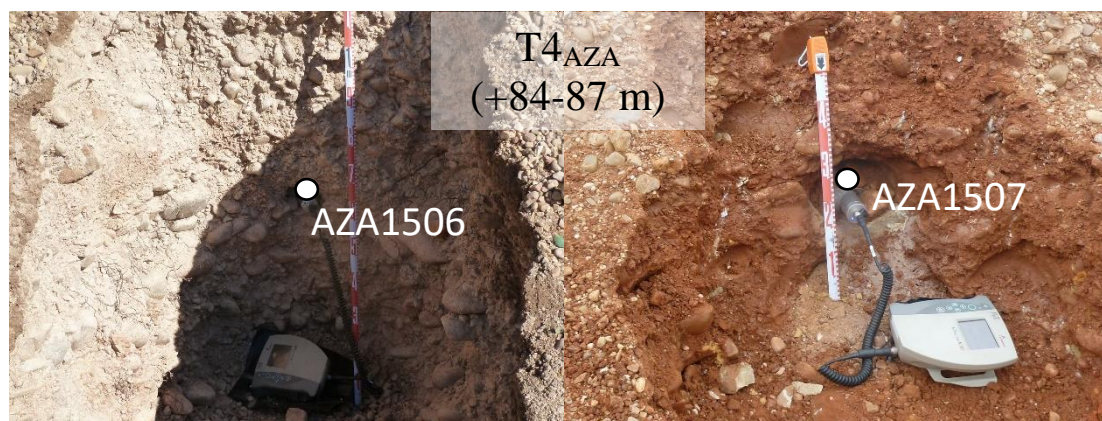


Figura 4.11. Muestreo de la terraza T4<sub>AZA</sub> (+84-87 m) del valle del río Arlanza para datación por RPE (imágenes del Dr. Alfonso Benito-Calvo).

El nivel situado a +73-79 m presenta un afloramiento mejor debido a su explotación para la obtención de áridos. Esta terraza está compuesta por gravas de composición cuarcítica sin cantos imbricados. Entre las barras de gravas, se han descrito niveles de arenas de grano medio (Benito-Calvo, 2004). En este nivel se tomaron las muestras AZA1501, AZA1502 y AZA1503, todas ellas en un mismo paquete de gravas (Figura 4.12).

La terraza T13<sub>AZA</sub> (+12-17 m) está compuesta por cantos cuarcíticos imbricados. Entre las barras de gravas también se intercalan niveles arenosos (Benito-Calvo, 2004). Las muestras AZA1504 y AZA1505 se tomaron en una misma barra de gravas con una matriz areno-arcillosa (Figura 4.13).

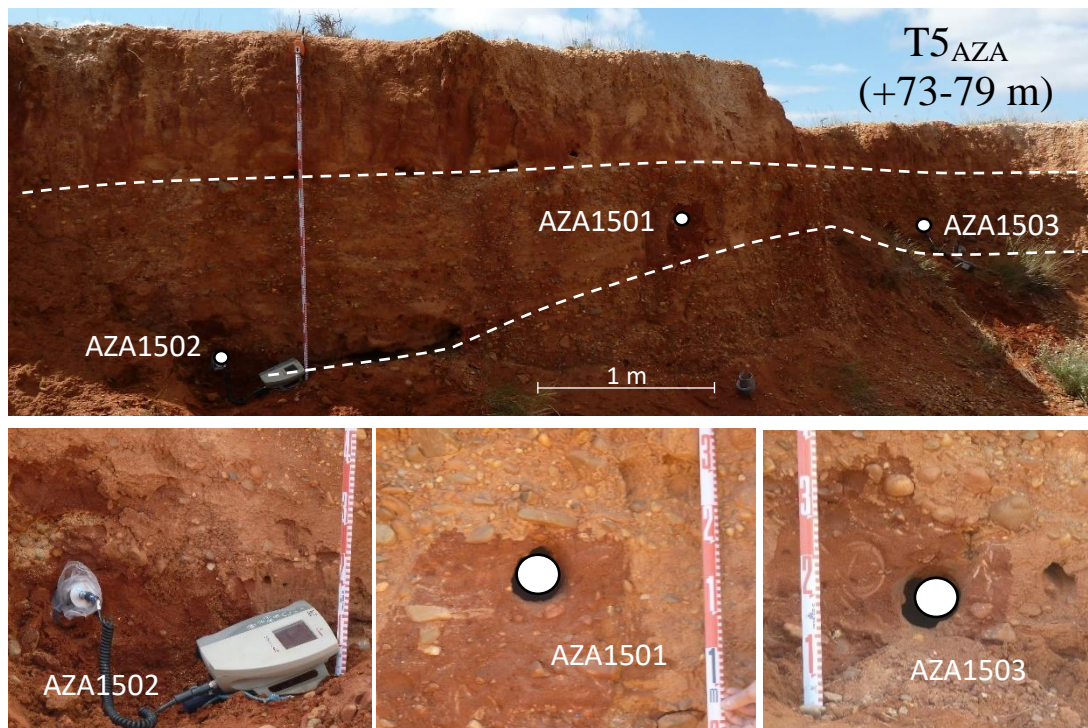


Figura 4.12. Muestreo de la terraza T5<sub>AZA</sub> (+73-79 m) del valle del río Arlanza para datación por RPE (imágenes del Dr. Alfonso Benito-Calvo).

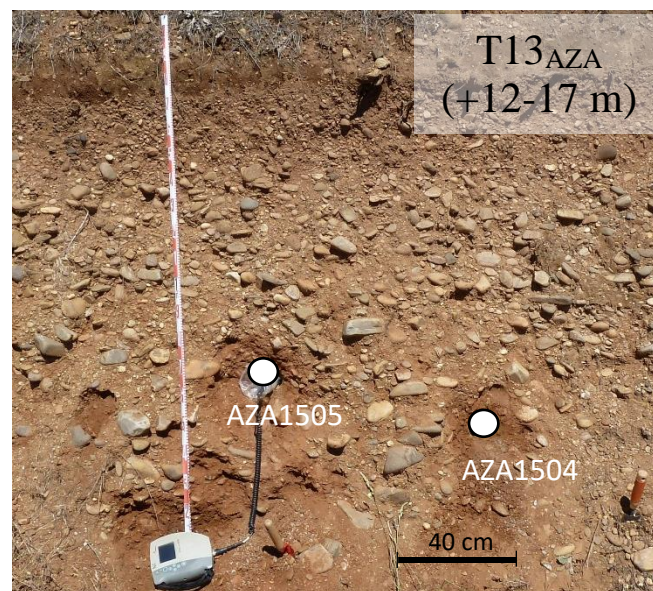


Figura 4.13. Muestreo de la terraza T13<sub>AZA</sub> (+12-17 m) del valle del río Arlanza para datación por RPE (imagen del Dr. Alfonso Benito-Calvo).

## 4.2. Métodos de datación

### 4.2.1. Resonancia Paramagnética Electrónica (RPE) aplicada a cuarzo sedimentario

Aunque los términos de “Resonancia Paramagnética Electrónica” y “Resonancia de Espín Electrónico” se refieren a la misma técnica, en castellano se utiliza más el primero. Por el contrario, en inglés se utiliza preferentemente el segundo término (*Electron Spin Resonance*) (Duval, 2018, 2022).

En este trabajo, se utilizará el término de “Resonancia Paramagnética Electrónica” y su respectivo acrónimo (RPE). Sin embargo, las publicaciones científicas derivadas de la presente tesis se han escrito en inglés y, por lo tanto, se ha utilizado el término *Electron Spin Resonance* (ESR).

Esta técnica espectroscópica sirve para caracterizar electrones desapareados, llamados radicales libres, que se acumulan en la estructura electrónica de moléculas orgánicas e inorgánicas (Bertrand, 2010; Ikeya, 1993). Cabe destacar que la RPE se utiliza, no solamente en el campo de la geocronología, sino también en ámbitos tan variados que abarcan desde la investigación fundamental en Física y Química hasta aplicaciones prácticas en Biología y Medicina (Bertrand, 2014). En el ámbito de la Geología del Cuaternario y de la Arqueología se aplica, fundamentalmente, como método de datación numérica, formando parte del conjunto de los métodos de datación de cargas atrapadas, junto con las técnicas de la Luminiscencia (Grün, 1997; Walker, 2005).

Su fundamento para datar granos de cuarzo sedimentarios ópticamente blanqueados se basa en que la energía de la luz solar al incidir en los granos de cuarzo durante su transporte es capaz de liberar los radicales libres que se han ido acumulando en su estructura cristalina durante su historia geológica, blanqueando la señal paramagnética de estos electrones desapareados. Cuando el grano de cuarzo se sedimenta y deja de recibir luz solar, se comienzan a acumular de nuevo esos radicales libres debido a la exposición a la radiación natural. Mediante RPE, se puede medir la proporción de radicales libres acumulados en su estructura cristalina, pudiendo estimar cuanto tiempo llevan enterrados

los granos de cuarzo sedimentario (Grün, 1989; Voinchet et al., 2004; Walker, 2005; Yokoyama et al., 1985).

Esta técnica tiene un rango de datación bastante amplio, que se extiende desde aproximadamente 10 ka (Ben Arous, Bateman, et al., 2024; Wieser et al., 2005), hasta aproximadamente 2-5 Ma (Ben Arous et al., 2022; Laurent et al., 1998).

La RPE es un método muy versátil puesto que permite datar una gran diversidad de materiales como carbonatos, fosfatos, silicatos y sulfatos (Grün, 1989; Ikeya, 1993; Rink, 1997; Schellmann et al., 2008), por lo que se puede aplicar en una gran variedad de ambientes geológicos (Benito-Calvo et al., 2022; Blackwell, 2006; Buhay et al., 1988; del Val et al., 2022; Duval et al., 2022; Moreno et al., 2021; Voinchet et al., 2019). En especial, esta técnica ha servido para aportar un marco cronológico a importantes yacimientos arqueo-paleo-antropológicos a nivel mundial (Ben Arous et al., 2025; Blackwell et al., 2005; Duval et al., 2024; Grün & Stringer, 1991; Liu et al., 2010; Moreno et al., 2015; Priya et al., 2022; Thorne et al., 1999; Voinchet et al., 2020). Para una comprensión del estado de arte del método de RPE, se recomienda al lector los artículos de Blackwell *et al.* (2016) y Duval *et al.* (2020).

##### 4.2.1.1. Breve contexto histórico de la RPE

Las técnicas de carga atrapada se desarrollaron en el siglo XX gracias a los avances teóricos y empíricos que se realizaron en el campo de la espectroscopía. Dentro del panorama científico de principios del siglo XX, merece la pena mencionar la escuela de espectroscopistas españoles en Madrid que a través de sus trabajos ayudó decisivamente al desarrollo teórico-práctico de esta disciplina (J. M. Sánchez Ron, 1994).

Entre sus integrantes, destaca el joven físico zaragozano Miguel Antonio Catalán Sañudo que, tras la observación de espectros de átomos complejos, detectó líneas entre las que existían regularidades características que denominó “multipletes”. El descubrimiento de los “multipletes” por Catalán en 1921 y la publicación en los años siguientes de diferentes

artículos en los que se introducía esta idea ayudó a una mejor comprensión de los estados energéticos de los elementos con varios electrones (Catalán, 1922, 1923). El descubrimiento de los multipletes fue muy importante en su momento, ya que supuso uno de los primeros indicios de la importancia del espín electrónico en el estudio de los átomos (J. M. Sánchez Ron, 1994; J. Sánchez Ron, 2001; Rico-Avello, 2023). En RPE, los multipletes son fundamentales, ya que son la representación gráfica en los espectros de las variaciones de energía al cambiar los estados del espín, cuya detección mediante esta técnica sirve para datar.

El fenómeno físico de RPE fue observado por primera vez en la década de 1930 (Gorter & Kronig, 1936), siendo descrito en mayor profundidad por Zavoisky (1945) a mediados del siglo XX (visto en Ikeya, 1993; Rink, 1997; Walker, 2005).

La técnica de RPE fue utilizada por primera vez para datar unas muestras de apatito de Durango, México en un trabajo pionero por E. J. Zeller, P. W. Levy y P. L. Mattern (1967) en la segunda mitad del siglo XX. Desde el portal de la Agencia Internacional de Energía Atómica (en inglés International Atomic Energy Agency, IAEA [https://inis.iaea.org/search/search.aspx?orig\\_q=RN:38058856](https://inis.iaea.org/search/search.aspx?orig_q=RN:38058856) ) se puede acceder a las actas del simposio de “Radioactive Dating and methods of Low-level counting” celebrado en Mónaco donde no solo se encuentra la publicación relacionada con la comunicación, sino que también está mecanografiada la discusión que tuvo lugar después. Entre los científicos que participaron figuran H. I. Wendt, R. M. Walker, M. J. Aitken, C. Allegre, J. M. Nielsen, J. J. R. Labeyrie y P. E. Damon. Posteriormente, rara vez se utilizó como herramienta geocronológica (Grün, 1989), hasta que los trabajos pioneros publicados por Motoji Ikeya (1975, 1978) a finales del siglo XX, pusieron en valor su utilidad para datar estalactitas en yacimientos paleo-arqueológicos (visto en Falguères, 2020).

Un reciente artículo publicado por Grün (2020) nos muestra una visión muy personal de la historia de la datación por RPE basada en su dilatada experiencia. Nos aporta un documento gráfico muy interesante en el cual aparece la primera generación de geocronólogos de RPE. Esta fotografía está tomada en el primer simposio internacional de datación por RPE celebrado en Ube, Canadá, en 1985. Esta primera generación

desarrolló sus investigaciones en los laboratorios del *Museum National d'Histoire Naturelle* (MNHN), en París creado gracias al apoyo del académico Henry de Lumley. Desde entonces ha ido incrementando el número de científicos dedicados al estudio de las técnicas de datación de carga atrapada aplicadas especialmente en dientes y granos de cuarzo de yacimientos arqueológicos (Duval et al., 2020). El creciente interés de la comunidad por esta herramienta geocronológica queda ilustrado por la reciente creación de una nueva generación de laboratorios que albergan instalaciones para la datación por RPE y Luminiscencia (por ejemplo, el Instituto Leibniz de Geofísica Aplicada, Alemania; el Centro Nacional de Investigación sobre la Evolución Humana (CENIEH), España; la Universidad de Lausana, Suiza; la Universidad Babes-Bolyai, Rumania) (Duval et al., 2020).

### 4.2.1.2. Principio físico general

Todas las técnicas de datación que se agrupan en la familia de los métodos paleodosimétricos se basan en un mismo fundamento físico. A diferencia de la técnica de datación por series de Uranio donde se mide directamente el reloj cronológico de la muestra, en este conjunto de técnicas se analiza el daño acumulativo que sufre el material al estar expuesto a una fuente de radiación. Es decir, se calcula su edad midiendo la cantidad de electrones desapareados que se han ido acumulando en los defectos de la red cristalina al cabo de un determinado periodo. Todas estas técnicas parten del principio por el cual cuanto mayor sea el número de electrones atrapados, mayor ha sido el tiempo de exposición a una fuente de radiación y, por lo tanto, más antiguo es el material que alberga esos defectos cristalinos (Aitken, 1990; Grün, 1997, 2008; Ikeya, 1993).

El Uranio (U), Thorio (Th) y Potasio (K) son elementos radioactivos que están presentes de forma natural en el sedimento (Aitken, 1998; Grün, 1997). La desintegración radioactiva de estos elementos emite radiaciones ionizantes que aportan energía para que los electrones se muevan desde niveles energéticos menores (banda de valencia) a mayores (banda de covalencia) (Grün, 1997).

Al volver a un estado de energía menor, algunos electrones pueden quedar “atrapados” entre ambas bandas debido a los defectos de la red cristalina, recibiendo el nombre de centros paramagnéticos. La detección de estos centros paramagnéticos se utiliza para datar en los métodos paleodosiméticos o de carga atrapada (Ikeya, 1993).

En contraposición con otros métodos de datación, la cantidad de electrones atrapados no se identifica por la emisión de calor (Termoluminiscencia) o luz (Luminiscencia Ópticamente Estimulada), sino que se utilizan las propiedades magnéticas de los electrones atrapados (Aitken, 1990). Una ventaja de este método frente a las técnicas que quedan englobadas con el término de Luminiscencia es que, al no liberarse los electrones, se pueden medir las muestras tantas veces como sea necesario.

Para medir las propiedades magnéticas de los electrones atrapados, la muestra se sitúa en un campo magnético fuerte producido por dos grandes imanes y se expone a una radiación electromagnética de alta frecuencia. Mientras que el campo magnético se modifica la frecuencia permanece constante, llegando a excitar a los electrones y produciéndose el fenómeno de resonancia. La intensidad de esa señal puede medirse mediante espectrometría de RPE. Cuanto mayor sea la señal del espectro de RPE, mayor es el número de electrones atrapados (Aitken, 1990; Grün, 1989).

Para establecer la edad de una muestra es necesario determinar la Dosis Equivalente ( $D_E$ ) (también llamada dosis acumulativa, o paleodosis) y estimar la cantidad de radiación media a la que ha estado expuesta la muestra, es decir, la Dosis Total ( $D$ ).

#### 4.2.1.2.1. Mecanismo físico

Para entender el funcionamiento de esta técnica de datación es fundamental comprender, aunque sea de forma somera, los principios básicos de la mecánica cuántica. Aunque nuestro objetivo básico es utilizar la técnica RPE sin entrar en la complejidad del formalismo mecanocuántico, lo cierto es que este procedimiento es cada vez más importante en el mundo de la Arqueología y la Geología, de modo que conviene conocer

sus rudimentos de una manera sencilla, pero lo más rigurosa posible. Para aquellas personas que quieran profundizar más en los aspectos teóricos, en la bibliografía incluimos algunos trabajos en los que se tratan con más amplitud y rigor matemático (Bertrand, 2010; Kittel, 2012).

La teoría de bandas es un modelo que se utiliza para analizar la estructura atómica de los sólidos (Figura 4.14). El principio de exclusión de Pauli establece que un nivel energético u orbital puede estar, como máximo, ocupado por dos electrones, diferenciándose ambos exclusivamente por su número magnético cuántico o espín ( $m_s$ ). El espín ( $m_s$ ), a diferencia de los otros números cuánticos, sólo puede tener dos valores  $+ \frac{1}{2}$ ,  $- \frac{1}{2}$ .

La agrupación de esos orbitales en niveles energéticos proporciona la configuración electrónica de un átomo. El área más externa al átomo contiene los orbitales de valencia, los cuales albergan los electrones involucrados en las reacciones químicas. Al trabajar con un sólido formado por muchos átomos que interactúan entre sí, el número de orbitales de valencia es tan grande y la diferencia de energía entre cada uno de ellos tan pequeña que se puede considerar que forman bandas, por eso la teoría que describe la estructura atómica de los sólidos se llama teoría de bandas.

Esta teoría se basa en el hecho de que en los sólidos se forman un número discreto de orbitales moleculares que se agrupan en dos niveles energéticos: 1) la banda de valencia (baja energía) y 2) la banda de conducción (alta energía).

En la banda de valencia, se encuentran los electrones emparejados que intervienen en los enlaces atómicos, mientras que en la banda de conducción están los electrones en estado libre, es decir, aquellos que se pueden mover libremente en la red cristalina del mineral. Estas dos bandas pueden estar separadas por una zona denominada “banda prohibida” donde teóricamente no puede haber electrones. La banda prohibida queda definida por la diferencia energética entre la banda de valencia y la banda de conducción.

En materiales conductores ambas bandas se solapan, lo que permite la total movilidad de los electrones. Por el contrario, en los aislantes, la energía necesaria para romper un enlace y formar un electrón desapareado que pase a la banda de conducción es elevada, por lo que la movilidad electrónica será nula. Los semiconductores, como el cuarzo, son sustancias muy interesantes puesto que permiten la movilidad de algunos electrones si se someten a presiones o temperaturas elevadas o, si se añaden impurezas (Kittel, 2012) (Figura 4.14).

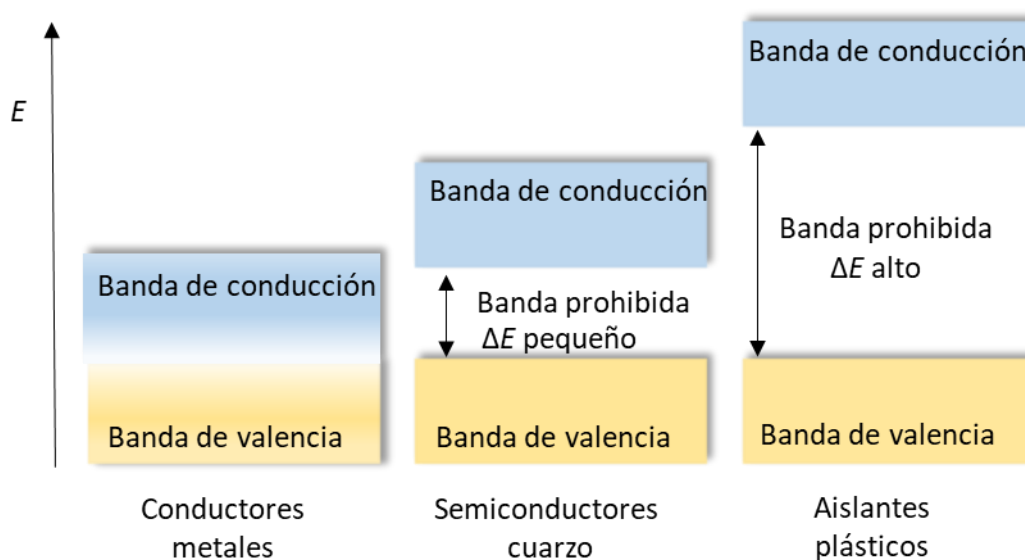


Figura 4.14. Esquema de la teoría bandas aplicada a sólidos, siendo  $E$  la energía.

Como se ha explicado anteriormente, para estudiar la distribución y movimiento de los electrones en sólidos es necesario aplicar la teoría de bandas, teniendo en cuenta que los electrones siempre tienden a estar en el nivel de menor energía.

Los radioelementos (U, Th y K) emiten radiaciones alfa ( $\alpha$ ), beta ( $\beta$ ) y gamma ( $\gamma$ ) que, junto a la radiación cósmica, ionizan los electrones de los minerales, rompiendo los enlaces moleculares y generando huecos cargados positivamente en la banda de valencia, mientras que los electrones no apareados pasan a la banda de conducción (Figura 4.15A). En sólidos con una estructura cristalina perfecta, los electrones que pasaron a la banda de

conducción vuelven a su estado inicial, ya que la mayoría de las moléculas estables tienen una configuración de capa cerrada, es decir, tienen todos sus electrones emparejados en el estado energético menor. Sin embargo, los sólidos suelen tener una red cristalina imperfecta debido a la presencia de vacantes, iones intersticiales, impurezas, dislocaciones, etc. Por ejemplo, en la red cristalina del cuarzo, el silicio ( $\text{Si}^{4+}$ ) es un átomo que puede ser sustituido por el Titanio ( $\text{Ti}^{4+}$ ) ya que, al tener un radio atómico mayor, deforma la red cristalina primigenia (véase explicación más detallada en el apartado 4.2.1.6.3.2). Estos defectos cristalinos favorecen la aparición de niveles energéticos en la banda prohibida (Figura 4.15B). Parte de estos electrones desapareados se quedan atrapados en estos niveles energéticos. El número de electrones atrapados es proporcional a la dosis de irradiación natural recibida (Aitken, 1998; Grün, 1997).

Los electrones atrapados se caracterizan por una energía de activación  $E_a$  o "profundidad" de la trampa. Este término se utiliza para denominar a la cantidad de energía en electronvoltio (eV) necesaria para liberar al electrón que queda atrapado. Su valor está relacionado con el tiempo de vida de la trampa. Cuanto mayor sea la energía de activación de una trampa (o cuanto más profunda sea la trampa), mayor será su vida útil. Cuanto más profunda es esta trampa, mayor estabilidad tiene en el tiempo y más interesante es para utilizarse como herramienta geocronológica. Específicamente, las trampas que pueden medirse mediante una señal de RPE se denominan "centros paramagnéticos". Los centros paramagnéticos pueden ser de varios tipos, principalmente debido a defectos

estructurales preexistentes en el mineral por impurezas o sustituciones iónicas, o radicales libres (Ikeya, 1993).

En la sección 4.2.1.6.3 se explicará en mayor profundidad los radicales libres asociados a la estructura cristalina del cuarzo.

La técnica de datación por Resonancia Paramagnética Electrónica se basa, por tanto, en la acumulación a lo largo del tiempo de electrones desapareados en estructuras cristalinas con defectos debido a la energía ionizante a la cual están sometidos estos materiales.

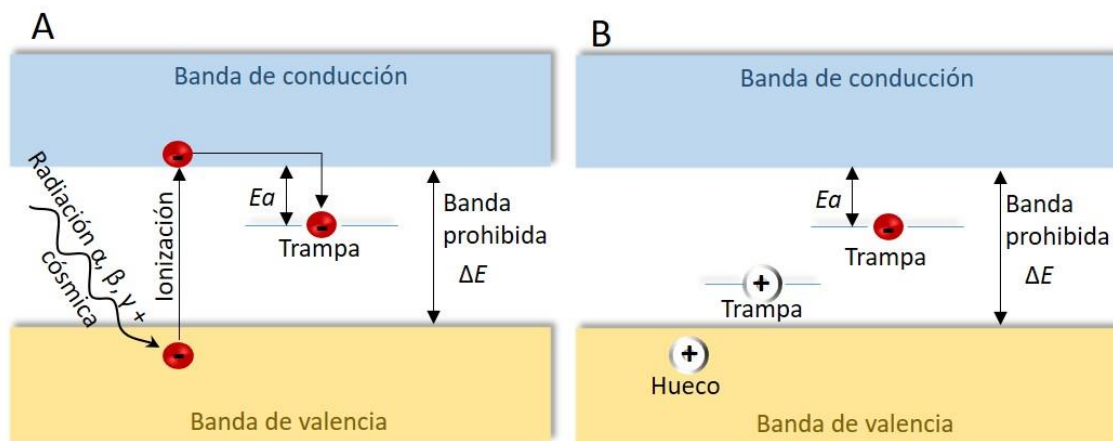


Figura 4.15. Formación de las trampas electrónicas o centros paramagnéticos según la teoría de bandas aplicada a sólidos. Modificado de Grün, (1989).

#### 4.2.1.2.2. Paramagnetismo adquirido en los granos de cuarzo

El cuarzo, en condiciones teóricas, es un material diamagnético porque presenta un número par de electrones emparejados. Sin embargo, la presencia de electrones libres en su configuración electrónica debido a las impurezas en la red cristalina y la radiación ionizante provocan que se comporte como un material paramagnético cuando se le aplica un campo magnético externo  $H$ .

El electrón presenta un momento magnético cuántico o espín ( $m_s$ ) que se produce por la combinación del giro sobre sí mismo junto con su carga negativa, siendo esta propiedad intrínseca en los mismos. El espín puede orientarse en paralelo ( $m_s = +\frac{1}{2}$ ) o antiparalelo ( $m_s = -\frac{1}{2}$ ) a un campo magnético externo  $H$ . Al aplicar un campo magnético externo, algo más de la mitad de los electrones libres se van a orientar paralelamente al campo aplicado, mientras que el resto se orientarán de forma antiparalela, lo que genera que la molécula se comporte, momentáneamente, como un material paramagnético.

Los electrones libres que se encuentran atrapados en la banda prohibida son indiferenciables energéticamente. Sin embargo, este fenómeno permite separar a la población de radicales libres en dos niveles energéticos, siendo la diferencia energética entre ambos niveles detectable mediante RPE. Por eso, estas propiedades magnéticas junto con el espín son tan importantes para la datación por RPE.

##### 4.2.1.2.3. Detección de los centros paramagnéticos

En este trabajo, la fuerza de un campo magnético exterior independiente se ha denominado con la letra  $H$ , mientras que la fuerza del campo magnético adquirido por el material se denomina con la letra  $B$ . Ambos fenómenos físicos se relacionan con la siguiente fórmula, donde  $\mu$  es la permeabilidad magnética del material:

$$B = \mu H \quad 1$$

A continuación, se va a utilizar esta terminología para explicar la detección de los centros paramagnéticos.

La señal en espectroscopía de RPE es detectada gracias al efecto Zeeman junto con la ecuación fundamental de espectroscopía (Aitken, 1990; Grün, 1989; Poupeau & Rossi, 1985).

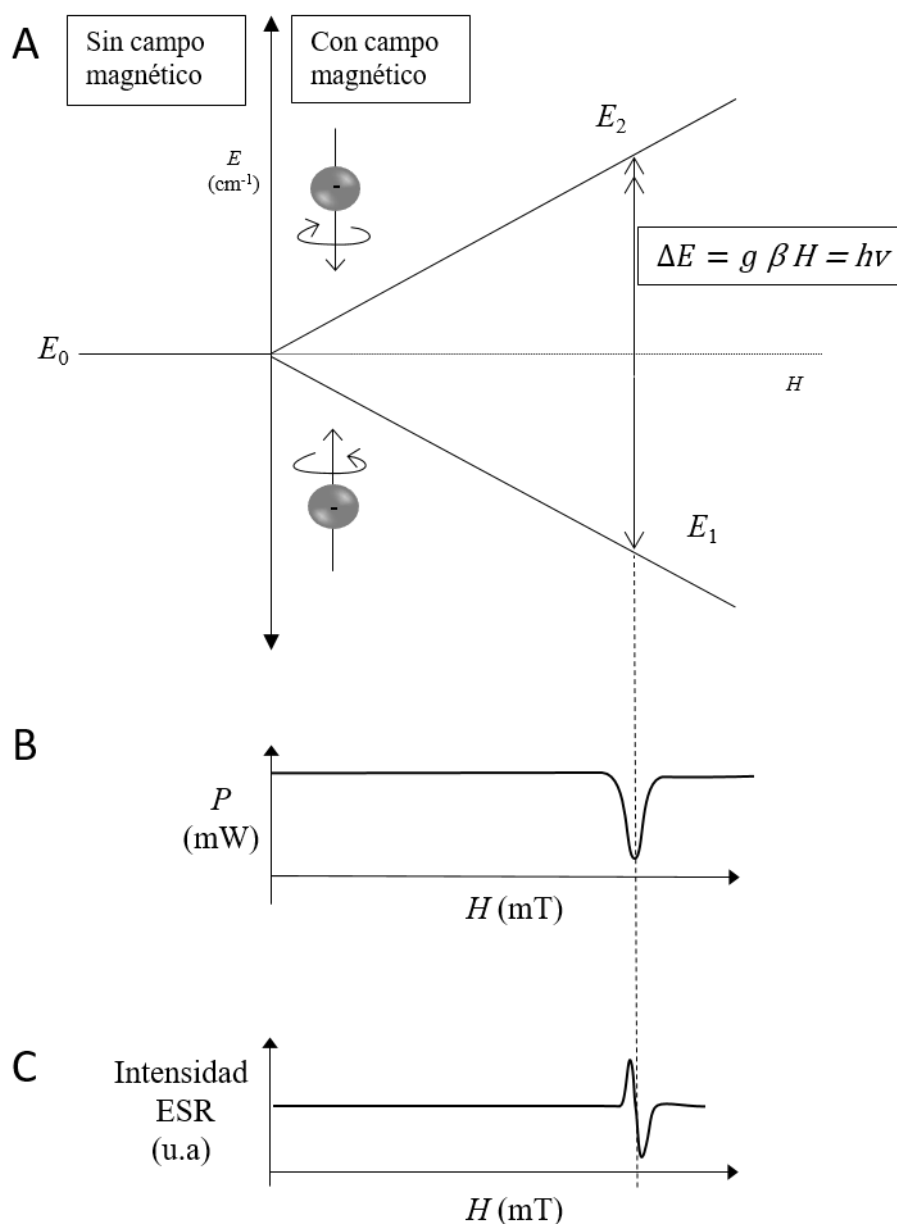


Figura 4.16. Efecto Zeeman. A) Al aplicar un campo magnético externo  $H$  los electrones desapareados se dividen en dos niveles energéticos según el valor del espín. Conforme se va variando  $H$  incrementa la diferencia energética entre las dos poblaciones de radicales libres. Cuando el  $\Delta E$  es igual a la  $E$  asociada una onda de microonda, los electrones son capaces de cambiar de estado energético. B) Para cambiar de estado energético, los radicales libres absorben energía que se detecta en un espectro. C) A este espectro se le aplica la primera derivada para poder ser analizado. Modificado de Poupeau y Rossi, (1985).

El efecto Zeeman predice que, en presencia de un campo magnético, los momentos magnéticos de los electrones desapareados se agrupan formando dos poblaciones con un nivel de energía característico para cada una. En presencia de un campo magnético

externo con una intensidad de  $H \neq 0$ , el momento magnético de los electrones desapareados que se alinean de forma antiparalela adquirirá un nivel energético menor, mientras que aquellos orientados paralelamente al campo magnético tienen más energía. De este modo, electrones no apareados, indistinguibles energéticamente, forman dos poblaciones de electrones diferenciables en función de su valor de espín (Figura 4.16). La separación en estados energéticos para electrones sin aparear queda definida por las siguientes fórmulas:

$$E_x = m_s g \beta B \quad 2$$

$$E_1 = -1/2 g \beta B \quad 3$$

$$E_2 = 1/2 g \beta B \quad 4$$

$$\Delta E = g \beta B \quad 5$$

Donde  $E_x$  es la energía para cada nivel;  $\Delta E$  es la diferencia de energía entre las dos poblaciones en T.A.m<sup>2</sup>;  $m_s$  es el valor del espín;  $g$  es el factor de Landé, que adquiere el valor de  $g = 2,0023$  para electrones no apareados;  $\beta$  es el magnetón de Bohr ( $\beta = 9,274 \times 10^{-24}$  A. m<sup>2</sup>), y  $B$  es la fuerza del campo magnético en resonancia (en Tesla). Como el factor  $g$  y el magnetón de Bohr son constantes, la ecuación implica que la separación de los niveles de energía es directamente proporcional a la fuerza del campo magnético.

Por otro lado, la ecuación fundamental que describe todas las técnicas espectroscópicas está definida por la relación entre la energía y la frecuencia de una onda electromagnética:

$$E = h \nu \quad 6$$

Donde  $h$  es la constante de Planck ( $h \approx 6,625 \times 10^{-34}$  J.s) y  $\nu$  la frecuencia de la onda en Gigahercios (GHz).

Por lo tanto, si queremos excitar a los electrones desapareados con una onda electromagnética se tiene que cumplir la condición de resonancia, es decir, que la energía

de la onda incidente sea igual a la diferencia de energía entre los dos niveles electrónicos ( $h \nu = \Delta E$ ). Combinando ambos fenómenos físicos obtenemos la ecuación fundamental de espectroscopía de RPE:

$$h \nu = g \beta H \quad 7$$

De este modo, cuando se cumple la condición de resonancia es posible medir la señal RPE de una muestra.

Al ir aumentando el campo magnético, la diferencia energética entre las dos poblaciones de electrones desapareados aumenta hasta ser igual a la energía asociada a la frecuencia de la onda microondas. En este momento, los electrones tienen suficiente energía para moverse entre los dos estados  $E_1$  y  $E_2$ . Debido a la distribución de Maxwell-Boltzmann, es más probable que los electrones se encuentren en el nivel inferior y absorban la energía para pasar al nivel  $E_2$ , lo cual es posible monitorear para obtener un espectro de absorción (Figura 4.16B). Al aplicar la primera derivada a la señal de absorción, se obtiene el espectro de RPE (Figura 4.16C) (Ikeya, 1993).

De tal manera, no se detecta el número total de electrones, pero sí la diferencia energética entre las dos poblaciones de electrones desapareados al estar expuestos a un fuerte campo magnético externo (Ikeya, 1993).

Durante el fenómeno de relajación, los electrones que han pasado al nivel  $E_2$  vuelven a un estado energético menor, emitiendo energía. Mientras que esta transición energética sea continua, el material puede ser utilizado como herramienta geocronológica (Ikeya, 1993). Por el contrario, si solo se produjese el fenómeno de absorción llegaría un momento en que la población de ambos niveles energéticos se igualaría. En ese momento la transición se satura y no habría una absorción neta medible.

La espectrometría RPE permite detectar la atenuación de la onda de microondas resultante de la absorción y registrar así la señal RPE de la muestra estudiada (Figura 4.16). Para observar esta señal, la condición de resonancia puede obtenerse variando la frecuencia de las microondas o variando la intensidad del campo magnético. Como técnicamente es más

sencillo variar el campo, operamos con una frecuencia fija y un campo variable. El valor del campo magnético utilizado depende de la banda de frecuencia elegida. En espectrometría RPE, existen varias bandas de frecuencia posibles. En este trabajo, se ha utilizado la banda X a una frecuencia de 9,5 gigahercios (GHz) y un campo magnético medio de 3500 gauss (G) (Tabla 4.4).

<b>Banda</b>	<b>Frecuencia</b>	<b>Campo</b>
<b>L</b>	1 GHz	360 G
<b>S</b>	4 GHz	1400 G
<b>X</b>	9,5 GHz	3500 G
<b>K</b>	24 GHz	8600 G
<b>Q</b>	34GHz	12100 G
<b>W</b>	94 GHz	33600 G

Tabla 4.4. Bandas de frecuencia y el campo magnético en gigahercios (GHz) y Gauss (G), respectivamente en resonancia para electrones desapareados (Alger, 1968; Poole 1983).

##### 4.2.1.2.3.1. Señal del espectro de RPE

Cuando se produce el fenómeno de resonancia (ver apartado 4.2.1.2.3), los electrones desapareados absorben la energía de la onda microondas dando lugar a la señal de RPE. Para hacer observable la señal de absorción de RPE, se amplifica y eliminan las perturbaciones, mediante un campo magnético oscilante de baja intensidad, generado por las bobinas de Helmholtz (ver en el apartado 4.2.1.3 las partes del espectrómetro utilizado para medir las muestras).

En el eje X del espectro de RPE se representa el campo magnético o el factor  $g$ , y en el eje Y, la intensidad de RPE en unidades arbitrarias que es proporcional al número de electrones atrapados en la muestra (Figura 4.17).

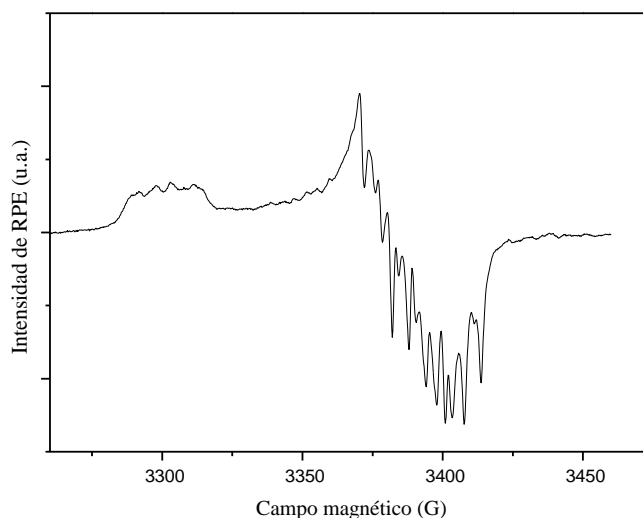


Figura 4.17. Espectro de la señal RPE del centro de Al de la muestra ZAR1803.

El factor  $g$  es un parámetro espectral relacionado con la posición de la señal de RPE característica del centro paramagnético estudiado, permitiendo localizar la posición de la línea de resonancia asociada (Aitken, 1990). El factor  $g$  o factor de Landé es una constante de proporcionalidad adimensional que relaciona el momento magnético de una partícula y su número cuántico angular. Para un electrón libre en el vacío, el factor  $g$  adquiere un valor constante de 2,0023. Sin embargo, para un electrón desapareado en una molécula, el momento magnético orbital definido por el factor  $g$  es fruto de la interacción del momento angular del electrón girando alrededor del núcleo, junto con el momento magnético del espín. Ese fenómeno se denomina acoplamiento espín-órbita y se puede calcular despejando el factor  $g$  de la ecuación fundamental de espectroscopía (7):

$$g = \frac{h\nu}{\beta B} \quad 8$$

#### 4.2.1.3. El espectrómetro de RPE

En este trabajo se han utilizado dos espectrómetros de RPE, ambos Bruker EMX, muy similares entre sí. Uno de ellos ubicado en el laboratorio de RPE del CENIEH y el otro

en el *Institut de Paléontologie Humaine* (IPH) asociado al *Muséum national d'Histoire naturelle* (MNHN), París (Francia).

Los elementos de un espectrómetro de RPE se encuentran representados en la Figura 4.18. El sistema de detección está compuesto por la consola (4), y un ordenador (7) donde se visualiza y analiza el espectro. Las medidas de sólidos cristalinos como el cuarzo se realizan a baja temperatura acoplando un sistema de refrigeración a la cavidad a través de una caña. El sistema de refrigeración está compuesto por una lechera con nitrógeno líquido a  $-180\text{ }^{\circ}\text{C}$  (6). El puente de microondas (5) es un aparato donde se encuentra el generador de microondas (en nuestro caso, tipo *Klystron*) y el detector de microondas. Está conectado a la cavidad (3) por un tubo hueco denominado guía de onda. El campo magnético está modulado por dos electroimanes (1) y las bobinas Helmholtz (2) (Figura 4.18).

Una vez introducida la muestra en la cavidad de resonancia, el campo magnético generado por los electroimanes se va cambiando mientras que el generador emite ondas de microondas con una frecuencia fija, en torno a 9,5 GHz para el cuarzo. Cuando se produce el fenómeno de resonancia (ver apartado 4.2.1.2.3), la energía de la onda de microondas es absorbida por la muestra, lo que es registrado por el detector en forma de señal de absorción.

Para más información acerca del sistema experimental de la RPE, se recomienda al lector acudir al manual de usuario del espectrómetro (Barr, 1999), y a los libros de Alger (1968) y Poole (1983).

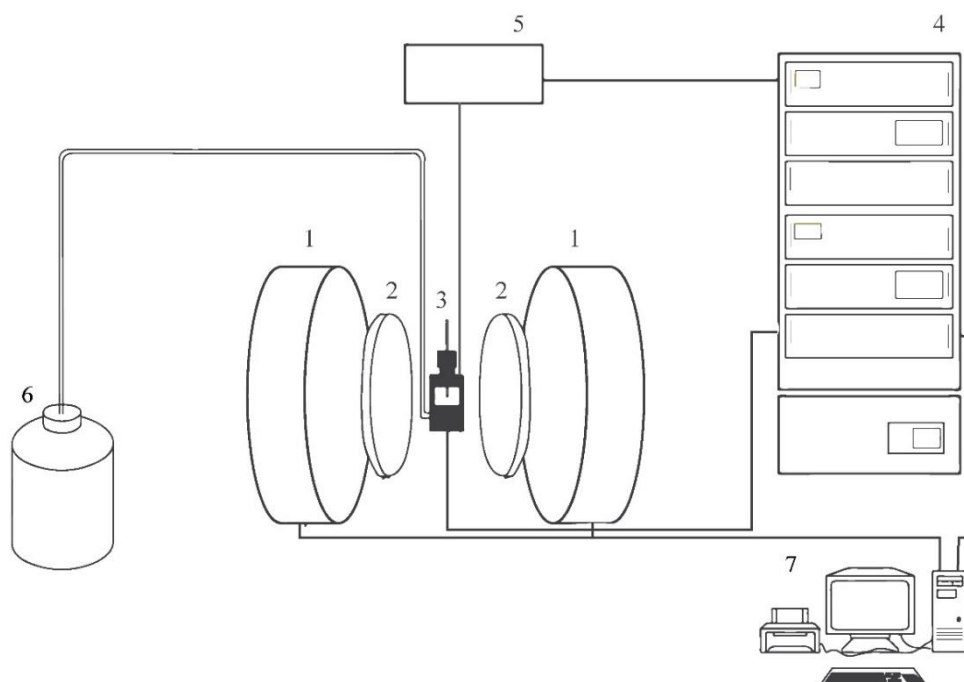


Figura 4.18. Esquema de un espectrómetro de RPE, modificado de Moreno (2011). 1: electroimán, 2: Bobinas de Helmholtz, 3: Cavidad donde se introduce la muestra. 4: Consola, 5 Generador de microondas klystron. 6: Lechera de nitrógeno líquido a -180 °C. 7: Ordenador donde se visualiza la señal.

#### 4.2.1.4. Cálculo de la edad

La ecuación aplicada para el cálculo de la edad en RPE se basa en que la intensidad de la señal de RPE de un determinado centro paramagnético es proporcional a 1) la cantidad de radiación natural (tasa de dosis), 2) al tiempo de exposición a la radioactividad al cual ha sido sometida la muestra, y 3) al número de trampas disponibles (radiosensibilidad) (Grün, 1989). La edad en RPE se puede determinar partiendo de la siguiente ecuación:

$$D_E = \int_0^T D(t) dt \quad 9$$

donde  $D_E$  (Dosis Equivalente) es la dosis total de radiación absorbida por la muestra desde su enterramiento ( $t = 0$ ) hasta su muestreo ( $t = T$ ), expresado en Gray (Gy);  $D$  (Dosis Total) es la tasa de dosis natural a la que fue sometido el material en un año, en Gy/a; y  $T$  corresponde al tiempo que la muestra ha estado expuesta a la radiación ionizante de su

entorno sedimentario. Considerando una Dosis Total constante [ $D(t) = D$ ], se puede utilizar la siguiente ecuación para calcular la edad de la muestra:

$$\text{Edad} = D_E / D \quad 10$$

El error de la edad se calculó siguiendo la siguiente fórmula, donde T es la edad (Yokoyama et al., 1985):

$$\Delta T = T \sqrt{\left(\frac{\Delta D_E}{D_E}\right)^2 + \left(\frac{\Delta D}{D}\right)^2} \quad 11$$

Por lo tanto, el cálculo de la edad en RPE depende de la determinación de la Dosis Equivalente ( $D_E$ ) y la Dosis Total ( $D$ ). La Dosis Equivalente se determina estudiando la muestra mediante espectroscopía RPE, mientras que la Dosis Total se calcula a partir del contenido en radionucleidos de su entorno geológico y su localización geográfica.

En las terrazas fluviales donde se cogieron varias muestras, además, se ha calculado la edad media ponderada, asignando un peso ( $w_i$ ) inversamente proporcional a la varianza ( $\sigma$ ) de cada medida:

$$w_i = 1 / \sigma_i^2 \quad 12$$

De este modo, aquellas edades con menor incertidumbre relativa contribuyen de forma más significativa al resultado final.

La edad promedio se obtiene sumando las edades ponderadas entre la suma de los pesos mediante la siguiente expresión

$$\bar{X} = \sum x_i \cdot w_i / \sum w_i \quad 13$$

Finalmente, la incertidumbre asociada a la edad media ponderada se obtuvo con la siguiente expresión:

$$\sigma_{\bar{x}} = \sqrt{1/\sum \cdot w_i} \quad 14$$

#### 4.2.1.5. Blanqueo óptico

En las técnicas de cargas atrapadas aplicadas a granos de cuarzo es esencial determinar si la señal de RPE se ha reseteado completamente (o blanqueado) al estar expuesta a la luz solar antes del evento geológico que se quiere datar. Este fenómeno es conocido como blanqueamiento óptico (Yokoyama et al., 1985; Voinchet et al., 2003, 2007).

El cuarzo sedimentario derivado de la alteración de rocas antiguas contiene electrones atrapados que se han ido acumulando mientras ha formado parte de la composición química de las rocas (periodo geológico). Tras su erosión, los granos de cuarzo son transportados por el agua o el viento, hasta su depósito. Durante este proceso, los granos de cuarzo están expuestos a la radiación UV del sol, borrando la señal de RPE (blanqueamiento óptico). Una vez que el cuarzo es enterrado y cesa la exposición a la luz solar, los centros paramagnéticos se vuelven a formar debido a la radiactividad natural (periodo sedimentológico). El evento datado corresponde, por lo tanto, al tiempo transcurrido desde que la muestra dejó de estar expuesta a la luz ( $T_0$ ) hasta que se toma la muestra (T) (Voinchet et al., 2004) (Figura 4.19).

Mientras que el centro de Titanio (Ti) tiene una cinética de blanqueamiento muy rápida, pudiéndose resetear su señal en menos de 20 días, la señal de aluminio (Al) presenta una cinemática más lenta, (Toyoda et al., 2000), lo que introduce incertidumbre sobre la posibilidad de un blanqueo incompleto durante el transporte.

Además, según indican los experimentos realizados en simuladores de luz solar, la señal de Al no se llega a blanquear completamente (Rink et al., 2007; Tissoux et al., 2007;

Toyoda et al., 2000), necesitando aproximadamente 2 meses hasta alcanzar un valor mínimo (valor *plateau*) (Voinchet et al., 2003).

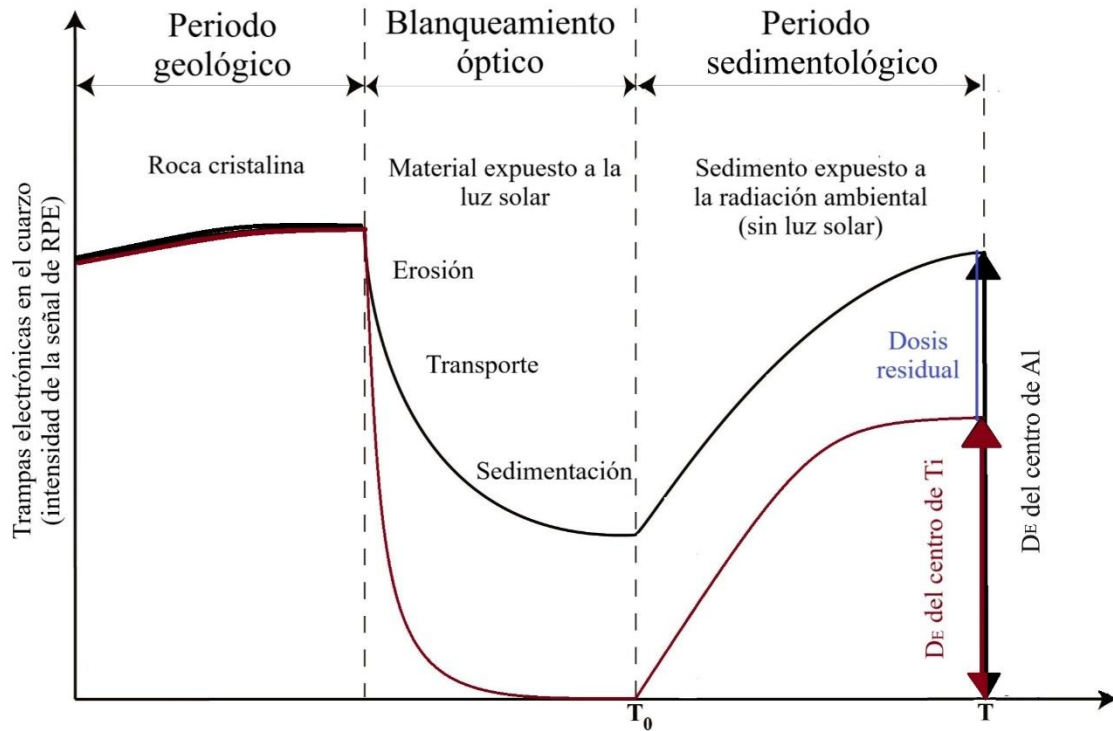


Figura 4.19 Esquema de la evolución de la señal de RPE en el centro de aluminio (Al) y del Titanio (Ti) modificado de Voinchet *et al.* (2004). La evolución de la señal del centro de Al está representada por la línea negra, mientras que la señal asociada a los centros de Ti está en rojo.

La dosis residual en el centro de Al se debe a la presencia de “trampas profundas”, cuya energía de activación es mayor que la proporcionada por la radiación UV y, por consiguiente, los electrones se mantienen atrapados. Esta dosis residual es específica en cada muestra, por lo que se debe calcular y restar sistemáticamente. De lo contrario se sobreestimaría el cálculo de la Dosis Equivalente ( $D_E$ ) (Tissoux et al., 2012) (Figura 4.19).

#### 4.2.1.6. Determinación de la Dosis Equivalente

En este trabajo, así como en la mayoría de los estudios para datar granos de cuarzo, se ha utilizado el método de dosis aditiva en múltiples alícuotas (*Multiple Aliquot Additive Dose approach*) (Ikeya, 1993), para obtener el parámetro de  $D_E$ . Aunque son menos habituales, existen también otros métodos, principalmente utilizados para datar muestras recientes, como el regenerativo o la irradiación de una única alícuota multigranular (Tissoux et al., 2008; Toyoda et al., 2009; Richter et al., 2020; Ji et al., 2022).

Además, en este trabajo, se han calculado varios valores de  $D_E$  en una misma muestra, aplicando la metodología de los centros múltiples (*Multiple Centres approach*) (ver apartado 4.2.1.6.2) (Duval et al., 2015; Tissoux et al., 2007, 2008; Rink et al., 2007). Esta metodología fue aplicada por primera vez por Toyoda et al. (2000) y se ha convertido en un requisito mínimo para aportar edades robustas mediante RPE (Duval et al., 2017, 2020).

##### 4.2.1.6.1. Método de las dosis aditivas

El método de las dosis aditivas consiste en separar la muestra en varias alícuotas multigranulares con la misma masa, para irradiarlas artificialmente con una dosis conocida cada vez mayor. En el caso de la datación de granos de cuarzo, una alícuota se preserva en su estado natural (alícuota natural), y otra se blanquea artificialmente (ver apartado 4.2.1.5). De tal forma, cada alícuota presenta un valor de intensidad de RPE cada vez mayor, generando una curva de crecimiento, a partir de la cual se puede extrapolar el valor de  $D_E$  ajustando una función matemática que pase por las intensidades de RPE (Figura 4.20).

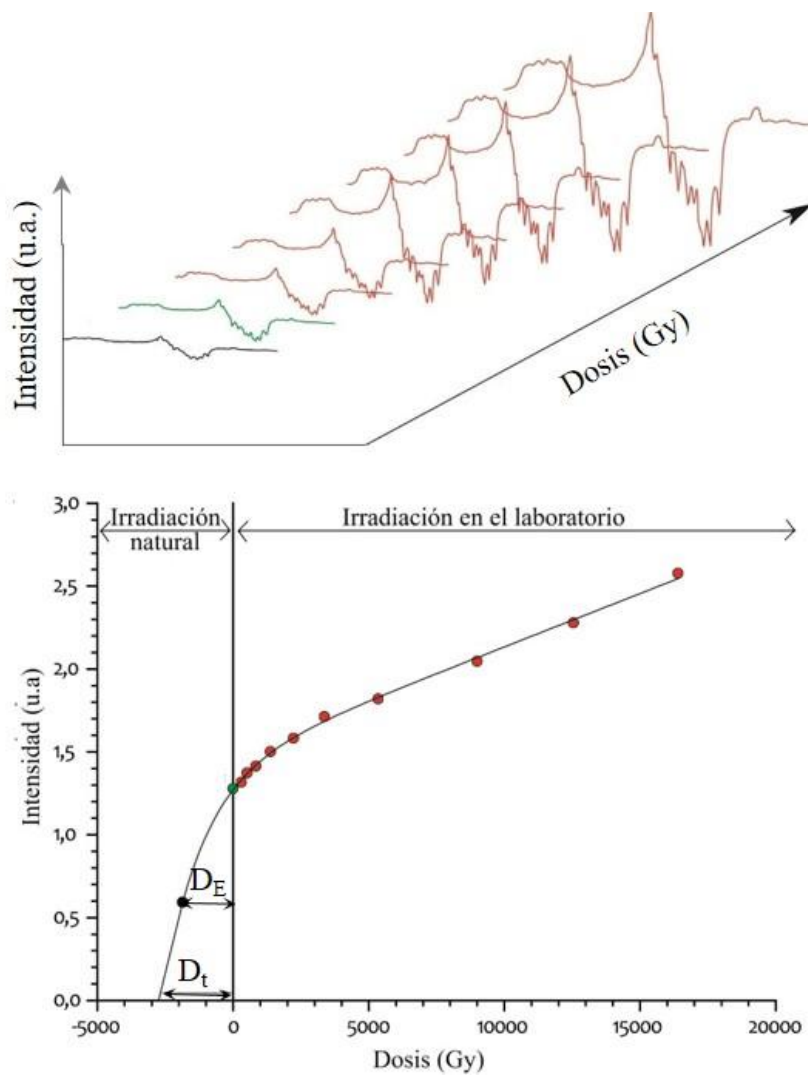


Figura 4.20. Evolución de la intensidad de la señal del centro del Al en función de las dosis de irradiación. En rojo están representados los espectros (arriba) y la intensidad de la señal asociada a una dosis de irradiación artificial (abajo). En verde, se ha señalado la señal (arriba), así como la intensidad de RPE (abajo) proveniente de la alícuota natural. La señal e intensidad de la alícuota blanqueada artificialmente está en negro. En el centro de Al, la  $D_E$  es la dosis equivalente que se obtiene al restar la dosis residual, mientras que la  $D_t$  es la suma de la  $D_E$  más la dosis residual que no se blanquea en este centro. Modificado de Moreno (2011).

#### 4.2.1.6.2. Método de los centros múltiples

El método de los centros múltiples (*Multiple Centres approach*) es una metodología propuesta por varios autores para comprobar si la señal de Al se ha blanqueado correctamente durante su transporte. Se basa en medir distintos centros paramagnéticos

fotosensibles cuya cinemática de blanqueamiento es diferente para obtener varios valores de  $D_E$  en una misma muestra que pueden compararse entre sí para obtener una estimación más robusta (Toyoda et al., 2000; Tissoux et al., 2007; Duval et al., 2015).

El centro de Al ha sido ampliamente utilizado para datar muestras de cuarzo sedimentario por la gran intensidad de su señal, su alta estabilidad térmica y su elevado nivel de saturación (Benzid & Timar-Gabor, 2020; Duval, 2012; Moreno et al., 2012; Toyoda & Ikeya, 1991; Yokoyama et al., 1985). Sin embargo, debido a que el centro de Al tiene un componente que no se blanquea ópticamente (Tissoux et al., 2012; Voinchet et al., 2003), las edades obtenidas por este centro actualmente se están interpretando como fechas máximas (Duval et al., 2015, 2017), especialmente si no disponemos de un marco cronológico independiente o de medidas de otros centros paramagnéticos para corroborar que la señal de Al se haya blanqueado completamente.

Las edades obtenidas por este centro no deben considerarse incorrectas; de hecho, numerosos trabajos han reportado cronologías obtenidas en el centro de Al que muestran una buena concordancia con resultados proporcionados por métodos de datación independientes. (Rink et al., 2007; Moreno et al., 2012, 2015; Voinchet et al., 2020; Duval et al., 2023).

Cuando los centros asociados al Ti aportan valores de  $D_E$  inferior a los obtenidos con el centro de Al se interpreta que la señal de RPE de este último no se ha blanqueado correctamente (Duval et al., 2015). En este caso, la fecha de Al se considera, por tanto, una estimación máxima de la verdadera edad de enterramiento de la muestra. En algunos casos, la  $D_E$  derivada del centro de Al es menor que la obtenida a partir de los centros del Ti, en ese caso algunos autores concluyen que la edad del Al puede considerarse como una estimación mínima (Rink et al., 2007). Sin embargo, para otros autores (Ben Arous, Bateman, et al., 2024; Demuro et al., 2024) cuando se produce ese escenario ( $D_E$  del Ti >  $D_E$  del Al) siguen interpretando la edad del Al como una máxima estimación ya que, en un mismo ambiente sedimentario no se puede explicar que la señal del Ti tenga una cinética de blanqueamiento más lenta que la del Al.

### 4.2.1.6.3. Centros paramagnéticos en los granos de cuarzo.

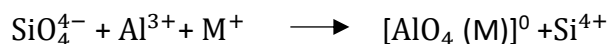
El cuarzo se caracteriza por la presencia de varios centros paramagnéticos. Entre ellos se encuentra el centro de Germanio (Ge), el centro E', el centro de Al y los centros asociados al Ti (Ti-Li y Ti-H) (Grün, 1989; Toyoda & Ikeya, 1991; Walther & Zilles, 1994; Toyoda et al., 2000). Sin embargo, los más utilizados para datar son los centros del Al, Ti-Li y Ti-H (Toyoda et al., 2000).

A continuación, se van a explicar en mayor detalle las características de los centros paramagnéticos utilizados en este trabajo.

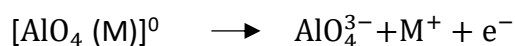
#### 4.2.1.6.3.1. Centro de Aluminio (Al)

El centro de Al está generado por la sustitución de átomos de aluminio por átomos de silicio y ofrece varias ventajas significativas. En primer lugar, el Al es abundante en el cuarzo, con concentraciones que pueden alcanzar varios miles de ppm (Preusser et al., 2009). La señal de RPE de este centro se detecta siempre en el cuarzo, en contraposición a otras señales de RPE asociadas a otros elementos (Yokoyama et al., 1985; Toyoda & Falguères, 2003). Además, no muestra saturación a dosis de irradiación muy altas (> 250 kGy) (Benzid & Timar-Gabor, 2020) y exhibe una buena estabilidad térmica (Toyoda & Ikeya, 1991), lo que lo convierte en una herramienta útil para la datación de granos de cuarzo depositados en los últimos millones de años (Laurent et al., 1998).

En el cuarzo natural, el aluminio ( $\text{Al}^{3+}$ ) puede sustituir a un átomo de silicio ( $\text{Si}^{4+}$ ) en la red cristalina, creando un déficit local de carga positiva ( $\text{M}^+$ ) que se compensa con un catión (normalmente,  $\text{H}^+$ ,  $\text{Li}^+$  o  $\text{Na}^+$ ) (Weil, 1984; Halliburton, 1989).



Cuando se somete a una radiación ionizante, un electrón se desplazará del centro  $[\text{AlO}_4(\text{M})]^0$  formándose el centro paramagnético del Al que es detectado por RPE.



El espectro de RPE del centro de Al es complejo y solo es observable a baja temperatura (< 120 K). Teóricamente, el espectro del Al debería contener 6 líneas, por la configuración cuántica que define el núcleo del  $^{27}\text{Al}$  ( $I=5/2$ ). Sin embargo, las interacciones entre el electrón no apareado y los espines nucleares del  $^{29}\text{Si}$  ( $I=1/2$ ) inducen líneas adicionales en el espectro. Además, el oxígeno ( $^{17}\text{O}$ ) también tiene su propio espín nuclear ( $I=1/2$ ), y aunque es menos común en comparación con el silicio, forma una estructura hiperfina que también queda reflejada en el espectro (Voinchet, 2002).

El espectro de RPE del centro de Al muestra 16 picos (Figura 4.21), cuya intensidad se mide entre el primer pico ( $g = 2.018$ ) y el último pico ( $g = 2.002$ ) (Yokoyama et al., 1985; Toyoda & Falguères, 2003). En un reciente estudio realizado por Ben Arous et al. (2024), han propuesto otros métodos para medir el centro de Al, aunque los resultados parecen indicar que la metodología tradicional aporta unas  $D_E$  consistentes y en un menor tiempo de medida. Por consiguiente, en este trabajo se ha aplicado la metodología tradicional propuesta por Yokoyama *et al.* (1985) y Toyoda and Falguères, (2003).

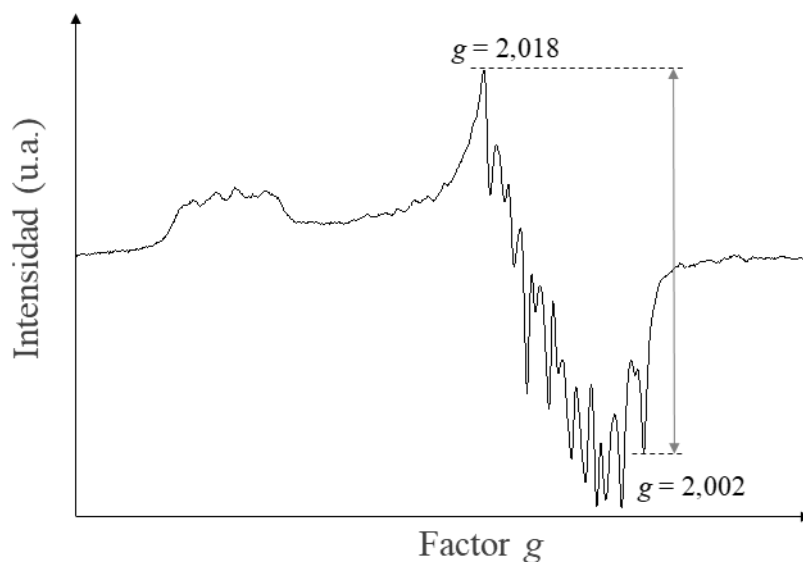
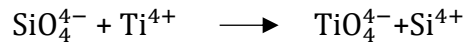


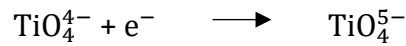
Figura 4.21. Espectro del centro de Al con los valores de g de la muestra ZAR1803.

4.2.1.6.3.2. Centro de Titanio (Ti)

El  $\text{Ti}^{4+}$  es uno de los cationes que pueden sustituir a los átomos de silicio en la red cristalina del cuarzo. La especie fundamental de los centros diamagnéticos vinculados a la sustitución de un átomo de silicio ( $\text{Si}^{4+}$ ) por uno de titanio ( $\text{Ti}^{4+}$ ) está definida por el anión  $\text{TiO}_4^{4-}$ , siendo el precursor del centro de Ti (Weil, 1984).



El  $\text{Ti}^{4+}$  puede atrapar los electrones que se mueven en la estructura cristalina del cuarzo debido a la radiación natural formando el siguiente centro:



En ese caso, el exceso de carga puede ser compensado por un catión,  $\text{M}^+$  incorporado en una posición intersticial, creando así el centro paramagnético definido como  $[\text{TiO}_4\text{M}^+]^0$ . Dependiendo del catión compensador, existen tres subcentros de Ti, que pueden denominarse como centro de Ti-Li, Ti-Na o Ti-H. El centro de Ti-Li posee un ion de Litio ( $\text{Li}^+$ ), el centro de Ti-Na presenta un ion de Sodio ( $\text{Na}^+$ ) y el último está compuesto por un ión de Hidrógeno ( $\text{H}^+$ ) y están definidos como  $[\text{TiO}_4\text{Li}^+]^0$ ,  $[\text{TiO}_4\text{Na}^+]^0$  y  $[\text{TiO}_4\text{H}^+]^0$ , respectivamente. Solamente el último centro presenta una estructura hiperfina (Okada et al., 1971) (Figura 4.22).

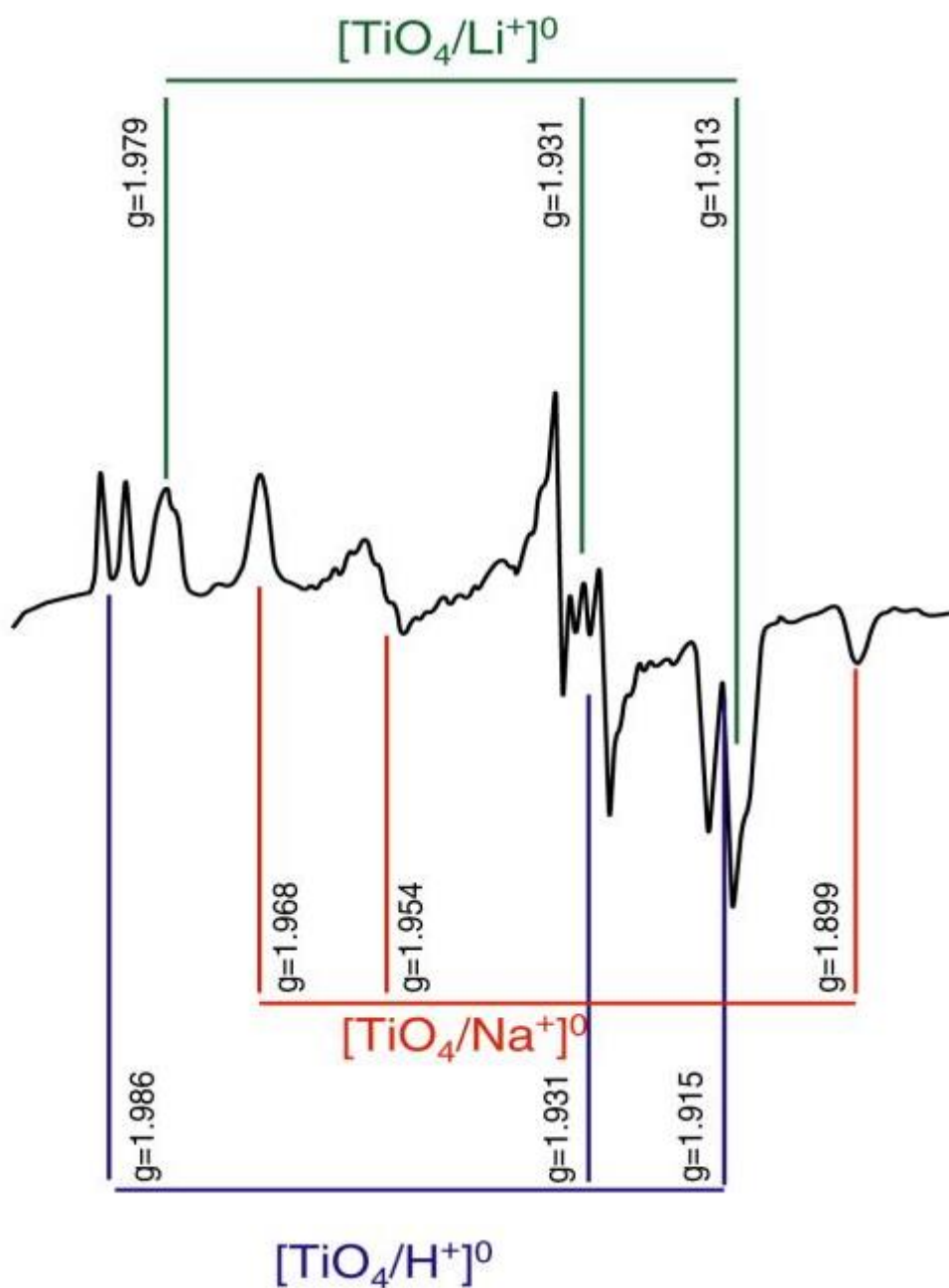


Figura 4.22. Señal teórica del Ti con los distintos centros que la componen. Imagen de Voinchet (2002).

Los centros asociados al Ti se miden a baja temperatura, al igual que el centro de Al. En este trabajo se han evaluado siguiendo las opciones descritas por Duval y Guilarte (2015) de la siguiente forma (Figura 4.23):

- La opción A se evalúa desde el  $g = 1,979$  hasta el pico  $1,913-1,915$ . En este caso, se evalúan por igual las intensidades de RPE asociadas a los electrones atrapados tanto del subcentro de Ti-Li como en el de Ti-Na.
- La opción C mide la amplitud entre el pico  $g = 1,915-1,913$  (asociado, principalmente, al subcentro de Ti-H) y la línea de base.
- La opción D se mide desde el pico definido por el valor de  $g = 1,913$  hasta la línea de base. Con esta opción se evalúa, principalmente, la intensidad asociada al subcentro de Ti-Li y, en menor medida, los electrones atrapados en relación con el subcentro paramagnético del Ti-Na.

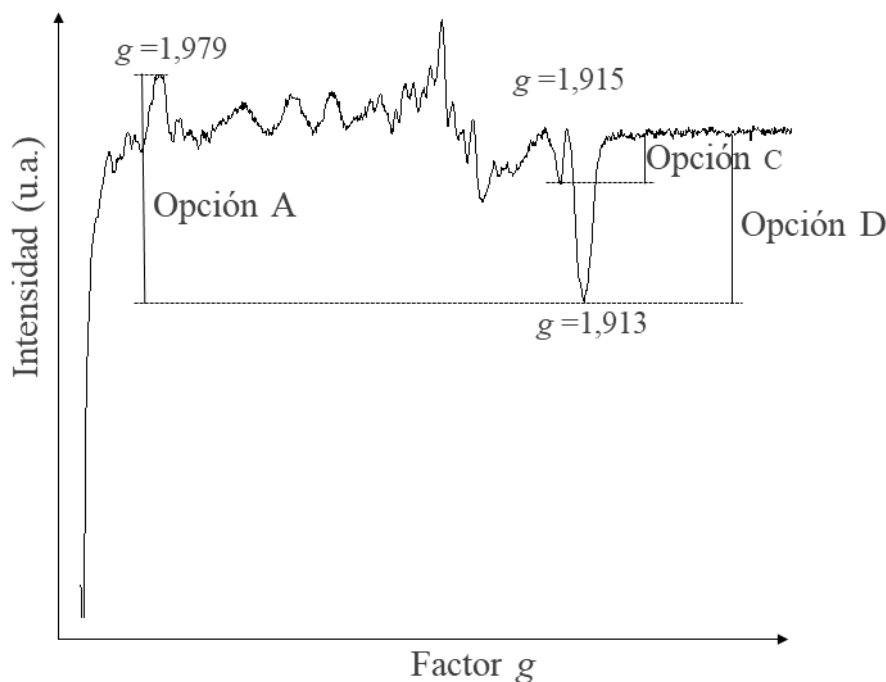


Figura 4.23. Espectro de la señal de Ti donde vienen representados las distintas opciones para medir las intensidades de RPE *sensu* Duval y Guilarte (2015).

##### 4.2.1.7. Determinación de la Dosis Total

La Dosis Total (D) es el segundo parámetro que se debe calcular para obtener una edad en las técnicas de datación de carga atrapada al aplicar la ecuación de la edad (fórmula 10). Corresponde a la suma total de las dosis de irradiación recibidas por la muestra,

expresada en  $\mu\text{Gy/a}$ . En función del origen de los rayos ionizantes, se divide en dosis externa ( $D_{\text{ext}}$ ), dosis cósmica ( $D_{\text{cos}}$ ) y dosis interna ( $D_{\text{int}}$ ):

$$D = D_{\text{ext}} + D_{\text{cos}} + D_{\text{int}} \quad 15$$

La dosis externa corresponde a la radiación ionizante proveniente de la desintegración de radioelementos (U, Th y K) que se encuentran en la matriz sedimentaria que rodea la muestra, mientras que la dosis interna deriva de los contenidos de radioelementos que contiene la propia muestra. La dosis cósmica proviene de la radiación cósmica que recibe la muestra en función la situación geográfica, latitud y la profundidad a la que se ha tomado (Aitken, 1998). Para la datación de granos de cuarzo, se suele como máximo un valor 50 Gy/ka de dosis interna (Vandenberghé et al., 2008; Bartz et al., 2019).

#### 4.2.1.7.1. Cálculo de la dosis externa

Según Aitken (1998), la mayor fuente de radiación natural proviene de la desintegración del  $^{238}\text{U}$ ,  $^{232}\text{Th}$  y  $^{40}\text{K}$ , emitiendo las partículas ionizantes alfa ( $\alpha$ ) beta ( $\beta$ ) y gamma ( $\gamma$ ). Por lo tanto, la dosis externa se puede dividir en dosis alfa ( $D_{\alpha}$ ), dosis beta ( $D_{\beta}$ ), dosis gamma ( $D_{\gamma}$ ) en función de las partículas ionizantes:

$$D = kD_{\alpha} + D_{\beta} + D_{\gamma} + D_{\text{cos}} \quad 16$$

Para el factor  $k$  se ha utilizado un valor igual a  $0,07 \pm 0,01$  (Bartz et al., 2019), que tiene en cuenta la menor eficacia penetrativa de la radiación alfa en el sedimento (Grün, 1989).

Las partículas alfa son altamente ionizantes, pero penetran poco en la materia (20  $\mu\text{m}$  para una densidad de  $2,5 \text{ g/cm}^3$ ). Las partículas beta poseen algo menos de energía, pero son algo más penetrantes (2 mm). Por último, la radiación gamma tiene un radio de alcance de, aproximadamente, 30 cm aunque es menos ionizante (Grün, 1989).

La suma de todas estas radiaciones favorece el movimiento de electrones no apareados que se quedan atrapados en los defectos cristalinos del cuarzo formando los centros paramagnéticos.

### 4.2.1.7.2. Factores de conversión dosimétrica

En este trabajo, para obtener las distintas  $D_\alpha$ ,  $D_\beta$ , y  $D_\gamma$ , se han utilizado los factores de conversión calculados por Guérin et al., (2011) y Liritzis et al. (2013) para convertir los contenidos de radioelementos en dosis. Estos factores sirven para calcular las dosis  $\alpha$ ,  $\beta$  y  $\gamma$  correspondientes de las series de desintegración de  $^{238}\text{U}$  y  $^{235}\text{U}$  (según la abundancia natural de cada isótopo, 99.28 % y 0.72 % respectivamente) y de la serie de  $^{232}\text{Th}$  para una concentración de 1 ppm de U.

En este caso (método de “full serie”) se considera que los elementos que pertenecen a una cadena de desintegración radioactiva siempre están en equilibrio, es decir, que la actividad del elemento padre es igual a la de sus descendientes. Por lo tanto, calculando la concentración del elemento padre de las series del  $^{238}\text{U}$  y  $^{235}\text{U}$  se calculan las dosis.

Para datar los granos de cuarzo, la concentración de elementos radioactivos se mide tanto en el laboratorio como en el campo. En nuestro trabajo, las concentraciones medidas en el laboratorio se han utilizado para calcular las  $D_\alpha$  y  $D_\beta$ . La  $D_\gamma$  se ha obtenido *in situ* usando espectrómetros gamma portátiles y aplicando la metodología “*threshold*” (Duval & Arnold, 2013) para evaluar la heterogeneidad sedimentaria.

### 4.2.1.7.3. Factores de corrección dosimétrica

Para determinar el valor final de la Dosis Total es necesario corregir una serie de factores, como el contenido de humedad y la eficiencia de las partículas alfa y beta en relación con el tamaño del grano.

El contenido en agua afecta significativamente a la atenuación de las distintas dosis, siendo el parámetro que aporta más incertidumbres a la datación de RPE. Para obtener el porcentaje final de agua el cual ha estado expuesta la muestra tras haber estado enterrada, es necesario calcular el porcentaje de agua actual de la muestra y la saturación del sedimento en agua.

El contenido en agua se mide dividiendo el peso del agua por el sedimento en seco:

$$\textit{contenido en agua} = \frac{\text{Peso sedimento en húmedo} - \text{Peso sedimento en seco}}{\text{Peso sedimento en seco}} \cdot 100 \quad 17$$

La saturación de agua del sedimento se calcula restando el peso de la muestra saturada en agua menos el peso de la muestra habiendo sido secada durante un mes a 40 °C. El experimento para obtener la saturación del sedimento consiste en cubrir la muestra, con agua y se deja reposar un mínimo de 4 h para que todos los poros se colmaten de agua. Una vez transcurrido ese periodo, se retira el agua sobrante y se pesa.

Para calcular el coeficiente de atenuación de agua se ha utilizado la siguiente fórmula de (Aitken & Xie, 1990)

$$W_{\alpha\beta\gamma} = \frac{1}{1 + H_{\alpha\beta\gamma} \frac{x}{100}} \quad 18$$

Donde los factores de atenuación se han tomado de (Aitken & Xie, 1990; Zimmerman, 1971)  $H_{\alpha} = 1,49$ ,  $H_{\beta} = 1,25$ ,  $H_{\gamma} = 1,14$  y  $x$  es el contenido de agua en el sedimento expresado en porcentaje utilizando la fórmula (14).

Para obtener el porcentaje final de agua el cual ha estado expuesta la muestra tras haber estado enterrada se calcula utilizando el 60 % del total de porcentaje de saturación de la muestra. Este valor se utiliza para corregir la atenuación de la dosis gamma del entorno sedimentario mientras la muestra ha estado enterrada.

Por otro lado, los factores utilizados en este trabajo para calcular la atenuación de las partículas alfa y beta en granos de cuarzo esféricos son los publicados por Brennan et al. (1991) y Guérin et al. (2012).

### 4.2.1.7.4. Dosis cósmica

La dosis cósmica ( $D_{cos}$ ) corresponde a la cantidad total de radiación cósmica que participa en la ionización de los materiales geológicos. Esta última depende de la profundidad a la cual la muestra está enterrada, de la densidad de la matriz sedimentaria, y, de la latitud y altitud geográficas. En una cueva también hay que tener en cuenta la altura hasta el techo. La dosis cósmica se calcula mediante las siguientes ecuaciones de Prescott and Hutton, (1994; 1988) que se pueden utilizar para latitudes geomagnética a partir de 35° N.

$$D_0 = 0,21^{-0,070 (d.p) + 0,0005 (d.p)^2} \quad 19$$

$D_0$  es la dosis cósmica en función de la profundidad de la muestra y se expresa en Gy/ka,  $d$  es la profundidad a la que se tomó la muestra y  $p$  la densidad del sedimento en gramos por centímetro cúbico.

Para calcular cómo afecta la latitud y la altitud en la dosis cósmica recibida por la muestra se aplica la siguiente fórmula:

$$D_{cos} = D_0 \left[ F + J^{h/H} \right] \quad 20$$

Los parámetros  $H$ ,  $F$  y  $J$  se calculan a partir de Prescott and Stephan, (1982).

### 4.2.1.8. Protocolo analítico

En la Figura 4.24, se muestra un esquema del protocolo analítico que se ha llevado a cabo en este trabajo para la obtención de la  $D_E$  y  $D$ . A continuación, se van a explicar en mayor detalle cada una de las fases del procedimiento analítico en RPE.

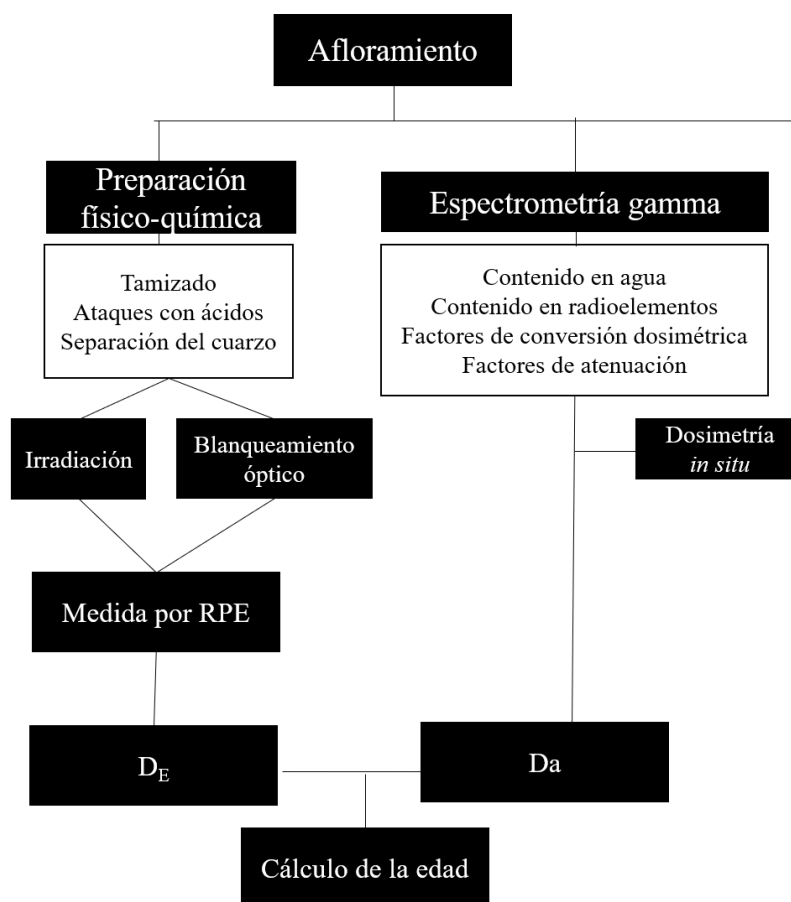


Figura 4.24. Esquema del protocolo analítico aplicado para calcular la edad en los granos de cuarzo.

#### 4.2.1.8.1. Muestreo y trabajo de campo

Las distintas campañas de muestreo se llevaron a cabo siguiendo el protocolo analítico descrito por Moreno et al. (2017). Antes de tomar las muestras se realizó un análisis visual de los afloramientos para evitar bioturbaciones, pátinas de alteración u otros factores que indicaran que el sedimento hubiese sufrido procesos recientes de removilización. Siempre y cuando fuese posible, se optó hacer el muestreo en capas ricas en cuarzos sedimentarios. Antes de tomar las muestras, se limpió la superficie para evitar posibles contaminaciones, y/o granos blanqueados al estar expuestos a la luz solar durante más tiempo. En sedimentos blandos, se insertaron tubos de PVC, percutiendo en uno de sus extremos con

un martillo. Por otro lado, en materiales más duros, se utilizó un taladro eléctrico girando a bajas revoluciones y una bolsa de PVC negra para recoger la muestra. Además, se recogieron sub-muestras de sedimento (~100 g) para calcular la cantidad de radioelementos del entorno sedimentario donde se tomó la muestra, así como para el cálculo del contenido de agua.

Finalmente, las mediciones de dosimetría gamma *in situ* se realizaron insertando en cada orificio del muestreo una sonda de NaI(Tl) conectada a un analizador multicanal Inspector1000 (Canberra).

##### 4.2.1.8.2. Preparación físico-química para el cálculo de la Dosis Equivalente

Para calcular la Dosis Equivalente es necesario aislar los granos de cuarzo del sedimento que se quiera datar. La preparación físico-química de las muestras se realizó bajo condiciones de luz mínima en el laboratorio de datación por Resonancia Paramagnética Electrónica (RPE) del CENIEH por la técnica de laboratorio María Jesús Alonso y la Dra. Davinia Moreno.

La separación del cuarzo sedimentario de todas las muestras se ha realizado siguiendo el protocolo físico-químico descrito en Moreno *et al.* (2021). En primer lugar, la muestra se tamiza en húmedo para aislar la fracción granulométrica entre 100-200  $\mu\text{m}$ . Posteriormente, se vierte lentamente ácido clorhídrico (HCl) con una concentración del 36% tantas veces como sea necesario para eliminar los carbonatos, agitando la muestra. Para eliminar restos de materia orgánica se aplica peróxido de hidrógeno ( $\text{H}_2\text{O}_2$ ) con una concentración del 15% durante, aproximadamente, 12 h. Los minerales pesados y feldespatos son separados por su densidad utilizando una solución de politungstato de sodio o SPT ( $3\text{Na}_2\text{WO}_4 \cdot 9\text{WO}_3 \cdot \text{H}_2\text{O}$ ) con unas densidades iguales a 2,72  $\text{g}/\text{cm}^3$  y, 2,62  $\text{g}/\text{cm}^3$ , respectivamente. Los minerales magnéticos son extraídos utilizando un imán de neodimio que se pasa por toda la muestra repetidas veces hasta abstraer todos los minerales magnéticos. Para eliminar los feldespatos y pulir la superficie de los granos de

cuarzo, se utiliza ácido fluorhídrico (HF) diluido al 40% durante 40 minutos. Por último, se vuelve a verter HCl (18%) para eliminar cualquier precipitado de fluoruros.

#### 4.2.1.8.3. Irradiación y blanqueamiento de los cuarzos

. Las irradiaciones de las muestras se llevaron a cabo en el 2015 y 2018 en el CENIEH (Burgos, España) mediante el irradiador Gammacell-1000 con una fuente de  $^{137}\text{Cs}$  (tasa de dosis  $\sim 8$  Gy/min) por la técnico María Jesús Alonso (Figura 4.25).

La mayoría de las muestras se dividieron en 12 alícuotas que fueron irradiadas con las siguientes dosis: 100, 200, 400, 800, 1600, 3200, 6000, 9000, 14000, 20000, 30000, y 50000 Gy. Las muestras de Covacha de los Zarpazos ZAR1801, ZAR1802 y ZAR1803 tenían menos cuarzo por lo que dividieron en 8 alícuotas, irradiándose con las siguientes dosis: 150, 300, 600, 1200, 2400, 5000, 10000 y 15000 Gy (Tabla 4.5).

Muestras	Dosis de irradiación (Gy)
AZN1502, AZN1503, AZN1504, AZN1505, AZN1506, AZN1507, AZN1508, AZN1509, AZA1501, AZA1502, AZA1503, AZA1504, AZA1505, AZA1506, AZA1507, SILO1501, SILO1502, SILO1503, SILO1504, SILO1505, SILO1506, PEL1501, PEL1502, ZAR1501, PEL1501, PEL1502, TSC1501	100, 200, 400, 800, 1600, 3200, 6000, 9000, 14000, 20000, 30000, y 50000
ZAR1801, ZAR1802 y ZAR1803	150, 300, 600, 1200, 2400, 5000, 10000 y 15000

Tabla 4.5. Tasas de irradiación de las muestras.



Figura 4.25. Irradiador Gammacell-1000 con una fuente de  $^{137}\text{Cs}$ . Imagen del archivo fotográfico del CENIEH

En todas las muestras se reservó una alícuota en estado natural y otra para evaluar la parte de la señal no blanqueada del centro del Al (ver apartado 4.2.1.5). Para lo cual, se utilizó la unidad de insolación Uvacube400 (Dr HÖNLE) del CENIEH para blanquear las alícuotas artificialmente durante aproximadamente 1500 h.

##### 4.2.1.8.4. Medidas en el espectrómetro de RPE

Las mediciones de las muestras se realizaron utilizando los espectrómetros de RPE del laboratorio de Resonancia Paramagnética Electrónica del CENIEH y en el laboratorio del *L'Institut de Paléontologie Humaine* (IPH) asociados al *Museum national d'Histoire naturelle* (MNHN). En ambos laboratorios se utilizó un espectrómetro Bruker EMXmicro-6/1 de RPE en la banda X, acoplado a una cavidad estándar rectangular ER 4102ST (Figura 4.26).

Las muestras de los ríos Arlanzón y Arlanza fueron medidas por Isabel Hernando-Alonso, mientras que la Dra. Davina Moreno, la técnica de laboratorio María Jesús Alonso e Isabel

Hernando-Alonso midieron de forma conjunta las muestras de la Sierra de Atapuerca. Las muestras del río Arlanzón y de la Sierra de Atapuerca se midieron en los laboratorios del CENIEH, mientras que las muestras del Arlanza se midieron tanto en el CENIEH como en el IPH (Tabla 4.1).

Las medidas fueron realizadas a una frecuencia de 9.5 GHz a baja temperatura (aprox. 90 K). Todas las alícuotas se midieron tres veces tras rotaciones sucesivas de  $\sim 120^\circ$  para tener en cuenta cualquier dependencia angular de la señal de RPE resultante de la heterogeneidad de la muestra. Se garantizó la reproducibilidad de los datos mediante mediciones de la misma muestra en días diferentes.



Figura 4.26. Espectrómetro de RPE del laboratorio de datación por RPE del CENIEH. Imagen del archivo fotográfico del CENIEH.

Los parámetros utilizados para medir el centro de Al y los asociados al Ti (Ti-Li y Ti-H) varían en función de si la señal de ambos centros fue medida en un mismo espectro o si se obtuvieron por separado. En las muestras del valle del río Arlanza, debido a la significativa señal que se observó en los centros asociados al Ti, todos los centros paramagnéticos fueron medidos en un único espectro con los parámetros que se resumen en la Tabla 4.6.

Campo magnético	Ancho de barrido	20 mT
	Resolución	1024 puntos
Microondas	Frecuencia	9,5 GHz
	Potencia microonda	10 mW
Señal	Modulación de la frecuencia	100 kHz
	Modulación de la amplitud	1 G
	Tiempo	40 ms
	Tiempo constante	20 ms
	Scans	1-5*

Tabla 4.6. Parámetros del espectrómetro usados en las muestras donde se analizó de forma conjunta la señal de Al y Ti.

En el resto de las muestras, se midió el centro de Al y los centros asociados al Ti de forma separada basándose en los parámetros de adquisición de los espectros propuestos por (Duval et al., 2015) que se muestran en la Tabla 4.7.

		Centro de Al	Centros Ti-Li y Ti-H
Campo magnético	Ancho de barrido	9 mT	20 mT
	Resolución		1024 puntos
Microondas	Frecuencia		9,5 GHz
	Potencia microonda	10 mW	5 mW
Señal	Modulación de la frecuencia		100 kHz
	Modulación de la amplitud		1 G
	Tiempo	40 ms	60 ms
	Tiempo constante	10 ms	20 ms
	Scans	1	2 - 3*

Tabla 4.7. Parámetros utilizados en las medidas del espectrómetro de RPE en las muestras donde se analizó por separado la señal del Al y Ti.

Los valores de Dosis Equivalente ( $D_E$ ) se calcularon mediante el algoritmo de Levenberg-Marquardt a través de procedimientos de ajuste realizados con el software Microcal Origin 8.5. El correcto ajuste de la función a los puntos experimentales, especialmente

atravesando el primero de ellos (punto natural) es de especial importancia para obtener un valor de  $D_E$  consistente.

Se usaron funciones distintas según el centro paramagnético estudiado. El centro de Al se evaluó, principalmente, mediante la función exponencial + lineal (SSE + LIN) (Duval et al., 2009):

$$I(D) = I_{max}(1 - e^{-D + DE/D_0}) + m(D + D_E) \quad 21$$

Donde  $I$  es la intensidad de RPE y  $D$  la dosis de irradiación correspondiente a ese valor de  $I$ .  $I_{max}$  es la intensidad de saturación,  $D_0$  es el coeficiente de sensibilidad de la muestra y,  $D_E$  la dosis equivalente. Esta función tiene cuatro parámetros ( $I_{max}$ ,  $D_0$ ,  $D_E$ ,  $m$ ).

La función SSE+LIN tiene un primer componente exponencial y un segundo exponencial, describiendo el comportamiento de la curva de crecimiento asociada al centro de Al (Duval et al., 2012). Esta función se aplica en todos los puntos experimentales, quedando definida la saturación del componente exponencial por el parámetro de  $I_{max}$ .

La función SSE fue utilizada para evaluar el centro de Al en aquellas muestras donde la función SSE+LIN no pasaba correctamente por el punto natural:

$$I(D) = I_{max}(1 - e^{-D + DE/D_0}) \quad 22$$

La utilización de la función SSE se realizó con especial precaución, aplicándola solamente en los primeros puntos experimentales que definen el componente exponencial del centro de Al. Para ello, en primer lugar, se utilizó la función SSE+LIN en todos los puntos experimentales para calcular el valor de  $I_{max}$  característico de cada muestra. Posteriormente, se aplicó la función SSE únicamente a los puntos experimentales cuya intensidad de RPE fuera inferior a dicho valor de  $I_{max}$ , excluyendo el punto experimental más próximo a este valor, con el fin de evitar la influencia del segundo componente en el ajuste de la función. Esta metodología permite asegurar que la función SSE se emplea exclusivamente para caracterizar el componente exponencial. Tal precaución se fundamenta en lo señalado por Duval (2012), puesto que observó que dicha función

sobreestima las  $D_E$  cuando se aplica al conjunto completo de la señal, debido a su incapacidad para representar adecuadamente el comportamiento exponencial (SSE) y lineal (LIN) del centro de Al.

Los valores de  $D_E$  derivados de los centros de Ti se calcularon utilizando la función Ti-2 (Woda & Wagner, 2007):

$$I(D) = a ( e^{-(D+D_E)/D_1} - e^{-(D+D_E)/D_2} ) \quad 23$$

Donde  $a$  es un parámetro y,  $D_1$  y,  $D_2$  son coeficientes de sensibilidad de la muestra. Esta función tiene cuatro parámetros.

Los resultados de  $D_E$  se obtuvieron por extrapolación ( $Y = 0$ ). Los datos se ponderaron por el inverso de la intensidad RPE al cuadrado ( $1/I^2$ ) y por el inverso del error experimental al cuadrado ( $1/s^2$ ) para el centro de Al y los centros de Ti, respectivamente (Duval, 2012). Las intensidades de RPE finales utilizadas en las curvas dosimétricas, a partir de las cuales se han obtenidos los distintos valores de  $D_E$  (ANEXO I), han sido calculadas a partir del promedio de las intensidades obtenidas en los distintos días de medida normalizadas.

##### 4.2.1.8.5. Medición de la Dosis Total

Las Dosis Totales finales se obtuvieron a partir de una combinación de mediciones *in situ* y de laboratorio. Las mediciones de dosimetría gamma *in situ* se llevaron a cabo insertando una sonda portátil del CENIEH de NaI(Tl) conectada a un analizador multicanal Inspector1000 (Canberra). La medición de los contenidos en Uranio, Thorio y Potasio se realizaron en el CENIEH mediante los detectores de Germanio Hiperpuro Canberra tipo coaxial por María Jesús Alonso (Figura 4.27).



Figura 4.27. Detectores de Germanio Hiperpuro Canberra tipo coaxial del CENIEH. Imagen del archivo fotográfico del CENIEH.

El cálculo de las edades se realizó mediante una hoja de Excel basada en el software no comercial DRAC (Durcan et al., 2015) por la doctoranda Isabel Hernando-Alonso. Se tuvo en cuenta en el cálculo de las fechas las incertidumbres derivadas de las concentraciones en ppm de los radioelementos, la profundidad, el contenido de agua, la tasa de dosis gamma *in situ*, la atenuación y los valores de  $D_E$ .

#### 4.2.2. Otros métodos de datación

La diversidad de materiales sedimentarios presentes en las cuevas requiere la aplicación de diversos métodos geocronológicos para datar la secuencia sedimentaria completa. Por otro lado, la utilización de métodos de datación independientes y/o semi-independientes permite establecer marcos cronológicos más robustos.

En esta tesis, hemos aplicado la técnica de paleomagnetismo en los sedimentos detríticos para respaldar las dataciones numéricas obtenidas mediante RPE. Asimismo, se ha utilizado la técnica de series de Uranio en los espeleotemas que sellaban las secuencias sedimentarias.

### 4.2.2.1. Magnetoestratigrafía

La magnetoestratigrafía se basa en la capacidad de los minerales ferromagnéticos, como la magnetita y la hematites, presentes en los sedimentos, de registrar el campo magnético terrestre en el momento de su deposición. Estos minerales actúan como pequeñas brújulas, registrando la Magnetización Remanente Natural (NRM), expresada en miliAmperios por metro (mA/m) (Villalaín, 2016a).

Esta técnica se basa en que la orientación del campo magnético terrestre cambia a lo largo del tiempo geológico, y estas inversiones magnéticas se registran en los minerales magnéticos presentes en las rocas y sedimentos sincrónicamente en todo el planeta. Esta secuencia de cambio de polaridad magnética se conserva principalmente en el fondo marino y su datación mediante técnicas radiométricas permite definir la Escala de Tiempo de Polaridad Geomagnética (GPTS), cuya cronología se revisa y actualiza permanentemente (Gradstein et al., 2020). Esta escala está formada por crones geomagnéticos que determinan un intervalo de tiempo en el cual la polaridad magnética ha permanecido estable. En el Cuaternario, aparece una inversión de polaridad magnética que ocurrió hace 0,773 Ma, marcando la transición entre el cron de polaridad normal Brunhes y el cron de polaridad inversa Matuyama, separando el Pleistoceno inferior y medio (Gibbard & Head, 2020).

Al analizar la orientación de las partículas en los estratos sedimentarios se pueden identificar “magnetozonas” que pueden correlacionarse con estos crones geomagnéticos (Garcés & Beamud, 2016).

El modelo teórico define que el campo magnético terrestre está generado por un dipolo (imán) situado en el centro e inclinado con un ángulo que varía, lo que genera polos magnéticos antipodales que actualmente se encuentra a  $11^\circ$  aproximadamente con respecto al polo norte geográfico. Este modelo permite aproximar la geometría del campo magnético terrestre y presenta dos configuraciones estables. 1) la polaridad normal se corresponde a la actual y está producida por un dipolo que tiene su polo sur en el norte geográfico. 2) la polaridad inversa, como su nombre indica, genera un campo magnético opuesto al anterior. La geometría del campo magnético terrestre en un punto de la Tierra está definida por un vector con dos componentes. 1) La declinación es el ángulo medido desde el norte geográfico en la componente horizontal del vector (el ángulo que se mide de forma convencional con una brújula). 2) La inclinación es el ángulo medido desde el plano horizontal (Butler, 1992; Tauxe, 2010).

En un estado monodominio, los minerales ferromagnéticos pueden mantener la magnetización remanente estable durante millones de años. Sin embargo, procesos naturales como reexcavaciones o procesos diagenéticos pueden alterar los momentos magnéticos, adquiriendo magnetizaciones secundarias débiles. Por lo tanto, la Magnetización Remanente Natural consiste en la suma de vectores compuestos por la magnetización primaria, adquirida cuando los granos se sedimentan y las remagnetizaciones más débiles post-sedimentarias. Para analizar cada componente se utiliza la técnica de desmagnetización que consiste en un lavado magnético progresivo para obtener la magnetización primaria denominada Magnetización Remanente Característica (ChRM) (Butler, 1992; Tauxe, 2010; Villalán, 2016a).

Para el lector que quiera profundizar en los aspectos teóricos del paleomagnetismo se recomiendan los libros de Butler (1992) y Tauxe (2010).

### 4.2.2.1.1. Procedimiento analítico

El procedimiento analítico llevado a cabo en estudios magnetoestratigráficos consiste en líneas generales en el muestreo, medición de las muestras y procesamiento de los datos (Garcés & Beamud, 2016).

El muestreo se realizó introduciendo cajas de plástico de  $\sim 8 \text{ cm}^3$  en el sedimento cuidadosamente y orientándolas, usando una brújula. Posteriormente, se sacaron usando un cuchillo de cerámica para no contaminar la muestra. Previamente, se realizó un análisis visual para coger las muestras en niveles arcillosos evitando bioturbaciones.



Figura 4.28. Magnetómetro criogénico (SQUID) (755 SRM, 2G Enterprises). Imagen del archivo fotográfico del CENIEH.

La medición de las muestras fue realizada en el laboratorio de Arqueomagnetismo del CENIEH usando un magnetómetro criogénico (SQUID) (755 SRM, 2G Enterprises), equipado con un sistema de tres bobinas en los ejes  $X$ ,  $Y$  y  $Z$  para desmagnetizar las muestras por campos alternos (Figura 4.28). Este equipo está instalado en una jaula con un sistema de bobinas (Helmholtz) para contrarrestar el campo magnético actual.

El grupo de muestras 21SIL1, 21SIL2, 21ZAR4 y 21ZAR5 fueron medidos por Isabel Hernando-Alonso, mientras el conjunto 21/22SIL3 se analizó de forma conjunta por el Dr. Josep María Parés e Isabel Hernando-Alonso. Los resultados derivados del conjunto de muestras 21ZAR1, 21ZAR2 y 21ZAR3 fueron cedidos también por Josep María Parés (Tabla 4.2).

La desmagnetización de estas muestras se realizó aplicando campos alternos (desmagnetización por campos alternos decrecientes) entre 15-20 pasos desde 20 miliTesla (mT) hasta un máximo de 500-1400 mT según las características de cada muestra.

Una vez aplicada esta metodología, se obtuvieron las distintas componentes magnéticas que se analizan mediante los diagramas de Zijderveld, donde se reflejan la evolución de los vectores en el plano horizontal (puntos negros) y vertical (puntos blancos) conforme se eliminan los componentes (Zijderveld, 1967) (Figuras 5.3 y 5.8).

A partir de la Magnetización Remanente Característica (ChRM), se puede calcular el Polo Geomagnético Virtual (VGP), siempre y cuando las muestras se hayan tomado siguiendo la secuencia sedimentaria. Por lo tanto, este análisis solo se realizó en el conjunto 21SIL2, ya que el resto de las muestras se tomaron de manera puntual (ver apartado 4.1.2). Este procesamiento de los datos fue realizado por el Dr. Josep María Parés.

El Polo Geomagnético Virtual (VGP) es el punto en el globo terrestre que corresponde al polo geomagnético de un dipolo imaginario geocéntrico que produciría la dirección del campo magnético observada en una latitud y longitud dadas. En el cálculo de las VGP se aplicó la estadística de Fisher (1953), en el cuál, los valores próximos a  $90^\circ$  reflejan una polaridad normal, mientras que los resultados próximos a  $-90^\circ$  indican polaridad inversa.

En el trabajo de Villalaín (2016b), aparecen descritas, con mayor detalle, las distintas fases experimentales (muestreo, análisis de laboratorio y tratamiento de datos) de esta técnica cronológica.

### 4.2.2.2. Series de Uranio

La técnica de datación por series de Uranio (U) constituye una herramienta fundamental dentro de las ciencias del Cuaternario para el estudio cronológico y paleoambiental de materiales carbonatados secundarios (Constantin, 2015; Muñoz-García & Martín-Chivelet, 2022; Pons-Branchu, 2023; Walker, 2005). En este trabajo se ha utilizado para datar los espeleotemas tomados en la Cueva del Silo y Cueva Peluda, cuyos análisis se han realizado en el *Laboratoire des Sciences du Climat et de l'Environnement*, en Gif-sur-Yvette, Francia, por las Dras. Maïlys Richard y Edwige Pons-Branchu, siguiendo la metodología descrita por Pons-Branchu et al. (2022).

Esta técnica de datación radiométrica comenzó a desarrollarse a principios del XX, consolidándose su aplicación en la década del 1960 (Walker, 2005). Los avances tecnológicos y metodológicos como la espectrometría de masas con plasma de Acoplamiento Inductivo Multicolector (MC-ICP-MS), el uso de láseres de ablación y la implementación de correcciones por contaminación detrítica (Pons-Branchu, 2023, Muñoz-García & Martín-Chivelet, 2022), han permitido incrementar la exactitud, reducir el tamaño muestral requerido, y ampliar el rango convencional de datación de 600 ka hasta los 800 ka (Cheng et al., 2013).

La datación por series de Uranio (U) en espeleotemas se basa principalmente en la desintegración de los isótopos radioactivos del Uranio ( $^{238}\text{U}$  y  $^{234}\text{U}$ ) y Torio ( $^{230}\text{Th}$ ). A diferencia de otros métodos radiométricos donde se mide la acumulación del isótopo estable que finaliza la cadena de desintegración, en esta técnica, la edad se calcula a partir del grado en que el sistema se aproxima nuevamente al equilibrio secular entre el isótopo radiactivo  $^{230}\text{Th}$  y su padre  $^{234}\text{U}$  que, a su vez, deriva del  $^{238}\text{U}$ . Esto se produce cuando la tasa de producción del hijo es igual a su tasa de desintegración.

El desequilibrio entre el U y Th se produce debido a su comportamiento diferencial en un medio acuoso (Walker, 2005). El U es soluble en agua, mientras que el Th es insoluble. Por lo tanto, cuando el carbonato precipita formando los espeleotemas, se incorpora a la red cristalina el U, mientras que la ausencia de Th en el carbonato secundario genera un

desequilibrio o fraccionamiento elemental que inicia el reloj radiométrico (Constantin, 2015). De tal forma, la edad de la precipitación del carbonato se determina midiendo la relación  $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$  y comparando el grado de desequilibrio con el estado de equilibrio secular, teniendo en cuenta que las vidas medias de  $^{234}\text{U}$  y  $^{230}\text{Th}$  son de aproximadamente 245 ka y 75 ka, respectivamente (Walker, 2005).

Para que las dataciones sean fiables, el sistema debe haberse mantenido cerrado, es decir, sin pérdidas ni ganancias de nucleidos desde la formación del espeleotema. Por lo tanto, la selección de la muestra requiere una evaluación cuidadosa para evitar recristalizaciones u otras alteraciones diagenéticas (Constantin, 2015; Pons-Branchu et al., 2022).

Además, es fundamental evaluar la posible contaminación de Th no radiogénico ( $^{232}\text{Th}$ ) derivado de arcillas o material detrítico transportado por el agua y que se depositó junto al carbonato al formar el espeleotema. Su cuantificación es necesaria porque, de lo contrario, se obtendría una edad sobrestimada. Este factor se corrige utilizando la relación  $^{232}\text{Th}/^{230}\text{Th}$ , cuya razón inferior a 20 indica una contaminación significativa de material detrítico en la muestra (Richards & Dorale, 2003).

Las fracciones de U y Th se midieron utilizando un espectrómetro de masas multicolector de plasma generado por acoplamiento inductivo (MC-ICP-MS) Thermo Scientific™ Neptune Plus equipado con una interfaz de bomba de chorro y un sistema de desolvatación Aridus™ II. En este trabajo, las edades (antes del 2021) fueron calculadas usando las siguientes constantes de decaimiento para el  $^{238}\text{U}$ ,  $^{234}\text{U}$  y  $^{230}\text{Th}$ , respectivamente:  $\lambda_{238} = 1.55125 \times 10^{10}$  (Jaffey et al., 1971),  $\lambda_{234} = 2.82206 \times 10^6$  y  $\lambda_{230} = 9.1705 \times 10^6$  (Cheng et al., 2013).

Los espeleotemas se forman cuando la cavidad ya no se encuentra activa con circulación de agua de alta energía, indicando condiciones vadosas y/o de cueva fósil. Por ello, la datación de los espeleotemas resulta valiosa para estudiar las distintas fases de la espeleogénesis y su relación con las fluctuaciones del nivel freático.

### 4.3. Métodos de caracterización físico-química de las muestras

Los análisis granulométricos, mineralógicos y elementales se efectuaron en los Laboratorios de Geología y Arqueometría del CENIEH. Los análisis granulométricos se realizaron mediante tamizado mecánico en húmedo y con la pipeta de Robinson por el técnico de laboratorio Javier Iglesias Cibanal. Los análisis mineralógicos y elementales fueron realizados por la Dra. Ana Álvaro aplicando las técnicas de difracción de rayos X y fluorescencia de rayos X.

Los análisis granulométricos se expresan en porcentaje en peso, organizando las partículas en gravas (16000-2000  $\mu\text{m}$ ), arenas (2000-63  $\mu\text{m}$ ) limos (53-2  $\mu\text{m}$ ) y arcilla (< 2  $\mu\text{m}$ ), según la clasificación textural propuesta por Blott & Pye, (2012).

#### 4.3.1. Análisis granulométricos

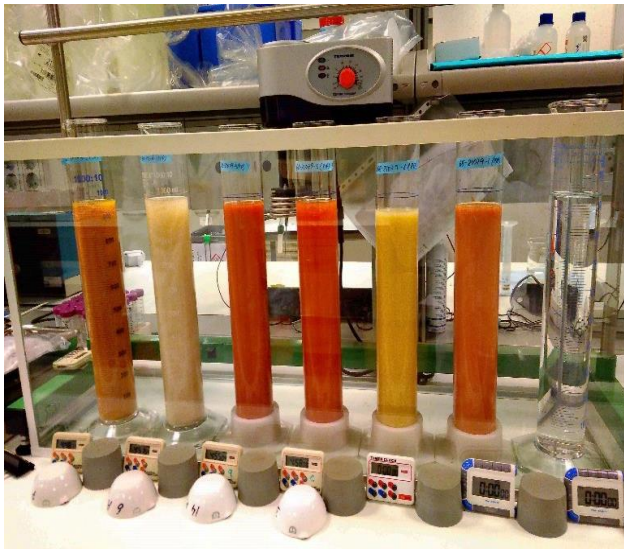
Antes de realizar los análisis granulométricos, se toman ~100 g de sedimento en seco y se eliminan los restos de materia orgánica aplicando  $\text{H}_2\text{O}_2$  al 6%. Después de haber lavado y secado la muestra con agua destilada, se usó un dispersante al 5 % (hexametáfosfato de sodio), y se introdujo en un agitador mecánico durante 3 horas.

El procedimiento mediante tamizado en húmedo consiste en hacer pasar el sedimento por una torre de tamices con un enrejado entre 16000 a 63  $\mu\text{m}$  con ayuda de agua. Este procedimiento se realizó usando una tamizadora automática RESTCH AS200 (Figura 4.29). Las partículas retenidas en cada tamiz se recogen con agua destilada y, tras ser secadas en una estufa a 40°C, se pesan.



Figura 4.29. Tamizadora automática RESTCH AS200. Imagen del archivo fotográfico del CENIEH.

El análisis granulométrico por pipeta Robinson es una técnica utilizada para analizar de



forma más detallada la fracción fina del sedimento (2000 a 2  $\mu\text{m}$ ). Este método se basa en la ley de Stokes, por la cual la velocidad de sedimentación de las partículas esféricas en un fluido varía en función del tamaño de las partículas y la densidad del mismo (Figura 4.30).

Figura 4.30. Pipeta Robinson del laboratorio de Geología del CENIEH.

El procedimiento consiste en introducir la muestra en un cilindro con agua destilada. Se agita la mezcla

para asegurar la dispersión homogénea de las partículas y se deja en reposo para que las partículas comiencen a sedimentarse. A intervalos de tiempo específicos, se extraen el material en suspensión con una pipeta Robinson a diferentes profundidades del cilindro.

### 4.3.2. Análisis mineralógicos y elementales

Para determinar los minerales constituyentes del sedimento se utilizó la técnica de difracción de rayos X. Los análisis se llevaron a cabo usando un difractómetro de rayos X PANalytical X'Pert PRO, donde se coloca una alícuota con ~ 2 g de muestra en polvo ultrafino en un tubo de rayos X con radiación Cu-K $\alpha$  ( $\lambda = 1,5406$ ) y excitado a 45 kV y 40 mA (Figura 4.31). Este equipo ofrece datos semi-cuantitativos de la composición mineralógica.



Figura 4.31. Difractómetro de rayos X PANalytical X'Pert PRO. Imagen del archivo fotográfico del CENIEH.

Mediante la técnica de fluorescencia de rayos X se obtuvieron los elementos mayores (SiO<sub>2</sub>, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, MnO, MgO, CaO, Na<sub>2</sub>O, K<sub>2</sub>O, TiO<sub>2</sub>, P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> y SO<sub>3</sub>) y traza (As, Ba,

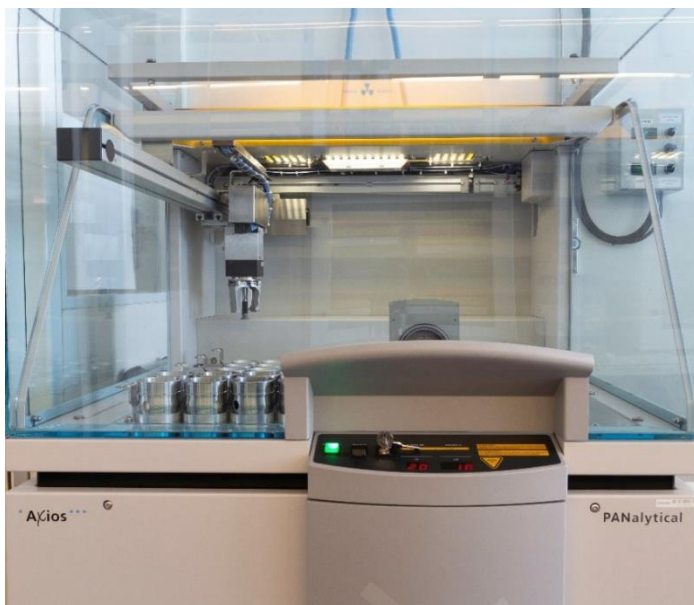


Figura 4.32. Equipo PANalytical Axios para fluorescencia de rayos X. Imagen del archivo fotográfico del CENIEH.

Ce, Co, Cr, Cu, Ga, Hf, Nb, Ni, Pb, Rb, Sr, Th, U, Y, Zn y Zr) de las muestras. Se utilizó un espectrómetro de fluorescencia de rayos X por dispersión de longitud de onda PANalytical Axios (Figura 4.32). La preparación de las muestras consiste en mezclar 0,5 g de muestra con 5 g de fundente (metaborato de Litio – tetraborato Litio) y bromuro de litio como despegante. La mezcla se fundió

en un crisol de Pt-Au usando una perladora PANalytical Perl'X3. La perla resultante se introduce en el espectrómetro equipado con dos detectores y cinco cristales analizadores.



## 5. Resultados



En este apartado se van a mostrar todos los resultados obtenidos en el transcurso de la tesis doctoral. De forma complementaria, en los Anexos I, II y III, se incluyen las curvas de crecimiento a partir de las cuales se han calculado las  $D_E$ , un ejemplo de la señal del Aluminio (Al) y Titanio (Ti) de cada yacimiento, y los artículos publicados durante el transcurso de la presente Tesis Doctoral, respectivamente.

Según los objetivos formulados para la tesis, se han datado muestras provenientes de las facies de interior de las cavidades de la Covacha de los Zarpazos y Tres Simas situadas, situadas en el nivel intermedio, y en Cueva del Silo y Cueva Peluda (nivel inferior) del endokarst de la Sierra de Atapuerca. También se han datado terrazas fluviales clave de los ríos Arlanza y Arlanzón para poder contextualizar temporalmente con mayor precisión la evolución fluvio-kárstica que une la formación de los yacimientos con la evolución del paisaje en el sector nororiental de la Cuenca del Duero.

Se han organizado los datos derivados de la investigación en función del lugar de muestreo, así como por la técnica geocronológica y analítica aplicada a cada material.

Este trabajo de investigación se ha basado en la técnica de Resonancia Paramagnética Electrónica (RPE), puesto que nos permite datar cuándo se sedimentaron los depósitos siliciclásticos tanto de los valles fluviales como en las cavidades, en relación con la dinámica fluvio-kárstica que tuvo lugar durante el Pleistoceno. No obstante, se han aplicado otras técnicas geocronológicas como la Magnetoestratigrafía y las dataciones por series de Uranio por varios motivos. En primer lugar, por la presencia de materiales tanto siliciclásticos como carbonatados en las cavidades que reflejan las distintas fases del modelo fluvio-kárstico. Por otro lado, la aplicación de técnicas complementarias permite aportar un control cronológico independiente que contextualice las edades de RPE.

### 5.1. Complejo Galería

Con el objetivo de aportar una fecha mínima para la formación del Complejo Galería se cogieron cinco muestras (ZAR1501, ZAR1801, ZAR1802, ZAR1803 y TSC1501) en la subunidad inferior GIa del Pleistoceno inferior, para ser datada por RPE. De forma complementaria, se tomaron muestras paleomagnéticas para obtener un marco cronológico independiente.

A continuación, se procede a la descripción más detallada de los resultados obtenidos en Covacha de los Zarpazos y Tres Simas, aunque se encuentran publicados en la revista *Quaternary Geochronology* por Hernando-Alonso, Moreno, et al. (2024).

#### 5.1.1. Dataciones de RPE en granos de cuarzo

##### 5.1.1.1. Dosis Equivalentes ( $D_E$ )

En la tabla 5.1 se muestran los valores de  $D_E$  ( $\pm 1\sigma$ ) obtenidos a partir de las muestras tomadas en los sectores de Covacha de los Zarpazos y Tres Simas Central. Las curvas de crecimiento a partir de las cuales se han calculado las  $D_E$  se muestran en el Anexo I (Figura Anexo I.1, I.2, I.3 y I.4).

En las muestras ZAR1501, ZAR1801, ZAR1802, ZAR1803 y TSC1501, se intentó aplicar la metodología de los centros múltiples, midiendo el centro de Al, y los centros de Ti-Li (opción A y D) y Ti-H (opción C) *sensu* Duval y Guilarte (2015). Sin embargo, en las muestras ZAR1501 y TSC1501 no fue posible evaluar los centros Ti-Li y Ti-H debido a la baja intensidad de la señal (Figura 5.1).

Se intentó medir la señal asociada a los centros de Ti-Li y Ti-H aplicando un total de 20 scans en las alícuotas. Sin embargo, se obtuvieron espectros cuya relación señal/ruido era demasiado baja, lo que impidió la obtención de resultados fiables a partir de estos centros. En consecuencia, se optó por analizar simplemente el centro de Al en las muestras ZAR1501 y TSC1501.

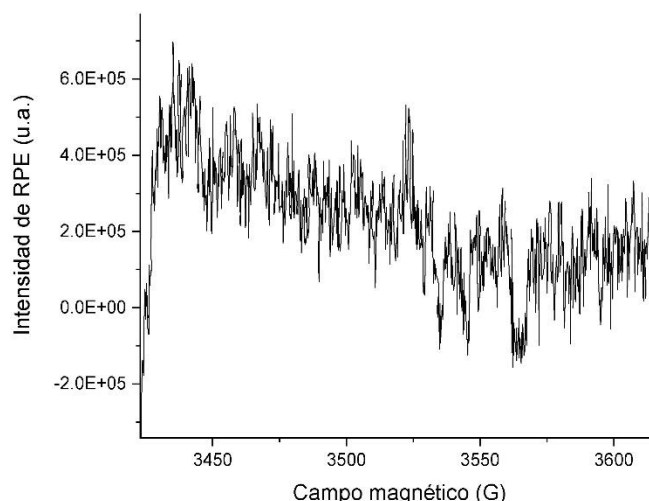


Figura 5.1 Señal de los centros de Ti-Li y Ti-H de la muestra ZAR1501 en la alcuota irradiada con 9000 Gy con 20 scans. Se puede observar cómo la relación señal/ruido impide aportar una estimación precisa de las intensidades de RPE.

Por el contrario, el centro de Al se pudo medir en todas las muestras, aportando información de gran interés. Pese a que todas las muestras de RPE se tomaron en la misma subunidad GIa y, por consiguiente, todas tendrían que aportar resultados similares, mediante el análisis visual de las curvas de crecimiento del centro de Al se pudo diferenciar dos poblaciones de cuarzos distintas (Figura Anexo I.1). Según Voinchet *et al.* (2013, 2019), las muestras ZAR1801, ZAR1802 y ZAR1803 presentan una morfología de curva de crecimiento asociada a muestras jóvenes, mientras que las muestras ZAR1501 y TSC1501 muestran el comportamiento característico de muestras antiguas (véase la discusión apartado 6.1.1 para más detalles). Considerando que la subunidad GIa data del Pleistoceno inferior, las muestras ZAR1501 y TSC1501 podrían parecer ser las más adecuadas para datar esta subunidad. No obstante, se calcularon las estimaciones de  $D_E$  derivadas del centro de Al en todas las muestras.

		Complejo Galería-Tres Simas					
		Covacha de los Zarpazos				Tres simas	
		ZAR1501	ZAR1801	ZAR1802	ZAR1803	TSC1501	
		MUESTRA					
		Profundidad relativa (cm)	1450 ± 100	1500 ± 100	1600 ± 100	1700 ± 100	800 ± 100
Centro de Al		Bl (%)	42,7 ± 1,3	52,6 ± 1,0	53,9 ± 0,7	55,0 ± 1,3	49,6 ± 2,1
		Ajuste R <sup>2</sup> con la función SSE+LIN	0,991	0,994	0,994	0,997	0,982
		Ajuste R <sup>2</sup> con la función SSE	0,995				0,975
		D <sub>E</sub> a partir de la función SSE+LIN (Gy)	6633 ± 1025	963 ± 201	1523 ± 230	1248 ± 174	3388 ± 385
		D <sub>E</sub> a partir de la función SSE (Gy)	3433 ± 342				1887 ± 567
		Variación de D <sub>E</sub> (%)	20	8	19	16	2
Centro de Ti-Li	opción D	Ajuste R <sup>2</sup>		0,965	0,977	0,982	
		D <sub>E</sub> a partir de la función Ti2 (Gy)			836 ± 262		
		D <sub>E</sub> a partir de la función SSE (Gy)	n.c	857±186		1287 ± 194	n.c
		Variación de D <sub>E</sub> (%)		11	36	26	
	opción A	Ajuste R <sup>2</sup>		0,954		0,927	
		D <sub>E</sub> a partir de la función SSE (Gy)	n.c	1189 ± 314	n.c	2786 ± 828	n.c
		Variación de D <sub>E</sub> (%)		31		20	
Centro de Ti-H	opción C	Ajuste R <sup>2</sup>		0,965	0,964	0,958	
		D <sub>E</sub> a partir de la función Ti2 (Gy)			112 ± 37		
		D <sub>E</sub> a partir de la función SSE (Gy)	n.c	351±68		923 ± 156	n.c
		Variación de D <sub>E</sub> (%)		65	27	11	

Tabla 5.1. Dosis Equivalentes ( $D_E \pm 1\sigma$ ) de los centros de Al, Ti-Li (opciones A y D) y Ti-H (opción C), *sensu* Duval y Guilarte (2015), en el Complejo Galería. Bl: porcentaje de blanqueamiento. N.C: no calculado. Datos publicados en Hernando-Alonso *et al.* (2024).

Para obtener los valores de  $D_E$  derivados del centro de Al, se aplicaron distintas funciones, analizando su correcto ajuste a los puntos experimentales y priorizando aquella que atravesara correctamente el primer punto experimental (punto natural). La función

SSE+LIN se aplicó en las muestras ZAR1801, ZAR1802 y ZAR1803, aportando valores de  $D_E$  entre  $963 \pm 201$  Gy y  $1523 \pm 230$  Gy, junto con ajustes muy buenos ( $R^2 > 0,99$ ). Sin embargo, esta función no atravesaba correctamente el punto natural en las muestras ZAR1501 y TSC1501, arrojando valores de  $D_E$  sobreestimados ( $6633 \pm 1025$  Gy y  $3388 \pm 385$  Gy). Por el contrario, la función SSE aplicada en los primeros puntos experimentales aportó  $D_E$  inferiores ( $3433 \pm 342$  Gy y  $1887 \pm 567$  Gy, respectivamente), junto con un ajuste superior en el caso de ZAR1501 ( $R^2 = 0,995$ ) (Tabla 5.1).

La aplicación de la función SSE para evaluar simplemente el componente exponencial en ZAR1501 y TSC1501 se realizó según la metodología explicada en el apartado 4.2.1.8.4. En ZAR1501 y TSC1501, esta función se aplicó hasta la alícuota irradiada a 6 kGy y 3,2 kGy, respectivamente, pasando correctamente por el punto natural y, por consiguiente, aportando valores de  $D_E$  más fiables.

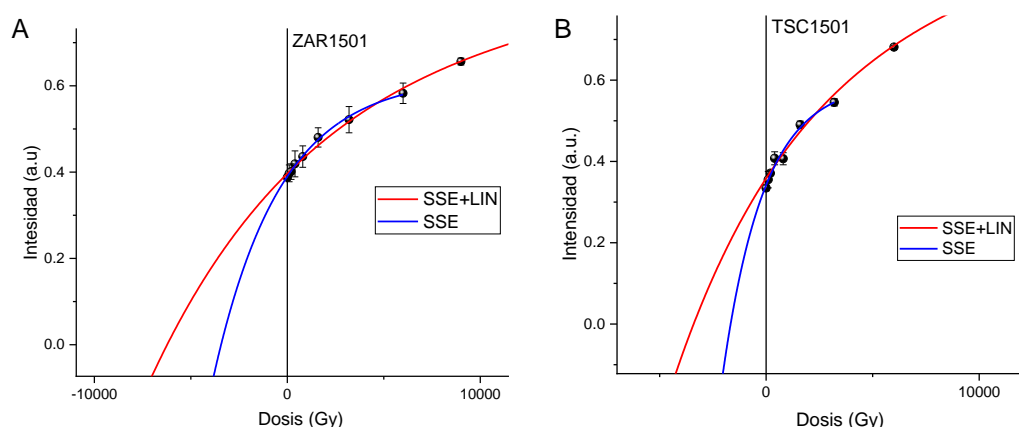


Figura 5.2. Detalle de las curvas de crecimiento en el centro de Al para A) la muestra ZAR1501 y B) la muestra TSC1501. En ambas gráficas, se observa como la función SSE+LIN (línea roja) no pasa por el natural (primer punto experimental), sobreestimando el valor de  $D_E$ .

La evaluación de la señal de RPE derivada de los centros paramagnéticos asociados con el Ti, también se realizó aplicando distintas funciones en las muestras ZAR1801, ZAR1802 y ZAR1803, aunque presentó algunos problemas. Por ejemplo, el centro de Ti-Li (opción A) en la muestra ZAR1802 no se pudo evaluar debido a la dispersión de los datos experimentales, lo que imposibilitaba el correcto ajuste de cualquier función. En las muestras ZAR1801 y ZAR1803, se utilizó la función SSE para evaluar los centros de Ti-Li y Ti-H, ya que los datos experimentales no mostraban la saturación de la señal. Por el

contrario, en la muestra ZAR1802, se observó que la señal estaba ligeramente saturada, siendo este comportamiento mejor descrito mediante de la función Ti2 (Figuras Anexo I.2- I.4).

Los valores de  $D_E$  obtenidos con el centro Ti-Li (opción D) fueron parecidos en las muestras ZAR1801 y ZAR1802 ( $857 \pm 186$  Gy,  $836 \pm 262$  Gy, respectivamente), mientras que ZAR1803 aportó un valor ligeramente superior ( $1287 \pm 194$  Gy). Los ajustes obtenidos tras aplicar las distintas funciones variaron entre 0,965 y 0,982, oscilando los errores de  $D_E$  entre el 15-31 %. Para el centro Ti-Li (opción A), los ajustes ( $R^2$ ) fueron bajos (0,954 y 0,927 para ZAR1801 y ZAR1803, respectivamente) y, en consecuencia, los errores de las  $D_E$  fueron elevados ( $> 26\%$ ). El centro Ti-H (opción C) también fue problemático puesto que la variación de las  $D_E$  observada del 65% imposibilita la repetibilidad de estos resultados. Mediante este centro se obtuvieron  $D_E$  muy dispares entre  $112 \pm 37$  Gy (ZAR1802) y  $923 \pm 156$  Gy (ZAR1803) (Tabla 5.1).

### 5.1.1.2. Dosis Total (D)

El contenido de elementos radioactivos para las muestras cogidas en la Covacha de los Zarpazos varía en un rango estrecho entre  $3,160 \pm 0,045$  ppm y  $4,041 \pm 0,036$  ppm para el  $^{238}\text{U}$ , y entre  $1,099 \pm 0,030$  % y  $1,763 \pm 0,048$  % en el  $^{40}\text{K}$ . Para el  $^{232}\text{Th}$  varía algo más (entre  $7,923 \pm 0,174$  ppm y  $14,954 \pm 0,370$  ppm, ZAR1803 y ZAR1802, respectivamente). Los contenidos de radioelementos son sistemáticamente inferiores para la muestra cogida en Tres Simas (TSC1501) (Tabla 5.2).

El contenido de agua de la muestra a lo largo de su etapa de enterramiento para las muestras de RPE se asume que es igual al 60 % del contenido de agua de la muestra saturada en agua, expresado como el porcentaje de peso en seco. Las muestras ZAR1802 y ZAR1803 aportaron resultados de humedad de la muestra iguales a  $19,0 \pm 0,1$  % y  $24,1 \pm 0,2$  % (porcentajes de peso en seco), siendo estos valores superiores a los obtenidos tras medir la saturación de la muestra ( $17,2 \pm 0,2$  % y  $19,9 \pm 0,2$  %, peso en seco), mostrando inconsistencias en la evaluación de la humedad. Finalmente, en estas muestras se optó por utilizar un contenido de agua final del 25,5 % con un error relativo del 20 %, basándose en los resultados previos de Demuro *et al.* (2014) (ver apartado 5.2.2.2 para

más detalles). Por otro lado, ZAR1801 aportó un valor final de contenido de agua bastante bajo (9 %, peso en seco), por lo que se optó por utilizar también un valor del 25,5 % (% peso seco) y un error relativo del 20 % basándonos en los datos previos publicados en Covacha de los Zarpazos por Demuro *et al.* (2014). En ZAR1501, se obtuvo un contenido final de agua del 13 % y para TSC1501 uno del 22 % (Tabla 5.2).

Las ratios entre la dosis gamma ( $D_\gamma$ ) calculada a partir de los datos de laboratorio *in situ* son, en general, ligeramente superiores a 1, excepto en las muestras ZAR1802 y ZAR1803. Debido a que las mediciones *in situ* reflejan con mayor precisión la heterogeneidad del entorno sedimentario, los valores de dosimetría *in situ* fueron utilizados para el cálculo de la dosis total (Tabla 5.2).

Las Dosis Totales (D) obtenidas a partir de la suma de las dosis  $\alpha$ ,  $\beta$ ,  $\gamma$  *in situ* interna y cósmica varían entre  $2192 \pm 52 \mu\text{Gy/a}$  y  $2983 \pm 64 \mu\text{Gy/a}$  para las muestras tomadas en la Covacha de los Zarpazos (ZAR1501, ZAR1801, ZAR1802 y ZAR1803), mientras que la muestra TSC1501 aportó un valor de  $1884 \pm 45 \mu\text{Gy/a}$  (Tabla 5.2).

## 5. Resultados

		Complejo Galería				
		Covacha de los Zarpazos				Tres simas
		ZAR1501	ZAR1801	ZAR1802	ZAR1803	TSC1501
Contenido en radioelementos	$^{238}\text{U}$ (ppm)	3,576 ± 0,044	3,702 ± 0,059	3,160 ± 0,045	4,041 ± 0,036	2,696 ± 0,035
	$^{232}\text{Th}$ (ppm)	14,762 ± 0,328	14,872 ± 0,330	14,954 ± 0,370	7,923 ± 0,174	10,944 ± 0,257
	$^{40}\text{K}$ (%)	1,509 ± 0,041	1,653 ± 0,047	1,763 ± 0,048	1,099 ± 0,030	0,958 ± 0,026
Evaluación del contenido en agua	Humedad de la muestra (%)	18,4 ± 0,2	14,3 ± 0,1	19,0 ± 0,1	24,1 ± 0,2	1,2 ± 0,1
	Saturación de los poros (medido en el laboratorio) (%)	22,4 ± 0,1	15,1 ± 0,2	17,2 ± 0,2	19,9 ± 0,2	37,4 ± 1,1
	Contenido en agua final estimado (% peso en seco)	13,4 ± 0,3	25,5 ± 5*	25,5 ± 5*	25,5 ± 5*	22,4 ± 0,6
Evaluación dosis gamma ( $D_\lambda$ )	<i>in situ</i> ( $\mu\text{Gy/a}$ )	1085 ± 38	897 ± 32	1286 ± 45	922 ± 33	681 ± 24
	en el laboratorio ( $\mu\text{Gy/a}$ )	1285 ± 18	1191 ± 17	1168 ± 18	856 ± 10	847 ± 12
	Ratio laboratorio/ <i>in situ</i>	1,2	1,3	0,9	0,9	1,2
Dosis	$D_{\text{int}}$ ( $\mu\text{Gy/a}$ )	50 ± 30	50 ± 30	50 ± 30	50 ± 30	50 ± 30
	$D_\alpha$ ( $\mu\text{Gy/a}$ )	81 ± 19	50 ± 12	48 ± 11	38 ± 10	55 ± 13
	$D_\beta$ ( $\mu\text{Gy/a}$ )	1645 ± 30	1553 ± 30	1564 ± 32	1150 ± 20	1023 ± 18
	$D_\gamma$ <i>in situ</i> ( $\mu\text{Gy/a}$ )	1085 ± 38	897 ± 32	1286 ± 45	922 ± 33	681 ± 24
	$D_{\text{cos}}$ ( $\mu\text{Gy/a}$ )	38 ± 4	37 ± 4	34 ± 3	32 ± 3	76 ± 8
Dosis Total	D ( $\mu\text{Gy/a}$ )	2899 ± 60	2587 ± 54	2983 ± 64	2192 ± 52	1884 ± 45

Tabla 5.2. Dosis Totales para las muestras del Complejo Galería. El asterisco (\*) señala los contenidos de agua finales asumidos según datos previos de Demuro et al., (2014).

#### 5.1.1.3. Edades de RPE

Las edades de RPE han sido calculadas con un nivel de confianza del 68 %, lo que corresponde a un intervalo de incertidumbre de  $\pm 1\sigma$ , tanto para el centro de Al como para los centros de Ti-Li y Ti-H. Los resultados derivados de los distintos centros paramagnéticos se muestran en la Tabla 5.3.

A partir del centro de Al, se obtuvieron dos conjuntos de fechas claramente diferenciados. Dentro del primer grupo, las muestras ZAR1801, ZAR1802 y ZAR1803 arrojaron edades de  $372 \pm 78$  ka,  $511 \pm 78$  ka y  $569 \pm 80$  ka (SSE+LIN), respectivamente, siendo indistinguibles estadísticamente con un nivel de confianza del 95 % ( $2\sigma$ ). El segundo conjunto está formado por las muestras ZAR1501 y TSC1501 que han proporcionado edades en torno a 1 Ma ( $1184 \pm 120$  ka y  $1001 \pm 302$  ka, respectivamente), siendo consistentes dentro de  $1\sigma$  entre sí. No obstante, ZAR1501 presenta un margen de error menor que TSC1501 (10 % y 30 % de error, respectivamente) (Tabla 5.3).

Las edades del centro de Ti-Li oscilan entre  $280 \pm 88$  ka y  $587 \pm 90$  ka para la opción D, mientras que la opción A proporcionó dataciones de  $460 \pm 122$  ka y  $1271 \pm 378$  ka para ZAR1801 y ZAR1803, respectivamente. Las edades obtenidas a partir del centro Ti-H (opción C) varían entre  $421 \pm 72$  y  $38 \pm 12$  ka, siendo las más jóvenes. La edad del centro Ti-Li (opción D) en ZAR1803 presenta el error más bajo (15 %), en el resto de las muestras, el error oscila entre el 20 % y el 30 % en los centros de Ti-Li y Ti-H (Tabla 5.3).

Considerando que estas muestras se cogieron en la unidad GIa del Pleistoceno inferior (Pérez-González et al., 2001), la capa GI.a.6 arrojó curiosamente edades infraestimadas a partir del centro de la Al de aproximadamente 540 ka (ZAR1803:  $569 \pm 80$  ka y, ZAR1802:  $511 \pm 78$  ka). Las muestras tomadas en la capa GI.a.5 (ZAR1801, ZAR1501 y TSC1501) presentaron edades de Al más dispersas de  $372 \pm 78$  ka,  $1184 \pm 120$  ka y,  $1001 \pm 302$  ka, respectivamente.

## 5. Resultados

	<b>Complejo Galería</b>				
	<b>Covacha de los Zarpazos</b>				<b>Tres simas</b>
	<b>ZAR1501</b>	<b>ZAR1801</b>	<b>ZAR1802</b>	<b>ZAR1803</b>	<b>TSC1501</b>
D <sub>E</sub> (Gy) centro de Al	3433 ± 342	963 ± 201	1523 ± 230	1248 ± 174	1887 ± 567
D <sub>E</sub> (Gy) centro de Ti-Li (opción D)		857 ± 186	836 ± 262	1287 ± 194	
D <sub>E</sub> (Gy) centro de Ti-Li (opción A)		1189 ± 314		2786 ± 828	
D <sub>E</sub> (Gy) centro de Ti-H (opción C)		351 ± 68	112 ± 37	923 ± 156	
D (μGy/a)	2899 ± 60	2587 ± 54	2983 ± 64	2192 ± 52	1884 ± 45
Edad del centro de Al (ka)	<b>1184 ± 120</b>	372 ± 78	511 ± 78	569 ± 80	1001 ± 302
Edad del centro de Ti-Li (opción D) (ka)		331 ± 72	280 ± 88	587 ± 90	
Edad del centro de Ti-Li (opción A) (ka)		460 ± 122		1271 ± 378	
Edad del centro de Ti-H (opción C) (ka)		136 ± 26	38 ± 12	421 ± 72	

Tabla 5.3. Edades obtenidas en las muestras del Complejo Galería. En negrita aparece la fecha más consistente según la discusión (ver apartado 6.1). Datos publicando en Hernando-Alonso et al., (2024). Todas las edades están calculadas con un intervalo de confianza de  $\pm 1\sigma$ .

5.1.2. Dataciones paleomagnéticas

En la Tabla 5.4, se muestran los resultados paleomagnéticos de las muestras cogidas en la capa GIa.6 (Complejo Galería). Además, se han representado en una estereográfica para facilitar su visualización (Figura 5.3A).

Muestra paleomagnética	Dec (°)	Inc(°)	MAD (°)	Corrección del basculamiento (150/35)		Muestreo
				Dec (°)	Inc (°)	
<b>21ZAR1-1</b>	2	59	2,1	<b>298,5</b>	<b>59,2</b>	Nivel de calcilitas por encima de la muestra de RPE ZAR1802
<b>21ZAR1-2</b>	333	15	14,9	<b>323,7</b>	<b>13,9</b>	
<b>21ZAR1-5</b>	331	-36	9,5	<b>353,3</b>	<b>-28,3</b>	
<b>21ZAR1-6</b>	269	-17	10,9	<b>281,9</b>	<b>-46,0</b>	
<b>21ZAR1-8</b>	10	49	10,6	<b>320,1</b>	<b>59,3</b>	
<b>21ZAR1-9</b>	346	59	8,1	<b>292,8</b>	<b>51,6</b>	
<b>21ZAR2-11</b>	192	-20	2,9	<b>174,5</b>	<b>-39,9</b>	Junto o por debajo de la muestra de RPE ZAR1802
<b>21ZAR2-12</b>	205	-20	2,7	<b>188,9</b>	<b>-46,2</b>	
<b>21ZAR2-7</b>	203	-8	14,9	<b>193,6</b>	<b>-34,6</b>	
<b>21ZAR4-01</b>	247	20	18,2	<b>246,8</b>	<b>-14,8</b>	
<b>21ZAR4-02</b>	256	21	5,8	<b>255,3</b>	<b>-12,8</b>	
<b>21ZAR4-03</b>	160	3	30,9	<b>159,9</b>	<b>-3,2</b>	
<b>21ZAR4-04</b>	232	-25	19,8	<b>225,6</b>	<b>-59,4</b>	
<b>21ZAR4-05</b>	207	1	13,9	<b>202,0</b>	<b>-27,8</b>	
<b>21ZAR4-06</b>	170	-7	4,3	<b>162,6</b>	<b>-17,1</b>	
<b>21ZAR3-1</b>	158	-21	15,0	<b>143,9</b>	<b>-21,6</b>	
<b>21ZAR3-10</b>	223	-29	10,5	<b>207,9</b>	<b>-61,3</b>	
<b>21ZAR3-12</b>	206	-13	2,3	<b>194,4</b>	<b>-40,4</b>	
<b>21ZAR3-13</b>	187	-19	7,1	<b>170,3</b>	<b>-36,4</b>	
<b>21ZAR3-14</b>	189	-3	20,6	<b>182,0</b>	<b>-23,8</b>	
<b>21ZAR3-08</b>	225	-35	19,8	<b>206,4</b>	<b>-67,5</b>	
<b>21ZAR5-01</b>	109	-32	7,5	<b>100,1</b>	<b>-6,6</b>	
<b>21ZAR5-02</b>	185	-22	5,4	<b>166,2</b>	<b>-37,7</b>	
<b>21ZAR5-03</b>	186	-25	7,5	<b>164,8</b>	<b>-40,7</b>	
<b>21ZAR5-04</b>	168	-52	4,9	<b>123,2</b>	<b>-49,0</b>	
<b>21ZAR5-05</b>	176	-17	4,7	<b>161,6</b>	<b>-28,7</b>	
<b>21ZAR5-06</b>	235	-67	12,6	<b>69,2</b>	<b>-77,8</b>	

Tabla 5.4. Resultados paleomagnéticos de las muestras cogidas en el nivel GIa.6 en relación con las muestras de RPE ZAR1802 y ZAR1803. Dec: Declinación, Inc: Inclinación, MAD: Desviación angular máxima. En negrita están los valores corregidos finales de declinación e inclinación, ya que la secuencia está basculada hacia el sur. Datos publicando en Hernando-Alonso et al., (2024).

Los resultados paleomagnéticos son muy homogéneos. Las muestras presentaron valores de desviación angular máxima (MAD, por sus siglas en inglés) generalmente inferiores a 15°, pudiéndose utilizar este parámetro de forma indirecta para evaluar la calidad de los resultados (Butler, 1992). Las muestras tomadas en los distintos materiales que componen

esta unidad (limos, arcillas y calcilutitas) arrojaron principalmente vectores con polaridad inversa, cuyos ángulos de inclinación varían entre  $-3,2^\circ$  y  $-77,8^\circ$  (Tabla 5.4).

Los resultados se agrupan predominantemente hacia la mitad inferior de la proyección estereográfica (hemisferio norte), presentando valores consistentes de polaridad inversa (círculos abiertos). El conjunto de datos representados en la parte superior de la estereográfica se corresponde con las muestras cogidas en un nivel de calcilutitas situado a 20-40 cm por arriba de la muestra ZAR1802. En este nivel de calcilutitas se obtuvieron datos de polaridad inversa en la parte superior de la estereográfica (21ZAR1-5, 21ZAR1-6), lo que es posible al estar en el hemisferio norte. También aportó datos de polaridad normal (21ZAR1-1, 21ZAR1-2, 21ZAR1-8 y 21ZAR1-9) anómalos con el resto de las muestras tomadas en esta capa. En definitiva, el nivel de calcilutitas no aportó resultados claros debido quizás al propio muestreo o por algún proceso de desmagnetización, respectivamente (Tabla 5.4 y Figura 5.3A).

En la Figura 5.3B, se han incluido dos diagramas de Zijderveld (1967) para ejemplificar el conjunto general de muestras que presentan polaridades inversas para la capa G1a.6 del Complejo Galería. En ambas muestras se puede observar con cierta certeza cómo los vectores magnéticos apuntan hacia el origen. Ambas se caracterizan por presentar magnetizaciones normales remanentes (NRM) bajas ( $0,831 \text{ mA/m}$  y  $1,207 \text{ mA/m}$  para 21ZAR1-12 y 21ZAR4-06, respectivamente), posiblemente debido a la falta de minerales magnéticos.

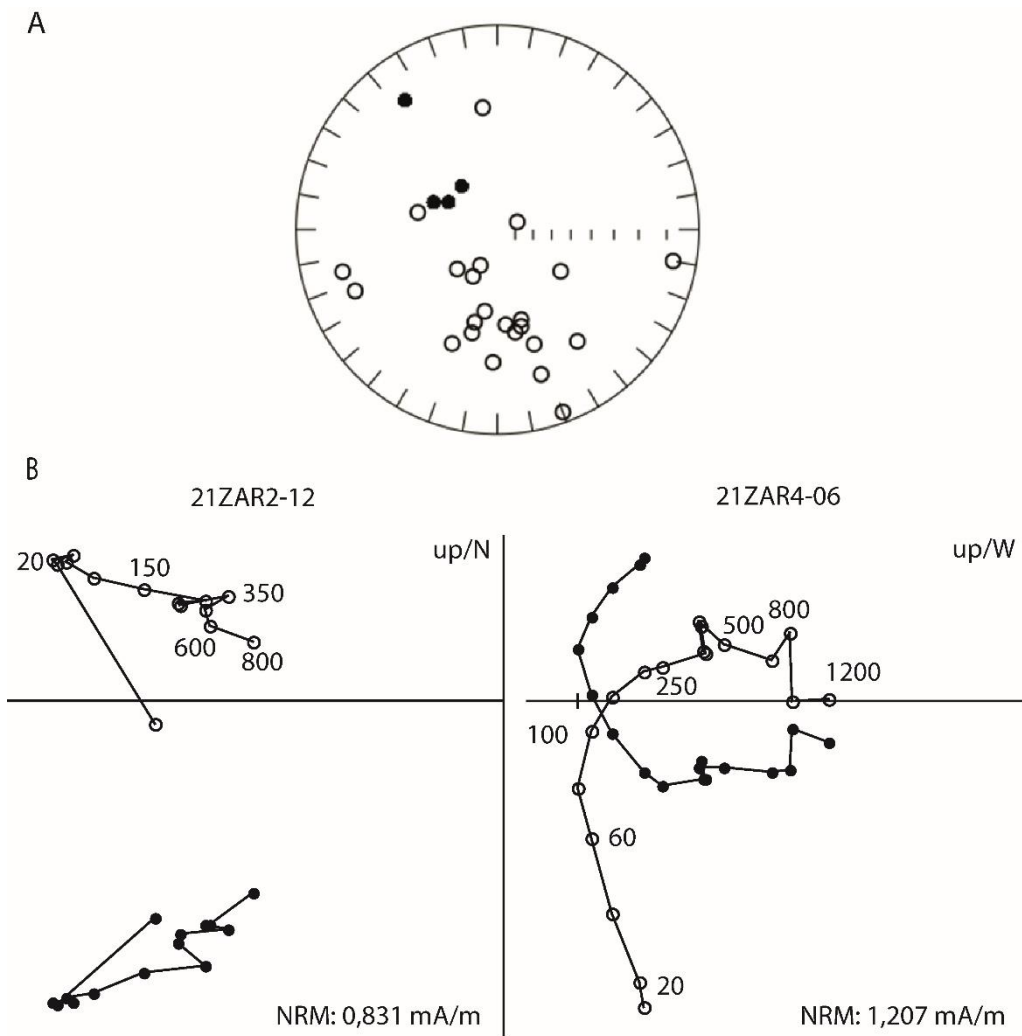


Figura 5.3. A) Representación de las direcciones de la magnetización remanente características (ChRM, por sus siglas en inglés) en una proyección estereográfica (hemisferio norte). Los puntos rellenos indican vectores con polaridad normal, mientras que los abiertos representan polaridades inversas. B) Ejemplos de la desmagnetización progresiva por campos alternos (AF) se muestran mediante diagramas vectoriales (Zijderveld, 1967) de muestras representativas de la Covacha de los Zarpazos. Las trayectorias proyectadas en el plano horizontal (círculos sólidos) y en el plano vertical (círculos abiertos) indican la evolución del vector magnético conforme se eliminan las componentes secundarias. El comportamiento lineal hacia el origen señala una componente magnética estable, mientras que las desviaciones iniciales corresponden a componentes secundarias eliminadas durante el tratamiento de los datos. También, se muestra el valor inicial de la magnetización normal remanente (NRM, siglas en inglés) expresado en miliAmperios por metro (mA/m).

### 5.2. Cueva del Silo

Para cumplir parte de los objetivos de la presente tesis, se tomaron 4 muestras en la secuencia detrítica de Sala del Caos (SILO1501, SILO1502, SILO1503, SILO1504) y 2 muestras en Galería de las Arenas (SILO1505 y SILO1506) para datar mediante Resonancia Paramagnética Electrónica la entrada directa del río Arlanzón en el sistema endokárstico. También se tomaron muestras paleomagnéticas para obtener un marco cronológico independiente y se dató el espeleotema que sella la secuencia de Sala del Caos (ATA-21-01) mediante series de Uranio, para poder fechar los cambios en la dinámica fluvio-kárstica. Además, se realizaron análisis geoquímicos para caracterizar los distintos depósitos fluviales que se encuentran dentro de esta cueva.

La gran mayoría de los resultados derivados de este trabajo de investigación en Cueva del Silo están publicados en la revista *Quaternary Geochronology* (Hernando-Alonso et al., 2022). No obstante, los análisis sedimentológicos y geoquímicos, la datación del espeleotema y los conjuntos de muestras paleomagnéticas 21SIL1 y 21/22SIL3 son resultados inéditos.

#### 5.2.1. Análisis sedimentológicos y geoquímicos

##### 5.2.1.1. Granulometría completa

En la Tabla 5.5, se muestran los resultados obtenidos a partir del tamizado en húmedo y de la pipeta de Robinson. Las muestras se describieron siguiendo la clasificación textural propuesta por Blott & Pye (2012).

Las muestras granulométricas se tomaron en la matriz sedimentaria donde se cogieron las muestras de RPE. Por lo tanto, estos análisis no son representativos de la unidad sedimentaria. Por ejemplo, las muestras sedimentológicas SILO15N1 y SILO15N2 se cogieron en lentejones arenosos dentro de las gravas fluviales, al lado de las muestras de RPE, por ello, la muestra Silo 15N1 tiene un 0 % en gravas, pese a estar cogida en una unidad formada por cantos fluviales (Tabla 5.5).

SITIO	MUESTRA	GRAVA (%)	ARENA (%)	LIMO (%)	ARCILLA (%)
		16000-2000 $\mu\text{m}$	2000-63 $\mu\text{m}$	53-2 $\mu\text{m}$	< 2 $\mu\text{m}$
SC	Silo 15N1	0.00	87.08	9,86	3,06
	Silo 15N2	21.63	38.47	15,73	24,17
GA	Silo 1505	0.00	55.10	38,34	6,56
	Silo 1506	0.00	24.02	59,88	16,1

Tabla 5.5. Análisis granulométricos completo por tamizado en húmedo y pipeta de Robinson de las muestras sedimentarias en relación a las muestras de RPE cogidas en Cueva del Silo. SC: Sala del Caos, GA: Galería de las Arenas.

Estos resultados nos indican que la muestra sedimentológica Silo 1506 tiene el mayor contenido en materiales finos (< 63  $\mu\text{m}$ ) en suspensión (75,98 %), seguido por la muestra Silo 1505 (44,9 %), Silo 15N2 (39,9 %) y, finalmente la muestra Silo 15N1 (12,92 %) (Tabla 5.5).

#### 5.2.1.1.1. Fracción arenas

En la tabla 5.6 queda representado la variedad granulométrica de la fracción arena de los dos depósitos. Las muestras cogidas en Sala del Caos (Silo 15N1 y Silo 15N2) muestran un porcentaje de arena gruesa a muy gruesa (> 500  $\mu\text{m}$ ) entre del 7,55 % y 12,02 %, mientras que en las muestras cogidas en Galería de las Arenas es aproximadamente del 0,2 % (Silo 1505 y Silo 1506). La fracción de arenas utilizado para RPE se corresponde con el tamaño entre 250-125  $\mu\text{m}$ , variando entre el 18,45 % (Silo 1505) y 4,27 % (Silo 1506) (Tabla 5.6).

SITIO	MUESTRA	FRACCIÓN ARENAS ( $\mu\text{m}$ )				
		2000-1000	1000-500	500-250	250-125	125-63
SC	Silo 15N1	0,22	7,33	59,72	17,85	1,96
	Silo 15N2	4,51	7,51	16,15	6,76	3,55
GA	Silo 1505	0,08	0,11	1,88	18,45	34,58
	Silo 1506	0,14	0,06	0,57	4,27	18,99

Tabla 5.6. Análisis de la fracción arenas por tamizado húmedo de las muestras sedimentarias cogidas en relación con las muestras de RPE. SC: Sala del Caos, GA: Galería de las Arenas.

#### 5.2.1.1.2. Fracción de limos

Mediante los análisis de la pipeta Robinson, junto con los resultados de tamizado en húmedo, se pudo discernir entre distintos tamaños dentro de la fracción limos. Los datos obtenidos para las muestras se presentan en la Tabla 5.7.

SITIO	MUESTRA	FRACCIÓN LIMOS (%)		
		63-53 $\mu\text{m}$	53-20 $\mu\text{m}$	20-2 $\mu\text{m}$
SC	Silo 15N1	6,10	1,79	1,97
	Silo 15N2	2,83	5,61	15,73
GA	Silo 1505	11,63	17,72	8,98
	Silo 1506	8,24	31,25	20,4

Tabla 5.7. Fracción de limos de las muestras cogidas en Cueva del Silo. SC: Sala del Caos, GA: Galería de las Arenas.

En la muestra Silo 15N1, el mayor porcentaje de limos (6,10 %) se encuentran en la fracción entre 63 y 53  $\mu\text{m}$ . En Silo 15N2, se observa un patrón contrario, donde la fracción más fina (20-2  $\mu\text{m}$ ) es la más abundante (15,73 %). La muestra Silo 1505 presenta una clasificación granulométrica de los limos relativamente homogénea en todas las fracciones (11,63 %, 17,72 % y 8,98 %). Finalmente, la muestra Silo 1506 destaca por mostrar un porcentaje muy elevado (31,25 %) entre 53-20  $\mu\text{m}$ .

### 5.2.1.2. Análisis mineralógicos

Todas las muestras presentan una composición mineralógica relativamente uniforme, predominando el cuarzo, en comparación con el resto minerales, tanto en Sala del Caos como en Galería de las Arenas (Tabla 5.8).

Sitio	Muestra	Cuarzo	Calcita	Feldespatos	Filosilicatos
SC	Silo 15N1	>70 %	5-10 %	5-10 %	5-10 %
	Silo 15N2	41-70 %	21-40 %	5-10 %	11-20 %
GA	Silo 1505	41-70 %	11-20 %	5-10 %	5-10 %
	Silo 1506	41-70 %	21-40 %	5-10 %	11-20 %

Tabla 5.8. Análisis mineralógicos por difracción de rayos X de las muestras de la Cueva del Silo. SC: Sala del Caos, GA: Galería de las Arenas.

La muestra Silo 15N1 se caracteriza por contener la mayor proporción de cuarzo (> 70 %), mientras que las demás fases minerales (calcita, feldespatos y filosilicatos) se encuentran en proporciones menores (entre el 5 % y el 10 %). Las muestras Silo 15N2 y Silo 1506 cogidas en Sala del Caos y Galería de las Arenas, respectivamente, destacan por unos contenidos en calcita y filosilicatos similares (21-40 % y 11-20 %, respectivamente). La muestra Silo 1505 presenta una composición similar a la muestra Silo 15N1, aunque con un contenido de calcita mayor entre el 11 % al 20 % (Tabla 5.8).

Estos resultados sugieren un área fuente común para ambos depósitos sedimentarios. Los materiales siliciclásticos probablemente provengan de la erosión de los materiales paleozoicos de la Sierra de la Demanda, mientras que los carbonatos sean producto de la disolución de las rocas mesozoicas de la Sierra de Atapuerca. Las muestras Silo 15N2 y Silo 1506 destacan por su mayor contenido de calcita y filosilicatos, lo que podría indicar una mayor influencia de procesos químicos en comparación con las muestras Silo 15N1 y Silo 1505 (Tabla 5.8).

## 5.2.1.3. Elementos mayoritarios y minoritarios

En las tablas 5.9 y 5.10, se muestran los elementos mayoritarios y los minoritarios, expresados en porcentaje en ppm, respectivamente. Estos análisis se realizaron con el objetivo de corroborar los datos obtenidos a partir de difracción de rayos X y afinar la caracterización geoquímica para cada una de las muestras de RPE.

Óxido (%)	Sala del Caos		Galería de las Arenas	
	Silo 15N1	Silo 15N2	Silo 1505	Silo 1506
<b>SiO<sub>2</sub></b>	84,91	59,26	73,21	62,74
<b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	3,48	6,43	4,49	7,61
<b>Fe<sub>2</sub>O<sub>3t</sub></b>	1,48	3,11	1,71	2,96
<b>MnO</b>	<LD	0,05	0,02	0,07
<b>MgO</b>	0,39	0,98	0,56	1,08
<b>CaO</b>	4,17	14,63	9,17	11,2
<b>Na<sub>2</sub>O</b>	0,09	0,12	0,16	0,16
<b>K<sub>2</sub>O</b>	0,91	1,43	1,36	1,96
<b>TiO<sub>2</sub></b>	0,31	0,58	0,82	0,88
<b>P<sub>2</sub>O<sub>5</sub></b>	0,04	0,07	0,07	0,09
<b>SO<sub>3</sub></b>	<LD	<LD	<LD	<LD
<b>LOI</b>	4,18	13,3	8,42	11,22

Tabla 5.9. Análisis de elementos mayoritarios por fluorescencias de rayos X de las muestras de la Cueva del Silo. Fe<sub>2</sub>O<sub>3t</sub>: Cantidad total de hierro en distintos estados de oxidación. LD: Límite de detección y LOI: Pérdida por ignición.

Elemento (ppm)	Sala del Caos		Galería de las Arenas	
	Silo 15N1	Silo 15N2	Silo 1505	Silo 1506
<b>As</b>	<LD	<LD	<LD	<LD
<b>Ba</b>	122	262	222	356
<b>Ce</b>	<LD	<LD	<LD	<LD
<b>Co</b>	59	<LD	47	<LD
<b>Cr</b>	<LD	<LD	<LD	53
<b>Cu</b>	<LD	10	<LD	11
<b>Ga</b>	6	10	7	12
<b>Nb</b>	<LD	11	13	14
<b>Rb</b>	<LD	53	40	66
<b>Sr</b>	44	119	104	155
<b>Th</b>	<LD	<LD	<LD	<LD
<b>U</b>	<LD	<LD	<LD	<LD
<b>Zn</b>	<LD	<LD	<LD	<LD
<b>Zr</b>	118	483	429	431

Tabla 5.10. Análisis de elementos minoritarios por fluorescencia de rayos X de las muestras de Sala del Caos. LD: Límite de detección.

Las muestras Silo 15N1 y Silo 1505 se caracterizan por un contenido significativamente alto de SiO<sub>2</sub> (84,91 % y 73,21 %, respectivamente) (Tabla 5.9). El resto de las muestras presentan unos contenidos de SiO<sub>2</sub> algo menores. Estos resultados concuerdan con la presencia mayoritaria de cuarzo en todas las muestras observada por difracción de rayos X (Tabla 5.8). Los siguientes elementos que se encuentran en proporciones mayores en las muestras, especialmente en Silo 15N2 y Silo 1506, son el CaO y la pérdida por ignición (LOI), lo que indica una composición carbonatada para ambas secuencias detríticas. Estos datos no sólo son esperables en este ambiente kárstico, sino que también son coherentes con los análisis mineralógicos descritos en el apartado 5.2.1.2.. Los contenidos bajos (< 1 %) de MnO, MgO, Na<sub>2</sub>O, K<sub>2</sub>O y TiO<sub>2</sub> en todas las muestras sugieren

que estos elementos no tienen una contribución significativa en la composición general de los sedimentos (Tabla 5.9). Esta observación coincide con el menor contenido en feldespatos y filosilicatos (Tabla 5.8). Todas las muestras contienen porcentajes moderados de  $\text{Al}_2\text{O}_3$  (>3,48 %). Por el contrario, el contenido en  $\text{Ti}_2\text{O}$  es significativamente inferior (< 0,88 %) (Tabla 5.9).

Las muestras presentan contenidos similares en todos los elementos minoritarios, excepto en el Ba, Sr y Zr. La muestra Silo 15N1 destaca por tener el contenido inferior en estos tres elementos (122 ppm, 44 ppm y 118 ppm). Los mayores contenidos en Ba y Sr se observaron en la muestra Silo 1506, mientras que la muestra Silo 15N2 presenta la mayor cantidad de Zr (Figura 5.4).

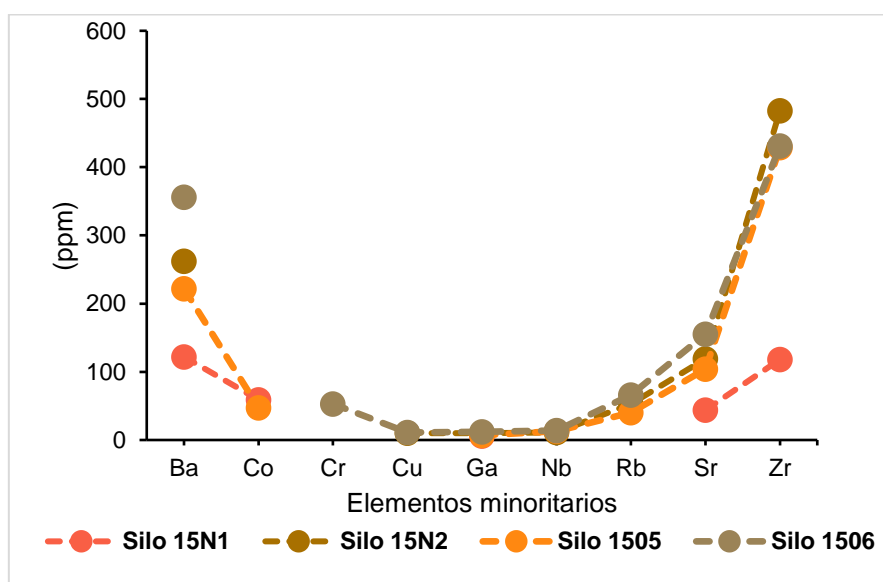


Figura 5.4. Representación gráfica del contenido de elementos minoritarios presentes en las muestras de Cueva del Silo.

Se ha realizado un análisis de Componentes Principales incluyendo los elementos mayoritarios y minoritarios para ampliar el rango de variabilidad química. Debido a la diferencia de escala de los datos, los resultados se han normalizado utilizando la metodología Z-Score. Este análisis se ha realizado usando el software libre PAST 4.05.

Tras el análisis por Componentes Principales, se han obtenido un total de tres componentes principales. El componente principal 1 (CP1) explica el mayor porcentaje de varianza (72,23 %), mientras que los componentes principales 2 y 3 (CP2 y CP3)

indican el 14,60 % y 13,17 % de la varianza, respectivamente. Por lo tanto, mediante este análisis podemos obtener un porcentaje de varianza muy elevado (86,83 %), usando los componentes CP1 y CP2 para explicar la variabilidad de los resultados obtenidos.

El CP1 presenta una correlación positiva alta ( $> 0,8$ ) con los elementos asociados a los filosilicatos ( $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{K}_2\text{O}$ ,  $\text{Zr}$ ) así como con elementos móviles ( $\text{CaO}$ ,  $\text{Sr}$ ,  $\text{Ba}$ ,  $\text{LOI}$ ), frente a una correlación negativa alta en  $\text{SiO}_2$  ( $-0,94$ ) y en menor medida con el  $\text{Co}$  ( $-0,45$ ). El CP2 se correlaciona positivamente ( $>0,7$ ) con  $\text{Na}_2\text{O}$ ,  $\text{Nb}$ ,  $\text{Rb}$  y, en menor medida, también con el  $\text{TiO}_2$ . El CP3 muestra, en general, correlaciones positivas con los elementos minoritarios y, en específico, con el  $\text{Cu}$ ,  $\text{Rb}$  y  $\text{Nb}$  (Figura 5.5).

El CP1 parece que diferencia las muestras de una composición siliciclástica (Silo 15N1 y Silo 1505) de aquellas donde la presencia de óxidos como  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ , y  $\text{MgO}$  es más relevante. El CP2 separa las muestras de Galería de las Arenas en los cuadrantes superiores (Silo 1505 y Silo 1506) y las tomadas en Sala del Caos en los inferiores (Silo 15N1 y Silo 15N2). El criterio por el que el CP3 agrupa las muestras no es coherente por lo que se ha descartado (Figura 5.5 y 5.6). No obstante, todas las muestras quedan englobadas en una elipse del 95 % de confianza, por lo que estadísticamente las muestras no presentan diferencias composicionales significativas.

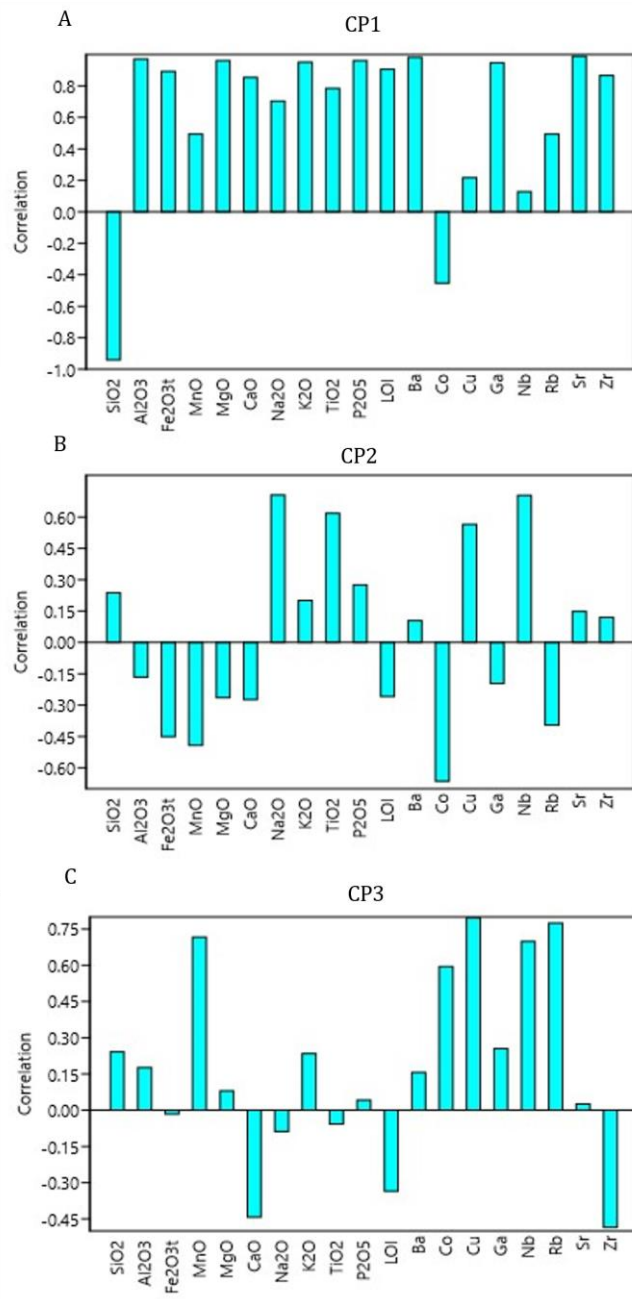


Figura 5.5 Correlación de los elementos mayoritarios y minoritarios con A) el CP1, B) CP2 y C) CP3.

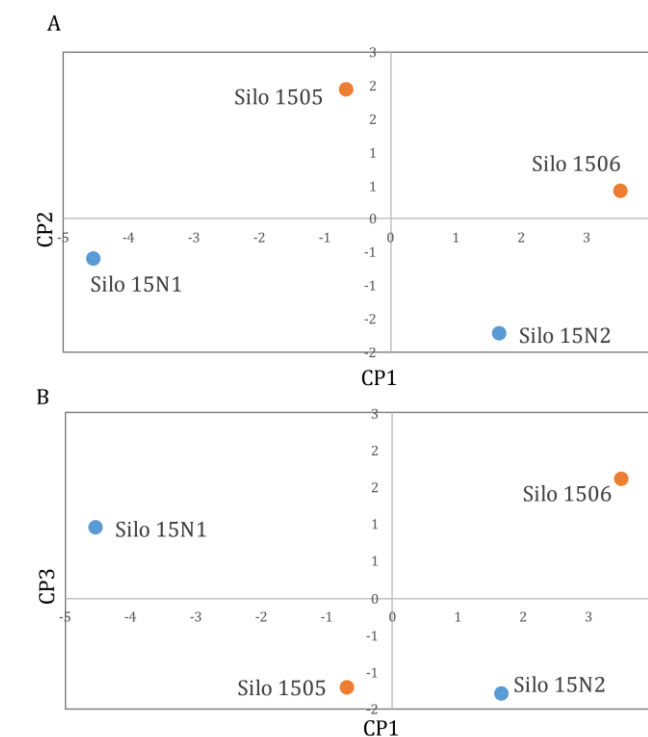


Figura 5.6. Análisis de componentes principales utilizando en A) el CP1 y el CP2 (varianza del 86,83 %) y en B) el CP1 y CP3 (varianza del 85,4 %).

## 5.2.2. Dataciones de RPE en granos de cuarzo sedimentario

### 5.2.2.1. Dosis Equivalentes ( $D_E$ )

En la Tabla 5.11, se muestran los valores de  $D_E (\pm 1\sigma)$  calculados en cada muestra. Las curvas de crecimiento que se utilizaron para calcular los valores de  $D_E$  para cada centro paramagnético se encuentran representadas en el Anexo I (Figuras Anexo I.5, I.6, I.7 y I.8).

En todas las muestras, se aplicó la metodología de los centros múltiples midiendo el centro de Al, y los centros de Ti-Li (opción A y D) y Ti-H (opción C) *sensu* Duval y Guilarte (2015).

Respecto al centro de Al, se calcularon los coeficientes de blanqueo para restar la señal residual, situándose éstos en un rango relativamente estrecho (entre 55 % y 66 %). La función SSE+LIN aplicada a los datos experimentales obtenidos a partir de la señal de Al

muestra un excelente nivel de ajuste para todas las muestras ( $R^2$  ajustado  $>0,99$ ), aportando  $D_E$  con bajos errores, que varían entre el 10 % y el 15 %. La variabilidad de los valores  $D_E$  es inferior al 20 % para todas las muestras, lo que indica, además una aceptable repetibilidad de los datos. Las estimaciones de  $D_E$  a partir del centro del Al en Sala del Caos varían entre  $2530 \pm 359$  Gy (SILO1502) y  $3285 \pm 470$  Gy (SILO1504). Las muestras SILO1505 y SILO1506 tomadas en Galería de las Arenas aportaron unos valores de  $D_E$  iguales a  $4071 \pm 407$  Gy y,  $2788 \pm 331$  Gy, respectivamente (Tabla 5.11).

En las muestras SILO1502, SILO1504 y SILO1505, las intensidades de la señal del Al obtenidas a partir de las alícuotas con mayores tasas de irradiación ( $>20000$  Gy) parece causar una ligera distorsión en la función SSE+LIN, por lo que los valores de  $D_E$  para estas muestras podrían estar ligeramente sobrestimados. Se intentó aplicar la función SSE, pero aportó ajustes inferiores y errores de  $D_E$  más altos, por lo que, finalmente, se utilizó función SSE+LIN (Figura Anexo I.5).

		CUEVA DEL SILO						
		Sala del Caos				Galería de las Arenas		
		SILO1501	SILO1502	SILO1503	SILO1504	SILO1505	SILO1506	
		Profundidad relativa (cm)	3000 ± 100	3000 ± 100	3000 ± 100	3000 ± 100	1900 ± 100	1900 ± 100
Centro de Al		Bl (%)	56,3 ± 0,3	55,1 ± 1,0	55,5 ± 0,8	58,6 ± 0,8	57,5 ± 0,6	65,6 ± 0,4
		Ajuste R <sup>2</sup>	0,992	0,991	0,995	0,993	0,995	0,995
		D <sub>E</sub> (Gy)	3195 ± 465	2530 ± 359	2708 ± 273	3285 ± 470	4071 ± 407	2788 ± 331
		Variación de D <sub>E</sub> (%)	7	17	2	11	13	6
Centro de Ti-Li	opción D	Ajuste R <sup>2</sup>	0,964	0,943	0,988	0,985	0,986	0,992
		D <sub>E</sub> (Gy)	4340 ± 700	1122 ± 167	2589 ± 381	4101 ± 351	2917 ± 300	3041 ± 253
		Variación de D <sub>E</sub> (%)	45	16	27	9	9	13
	opción A	Ajuste R <sup>2</sup>	0,995	0,972	0,970	-	0,987	0,994
		D <sub>E</sub> (Gy)	5692 ± 352	2838 ± 613	2623 ± 382	-	3720 ± 498	3533 ± 292
		Variación de D <sub>E</sub> (%)	26	59	11		10	11
Centro de Ti-H	opción C	Ajuste R <sup>2</sup>	0,995	0,929	0,986	0,875	0,959	0,973
		D <sub>E</sub> (Gy)	2166 ± 279	699 ± 314	931 ± 203	1031 ± 365	953 ± 246	936 ± 131
		Variación de D <sub>E</sub> (%)	34	45	39	31	42	37

Tabla 5.11. Dosis Equivalentes ( $D_E \pm 1\sigma$ ) de los centros de Al, Ti-Li (opciones A y D) y Ti-H (opción C), *sensu* Duval y Guilarte (2015), en Cueva del Silo. Bl: porcentaje de blanqueamiento. Datos publicados en Hernando-Alonso et al. (2022).

En el centro de Ti-Li (opción D), se ha observado una variabilidad de  $D_E$  razonable ( $< 30\%$ ), excepto en la muestra SILO1501 ( $45\%$ ). Los ajustes obtenidos al aplicar la función Ti2 en la Galería de las Arenas son muy buenos, mientras que en la Sala del Caos son bastante bajos en algunas muestra ( $0,94$  en SILO1502). Los resultados de  $D_E (\pm 1\sigma)$  a partir del centro de Ti-Li (opción D) en Galería de las Arenas, coinciden entre sí ( $2917 \pm 300$  Gy y  $3041 \pm 253$  Gy en SILO1505 y SILO1506, respectivamente). Por el contrario, en la Sala del Caos las  $D_E$  varían entre  $1122 \pm 167$  Gy (SILO1502) y  $4340 \pm 700$  Gy (SILO1501) (Tabla 5.11).

En el centro de Ti-Li (opción A), se aplicó la función Ti2, obteniendo los valores de  $D_E$  más elevados, considerando los intervalos de confianza, en todas las muestras (entre  $5692 \pm 352$  Gy y  $2623 \pm 382$ , en SILO1501 y SILO1503, respectivamente). Además, en SILO1504, no se pudo calcular ningún valor debido a la dispersión de los puntos experimentales, lo cual imposibilitaba el ajuste de cualquier función. En general, esta opción suele aportar valores sobreestimados de  $D_E$ , por lo que no se suele utilizar para datar muestras de RPE (Duval et al., 2015) (Tabla 5.11).

El centro de Ti-H (opción C) aporta sistemáticamente los valores de  $D_E$  inferiores (entre  $699 \pm 314$  Gy y  $2166 \pm 279$  Gy, función Ti2). Los porcentajes de variación de  $D_E$  son altos en todas ellas, llegándose a alcanzar el ajuste ( $R^2$ ) menor en SILO1504 ( $0,875$ ). El uso del centro de Ti-H para datar estas muestras se puede descartarse debido a la saturación de la señal que le impide datar muestras más antiguas del Pleistoceno Superior/Medio (Duval et al., 2020) (Tabla 5.11).

En las muestras SILO1501 y SILO1504, se observó un patrón anómalo puesto que el centro de Ti-Li (opción D) aportó valores más altos que el centro de Al, considerando los intervalos de confianza (Figura 5.7). En SILO1501, estos resultados podrían deberse a la alta variabilidad de la dosis equivalente ( $D_E$ ) ( $45\%$ ) en el centro de Ti-Li (opción D), así como el ajuste bajo ( $0,964$ , Tabla 5.11). Por otro lado, en SILO1504, parece que los errores tan altos asociados a las intensidades de RPE del Ti-Li (opción D) dificultarían una correcta evaluación de la  $D_E$  (Figura Anexo I.6). Por consiguiente, en estas muestras el centro de Al podría aportar el valor de  $D_E$  más fiable, aunque este centro aporte una edad máxima.

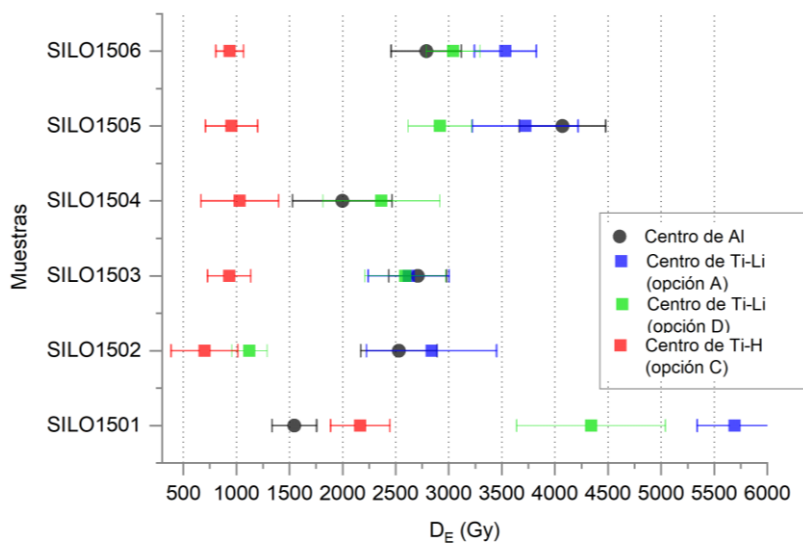


Figura 5.7. Representación gráfica de los valores de  $D_E$  ( $\pm 1\sigma$ ) obtenidos en los distintos centros paramagnéticos en las muestras de Cueva del Silo.

En SILO1502 y SILO1505, la señal de Al podría estar mal blanqueada, siendo el centro de Ti-Li (opción D) el que aporta una estimación más fiable de la verdadera edad de enterramiento de la muestra (Figura 5.7).

Los resultados de  $D_E$  a partir de los centros de Al y Ti-Li (opción D) aportan valores que coinciden en  $1\sigma$  en SILO1503 y SILO1506, pudiéndose utilizar ambos centros para datar estas muestras (Figura 5.7).

#### 5.2.2.2. Dosis Total (D)

Los contenidos en radioelementos parecen reflejar las distintas unidades sedimentarias donde se han tomado las muestras. Las muestras SILO1501 y SILO1502 que se cogieron en la unidad de los cantos metamórficos presentan concentraciones de  $^{238}\text{U}$ ,  $^{232}\text{Th}$  y  $^{40}\text{K}$  muy similares entre sí, variando aproximadamente entre 1,7-1,8 ppm, 7,7-8,0 ppm y, 1,0-1,3 %, respectivamente. Las muestras SILO1503 y SILO1404 presentaron una mayor cantidad de  $^{232}\text{Th}$ , en comparación con el resto de las muestras de Sala del Caos, lo que podría indicar una composición con mayor cantidad de filosilicatos. Las muestras

SILO1505 y SILO1506 también muestran contenidos parecidos, presentando esta última las mayores cantidades de  $^{238}\text{U}$  ( $4,118 \pm 0,045$ ) y  $^{232}\text{Th}$  ( $15,173 \pm 0,352$ ) (Tabla 5.12).

Respecto al contenido de agua final estimado en el tiempo que la muestra estuvo enterrada, hubo una discordancia entre los valores de saturación de los poros calculados en el laboratorio y la cantidad de agua medida en la muestra en la muestra SILO1503. Por lo tanto, se estimó la saturación de la muestra utilizando la media del resto de valores de saturación obtenidos en la Sala del Caos y asumiendo un porcentaje de error absoluto del 5 %. Para el resto de las muestras, los contenidos de agua finales se estimaron considerando el 60 % del contenido de saturación del agua, obteniendo unos valores entre 13-16 % ( respecto al peso en seco) en Sala del Caos y ligeramente superiores en Galería de las Arenas (entre el 21-26 %, peso en seco), cuyos valores coinciden con los obtenidos en otras zonas de la Sierra de Atapuerca (Demuro et al., 2014; Moreno et al., 2012). (Tabla 5.12).

Las tasas de dosis gamma calculadas en el laboratorio son, sistemáticamente, más altas que las obtenidas mediante mediciones *in situ* para todas las muestras, lo que podría indicar indirectamente un posible desequilibrio en la cadena de decaimiento del  $^{238}\text{U}$ . La ratio mayor de 1,80 se observa en la muestra SILO1506. No obstante, esta muestra se cogió próxima a la pared de la cueva, por lo que es normal que la dosimetría *in situ* aporte un valor significativamente inferior en comparación con el obtenido en el laboratorio (685  $\mu\text{Gy/a}$  y 1236  $\mu\text{Gy/a}$ , respectivamente). En el resto de las muestras, las ratios son ligeramente superiores a 1, por lo que se deduce que habría un impacto insignificante en las fechas calculadas finales. Finalmente, se utilizaron las dosis gamma *in situ* al reflejar mejor las variaciones locales sedimentarias (Tabla 5.12).

Las Dosis Totales (D) para las muestras de la Sala del Caos se sitúan entre 1690  $\mu\text{Gy/a}$  y 2895  $\mu\text{Gy/a}$ . En comparación, las muestras de la Galería de las Arenas presentan valores de tasa de dosis similares, alrededor de 2250-2459  $\mu\text{Gy/a}$ . La variabilidad en los valores de la tasa de Dosis Total de la Sala del Caos probablemente se debe a la heterogeneidad granulométrica de la secuencia sedimentaria en esta sala, mientras que el afloramiento sedimentario en la Galería de las Arenas es más homogéneo (Tabla 5.12).

		CUEVA DEL SILO					
		Sala del Caos				Galería de las Arenas	
		SILO1501	SILO1502	SILO1503	SILO1504	SILO1505	SILO1506
Contenido en Radioelementos	$^{238}\text{U}$ (ppm)	1,807 ± 0,031	1,667 ± 0,030	2,685 ± 0,024	3,264 ± 0,039	3,623 ± 0,039	4,118 ± 0,045
	$^{232}\text{Th}$ (ppm)	8,010 ± 0,238	7,720 ± 0,191	14,164 ± 0,343	13,302 ± 0,307	13,050 ± 0,318	15,173 ± 0,352
	$^{40}\text{K}$ (%)	1,252 ± 0,034	0,999 ± 0,028	1,821 ± 0,015	1,594 ± 0,042	1,270 ± 0,034	1,649 ± 0,045
Evaluación del contenido en agua	Humedad de la muestra	3,65 ± 0,03	4,60 ± 0,04	7,87 ± 5,00*	15,35 ± 0,15	6,18 ± 0,06	4,14 ± 0,04
	Saturación de los poros	24,66 ± 0,03	22,51 ± 0,28	24,20 ± 5,00*	25,42 ± 0,54	36,02 ± 0,51	42,78 ± 0,62
	Contenido en agua final	14,80 ± 0,20	13,51 ± 0,17	14,5 ± 5,00*	15,25 ± 0,32	21,61 ± 0,30	25,67 ± 0,37
Evaluación dosis gamma ( $D_\lambda$ )	<i>in situ</i>	594	660	987	901	828	685
	en el laboratorio	768	697	1228	1191	1080	1236
	Ratio lab./ <i>in situ</i>	1,29	1,06	1,24	1,32	1,30	1,80
Dosis	$D_{\text{int}}$ ( $\mu\text{Gy/a}$ )	50 ± 30	50 ± 30	50 ± 30	50 ± 30	50 ± 30	50 ± 30
	$D_\alpha$ ( $\mu\text{Gy/a}$ )	30 ± 8	29 ± 7	50 ± 13	50 ± 13	48 ± 12	53 ± 13
	$D_\beta$ ( $\mu\text{Gy/a}$ )	1140 ± 23	972 ± 19	1717 ± 34	1606 ± 30	1345 ± 24	1593 ± 29
	$D_\gamma$ <i>in situ</i> ( $\mu\text{Gy/a}$ )	594 ± 21	660 ± 24	987 ± 35	901 ± 32	828 ± 29	685 ± 24
	$D_{\text{cos}}$ ( $\mu\text{Gy/a}$ )	22 ± 2	22 ± 2	22 ± 2	22 ± 2	28 ± 3	28 ± 3
Dosis total	$D$ ( $\mu\text{Gy/a}$ )	1836 ± 44	1733 ± 43	2826 ± 69	2629 ± 55	2300 ± 50	2409 ± 50

Tabla 5.12. Dosis Totales para las muestras de Cueva del Silo. El asterisco (\*) señala los contenidos de agua obtenidos a partir del promedio del resto de las muestras tomadas en Sala del Caos.

### 5.2.2.3. Edades de RPE

El centro de Al ha aportado edades significativamente superiores al millón de años en casi todas las muestras ( $> 1157 \pm 139$  ka, en SILO1506) excepto la muestra SILO1503, que fue datada con una edad de  $958 \pm 99$  ka (Tabla 5.13).

El centro de Ti-Li (opción D) proporcionó edades dispares, entre  $648 \pm 196$  ka (SILO1502) y  $2364 \pm 385$  ka (SILO1501). En las muestras SILO1503, SILO1504 y SILO1506, el centro de Ti-Li (opción D) aportó edades  $1\sigma$  consistentes con las obtenidas por el centro de Al (Tabla 5.13).

Las edades derivadas del centro de Ti-Li (opción A) siguen un patrón similar al observado en el centro de Al. En la mayoría de las muestras, se han obtenido edades superiores a  $1467 \pm 125$  ka (SILO1506), habiéndose calculado la edad más antigua de todas en la muestra SILO1501 ( $3100 \pm 206$  ka). En esta opción, SILO1503 aportó un valor de  $928 \pm 137$  ka que coincide en  $1\sigma$  con los calculados con el centro de Al y en la opción D del centro de Ti-Li (Tabla 5.13).

Las edades calculadas a partir del centro de Ti-H (opción C) son sistemáticamente las más jóvenes en todas las muestras, variando entre  $329 \pm 72$  ka (SILO1503) y  $1180 \pm 155$  ka (SILO1501) (Tabla 5.13).

En las muestras SILO1501 y SILO1504, se observó un patrón anómalo, puesto que el centro de Ti-Li (opción D) aportó valores más altos que los derivados a partir del centro de Al, considerando los intervalos de confianza, por lo que se interpretaron como más fiables las edades máximas obtenidas a partir del centro de Al. En la muestra SILO1502, se utilizó la datación obtenida a partir del centro de Ti-Li (opción D), ya que la señal de Al en esta muestra parece estar mal blanqueada (Figura 5.7). Sin embargo, el valor de  $D_E$  derivado del centro de Ti-Li (opción D) se obtuvo con un ajuste relativamente bajo ( $R^2 = 0,943$ ). Por lo tanto, se amplió la anchura de su intervalo de error, obteniendo así una edad con un nivel de confianza del 95% ( $2\sigma$ ). El centro de Ti-Li (opción D) también se usó para datar la muestra SILO1505 con un nivel de confianza de  $\pm 1\sigma$ . El resto de las muestras (SILO1503 y SILO1506) se dataron a partir de los centros de Al y Ti-Li (opción D).

	CUEVA DEL SILO					
	Sala del Caos				Galería de las Arenas	
	SILO1501	SILO1502	SILO1503	SILO1504	SILO1505	SILO1506
D <sub>E</sub> (Gy) centro de Al	3195 ± 465	2530 ± 359	2708 ± 273	3285 ± 470	4071 ± 407	2788 ± 331
D <sub>E</sub> (Gy) centro de Ti-Li (opción D)	4340 ± 700	1122 ± 167	2589 ± 381	4101 ± 351	2917 ± 300	3041 ± 253
D <sub>E</sub> (Gy) centro de Ti-Li (opción A)	5692 ± 352	2838 ± 613	2623 ± 382	-	3720 ± 498	3533 ± 292
D <sub>E</sub> (Gy) centro de Ti-H (opción C)	2166 ± 279	699 ± 314	931 ± 203	1031 ± 365	953 ± 246	936 ± 131
D (μGy/a)	1836 ± 44	1733 ± 43	2826 ± 69	2629 ± 55	2300 ± 50	2409 ± 50
Edad de Al (ka)	1740 ± 257	1460 ± 210	958 ± 99	1249 ± 181	1770 ± 181	1157 ± 139
Edad del centro de Ti-Li (opción D) (ka)	2364 ± 385	<b>648 ± 196*</b>	<b>916 ± 136</b>	1560 ± 137	1268 ± 133	1262 ± 108
Edad del centro de Ti-Li (opción A) (ka)	3100 ± 206	1638 ± 356	928 ± 137	-	1618 ± 219	1467 ± 125
Edad del centro de Ti-H (opción C) (ka)	1180 ± 155	403 ± 181	329 ± 72	392 ± 139	414 ± 107	389 ± 55

Tabla 5.13 . Edades obtenidas en las muestras de Cueva del Silo. En negrita aparecen las fechas más consistentes según la discusión (ver apartado 6.2). El asterisco (\*) señala la edad calculada con un intervalo de confianza de  $\pm 2\sigma$ . El resto de las muestras se han presentado con un intervalo de confianza de  $\pm 1\sigma$ . Datos publicados en Hernando-Alonso et al. (2022).

## 5.2.3. Dataciones paleomagnéticas

El conjunto de datos paleomagnéticos pertenecientes a los grupos 21SIL2 y 21SIL4 están publicados por Hernando-Alonso et al. (2022). El resto de los resultados son inéditos y se presentan por primera vez en esta tesis doctoral (Tabla 5.14). Los datos paleomagnéticos se han representado también en una estereográfica (hemisferio norte) para facilitar su visualización (Figura 5.8).

Lugar	Muestra	Dec	Inc	MAD	Referencia
Galería Principal (silo prehistórico)	21SIL1-02	324,0	60,0	6,1	
	21SIL1-03	10,0	64,0	4,0	
	21SIL1-04	6,0	52,0	2,2	
	21SIL1-05	358,0	66,0	5,3	
Sala del Caos (Trichera)	21SIL2-01	191,0	-43,0	13,2	Hernando-Alonso et al. (2022)
	21SIL2-02	205,0	-47,0	6,3	Hernando-Alonso et al. (2022)
	21SIL2-03	4,0	-59,0	8,5	
	21SIL2-04	234,0	52,0	2,1	Hernando-Alonso et al. (2022)
	21SIL2-06	354,0	78,0	3,4	Hernando-Alonso et al. (2022)
	21SIL2-07	4,0	73,0	1,0	Hernando-Alonso et al. (2022)
	21SIL2-08	13,0	67,0	5,0	Hernando-Alonso et al. (2022)
	21SIL2-09	17,0	66,0	7,4	Hernando-Alonso et al. (2022)
	21SIL2-10	14,0	60,0	5,4	Hernando-Alonso et al. (2022)
	21SIL2-11	15,0	52,0	8,3	Hernando-Alonso et al. (2022)
	Sala del Caos (arcillas de colmatación)	21SIL3-01	310,0	-43,0	1,4
21SIL3-02		199,0	-24,0	2,0	
21SIL3-03		292,0	-41,0	1,2	
21SIL3-04		177,0	-37,0	2,8	
22SIL3-01		174,0	-34,0	14,8	
22SIL3-02		185,0	-29,0	2,4	
22SIL3-03		185,0	-48,0	9,0	
22SIL3-04		208,0	-43,0	6,3	
22SIL3-05		205,0	-36,0	5,2	
22SIL3-06		12,0	-38,0	7,2	
22SIL3-07		4,0	-54,0	11,5	
22SIL3-08	193,0	-27,0	1,8		

	22SIL3-09	155,0	-54,0	4,7	
	22SIL3-10	194,0	-31,0	4,3	
	22SIL3-11	204,0	-44,0	4,6	
	22SIL3-12	178,0	-44,0	6,3	
	21SIL4-01	152,0	-47,0	12,4	
Galerías de	21SIL4-02	103,0	-57,0	2,5	Hernando-Alonso et al. (2022)
las Arenas	21SIL4-04	142,0	-20,0	9,7	
	21SIL4-05	187,0	-38,0	5,0	

Tabla 5.14. Datos paleomagnéticos de las direcciones magnéticas remanentes características (ChRM) obtenidas en Cueva del Silo. El conjunto de datos cogidos en Sala del Caos (trinchera) y Galería de las Arenas fueron publicados por Hernando-Alonso et al. (2022), exceptuando la muestra 21SIL2-03 cuyos resultados son inéditos. Dec: Declinación. Inc: Inclinación. MAD: Desviación máxima angular (*Maximum Angular Deviation*).

Las muestras tomadas en la Cueva del Silo presentan unos MAD < 15°, lo que puede interpretarse como un indicador parcial de la calidad de los datos obtenidos (Butler, 1992). Todos los resultados derivados del conjunto de muestras 21SIL2 fueron publicados en Hernando-Alonso et al. (2022), excepto la muestra 21SIL2-03. Dicha muestra se excluyó por tener una alta magnetización secundaria, sin embargo, tras revisarse y procesarse con mayor detenimiento, se decidió incluirla en los resultados de la presente tesis (Tabla 5.14).

Los datos paleomagnéticos en la Galería Principal y la Galería de las Arenas son muy homogéneos. En Galería Principal, el conjunto de muestras 21SIL1 (Figura 5.8A) está alineado con el norte geográfico, que junto a las inclinaciones positivas (entre 52° y 66°), muestran resultados de polaridad normal (puntos rellenos) (Tabla 5.14 y Figura 5.8.A). Por el contrario, en la Galería de las Arenas (21SIL4), se obtuvieron inclinaciones negativas (entre -20° y -57°), y declinaciones alineadas con el sur geográfico, aportando datos de polaridad inversa (puntos vacíos) (Tabla 5.14 y Figura 5.8D).

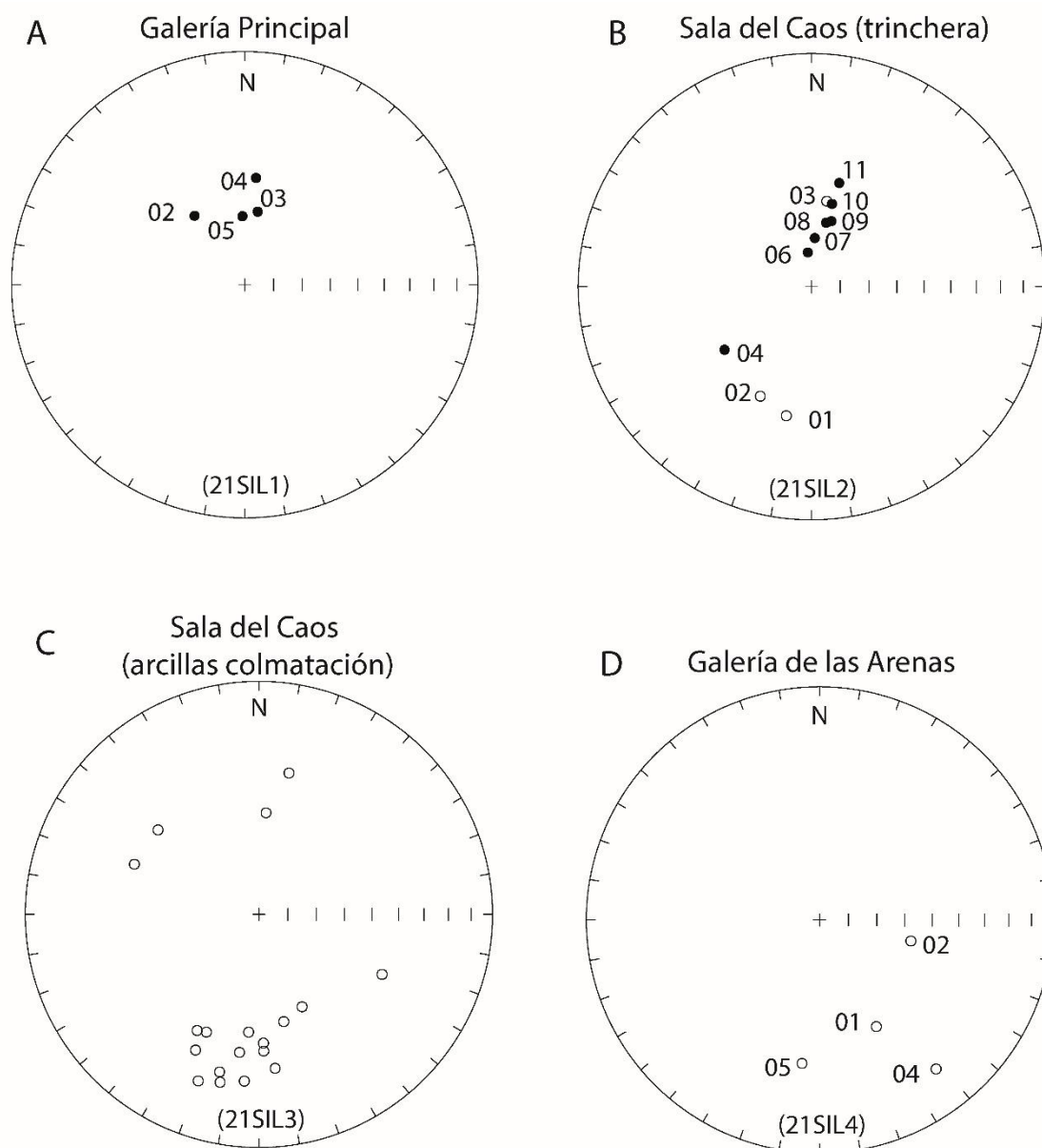


Figura 5.8. Proyecciones estereográficas de las ChRM obtenidas en Cueva del Silo. Todas las proyecciones están realizadas desde el hemisferio norte. Los círculos negros indican polaridades normales (vectores positivos), mientras que los círculos sin relleno indican inclinaciones negativas (polaridad inversa). A: Proyección estereográfica del conjunto de datos 21SIL1 tomados en el silo prehistórico en Galería Principal. B: Conjunto de muestras cogidas del corte excavado en la secuencia detrítica de grano fino en Sala del Caos (Modificado de Hernando-Alonso et al., 2022). C: Proyección estereográfica de las muestras tomadas en las arcillas que colmatan la secuencia detrítica en Sala del Caos que se encuentran selladas por una costra estalagmítica. D: Proyección del conjunto de muestras tomadas en Galería de las Arenas a 10 cm por debajo de la muestra de RPE SILO 1505.

En la trinchera de la Sala del Caos, el conjunto 21SIL2 se cogieron entre las muestras de RPE SIL1503 y SIL0504 (Figura 5.8B). Las muestras 21SIL2-01, 21SIL2-02, 21SIL2-03 y, 21SIL2-04 se tomaron junto a la muestra SILO1503, mientras que el resto se

muestrearon de forma ascendente hasta 21SIL2-11, situada a 55 cm por debajo de SILO1504 y a 124 cm por encima de SILO1503. La muestra 21SIL2-11 se corresponde con el punto relleno representado más hacia el norte, mientras que 21SIL2-01 representa el punto abierto inferior en la estereográfica. Las muestras tomadas por encima de la muestra de RPE SILO1503 (21SIL2-04 a 21SIL2-11), han aportado datos de polaridad normal (inclinaciones entre 52°-78°), mientras las tomadas justo al lado de SILO1503 proporcionaron inclinaciones negativas (entre -43° hasta -59°) (Tabla 5.14 y Figura 5.8.B).

El conjunto de muestras 21/22SIL3 se tomó en unas arcillas que colmatan la secuencia estratigráfica. Estas arcillas presentan un espesor de 40 cm en la pared NW de Sala de Caos y se acuñan lateralmente hasta situarse por debajo de la costra estalagmítica que sella la secuencia en la trinchera de Sala del Caos. La mayoría quedan representadas en la parte inferior de la proyección, con inclinaciones negativas (entre -24° y -54°) y, por lo tanto, presentan principalmente resultados de polaridad inversa (Tabla 5.14 y Figura 5.8.C).

En la Figura 5.9, se aportan ejemplos de los distintos tipos diagramas de Zijderveld (1967) obtenidos tras la desmagnetización por campos alternos (AF) de los distintos datos de polaridad magnética obtenidos en cada grupo de muestras en Cueva del Silo. Estos diagramas muestran la evolución de las componentes de la magnetización remanente natural (NRM) y permiten calcular la polaridad magnética de las muestras.

Por ejemplo, en las muestras 21SIL1-04 y 21SIL2-08 (Figura 5.9.A y C), tomadas en el silo en la Galería Principal y en la trinchera en la Sala del Caos, respectivamente, se observa un patrón muy claro donde la remanencia decae de forma lineal hacia el origen, lo que ejemplifica la calidad de los datos obtenidos.

Por otro lado, en la Sala del Caos, se observó una mayor diversidad de comportamientos debido a la variedad granulométrica de sedimentos que se muestrearon, así como por las distintas polaridades magnéticas preservadas (Figura 5.9B, C y D). La muestra 21SIL2-01 (Figura 5.9B) aporta una NRM débil (0,559 mA/m) debido quizás a la composición limosa de la unidad donde se cogieron esta muestra y la falta de minerales magnéticos. Presenta una señal menos estable y dispersa, pero la componente secundaria se elimina a

120 militeslas (mT) y se observan las direcciones ChRM alineadas hacia el origen entre 150 y 500 mT. La muestra arcillosa 21SIL3-04 presenta una componente secundaria, debida al campo magnético actual, común en este tipo de muestras, que se elimina a los 100 mT (Figura 5.9D). Se caracteriza por una NRM alta (13,534 mA/m) y componentes bien definidos eliminados a altos campos (>1000 mT), lo que indica la robustez de los datos obtenidos. Sin embargo, para el conjunto 21/22SIL3, en algunas muestras, se obtuvieron diagramas de Zijderveld curvos posiblemente debido a errores instrumentales y magnetizaciones secundarias bastante fuertes que aportaban resultados de difícil interpretación. Por último, la muestra de la Galería de las Arenas (21SIL4-01, Figura 5.9E) muestra una magnetización muy baja (0,188 mA/m) y componentes algo más difusas y un patrón menos claro hacia el origen, posiblemente asociadas a las bajas concentraciones de minerales magnéticos y a la granulometría mayor de estos sedimentos arenosos.

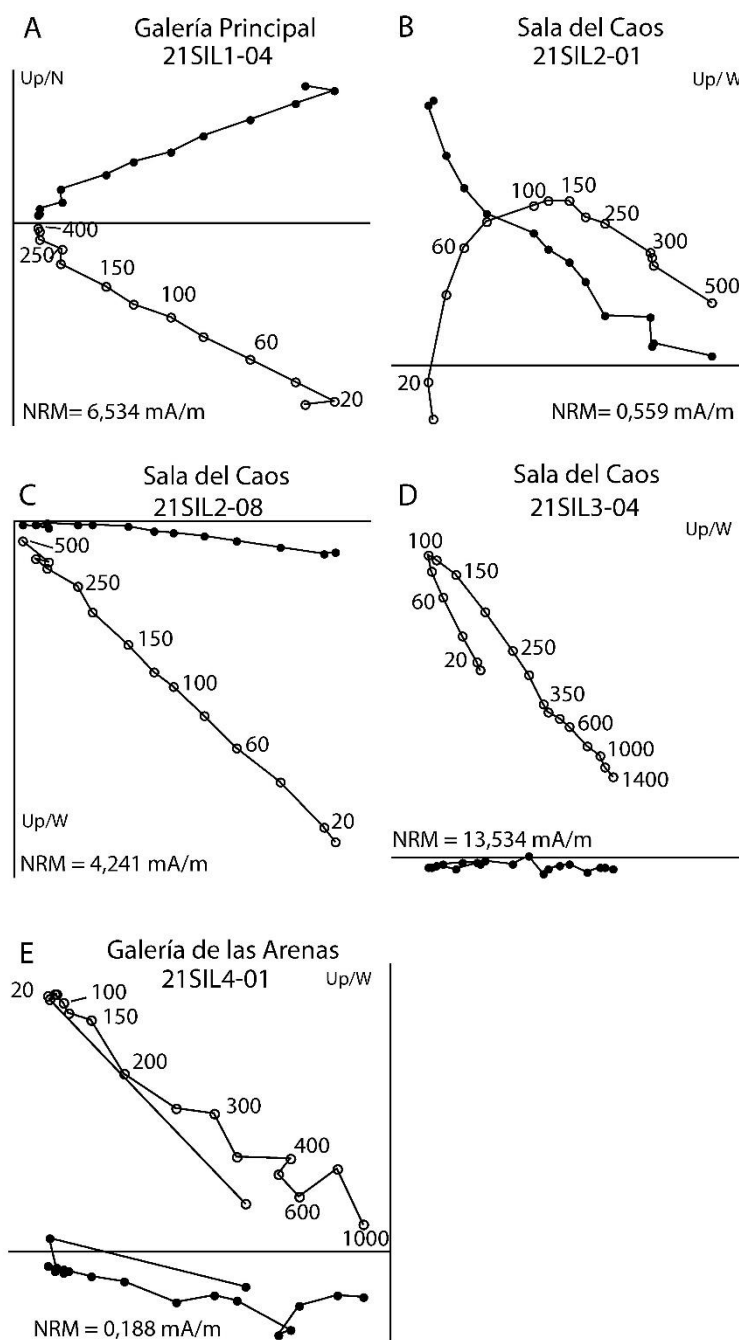


Figura 5.9. Diagramas Zijderveld tipo para cada conjunto de muestras tomadas en la Cueva del Silo. Los círculos negros representan la evolución de la declinación, mientras que los círculos abiertos representan la inclinación conforme la muestra se desmagnetiza. A: Muestra 21SIL1-04 del conjunto 21SIL1 tomada en el silo prehistórico en la Galería Principal. B: Muestra 21SIL2-01 (conjunto 21SIL2) cogida en la trinchera en la Sala del Caos que presenta polaridad inversa. C: Ejemplo del resto de las muestras que revelaron polaridad normal en la trinchera de la Sala del Caos (muestra 21SIL2-08). D: Muestra 21SIL3-04 (conjunto 21/22SIL3) cogida en las arcillas rojas que colmatan la secuencia siliciclástica en la Sala del Caos. E: Muestra 21SIL4-01 (conjunto 21SIL4) tomada a diez centímetros por debajo de la muestra de RPE SILO1505 en la Galería de las Arenas mostrando polaridad inversa.

### 5.2.4. Dataciones por series de Uranio

Para completar el estudio cronológico, fue datada mediante la técnica de series de Uranio (U) la costra estalagmática que sella toda la secuencia detrítica en la Sala del Caos por las Dras. M. Richard y E. Pons-Branchu (Figura 5.10).

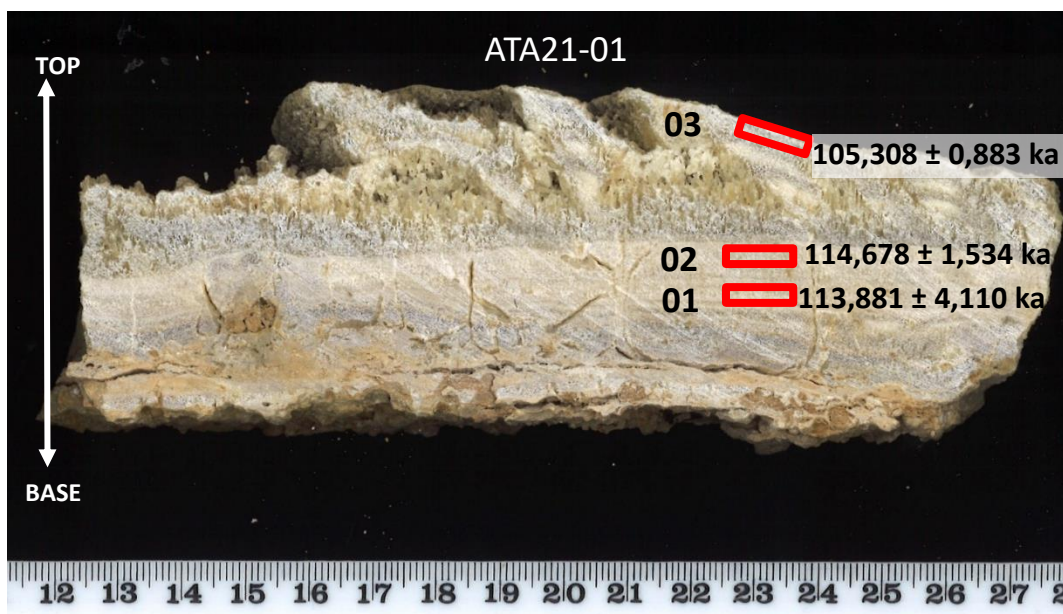


Figura 5.10. Edades de Series de U señaladas en la muestra de espeleotema tomada en la Sala del Caos. Fotografía modificada de la Dra. M. Richard.

Todas las submuestras cogidas en el espeleotema muestran contenidos relativamente bajos en  $^{238}\text{U}$  pero consistentes, variando en un rango estrecho entre  $0,086 \pm 0,001$  y  $0,089 \pm 0,001$  partes por billón (ppb). Las submuestras ATA 21-01-02 y ATA-21-01-03 presentan contenidos muy bajos en  $^{232}\text{Th}$  ( $2,342 \pm 0,019$  y  $0,979 \pm 0,008$  ppb, respectivamente), lo que sugiere una mínima contaminación de Th detrítico y, por tanto, una elevada fiabilidad de las dataciones obtenidas. La submuestra ATA21-01-01 contiene concentraciones más elevadas de  $^{232}\text{Th}$  ( $13,444 \pm 0,108$  ppb), que ha sido corregido, así como en el resto de las muestras, en las edades finales (Tabla 5.15).

submuestra	ATA 21-01-01	ATA 21-01-02	ATA 21-01-03
$^{238}\text{U}$ (ppb)	$0,089 \pm 0,001$	$0,088 \pm 0,001$	$0,086 \pm 0,001$
$^{232}\text{Th}$ (ppb)	$13,444 \pm 0,108$	$2,342 \pm 0,019$	$0,979 \pm 0,008$
$\delta^{234}\text{U}_M$ (‰)	$100,7 \pm 1,8$	$209,8 \pm 1,8$	$175,3 \pm 1,1$
$(^{230}\text{Th}/^{238}\text{U})$	$0,7463 \pm 0,002$	$0,8112 \pm 0,003$	$0,7443 \pm 0,002$
$(^{230}\text{Th}/^{232}\text{Th})$	$15,30 \pm 0,03$	$94,30 \pm 0,31$	$203,54 \pm 0,53$
Edad $\pm 2\sigma$ (ka)	$120,597 \pm 0,875$	$115,758 \pm 1,004$	$105,791 \pm 0,646$
$\delta^{234}\text{U}_{\text{inicial}}$ (‰)	$138,9 \pm 2,9$	$290,1 \pm 2,8$	$236,1 \pm 1,6$
<b>Edad corregida <math>\pm 2\sigma</math> (ka)</b>	<b><math>113,881 \pm 4,110</math></b>	<b><math>114,678 \pm 1,534</math></b>	<b><math>105,308 \pm 0,883</math></b>

Tabla 5.15. Contenidos de U y Th, razones isotópicas y edades obtenidas para la muestra de espeleotema de la Cueva del Silo, datada en el *Laboratoire des Sciences du Climat et de l'Environnement* (LSCE, Gif-sur-Yvette, France), siguiendo la metodología descrita en Pons-Branchu *et al.* (2022). Las edades (antes del 2021) fueron calculadas usando las siguientes constantes de decaimiento:  $\lambda_{238} = 1.55125 \times 10^{10}$  (Jaffey *et al.*, 1971),  $\lambda_{234} = 2.82206 \times 10^6$  y  $\lambda_{230} = 9.1705 \times 10^6$  (Cheng *et al.*, 2013). Datos cortesía de las Dras. M. Richard y E. Pons-Branchu.

Por otro lado, la submuestra ATA21-01-01 presenta una relación isotópica de  $\delta^{234}\text{U}_M$  igual a  $100,7 \pm 1,8$  cercana al equilibrio, para el resto de las submuestras se observa un enriquecimiento en  $^{234}\text{U}$  ( $209,8 \pm 1,8$  ‰ y  $175,3 \pm 1,1$  ‰ en ATA21-01-02 y ATA21-01-03, respectivamente), lo que puede indicar que hubo cierta movilidad de  $^{234}\text{U}$  en estas zonas del espeleotema. Esto también se ha tenido en cuenta en la corrección final de las edades para garantizar que la fiabilidad de las dataciones finale. La relación  $^{230}\text{Th}/^{238}\text{U}$  es consistente en las submuestras cogidas en el espeleotema, cuyos valores indican un nivel avanzado de desintegración de  $^{238}\text{U}$  (Tabla 5.15). Todas las submuestras presentan edades corregidas similares entre  $113,881 \pm 4,110$  ka y  $105,308 \pm 0,883$  ka, con intervalos de confianza de  $\pm 2\sigma$ . Esta concordancia muestra la fiabilidad de los resultados obtenidos (Tabla 5.15 y Figura 5.10).

### 5.3. Cueva Peluda

Con el objetivo de determinar la cronología de la entrada directa del río Arlanzón en la cueva Peluda, se aplicó la técnica de Resonancia Paramagnética Electrónica (RPE) a dos muestras (PEL1501 y PEL1502) procedentes de depósitos de gravas fluviales aflorantes en la Galería Inferior de Cueva Peluda. Asimismo, para evaluar los cambios en la dinámica fluvio-kárstica del sistema, se dató un espeleotema que sella la secuencia sedimentaria (muestra ATA21-02) mediante series de U.

Los resultados aquí presentados son inéditos y suponen una contribución relevante al conocimiento de la evolución fluvio-kárstica del nivel inferior del sistema endokárstico de la Sierra de Atapuerca. Estos datos fueron presentados previamente en formato de comunicación oral en el XI Congreso Geológico celebrado en Ávila en 2024 (Hernando-Alonso, Richard, et al., 2024).

#### 5.3.1. Dataciones de RPE en granos de cuarzo sedimentario

##### 5.3.1.1. Dosis Equivalentes ( $D_E$ )

Los valores de  $D_E$  ( $\pm 1\sigma$ ) obtenidos en cada muestra se muestran en la tTabla 5.16. Mientras, las curvas de crecimiento a partir de las cuales se han obtenido las  $D_E$  se incluyen en el Anexo I (Figuras Anexo I.9).

Aunque inicialmente se intentó aplicar la metodología de los centros múltiples, la débil intensidad de la señal de los centros Ti-Li y Ti-H impidió su evaluación, por lo que el cálculo de las  $D_E$  deriva exclusivamente del análisis del centro de Al.

Para la determinación de las  $D_E$  derivadas del centro de Al en las muestras PEL1501 y PEL1502, se aplicó la función combinada SSE+LIN. En el caso de PEL1501, la función ajustada atravesaba correctamente el primer punto experimental (punto natural), mientras que en PEL1502 no se observó dicho comportamiento. Con el fin de evaluar la fiabilidad de la  $D_E$  en esta última, se aplicó de forma adicional la función SSE restringida a los primeros puntos de la curva de crecimiento (hasta 5 kGy), según el punto de saturación del componente exponencial de la función SSE+LIN en esta muestra. Esta función arrojó

un valor similar de  $D_E$  ( $2788 \pm 1234$  Gy), aunque con una mayor incertidumbre (44 %) y un ajuste menor ( $R^2 = 0,951$ ), sin pasar el primer punto (alícuota natural). Estos resultados indican que la intensidad del punto natural en PEL1502 podría estar infraestimada, por lo que no se debería considerar que el valor obtenido mediante SSE+LIN esté sobreestimado, pese a que la curva ajustada no pase exactamente por dicho punto (Figura 5.11).

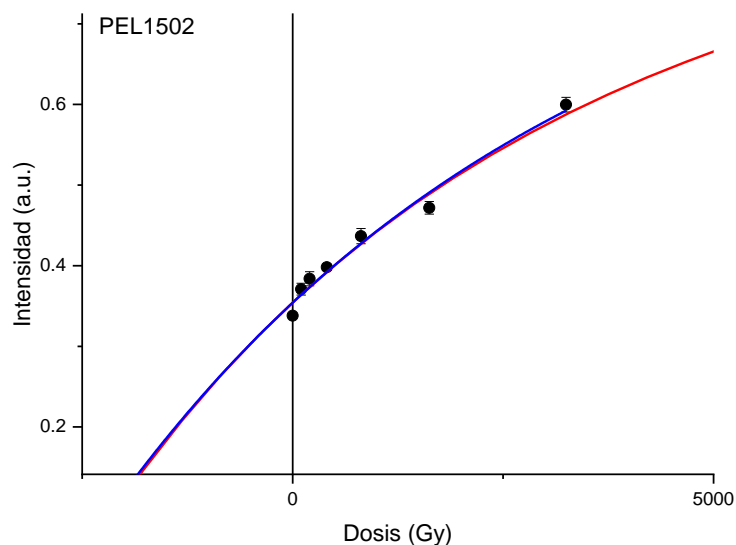


Figura 5.11. Detalle de las curvas de crecimiento a partir de las intensidades de RPE del centro de Al en la muestra PEL1502. La función SSE+LIN (línea roja) y la función SSE (línea azul) no atraviesan el punto natural, posiblemente debido a que la intensidad obtenida esté subestimada.

Por otro lado, en la muestra PEL1501, la variabilidad de las  $D_E$  obtenidas tras distintos días de medida fue del 21 %, mientras que en PEL1502 se registró un 10 %, lo cual podría reflejar una peor reproducibilidad en la primera. En ambas muestras, el ajuste de la función SSE+LIN es superior al  $R^2 > 0,99$ , indicando una excelente calidad de ajuste y, por lo tanto, un alto grado de fiabilidad de los resultados obtenidos. La calidad de las estimaciones de  $D_E$  obtenidas en PEL1501 y PEL1502 ( $3355 \pm 318$  Gy y  $2722 \pm 209$  Gy) también queda reflejada en sus bajos errores del 11 % y 8 %, respectivamente (Tabla 5.16).

		CUEVA PELUDA	
		PEL1501	PEL1502
Profundidad relativa (cm)		400 ± 100	520 ± 100
Centro del Al	BI (%)	51,9 ± 0,8	49,2 ± 0,6
	Ajuste R <sup>2</sup>	0,997	0,993
	D <sub>E</sub> (Gy)	3355 ± 318	2722 ± 209
	Variación de D <sub>E</sub> (%)	21	10

Tabla 5.16. Dosis Equivalentes ( $D_E \pm 1\sigma$ ) del centro de Al en Cueva Peluda. Datos inéditos.

### 5.3.1.2. Dosis Total (D)

Los contenidos en  $^{238}\text{U}$ ,  $^{232}\text{Th}$  y  $^{40}\text{K}$  muestran escasa variabilidad entre muestras PEL1501 y PEL1502, con concentraciones que oscilan entre 1,307-1,645 ppm, 7,443-8,512 ppm y, 0,941-1,127 %, respectivamente, coherentes al haber sido tomada en misma unidad de gravas fluviales (Tabla 5.17).

Por el contrario, el contenido de agua a largo plazo difiere entre las muestras, obteniéndose un porcentaje final de  $21,0 \pm 4,21$  % (peso en seco) para PEL1501, mientras que PEL1502 presenta uno de  $12,20 \pm 2,44$  % (peso en seco) (Tabla 5.17).

Las dosis gamma medidas *in situ* y derivada del laboratorio son similares, habiéndose obtenido ratios cercanas a 1 (1,09 y 0,99 para PEL1501 y PEL1502, respectivamente), lo que pueden indicar de forma indirecta que no hay desequilibrios en las cadenas de desintegración de los radioelementos. Dado que las medidas *in situ* reflejan mejor el entorno sedimentario específico de cada muestra, se han tomado éstas para el cálculo final de la Dosis Total (Tabla 5.17).

Amabas muestras presentan Dosis Totales relativamente bajas ( $1435 \pm 40$   $\mu\text{Gy/a}$  y  $1911 \pm 47$   $\mu\text{Gy/a}$ , en PEL1501 y PEL1502, respectivamente Tabla 5.17) que concuerdan con la composición cuarcítica de la unidad, carente de arcillas ricas en radioelementos.

		<b>CUEVA PELUDA</b>	
		<b>PEL1501</b>	<b>PEL1502</b>
Contenido en radioelementos	$^{238}\text{U}$ (ppm)	1,330 ± 0.023	1,621 ± 0,024
	$^{232}\text{Th}$ (ppm)	7,618 ± 0,175	8,345 ± 0,167
	$^{40}\text{K}$ (%)	0,967 ± 0.026	1,110 ± 0,017
Evaluación del contenido en agua	Humedad de la muestra (%)	8,48 ± 1,70	12,00 ± 2,40
	Saturación de los poros (medido en el laboratorio) (%)	35,05 ± 7,01	20,36 ± 4,07
	Contenido en agua final estimado (% peso en seco)	21,0 ± 4,21	12,20 ± 2,44
Evaluación dosis gamma ( $D_\lambda$ )	<i>in situ</i>	529 ± 19	751 ± 27
	en el laboratorio	578 ± 9	740 ± 9
	Ratio laboratorio/ <i>in situ</i>	1,09	0,99
Dosis	$D_{\text{int}}$ ( $\mu\text{Gy/a}$ )	50 ± 30	50 ± 30
	$D_\alpha$ ( $\mu\text{Gy/a}$ )	32 ± 7	42 ± 10
	$D_\beta$ ( $\mu\text{Gy/a}$ )	801 ± 16	1046 ± 21
	$D_\gamma$ <i>in situ</i> ( $\mu\text{Gy/a}$ )	529 ± 19	751 ± 27
	$D_{\text{cos}}$ ( $\mu\text{Gy/a}$ )	23 ± 2	22 ± 2
Dosis Total	D ( $\mu\text{Gy/a}$ )	1435 ± 40	1911 ± 47

Tabla 5.17. Dosis Totales para las muestras de Cueva Peluda.

### 5.3.1.3. Edades de RPE

La muestra PEL5101 aportó una edad de Al de  $2357 \pm 231$  ka mientras que PEL1502 fechó las gravas fluviales en  $1424 \pm 115$  ka (Tabla 5.18). Pese a que ambas muestras provienen de la misma unidad de gravas fluviales, la diferencia entre ambas edades resulta estadísticamente significativa incluso a un nivel de confianza del 95 %, con una separación temporal de aproximadamente 900 ka entre ellas.

	<b>CUEVA PELUDA</b>	
	<b>PEL1501</b>	<b>PEL1502</b>
D <sub>E</sub> (Gy) centro de Al	3355 ± 318	2722 ± 209
D (μGy/a)	1435 ± 40	1911 ± 47
Edad de Al (ka)	2358 ± 231	<b>1424 ± 115</b>

Tabla 5.18. Edades obtenidas en Cueva Peluda. En negrita aparece la fecha más consistente según la discusión (ver apartado 6.3).

### 5.3.2. Dataciones por series de Uranio

La muestra ATA21-02, tomada en el espeleotema de Cueva Peluda, fue datada por las Dras. M. Richard y E. Pons-Branchu.

La concentración de  $^{238}\text{U}$  en la muestra varía entre  $0,074 \pm 0,001$  ppb a  $0,102 \pm 0,001$  ppb, indicando niveles bajos a moderados y concentraciones homogéneas de Uranio en el espeleotema. Mientras que las submuestras ATA21-02-01, ATA21-02-02 y ATA21-02-01 presenta contenidos bajos en  $^{232}\text{Th}$  (entre  $0,104 \pm 0,001$  ppb y  $0,539 \pm 0,004$  ppb), ATA21-02-03 y ATA21-02-4A presentan contenidos mucho mayores ( $9,714 \pm 0,078$  ppb y  $2,451 \pm 0,020$  ppb) indicando contaminación de material exógeno. Según Richards & Dorale (2003), los ratios inferiores a 20 de  $^{230}\text{Th}/^{232}\text{Th}$  en ATA21-02-03 y ATA21-02-04A sugieren una contaminación significativa de  $^{232}\text{Th}$  detrítico ( $1,92 \pm 0,03$  y  $6,23 \pm 0,11$ , respectivamente), por lo que estas muestras se descartaron para datar el espeleotema (Tabla 5.19).

Los resultados finales ( $\pm 2\sigma$ ) indican dos fases de formación, una hace  $70,627 \pm 0,661$  ka y otra entre  $6,768 \pm 0,137$  ka (ATA21-02-02) y  $4,649 \pm 0,162$  ka (ATA21-02-04B) (Figura 5.12).

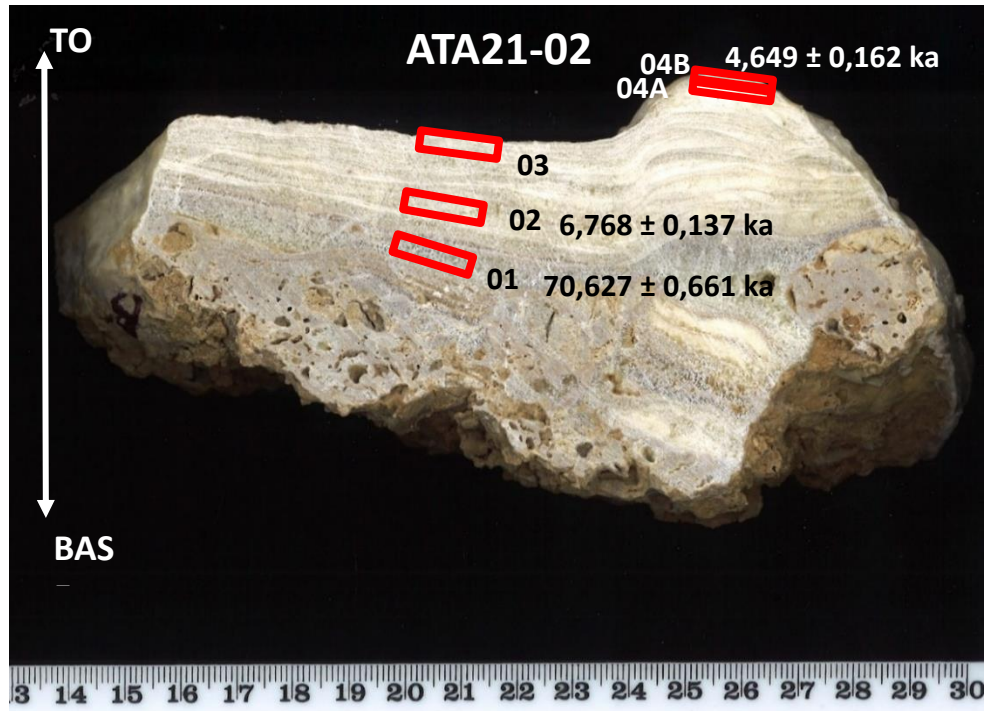


Figura 5.12. Resultados de las dataciones de series de U. Fotografía modificada de la Dra. M. Richard.

## 5. Resultados

Submuestra	ATA 21-02-01	ATA 21-02-02	ATA-21-02-03	ATA-21-02-04A	ATA 21-02-04B
$^{238}\text{U}$ (ppb)	$0,074 \pm 0,001$	$0,102 \pm 0,001$	$0,097 \pm 0,001$	$0,098 \pm 0,001$	$0,082 \pm 0,001$
$^{232}\text{Th}$ (ppb)	$0,539 \pm 0,004$	$0,104 \pm 0,001$	$9,714 \pm 0,078$	$2,451 \pm 0,020$	$0,119 \pm 0,001$
$\delta^{234}\text{U}_M$ (‰)	$82,8 \pm 1,1$	$13,3 \pm 1,0$	$17,3 \pm 1,4$	$14,7 \pm 0,8$	$15,9 \pm 1,8$
$(^{230}\text{Th}/^{238}\text{U})$	$0,5213 \pm 0,002$	$0,0614 \pm 0,001$	$0,0623 \pm 0,001$	$0,0503 \pm 0,001$	$0,0430 \pm 0,001$
$(^{230}\text{Th}/^{232}\text{Th})$	$221,12 \pm 0,83$	$186,29 \pm 2,71$	$1,92 \pm 0,03$	$6,23 \pm 0,11$	$99,24 \pm 2,42$
Edad $\pm 2\sigma$ (ka)	$70,976 \pm 0,488$	$6,821 \pm 0,110$	$6,895 \pm 0,133$	$5,550 \pm 0,110$	$4,719 \pm 0,127$
$\delta^{234}\text{U}_{\text{inicial}}$ (‰)	$101,1 \pm 1,4$	$13,5 \pm 1,0$	$17,4 \pm 1,4$	$14,8 \pm 0,8$	$16,1 \pm 1,8$
<b>Edad corregida <math>\pm 2\sigma</math> (ka)</b>	<b><math>70,627 \pm 0,661</math></b>	<b><math>6,768 \pm 0,137</math></b>	$2,224 \pm 2,224$	$4,259 \pm 0,750$	<b><math>4,649 \pm 0,162</math></b>

Tabla 5.19. Contenidos de U y Th, razones isotópicas y edades obtenidas para la muestra de espeleotema de la Cueva Peluda datada en el *Laboratoire des Sciences du Climat et de l'Environnement* (LSCE, Gif-sur-Yvette, France), siguiendo la metodología descrita en Pons-Branchu *et al.* (2022). La edad corregida fue ajustada por  $^{230}\text{Th}$  heredado, asumiendo una razón  $^{230}\text{Th}/^{232}\text{Th}$  de la fracción detrítica de  $0,90 \pm 0,45$ .  $\delta^{234}\text{U} = (^{234}\text{U}/^{238}\text{U})_{\text{medido}} / (^{234}\text{U}/^{238}\text{U})_{\text{equilibrio}} - 1 \times 1000$ , siendo  $(^{234}\text{U}/^{238}\text{U})_{\text{equilibrio}} = 54,89 \times 10^{-6}$  (razón molar, Cheng et al., 2013). Cabe destacar que, debido a la baja relación de  $^{230}\text{Th}/^{232}\text{Th}$  en las muestras ATA-21-02-03 y 04A, las edades sin corregir y corregidas presentan diferencias significativas y muestran un intervalo de error considerable. En negrita se han señalado las fechas que se han interpretado como más fiables. Datos cortesía de M. Richard y E. Pons-Branchu.

## 5.4. Valle del Arlanzón

El río Arlanzón se encuentra al sur de la Sierra de Atapuerca drenándola en su valle medio. El valle del Arlanzón está formado por un sistema de 14 terrazas escalonadas que marcan las altitudes máximas de los niveles de base que modificaron de forma decisiva el relieve durante el Pleistoceno.

La datación de las terrazas del Arlanzón es clave para establecer una correlación cronológica entre la evolución del valle con la formación de los distintos niveles de la Sierra de Atapuerca.

Estos resultados son inéditos, aunque se presentaron en una comunicación oral en el XI Congreso Geológico, celebrado en Ávila en 2024 (Moreno et al., 2024).

### 5.4.1. Dataciones de RPE en granos de cuarzo sedimentario

#### 5.4.1.1. Dosis equivalentes ( $D_E$ )

En la Tabla 5.20, se muestran los valores de  $D_E$  ( $\pm 1\sigma$ ) obtenidos a partir de las muestras cogidas en las terrazas del valle del río Arlanzón. Las curvas de crecimiento a partir de las cuales se han obtenido las  $D_E$  se muestran en el Anexo I (Figuras Anexo I.10, I.11, I.12 y I.13).

En todas las muestras tomadas en el valle del Arlanzón, se intentó aplicar la metodología de los centros múltiples midiendo el centro de Al, y los centros de Ti-Li (opción A y D) y Ti-H (opción C) *sensu* Duval y Guilarte (2015). Sin embargo, en las muestras AZN1506, AZN1507, AZN1508 y AZN1509, no fue posible medir la señal asociada a los centros de Ti-Li y Ti-H por su baja intensidad, por lo que solo disponemos de valores de  $D_E$  a partir del centro de Al en estas muestras.

5. Resultados

		VALLE DEL ARLANZÓN							
		T5 <sub>AZN</sub> (+50-54 m)		T4 <sub>AZN</sub> (+60-67 m)		T3 <sub>AZN</sub> (+70-78 m)		T2 <sub>AZN</sub> (+84-88 m)	
		AZN1504	AZN1505	AZN1502	AZN1503	AZN1506	AZN1507	AZN1508	AZN1509
Profundidad relativa (cm)		150 ± 10	120 ± 10	200 ± 10	200 ± 10	200 ± 10	130 ± 10	200 ± 10	150 ± 10
Centro de Al	BI (%)	55,7 ± 0,1	50,9 ± 1,4	52,5 ± 1,4	54,2 ± 0,6	51,8 ± 0,6	53,4 ± 0,5	49,9 ± 0,45	55,0 ± 1,15
	Ajuste R <sup>2</sup>	0,992	0,988	0,988	0,975	0,986	0,988	0,981	0,991
	D <sub>E</sub> (Gy)	2053 ± 344	2061 ± 389	2090 ± 375	3309 ± 857	4049 ± 917	3334 ± 710	2787 ± 702	3286 ± 530
	Variación de D <sub>E</sub> (%)	9	20	10	9	16	20	26	9
Centro de Ti-Li	opción D	Ajuste R <sup>2</sup>	0,992	0,969	0,982	0,982			
		D <sub>E</sub> (Gy)	1858 ± 125	1757 ± 256	2513 ± 367	2223 ± 300			
		Variación de D <sub>E</sub> (%)	12	15	6	16			
	opción A	Ajuste R <sup>2</sup>	0,991	0,982	0,988	0,955			
		D <sub>E</sub> (Gy)	1915 ± 126	2490 ± 277	3875 ± 763	6928 ± 2312			
		Variación de D <sub>E</sub> (%)	14	12	11	79			
Centro de Ti-H	opción C	Ajuste R <sup>2</sup>	0,932	0,980	0,972	0,967			
		D <sub>E</sub> (Gy)	1641 ± 283	398 ± 72	1256 ± 193	863 ± 216			
		Variación de D <sub>E</sub> (%)	28	42	78	32			

Tabla 5.20. Dosis Equivalentes (D<sub>E</sub> ± 1σ) de los centros de Al, Ti-Li (opciones A y D) y Ti-H (opción C), *sensu* Duval y Guilarte (2015), en el valle del río Arlanzón. BI: % de blanqueamiento. Datos inéditos.

En el centro de Al, las muestras AZN1504 y AZN1509 aportaron valores de  $D_E$  con ajustes ( $R^2$ ) superiores al 0,99, cuyos errores son los más bajos (16 % y 17 %, respectivamente). Para el resto de las muestras, los valores de  $R^2$  son algo inferiores (entre 0,975 y 0,988), lo que deriva en errores de  $D_E$  más elevados (entre 18-26 %). No obstante, la variabilidad de  $D_E$  es inferior al 20 % en la mayoría de las muestras, lo que indica una reproducibilidad aceptable de los resultados. Los datos de  $D_E$  oscilan entre  $2053 \pm 344$  Gy (AZN1504) y  $4049 \pm 917$  Gy (AZN1506) para el centro de Al (Tabla 5.20).

El centro de Ti-Li (opción D) presenta valores de  $D_E$  entre  $1757 \pm 256$  Gy (AZN1505) y  $2513 \pm 367$  Gy (AZN1502). En general, los ajustes de  $R^2$  son superiores al 0,98 y los errores de  $D_E$  inferiores al 15 % en todas las muestras, lo que indica la consistencia de los datos obtenidos a partir de esta opción, según las observaciones de Duval y Guilarte (2015) (Tabla 5.20).

Las  $D_E$  calculadas a partir del centro de Ti-Li (opción A) varían entre  $1915 \pm 126$  Gy (AZN1504) y  $6928 \pm 2312$  Gy (AZN1503). En general, se han obtenido las  $D_E$  más elevadas a partir de esta opción, junto con errores que han alcanzado el 33 % en la muestra AZN1503. Según la evidencia científica (Duval et al., 2017), no es recomendable el uso de esta opción debido a que suele aportar  $D_E$  sobreestimadas (Tabla 5.20).

Los valores de  $D_E$  obtenidos para el centro de Ti-H (opción C) son los más bajos de todos los centros, variando entre  $398 \pm 72$  Gy y  $1641 \pm 283$  Gy. Además, la variabilidad de las mediciones es significativamente mayor en comparación con los otros centros, alcanzando valores superiores al 30 % en todas las muestras menos en AZN1504. En general, los ajustes de la función  $Ti^2$  son los más bajos de todos los centros ( $R^2$  entre 0,932 y 0,980). Estos datos sugieren que este centro es el menos fiable para la determinación de las  $D_E$  en estas muestras (Tabla 5.20).

Considerando los valores de  $D_E$  obtenidos a partir de los centros de Ti-Li (opción D) y Al, las estimaciones coinciden dentro de  $1\sigma$ , lo que podría indicar que la señal del Al está bien blanqueada en todas las muestras donde se han medido estos dos centros. No obstante, en la muestra AZN1503, esta concordancia parece deberse más al amplio margen de error de la  $D_E$  derivada del centro de Al (26 %), que a un adecuado blanqueamiento de su señal (Figura 5.13). Por consiguiente, en la muestra AZN1503, se

interpreta como más fiable, exclusivamente el valor de  $D_E$  derivado del centro de Ti-Li (opción D).

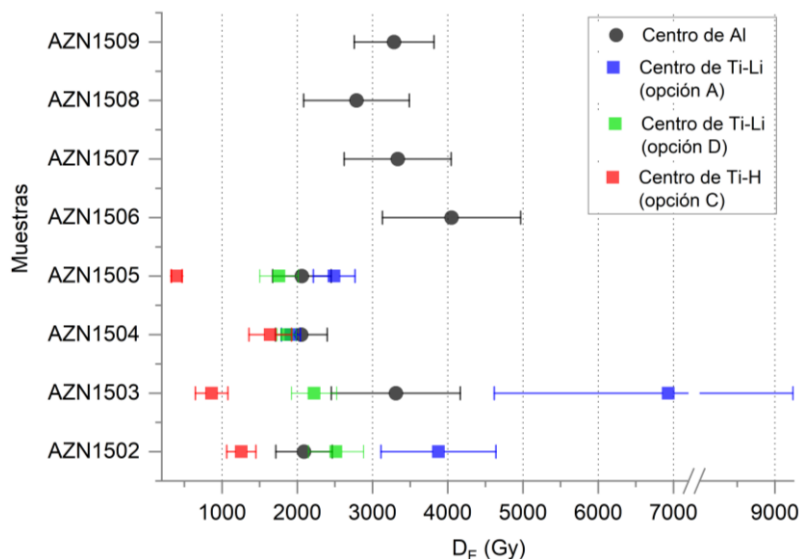


Figura 5.13. Representación gráfica de los valores de  $D_E$  ( $\pm 1\sigma$ ) obtenidos en los distintos centros paramagnéticos en las muestras del valle del río Arlanzón.

Por otro lado, en la muestra AZN1502, se interpretó como más fiable la  $D_E$  derivada del centro de Al tras realizar un análisis visual más detallado de las curvas de crecimiento obtenidas por ambos centros (Figura 5.14). En el centro de Ti-Li (opción D), la función Ti-2 no pasa por el primer punto experimental, sobreestimando ligeramente el resultado de  $D_E$  (Figura 5.14). Mientras, en el centro de Al, la función SSE+LIN pasaba correctamente por el intervalo de confianza del primer punto experimental (Figura 5.14). Por lo tanto, para esta muestra se interpretó como más fiable el valor derivado de este último centro ( $2090 \pm 375$  Gy, Tabla 5.20).

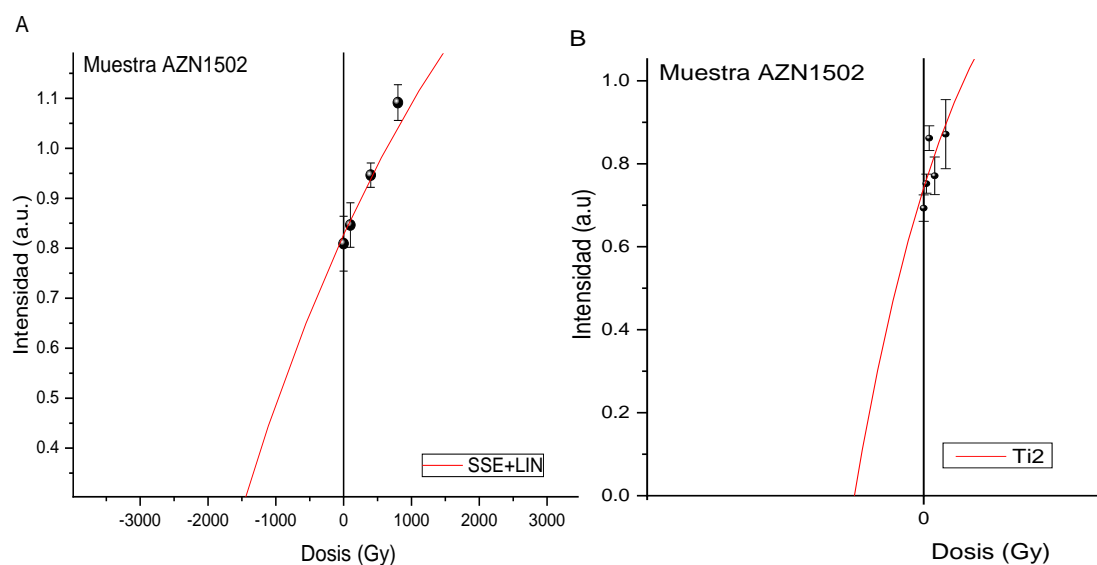


Figura 5.14. Detalle de las curvas dosimétricas de la muestra AZN1502. A) Detalle del ajuste de la función SSE+LIN en los datos experimentales para el centro de Al y B) Detalle de la función Ti-2 aplicada en las intensidades medidas en el centro de Ti-Li (opción D).

#### 5.4.1.2. Dosis Total (D)

Las muestras que se cogieron en una misma terraza aportaron valores dispares en cuanto a la cantidad de radionucleidos ( $^{238}\text{U}$ ,  $^{232}\text{Th}$  y  $^{40}\text{K}$ ). Estas discrepancias son anómalas considerando que la composición de los depósitos fluviales muestreados es bastante homogénea. Por lo tanto, para garantizar una mayor representatividad de los datos, se ha optado por homogeneizar las concentraciones utilizando la media de los valores obtenidos a partir de las muestras que se han cogido en cada terraza.

De esta manera, el contenido en radioelementos es muy similar entre los niveles T5<sub>AZN</sub> (+50-54 m), T4<sub>AZN</sub> (+60-67 m) y T3<sub>AZN</sub> (+70-78 m) variando entre  $3,170 \pm 0,038$  ppm y  $3,375 \pm 0,110$  ppm para el  $^{238}\text{U}$ , entre  $10,125 \pm 0,134$  ppm y  $13,867 \pm 0,330$  ppm para el  $^{232}\text{Th}$  y, entre  $1,070 \pm 0,013$  ppm y  $1,585 \pm 0,042$  ppm para el  $^{40}\text{K}$ . Por el contrario, en la terraza situada más elevada son inferiores (Tabla 5.21).

El contenido en agua de las muestras ha sido estimado considerando un valor final del 10 % (peso en seco), junto con un error relativo del 20 %. Este valor ha sido asumido en concordancia con el estudio previo de Moreno et al. (2012), que establece esta estimación como adecuada para sedimentos fluviales del valle del Arlanzón. Este valor ha sido

adoptado de manera uniforme para todas las muestras con el fin de comparar los resultados obtenidos en este estudio con las dataciones anteriores (Tabla 5.21).

La ratio entre las dosis gamma calculadas en el laboratorio e *in situ* varían considerablemente entre 1,50 y 0,26 debido a las diferencias obtenidas en las dosis de laboratorio (entre 1254  $\mu\text{Gy/a}$  hasta 263  $\mu\text{Gy/a}$ ). Por ello, la determinación de la dosis gamma se ha llevado a cabo utilizando únicamente las medidas *in situ* al representan mejor la composición de las zonas de muestreo y aportar valores más homogéneos. Las terrazas situadas a +50-54 m y +60-67 m presentan unos valores entre  $700 \pm 25 \mu\text{Gy/a}$  y  $807 \pm 29 \mu\text{Gy/a}$ , mientras que las terrazas más elevadas muestran resultados algo mayores (entre  $997 \pm 35 \mu\text{Gy/a}$  y  $1409 \pm 50 \mu\text{Gy/a}$ ) (Tabla 5.21).

Las muestras tomadas en cada terraza han aportado valores de Dosis Total similares entre sí. Las muestras de los niveles T5<sub>AZN</sub> (+50-54 m), T4<sub>AZN</sub> (+60-67 m) y T3<sub>AZN</sub> (+70-78 m) han aportado valores de Dosis Totales relativamente altas variando entre  $2418 \pm 53 \mu\text{Gy/a}$  y  $2992 \pm 67 \mu\text{Gy/a}$ . En T2<sub>AZN</sub> (+84-88 m), se han calculado valores inferiores a 2000  $\mu\text{Gy/a}$  (Tabla 5.21).

		<b>T5<sub>AZN</sub> (+50-54 m)</b>		<b>T4<sub>AZN</sub> (+60-67 m)</b>		<b>T3<sub>AZN</sub> (+70-78 m)</b>		<b>T2<sub>AZN</sub> (+84-88 m)</b>	
		AZN1504	AZN1505	AZN1502	AZN1503	AZN1506	AZN1507	AZN1508	AZN1509
Contenido en radioelementos	<sup>238</sup> U (ppm)	3,375 ± 0,110		3,170 ± 0,038		3,238 ± 0,017		0,868 ± 0,023	
	<sup>232</sup> Th (ppm)	10,173 ± 0,161		13,867 ± 0,330		10,125 ± 0,134		2,797 ± 0,117	
	<sup>40</sup> K (%)	1,264 ± 0,015		1,585 ± 0,042		1,070 ± 0,013		0,264 ± 0,009	
Evaluación del contenido en agua	Humedad de la muestra (%)	12 ± 0,1	11 ± 0,1	4 ± 0,0	3, ± 0,0	4 ± 0,0	6 ± 0,1	6 ± 0,1	13 ± 0,1
	Contenido en agua final (%)	10 ± 2		10 ± 2		10 ± 2		10 ± 2	
Evaluación dosis gamma (D <sub>γ</sub> )	<i>in situ</i> (μGy/a)	700	764	807	784	1316	1409	997	1345
	Laboratorio (μGy/a)	1046		1254		988		263	
	Ratio lab./ <i>in situ</i>	1,50	1,37	1,55	1,60	0,75	0,70	0,26	0,20
Dosis	D <sub>int</sub> (μGy/a)	50 ± 30		50 ± 30		50 ± 30		50 ± 30	
	D <sub>α</sub> (μGy/a)	66 ± 15		77 ± 18		64 ± 15		18 ± 4	
	D <sub>β</sub> (μGy/a)	1411 ± 25		1674 ± 32		1267 ± 22		326 ± 6	
	D <sub>γ</sub> <i>in situ</i> (μGy/a)	700 ± 25	764 ± 27	807 ± 29	784 ± 27	1316 ± 46	1409 ± 50	997 ± 35	1345 ± 48
	D <sub>cos</sub> (μGy/a)	191 ± 19	200 ± 20	176 ± 18	176 ± 18	179 ± 18	201 ± 20	180 ± 18	195 ± 19
Dosis Total	D (μGy/a)	2418 ± 53	2492 ± 54	2783 ± 58	2760 ± 57	2877 ± 64	2992 ± 67	1571 ± 50	1934 ± 60

Tabla 5.21. Evaluación y cálculo de las Dosis Totales para las muestras del valle del Arlanzón.

### 5.4.1.3. Edades de RPE

Las edades a partir de los distintos centros paramagnéticos se han calculado con un error de  $\pm 1\sigma$  (Tabla 5.22).

En la terraza T5<sub>AZN</sub> (+50-54 m), en general, se han obtenido edades similares en todos los centros. Las edades del centro del Al varían entre  $849 \pm 143$  ka y  $827 \pm 157$  ka (AZN1504 y AZN1505, respectivamente). Para el centro de Ti-Li oscilan entre  $768 \pm 54$  ka (opción D, AZN1504) y  $999 \pm 113$  ka (opción A, AZN1505). El centro de Ti-H (opción C) aporta la datación más joven ( $160 \pm 29$  ka, AZN1505) (Tabla 5.22).

Las muestras tomadas en T4<sub>AZN</sub> (+60-67 m) han proporcionado edades similares a partir del centro de Al y Ti-Li (opción D), mientras que la opción A de este centro y la opción C del centro de Ti-H muestran las edades más antiguas y jóvenes, respectivamente. Las edades para este nivel varían principalmente entre  $751 \pm 136$  ka y  $903 \pm 133$  ka (AZN1502) en los centros de Al y Ti-Li (opción D). Las fechas a partir del Ti-Li (opción A) son superiores a 1000 ka ( $> 1392 \pm 276$  ka en AZN1502). En el centro de Ti-H (opción C), se han calculado unas edades muy parecidas ( $451 \pm 70$  ka y  $313 \pm 79$  ka) en las muestras AZN1502 y AZN1503, respectivamente.

Como ya se ha mencionado anteriormente, en las terrazas T3<sub>AZN</sub> (+70-78 m) y T2<sub>AZN</sub> (+84-88 m) solamente se pudo medir el centro de Al. Por lo tanto, según los principios de la metodología de los centros múltiples (Duval et al., 2015, 2017), las dataciones obtenidas en estas terrazas deben interpretarse como estimaciones máximas debido a la ausencia de datos a partir de los centros asociados al Ti. No obstante, las muestras de estas terrazas han proporcionado resultados coherentes con la evolución del valle.

En la terraza T3<sub>AZN</sub> (+70-78 m) las edades a partir del centro de Al muestran un incremento significativo, lo que sugiere una evolución temporal coherente con el modelo de desarrollo de las terrazas fluviales. En este nivel, las muestras AZN1506 y AZN1507 han aportado edades consistentes entre sí ( $1407 \pm 320$  ka y  $1114 \pm 239$  ka, respectivamente). No obstante, la muestra AZN1507 aportó la edad con menor rango de error (17 %), cuyo valor además es inferior si se considera el intervalo de confianza (Tabla 5.22).

En la terraza T2<sub>AZN</sub> (+84-88 m), el centro de Al proporcionó edades consistentes en 1 $\sigma$  (1774  $\pm$  450 ka y 1699  $\pm$  297 ka, en las muestras AZN1508 y AZN1509, respectivamente), que consolidan una tendencia al aumento de la antigüedad con la altitud de las terrazas (Tabla 5.22).

## 5. Resultados

	VALLE DEL ARLANZÓN							
	T5 <sub>AZN</sub> (+50-54 m)		T4 <sub>AZN</sub> (+60-67 m)		T3 <sub>AZN</sub> (+70-78 m)		T2 <sub>AZN</sub> (+84-88 m)	
	AZN1504	AZN1505	AZN1502	AZN1503	AZN1506	AZN1507	AZN1508	AZN1509
D <sub>E</sub> (Gy) centro del Al	2053 ± 344	2061 ± 389	2090 ± 375	3309 ± 857	4049 ± 917	3334 ± 710	2787 ± 702	3286 ± 530
D <sub>E</sub> (Gy) centro de Ti-Li (opción D)	1858 ± 125	1757 ± 256	2513 ± 367	2223 ± 300				
D <sub>E</sub> (Gy) centro de Ti-Li (opción A)	1915 ± 126	2490 ± 277	3875 ± 763	6928 ± 2312				
D <sub>E</sub> (Gy) centro de Ti-H (option C)	1641 ± 283	398 ± 72	1256 ± 193	863 ± 216				
D (μGy/a)	2418 ± 53	2492 ± 54	2783 ± 58	2760 ± 57	2877 ± 64	2992 ± 67	1571 ± 50	1934 ± 60
Edad del centro del Al (ka)	849 ± 143	827 ± 157	<b>751 ± 136</b>	1199 ± 311	<b>1407 ± 320</b>	<b>1114 ± 239</b>	1774 ± 450	<b>1699 ± 297</b>
Edad del centro de Ti-Li (opción D) (ka)	<b>768 ± 54</b>	<b>705 ± 104</b>	903 ± 133	<b>805 ± 110</b>				
Edad del centro de Ti-Li (opción A) (ka)	792 ± 55	999 ± 113	1392 ± 276	2510 ± 839				
Edad del centro de Ti-H (opción C) (ka)	679 ± 118	160 ± 29	451 ± 70	313 ± 79				

Tabla 5.22. Edades obtenidas en las terrazas del río Arlanzón. En negrita aparecen las edades más consistentes según la discusión (ver apartado 6.4).

## 5.5. Valle del Arlanza

Para estudiar a nivel regional las variaciones de los niveles de base responsables del modelaje paisajístico de la parte más nororiental de la cuenca del Duero, se dataron mediante RPE las terrazas del río Arlanza T4<sub>AZA</sub> (+84-87 m), T5<sub>AZA</sub> (+73-79 m) del Pleistoceno inferior a medio y, la terraza T13<sub>AZA</sub> (+12-17 m) del Pleistoceno medio/inferior (Benito-Calvo, 2004; Moreno et al., 2016).

Los datos que se muestran, a continuación, son inéditos, habiéndose presentado en el XXI congreso del INQUA (*International Union for Quaternary Research*), celebrado en Roma en 2023 en una presentación oral.

### 5.5.1. Dataciones de RPE en granos de cuarzo sedimentario.

#### 5.5.1.1. Dosis equivalente ( $D_E$ )

Los valores de  $D_E (\pm 1\sigma)$  obtenidos en cada muestra vienen resumidos en la Tabla 5.23, mientras que las curvas de crecimiento a partir de las cuales se han obtenido las  $D_E$  se muestran en el Anexo I (Figuras Anexo I.14, I.15, I.16 y I.17).

Los coeficientes de blanqueamiento de la señal de Al varían en un rango relativamente estrecho, entre el 48 % y el 57 %. En el centro de Al, se aplicó la función SSE+LIN obteniéndose excelentes ajustes ( $R^2 \geq 0,99$ ) junto con bajos errores de  $D_E$  (entre el 6 % y el 13 %). Los resultados de  $D_E$  a partir de ese centro varían entre  $1055 \pm 215$  Gy hasta  $2190 \pm 292$  Gy (Tabla 5.23).

Considerando todos los valores de  $D_E$  obtenidos a partir de los distintos centros asociados al Ti, por lo general todas las muestras siguen el mismo patrón: centro Ti-Li (opción A)  $D_E \geq$  centro Ti-Li (opción D)  $D_E >$  centro Ti-H (opción C)  $D_E$ . En ambos centros, se aplicó la función Ti2 obteniéndose excelentes ajustes con valores de  $R^2 > 0,98$  para la mayoría de las muestras. El centro de Ti-Li (opción A) aportó valores entre  $1147 \pm 156$  Gy y  $890 \pm 88$  Gy, presentando todas las muestras errores menores al 14 %. La opción D de este mismo centro proporcionó valores entre  $1091 \pm 139$  Gy y  $669 \pm 77$  Gy, variando los

errores entre el 4 % y el 13 %, excepto en la muestra AZA1507 (16 %), asociado a un ajuste inferior ( $R^2 = 0,964$ ). El centro de Ti-H (opción C) muestra los valores más bajos de  $D_E$  (entre  $923 \pm 295$  Gy y  $308 \pm 38$  Gy), alcanzando errores entre el 9% y el 32%. En este centro, es destacable los buenos datos de variación de  $D_E$  en las muestras AZA1505 y AZA1504 (4 % y 12 %, respectivamente) y sus bajos errores del 12 % y 11 %, respectivamente (Tabla 5.23).

En resumen, los resultados obtenidos en estas muestras se caracterizan por presentar, en general, bajos porcentajes de variabilidad de  $D_E$ , buenos ajustes y por consiguiente bajos errores, lo que indica la buena calidad de los datos obtenidos (Tabla 5.23).

Considerando los intervalos de confianza asociados a los valores de  $D_E$  para cada una de las muestras, el centro de Al aporta sistemáticamente los valores más elevados de  $D_E$  (Figura 5.15). Estos resultados parecen indicar que la señal de Al no se ha reseteado durante el transporte debido a su lenta cinemática de blanqueamiento (Toyoda et al., 2000), recomendándose utilizar los valores de  $D_E$  derivados de los centros asociados al Ti para datar estas muestras.

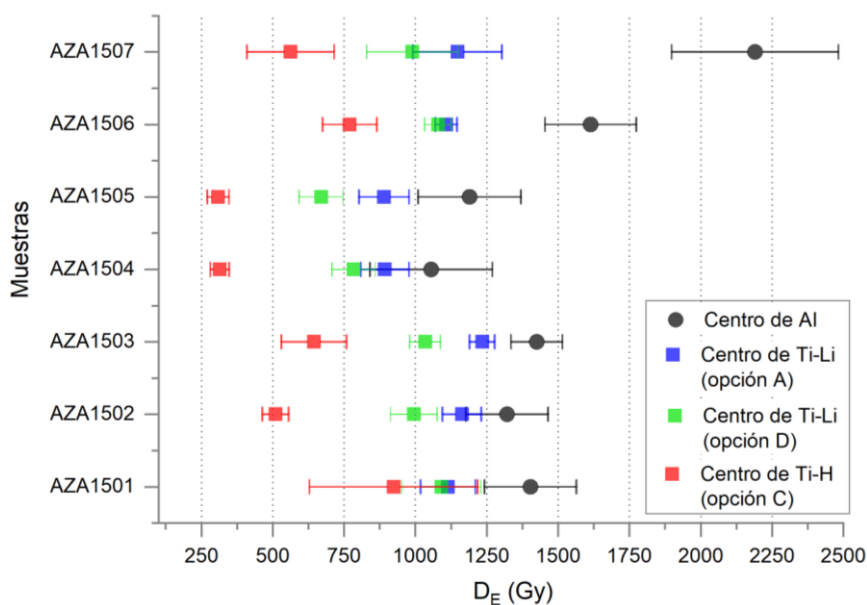


Figura 5.15. Representación gráfica de los valores de  $D_E$  ( $\pm 1\sigma$ ) obtenidos en los distintos centros paramagnéticos en las muestras del valle del río Arlanza.

		VALLE DEL ARLANZA								
		T13 <sub>AZA</sub> (+12-17 m)		T5 <sub>AZA</sub> (+73-79 m)			T4 <sub>AZA</sub> (+84-87 m)			
		AZA1505	AZA1504	AZA1501	AZA1503	AZA1502	AZA1506	AZA1507		
		Profundidad relativa (cm)	100 ± 10	190 ± 10	60 ± 10	120 ± 10	180 ± 10	150 ± 10	150 ± 10	
Centro de Al		BI (%)	53,0 ± 0,1	48,2 ± 0,8	57,2 ± 0,7	54,1 ± 0,8	55,9 ± 0,9	55,5 ± 0,7	54,9 ± 0,1	
		Ajuste R <sup>2</sup>	0,996	0,984	0,994	0,998	0,995	0,996	0,992	
		D <sub>E</sub> (Gy)	1190 ± 180	1055 ± 215	1403 ± 161	1425 ± 90	1321 ± 144	1614 ± 160	2190 ± 292	
		Variación de D <sub>E</sub> (%)	4	26	10	8	11	4	12	
Centro de Ti-Li		opción D	Ajuste R <sup>2</sup>	0,992	0,992	0,973	0,998	0,998	0,999	0,964
			D <sub>E</sub> (Gy)	669 ± 77	783 ± 76	1091 ± 139	1034 ± 54	994 ± 82	1079 ± 47	989 ± 160
			Variación de D <sub>E</sub> (%)	27	13	12	6	8	5	21
Centro de Ti-Li		opción A	Ajuste R <sup>2</sup>	0,998	0,998	0,988	0,999	0,995	0,999	0,977
			D <sub>E</sub> (Gy)	890 ± 88	893 ± 85	1114 ± 96	1234 ± 44	1163 ± 68	1108 ± 38	1147 ± 156
			Variación de D <sub>E</sub> (%)	17	19	30	6	5	4	20
Centro de Ti-H		opción C	Ajuste R <sup>2</sup>	0,991	0,993	0,928	0,980	0,987	0,989	0,954
			D <sub>E</sub> (Gy)	308 ± 38	314 ± 33	923 ± 295	644 ± 114	509 ± 46	769 ± 95	562 ± 153
			Variación de D <sub>E</sub> (%)	4	12	65	30	19	42	37

 Tabla 5.23. Dosis Equivalentes (D<sub>E</sub> ± 1σ) de los centro de Al, Ti-Li (opciones A y D) y Ti-H (opción C), *sensu* Duval y Guilarte (2015), obtenidos en el valle del río Arlanza.

### 5.5.1.2. Dosis Total (D)

La cantidad de elemento radioactivos varía bastante entre las muestras AZA1506 y AZA1507 tomadas en la terraza T4<sub>AZA</sub> (+84-88 m), lo que también queda reflejado en los valores de dosimetría gamma *in situ* ( $556 \pm 20 \mu\text{Gy/ay}$   $365 \pm 13 \mu\text{Gy/a}$ , respectivamente). Pese a estas diferencias, ambas muestras presentaron valores de D similares de  $916 \pm 41 \mu\text{Gy/a}$  y  $1006 \pm 39 \mu\text{Gy/a}$ , respectivamente. (Tabla 5.24).

Las muestras AZA1501, AZA1502 y AZA1503 se tomaron en una misma barra de gravas correspondiente al nivel colgado a +76 m y, por lo tanto, es razonable que aportasen datos similares (Figura 4.12). Además, los valores de dosimetría gamma *in situ*, reflejan indirectamente una composición geoquímica uniforme en esta terraza ( $376 \pm 13 \mu\text{Gy/a}$ ,  $382 \pm 14 \mu\text{Gy/a}$  y  $388 \pm 14 \mu\text{Gy/a}$ , para AZA1501, AZA1503 y AZA1502, respectivamente, Tabla 5.24), Sin embargo, mientras que AZA152 presentó contenidos de  $^{238}\text{U}$ ,  $^{232}\text{Th}$  y  $^{40}\text{K}$  ( $0.14 \pm 0.00 \text{ ppm}$ ,  $0.77 \pm 0.02 \text{ ppm}$ , y  $0.43 \pm 0.01 \%$ , respectivamente) similares a los obtenidos en AZA1503 ( $0.75 \pm 0.01$ ,  $3.11 \pm 0.13$ ,  $0.29 \pm 0.00$ , respectivamente). En cambio, AZA1501 mostró mayores contenidos de elementos radiactivos, especialmente en  $^{238}\text{U}$  y  $^{232}\text{Th}$  ( $1.39 \pm 0.03$ ,  $5.82 \pm 0.15$ , respectivamente), obteniéndose un valor final de D bastante elevado ( $1241 \pm 41 \mu\text{Gy/a}$ ), en comparación a los obtenidos en el resto de las muestras ( $941 \pm 39 \mu\text{Gy/a}$  y  $951 \pm 38 \mu\text{Gy/a}$ , en AZA1502 y AZA1503, respectivamente). Por consiguiente, en AZA1501, se utilizaron los valores promedios de radioelementos calculado a partir del resto de las muestras (Tabla 5.24).

Las muestras AZA1505 y AZA1504, tomadas en la terraza T13<sub>AZA</sub> (+12-17 m), mostraron contenidos en radioelementos muy similares, aportando valores finales muy parecidos de Dosis Totales iguales a  $1644 \pm 44 \mu\text{Gy/a}$  y  $1731 \pm 44 \mu\text{Gy/a}$ , respectivamente, (Tabla 5.24).

En todas las muestras, se utilizaron los valores de dosimetría gamma *in situ* al reflejar mejor el ambiente sedimentario, obteniéndose valores muy similares en T13<sub>AZA</sub> (+12-17 m) ( $572 \pm 20 \mu\text{Gy/a}$  y  $592 \pm 21 \mu\text{Gy/a}$ , en AZA1505 y AZA1504, respectivamente), y en T5<sub>AZA</sub> (+73-79 m) (entre  $376 \pm 13 \mu\text{Gy/a}$  y  $388 \pm 14 \mu\text{Gy/a}$ ). El contenido final de agua (peso seco) calculado como el 60 % del contenido de agua de la muestra saturada en agua varía entre 7,7 % (AZA1507) y 22,2 % (AZA1505) (Tabla 5.24).

En general, los valores de Dosis Totales son bajos ( $< 2000 \mu\text{Gy/a}$ ), lo que concuerda con la composición cuarcítica de estas terrazas fluviales, con bajos contenidos de arcillas ricas en radioelementos (Tabla 5.24).

## 5. Resultados

		VALLE DEL ARLANZA						
Terraza		T13 <sub>AZA</sub> (+12-17 m)		T5 <sub>AZA</sub> (+73-79 m)			T4 <sub>AZA</sub> (+84-87 m)	
MUESTRA		AZA1505	AZA1504	AZA1501	AZA1503	AZA1502	AZA1506	AZA1507
Contenido en radioelementos	<sup>238</sup> U (ppm)	1,956 ± 0,022	2,251 ± 0,030	0,444 ± 0,008*	0,751 ± 0,012	0,137 ± 0,003	0,223 ± 0,004	0,998 ± 0,019
	<sup>232</sup> Th (ppm)	7,862 ± 0,122	8,585 ± 0,212	1,942 ± 0,074*	3,114 ± 0,129	0,770 ± 0,019	1,052 ± 0,026	5,185 ± 0,113
	<sup>40</sup> K (%)	0,773 ± 0,009	0,787 ± 0,022	0,358 ± 0,008*	0,286 ± 0,004	0,430 ± 0,011	0,108 ± 0,003	0,228 ± 0,004
Evaluación del contenido en agua	Humedad de la muestra	7,4 ± 1,5	6,1 ± 1,2	4,7 ± 0,9	0,8 ± 0,2	1,9 ± 0,4	4,4 ± 0,9	0,6 ± 0,1
	Saturación de los poros (medido en el laboratorio)	37,1 ± 7,4	29,2 ± 5,8	28,8 ± 7,8	23,0 ± 4,6	25,6 ± 5,1	21,7 ± 4,3	12,9 ± 2,6
	Contenido en agua final estimado (% peso en seco)	22,2 ± 4,0	17,5 ± 4,0	17,3 ± 3,5	13,8 ± 2,8	15,4 ± 3,1	13,0 ± 2,6	7,7 ± 1,5
Evaluación dosis gamma (D <sub>λ</sub> )	<i>in situ</i> (μGy/a)	572 ± 20	592 ± 21	376 ± 13	382 ± 14	388 ± 14	556 ± 20	365 ± 13
	Laboratorio (μGy/a)	628 ± 6	716 ± 11	194 ± 4	263 ± 6	135 ± 3	89 ± 1	383 ± 6
	Ratio laboratorio/ <i>in situ</i>	1,10	1,21	0,51	0,69	0,35	0,16	1,05
Dosis	D <sub>int</sub> (μGy/a)	50.0 ± 30	50.0 ± 30	50.0 ± 30	50.0 ± 30	50.0 ± 30	50.0 ± 30	50.0 ± 30
	D <sub>α</sub> (μGy/a)	28 ± 6	33 ± 8	7 ± 2	12 ± 3	3 ± 1	4 ± 1	20 ± 5
	D <sub>β</sub> (μGy/a)	788 ± 14	878 ± 15	303 ± 6	324 ± 6	300 ± 8	114 ± 2	379 ± 6
	D <sub>γ</sub> <i>in situ</i> (μGy/a)	572 ± 20	592 ± 21	376 ± 13	382 ± 14	388 ± 14	556 ± 20	365 ± 13
	D <sub>cos</sub> (μGy/a)	207 ± 21	178 ± 18	223 ± 22	182 ± 18	201 ± 20	192 ± 19	192 ± 19
Dosis Total	D (μGy/a)	1644 ± 44	1731 ± 44	959 ± 40	951 ± 38	941 ± 39	916 ± 41	1006 ± 39

Tabla 5.24. Dosis Totales para las muestras del valle del río Arlanza. El asterisco (\*) señala los valores calculados a partir del promedio de los contenidos en radioelementos obtenidos en el resto de las muestras de la misma terraza.

### 5.5.1.3. Edades de RPE

Acorde a las observaciones realizadas a partir de los valores de  $D_E$ , el centro de Al proporcionó edades sobrestimadas, descartándose su uso en estas muestras. Según la evidencia científica (Duval and Guilarte, 2015; Duval et al., 2015, 2017, 2020), se utilizó el centro de Ti-Li (opción D) para datar las terrazas más antiguas  $T4_{AZA}$  (+84-87 m) y  $T5_{AZA}$  (+73-79 m), mientras que la terraza más joven  $T13_{AZA}$  (+12-17 m) se fechó con el centro de Ti-H (opción C). No obstante, a continuación, se va a describir todos los resultados obtenidos a partir de los distintos centros, calculados con unos intervalos de error de  $\pm 1\sigma$  (Tabla 5.25).

La terraza más alta muestreada en este trabajo es el nivel  $T4_{AZA}$  (+84-88 m), y, por ende, la más antigua. Las muestras AZA1506 y AZA1507, tomadas en este nivel, aportaron unas estimaciones sobreestimadas que alcanzan los  $1761 \pm 191$  ka y  $2177 \pm 302$  ka, respectivamente con el centro de Al. Respecto al centro de Ti-Li, se sitúan entre  $1177 \pm 73$  ka y  $983 \pm 163$  ka (opción D), y entre  $1209 \pm 68$  ka y  $1140 \pm 161$  ka (opción A). Los datos del centro de Ti-H muestran una mayor dispersión, con edades de  $839 \pm 110$  ka (AZA1506) y  $559 \pm 154$  ka (AZA1507). Las edades calculadas a partir de la muestra AZA01506 presentan bajos errores (entre 6 % y el 13 %), mientras que en AZA1507 presenta errores mayores al 14 % en todos los centros (Tabla 5.25).

En la terraza  $T5_{AZA}$  (+73-79 m), las edades obtenidas para las muestras AZA1501, AZA1503 y AZA1502 oscilan entre  $1403 \pm 164$  (AZA1502) ka y  $1499 \pm 112$  ka (AZA1503) en el centro de Al. Las edades derivadas de los centros de Ti-Li varían en un rango estrecho entre  $1056 \pm 98$  ka (AZA1502) hasta  $1137 \pm 153$  ka (AZA1501 en la opción D, y de  $1161 \pm 111$  ka (AZA1501) a  $1298 \pm 70$  ka (AZA1503) en la opción A. Las edades más bajas provienen nuevamente del centro de Ti-H, con un rango entre  $541 \pm 54$  ka y  $962 \pm 310$  ka (AZA1502 y AZA1501, respectivamente), siendo esta última especialmente dispersa debido a un mayor error asociado (Tabla 5.25).

Las edades derivadas del centro de Al para las muestras AZA1505 y AZA1504, tomadas en  $T13_{AZA}$  (+12-17 m), son iguales a  $724 \pm 111$  ka y  $610 \pm 125$  ka, respectivamente, volviendo a aportar edades sobrestimadas este centro. Las edades obtenidas con los

centros de Ti-Li varían entre  $407 \pm 48$  ka (opción D) y  $541 \pm 55$  ka (opción A) para AZA1505, y entre  $452 \pm 45$  ka (opción D) y  $516 \pm 51$  ka (opción A) para AZA1504. El centro de Ti-H (opción C) proporcionó las más bajas, con valores de  $188 \pm 24$  ka y  $181 \pm 20$  ka, junto con errores muy bajos del 13% y 11%, respectivamente (Tabla 5.25).

Terraza	VALLE DEL ARLANZA						
	T13 <sub>AZA</sub> (+12-17 m)		T5 <sub>AZA</sub> (+73-79 m)			T4 <sub>AZA</sub> (+84-87 m)	
	AZA1505	AZA1504	AZA1501	AZA1503	AZA1502	AZA1506	AZA1507
D <sub>E</sub> (Gy) centro de Al	1190 ± 180	1055 ± 215	1403 ± 161	1425 ± 90	1321 ± 144	1614 ± 160	2190 ± 292
D <sub>E</sub> (Gy) centro de Ti-Li (opción D)	669 ± 77	783 ± 76	1091 ± 139	1034 ± 54	994 ± 82	1079 ± 47	989 ± 160
D <sub>E</sub> (Gy) centro de Ti-Li (opción A)	890 ± 88	893 ± 85	1114 ± 96	1234 ± 44	1163 ± 68	1108 ± 38	1147 ± 156
D <sub>E</sub> (Gy) centro de Ti-H (opción C)	309 ± 38	314 ± 33	923 ± 295	644 ± 114	509 ± 46	769 ± 95	562 ± 153
D (μGy/a)	1644 ± 44	1731 ± 44	959 ± 40	951 ± 38	941 ± 39	916 ± 41	1006 ± 39
Edad de Al (ka)	724 ± 111	610 ± 125	1462 ± 179	1499 ± 112	1403 ± 164	1761 ± 191	2177 ± 302
Edad del centro de Ti-Li (opción D) (ka)	407 ± 48	452 ± 45	<b>1137 ± 153</b>	<b>1088 ± 72</b>	<b>1056 ± 98</b>	<b>1177 ± 73</b>	983 ± 163
Edad del centro de Ti-Li (opción A) (ka)	541 ± 55	516 ± 51	1161 ± 111	1298 ± 70	1236 ± 89	1209 ± 68	1140 ± 161
Edad del centro de Ti-H (opción C) (ka)	<b>188 ± 24</b>	<b>181 ± 20</b>	962 ± 310	677 ± 123	541 ± 54	839 ± 110	559 ± 154

Tabla 5.25. Edades obtenidas en las terrazas del río Arlanza. En negrita aparecen las edades más consistentes según la discusión (ver apartado 6.5).



## 6. Discusión



La formación y evolución del sistema kárstico multinivel de la Sierra de Atapuerca está estrechamente ligada con la dinámica fluvial definida por la incisión de los niveles de base regionales marcados por el río Arlanzón (Benito-Calvo et al., 2017, 2018; Ortega, 2009; Ortega et al., 2013, 2014, 2018). Sin embargo, la falta de dataciones en los sedimentos fluviales, situados en la parte inferior de las secuencias estratigráficas de las cuevas, generaba incertidumbres a la hora de definir un modelo cronomorfológico que relacione directamente la formación de las cavidades del sistema endokárstico con evolución de la red fluvial regional.

En el sistema endokárstico, el nivel inferior destaca por poseer sedimentos fluviales, como cantos rodados de rocas metamórficas que indican una entrada directa del río Arlanzón, posiblemente asociada a un nivel de base relativamente estable (Ortega, 2009; Ortega et al., 2013, 2018). Por ello, los sedimentos fluviales que albergan las cavidades de Cueva del Silo y Cueva Peluda son los más idóneos para correlacionar cronológicamente la formación del nivel inferior del karst con las terrazas fluviales del valle del río Arlanzón, que marcan un periodo de estabilidad fluvial (Benito-Calvo et al., 2015, 2018). Por otro lado, en la parte inferior del Complejo Galería y Gran Dolina-Penal se preservan sedimentos fluviales que reflejan la transición del nivel intermedio al inferior, asociándose a la incisión del nivel de base local (Ortega et al., 2013). Por lo tanto, los distintos enclaves de este trabajo son relevantes para aportar un marco cronológico a la dinámica fluvio-kárstica que tuvo un impacto decisivo en la ocupación de las cavidades por nuestros ancestros (Ortega et al., 2014; 2018).

En este trabajo, se ha utilizado principalmente la técnica de Resonancia Paramagnética Electrónica ya que permite datar cuando el sedimento se deposita y/o se introduce en el sistema kárstico. Según los estudios geomorfológicos y geocronológicos previos, esta dinámica fluvio-kárstica se desarrolló a largo del Pleistoceno (Benito-Calvo et al., 2008, 2017, 2018; Moreno et al., 2012, 2015; Ortega, 2009; Ortega et al., 2018; Parés et al., 2016), siendo los centros paramagnéticos del Aluminio (Al) y Titanio (Ti), sub-centros Ti-Li (opción D) y Ti-H (opción C), *sensu* Duval y Guilarte (2015), los más adecuados para datar sedimentos fluviales y kársticos de este rango temporal (Benito-Calvo et al., 2022; Demuro et al., 2020; Duval et al., 2022; Moreno et al., 2015; Tissoux et al., 2007, 2008; Voinchet et al., 2019, 2020). En concreto, los centros de Al y Ti-Li (opción D)

aportarían estimaciones precisas para muestras del Pleistoceno medio e inferior, mientras que el uso del centro de Ti-H se limitaría a muestras del Pleistoceno superior (Duval et al., 2015, 2017, 2020).

## 6.1. Complejo Galería

La unidad GI se sitúa en la parte inferior del complejo Galería y, presenta su mayor espesor en el sector de Covacha de los Zarpazos, donde afloran las capas más antiguas de todo el complejo (Campaña et al., 2023; Pérez-González et al., 1995, 1999, 2001). Estos sedimentos registran un cambio de condiciones freáticas/epifreáticas (subunidad GIa) a vadosas (subunidad GIb) que podría estar relacionado con la agradación final o el inicio de la incisión de las terrazas T4<sub>AZN</sub> (+60-67 m) y T5<sub>AZN</sub> (+50-58 m) del río Arlanzón (Campaña et al., 2023).

En comparación con el resto de las unidades del complejo Galería (GII a GV), esta unidad apenas ha sido datada (Berger et al., 2008; Demuro et al., 2014; Falguères et al., 2013), siendo de especial interés fechar su base para poder establecer una relación cronológica entre la evolución del sistema endokárstico y la incisión del valle medio del río Arlanzón (Benito-Calvo et al., 2017; Ortega et al., 2013). En este sentido, las estimaciones cronológicas publicadas, derivadas del presente trabajo, constituyen una aportación novedosa, al abordar por primera vez la datación de la parte inferior de esta unidad mediante técnicas independientes, como la Resonancia Paramagnética Electrónica (RPE) y el Paleomagnetismo (Hernando-Alonso et al., 2024).

### 6.1.1. Dataciones de RPE y Paleomagnetismo.

Todas las muestras de RPE y de Paleomagnetismo fueron cogidas en la subunidad GIa del Pleistoceno inferior (Pérez-González et al., 2001), concretamente en las capas GIa.6 y GIa.5 (Campaña et al., 2023) (Figura 6.1). Esta clasificación se fundamenta, parcialmente, en la extrapolación del límite Brunhes-Matuyama por criterios sedimentológicos y estratigráficos desde la parte central de Galería, donde fue detectado, hasta el sector de Covacha de los Zarpazos. En consecuencia, los análisis de Paleomagnetismo de este trabajo, aunque sean puntuales, constituyen los primeros resultados magnetoestratigráficos obtenidos en el sector de Covacha de los Zarpazos (Hernando-Alonso et al., 2024).

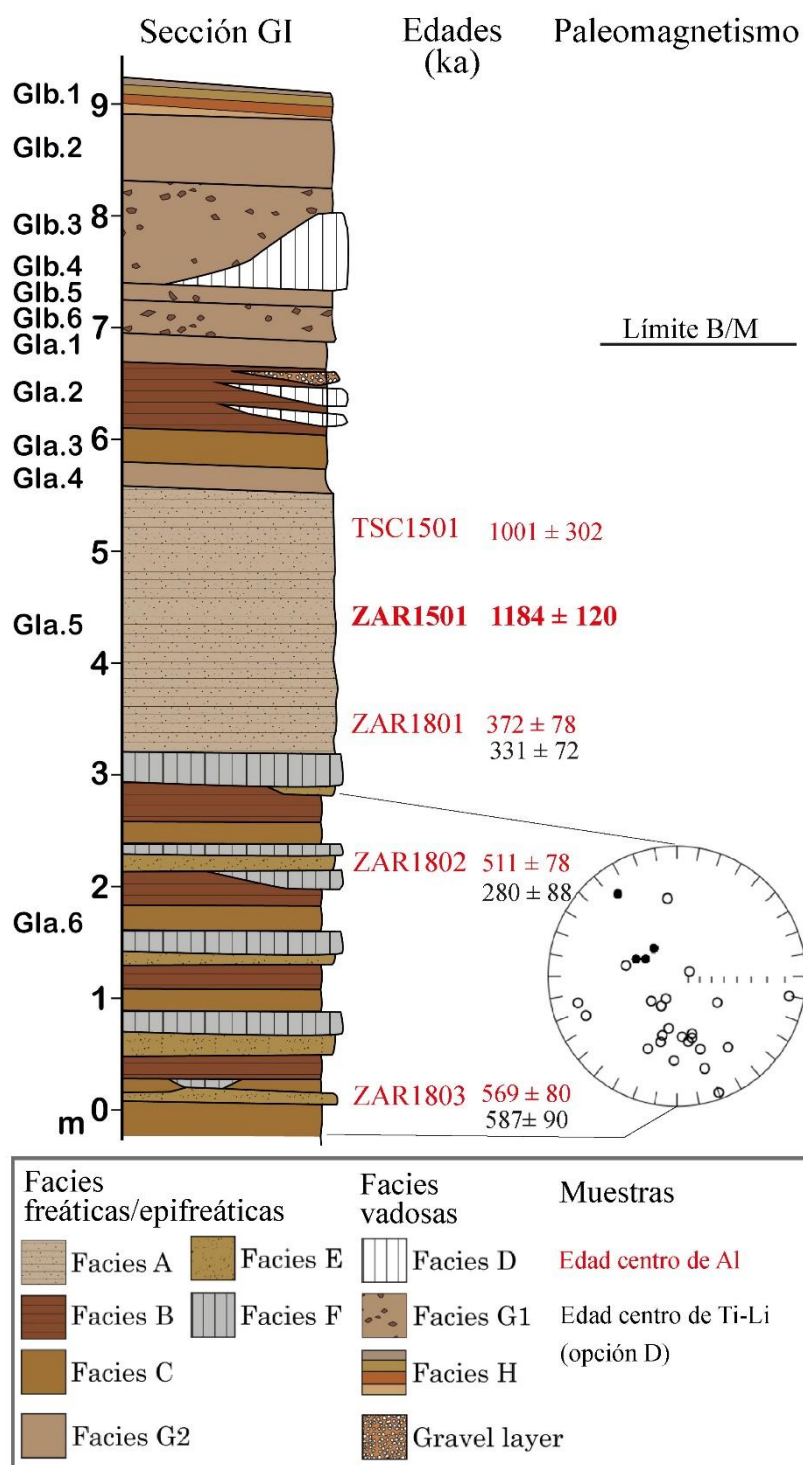


Figura 6.1. Esquema de la sección estratigráfica de la unidad GI del Complejo Galería donde se han posicionado las muestras de este trabajo (modificado de Campaña et al., 2023). Los resultados de paleomagnetismo vienen representados en una proyección estereográfica (hemisferio norte). Límite B/M: límite Brunhes-Matuyama datado en 773 ka (Gibbard & Head, 2020). Se ha interpretado que la única muestra que aporta una edad coherente es ZAR1501, pese a que se deba interpretar como una estimación máxima. La asociación de facies se explica en detalle en Campaña *et al.* (2023) y de forma resumida en la tabla 2.2.

Los datos magnetoestratigráficos obtenidos en la capa GIa.6 en Covacha de los Zarpazos son muy homogéneos, presentando la mayoría de las muestras polaridad inversa (Tabla 5.4 y Figura 5.5.A). Estos resultados indican que la sedimentación tuvo lugar durante el cron Matuyama ( $>773$  ka; Gibbard & Head, 2020) y constituyen un respaldo sólido para la extrapolación del límite Brunhes-Matuyama en el sector de Covacha de los Zarpazos, sobre la cual se fundamenta parcialmente la interpretación estratigráfica de la unidad GI (Campaña et al., 2023). Siguiendo la clasificación propuesta por Campaña *et al.* (2023), las muestras ZAR1802 y ZAR1803 se cogieron en la capa GIa.6, mientras que las muestras ZAR1801, ZAR1501 y TSC1501 se tomaron en la capa GIa.5, por lo tanto, todas ellas deberían aportar edades correspondientes al Pleistoceno inferior (Figura 6.1).

En este rango temporal, tanto el centro de Al como el de Ti-Li (opción D) parecen proporcionar las estimaciones cronológicas más precisas (Duval et al., 2020). Sin embargo, las muestras ZAR1801, ZAR1802, ZAR1803 aportaron edades claramente infraestimadas a partir de estos centros (entre  $280 \pm 88$  ka y  $587 \pm 90$  ka, Figura 6.1).

Por el contrario, las muestras ZAR1501 y TSC1501 arrojaron edades consistentes mediante el centro de Al ( $1184 \pm 120$  ka y  $1001 \pm 302$  ka, respectivamente, Figura 6.1). No obstante, en estas últimas, no fue posible medir los centros de Ti-Li y Ti-H, debido a su baja intensidad, lo que imposibilitó evaluar internamente si la señal del Al en ZAR1501 y TSC1501 estaba correctamente blanqueada (ver apartado 4.2.1.1.). De tal forma, según los principios de la metodología de los centros múltiples (Duval et al., 2015, 2017), estas edades deben interpretarse como estimaciones máximas de la verdadera edad de enterramiento.

Por otro lado, desde un punto de vista metodológico, la función SSE aplicada hasta una dosis máxima de irradiación ( $D_{\max}$ ) igual a 6 kGy, en la muestra ZAR1501, presentó un ajuste de mayor calidad ( $R^2 = 0,995$ ), lo que derivó en una edad con un menor error (10%) y más fiable (ver el apartado de resultados 4.2.1 para más detalles sobre el ajuste de las funciones). Por el contrario, en la muestra TSC1501, ( $D_{\max} = 3,2$  kGy), esta misma función, mostró un ajuste peor ( $R^2 = 0,975$ ), lo que arrojó un valor de  $D_E$  más impreciso y, en consecuencia, una cronología con un mayor error (30%) y de cuestionable fiabilidad. Por lo tanto, pese a que ambas muestras proporcionaran resultados estadísticamente

indistinguibles, se ha interpretado como más fiable el resultado obtenido por la muestra ZAR1501.

Por consiguiente, solo una de las cinco muestras tomadas en este trabajo ha aportado una edad consistente con los datos paleomagnéticos y de suficiente calidad, habiendo aportado la mayoría de ellas edades infraestimadas.

### 6.1.2. Incertidumbres asociadas a las técnicas de carga atrapada

La cronología de la unidad GI apenas ha sido abordada, arrojando, además, edades dispares por distintas técnicas geocronológicas. Mientras que Berger *et al.* (2008) obtuvo una edad sobreestimada de  $3000 \pm 1800$  ka mediante Termoluminiscencia (TL), varios autores proporcionaron edades de aproximadamente 300 ka mediante Luminiscencia Estimada Post-Infrarrojo (pIR-IRSL<sub>225</sub>) en multigrano, Luminiscencia Ópticamente Estimada con Transferencia Térmica (TT-OSL) en un único grano y RPE junto con series de Uranio en calcita (Demuro *et al.*, 2014; Falguères, 1986; Grün & Aguirre, 1987).

Según Campaña *et al.* (2023), Demuro *et al.* (2014) habría tomado las muestras ATZ10-4 y ATG10-4, por encima del límite Brunhes-Matuyama, en las capas GIb.3 y GIb.6, respectivamente, arrojando unas edades entre  $313 \pm 19$  ka y  $347 \pm 33$  ka mediante pIR-IR<sub>225</sub> y TT-OSL. Por el contrario, la muestra ATZ10-3 fue muestreada en la capa GIa.2, en el sector de Covacha de los Zarpazos, por debajo de este límite, aportando una fecha subestimada de  $310 \pm 28$  ka mediante pIR-IR<sub>225</sub>. Esta muestra se sitúa entre 1,7-3,4 m por encima de las muestras de este trabajo, ZAR1801, ZAR1802 y ZAR1803, que arrojaron también edades infraestimadas, variando entre  $372 \pm 78$  ka y  $569 \pm 80$  ka a partir del centro de Al (Figura 6.2).

A su vez, todas las muestras antes mencionadas habrían aportado edades infraestimadas al ser comparadas con la cronología de la base de la unidad suprayacente (GII), datada en aproximadamente en 350 ka ( $363 +44/-42$  y  $350 +47/-46$ , Faguères *et al.*, 2013), mediante RPE aplicada a muestras de dientes fósiles.

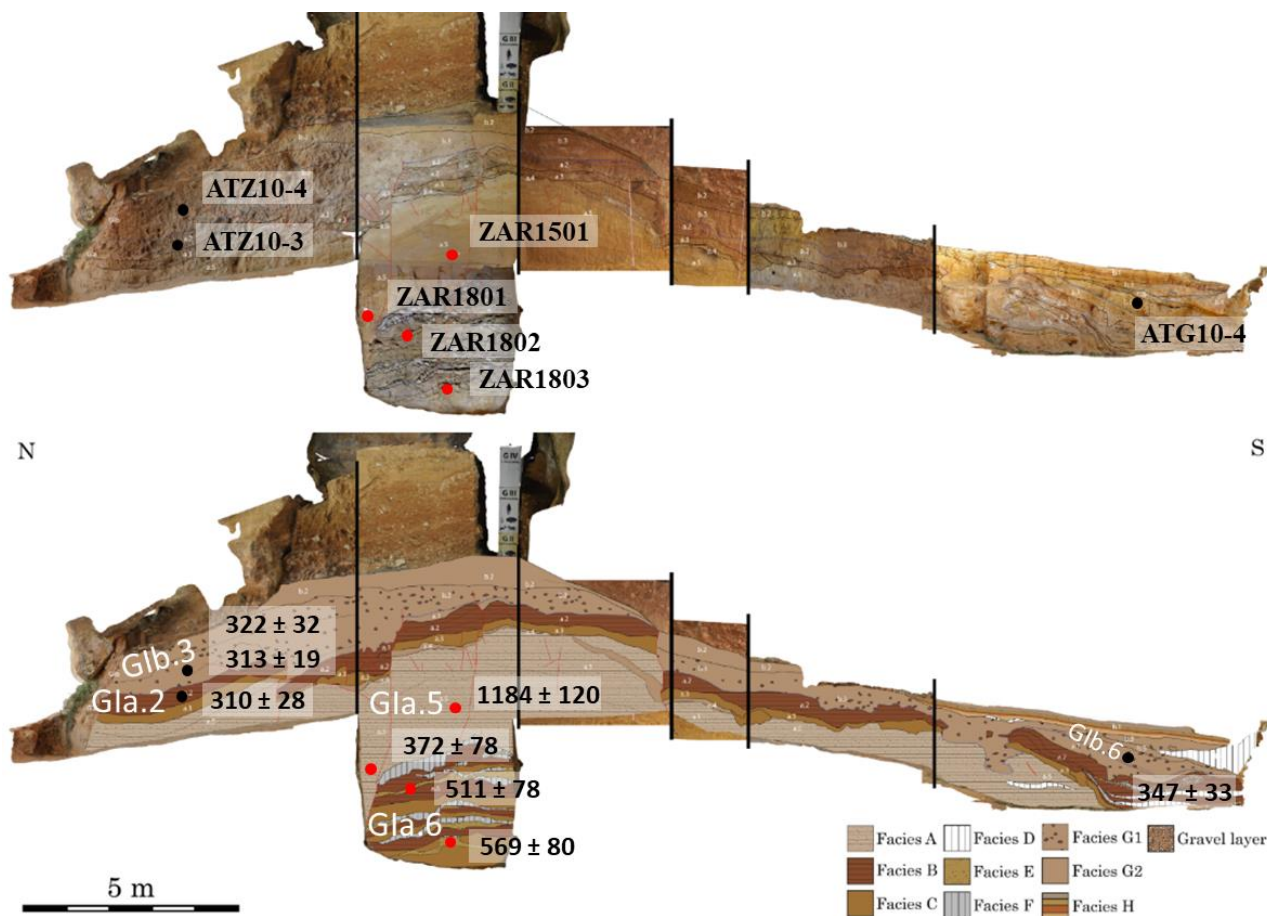


Figura 6.2 Unidad GI del Complejo Galería, desde la pared oeste en el sector de Covacha de los Zarpazos (izquierda) hasta el sector de Galería (modificada de Campaña et al., 2023). Con un punto rojo están señaladas las muestras de RPE (centro de Al) de este trabajo, mientras que el punto negro señala las cogidas por Demuro et al. (2014), datadas mediante pIR-IR<sub>225</sub> en multigrano y TT-OSL. Todas las fechas están en ka. Las letras blancas señalan las capas definidas por Campaña *et al.* (2023).

Este conjunto de resultados recalca la incoherencia estratigráfica de los resultados obtenidos para la unidad GI y ejemplifica la complejidad que radica en fecharla mediante distintas técnicas de carga atrapada semi-independientes. Esta observación sugiere la existencia de factores comunes que imposibiliten la estimación precisa de los parámetros de la Dosis Equivalente y/o la Dosis Total usados en este tipo de técnicas para calcular la edad.

Respecto a las muestras ZAR1801, ZAR1802 y ZAR1803 de este trabajo, la infraestimación cronológica observada parece estar relacionada con una subestimación de la Dosis Equivalente debido a la contaminación del sedimento por granos de cuarzo más jóvenes en este sector. La morfología de las curvas de crecimiento derivadas del Al en estas muestras se caracteriza en que la primera parte de la curva (componente exponencial) se satura a dosis bajas (<5kGy), mientras que la segunda parte (componente lineal) está bien definida a unas dosis relativamente bajas (~10kGy). Según Voinchet *et al.* (2013, 2019), esta morfología donde los dos componentes del centro de Al se encuentran bien diferenciados se corresponde con muestras jóvenes. Sin embargo, en las curvas de ZAR1501 y TSC1501, el primer componente exponencial muestra una saturación a dosis cercanas a los 10 kGy, mientras que el componente lineal no está claramente definido, ni siquiera a dosis muy elevadas (50 kGy). Esta morfología, donde la transición entre los componentes es más gradual, se corresponde con muestras más antiguas (Voinchet *et al.*, 2013, 2019) (Figura 6.3).

En Hernando-Alonso *et al.* (2024), se aplicaron las funciones SSE+LIN y SSE a estas muestras para corroborar los resultados de Dosis Equivalente obtenidos a partir del centro de Al, descartando que las edades infraestimadas pudieran deberse a una infraestimación de la Dosis Equivalente. No obstante, mediante esta metodología no se pueden evaluar problemas intrínsecos que presenten las muestras. Por lo tanto, el análisis visual de las curvas de crecimiento derivadas del centro de Al parece ser una herramienta útil para identificar la contaminación de granos en sedimentos kársticos, donde los procesos resedimentarios son muy habituales (Karkanas & Goldberg, 2019).

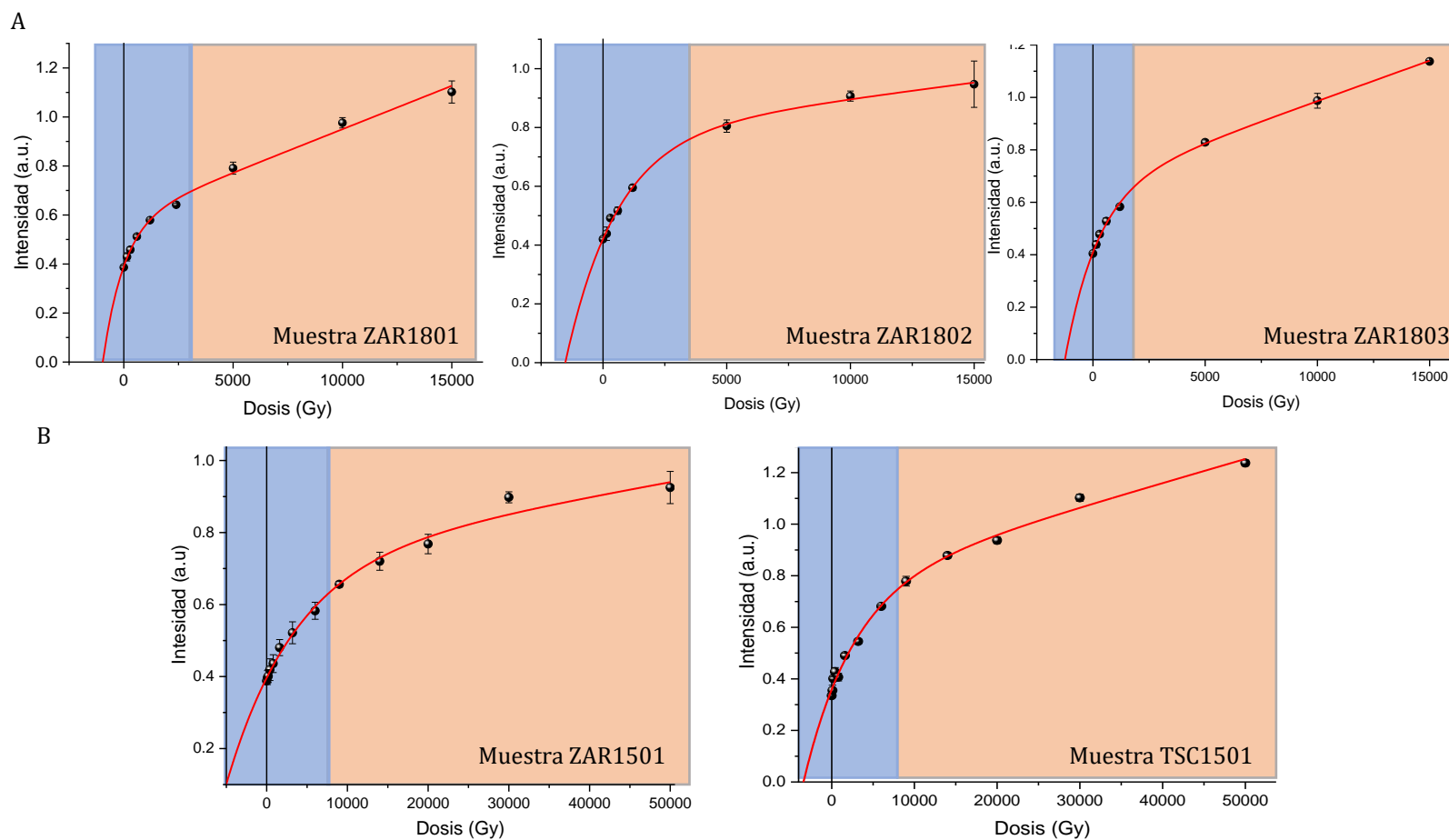


Figura 6.3. Comparativa de las curvas de crecimiento obtenidas a partir del centro de Al, aplicando la función SSE+LIN en el Complejo Galería. El recuadro azul señala la primera parte exponencial (SSE), mientras que el recuadro rojo indica el segundo componente lineal (LIN) del centro de Al. A) Se observa que, en las muestras ZAR1801, ZAR1802 y ZAR1803, el primer componente crece rápidamente alcanzando su saturación a dosis bajas (< 5kGy), mientras que la parte lineal está bien definida a dosis de ~ 10kGy. B) No se observa un cambio tan brusco entre el primer y segundo componente. Además, la saturación de la parte exponencial se alcanza a dosis en torno a los 10 kGy.

La contaminación con granos de cuarzo más jóvenes pudo ser debida a los distintos procesos erosivos que habrían afectado, especialmente, a la unidad GIa en el sector de Covacha de los Zarpazos. Campaña *et al.* (2023) describió numerosas estructuras post-sedimentarias, como fallas, fracturas y pliegues, debidas a distintos procesos erosivos y a la acomodación diferencial del sedimento de la unidad GI, siendo éstas especialmente numerosas en el sector de Covacha de los Zarpazos. En la pared NE de este sector, donde se cogieron las muestras de este trabajo, en las capas GIa.6 y GIa.5, identificó dos fallas normales con un desplazamiento vertical de 60 cm y 25 cm, afectando a las capas GIa.6 hasta GIb.3 (Figura 5.2). Además, entre GIa.6 y GIa.5, cerca de nuestro muestreo, observó un contacto discordante formado por una falla que pudo ser producto de un importante evento de erosión en esta área, seguido por el posterior relleno y acomodación del sedimento de la capa GIa.5, generando estructuras de deformación frágiles y plásticas (Figura 5.2). Por lo tanto, estos eventos erosivos podrían haber introducido granos de cuarzo jóvenes en sedimentos más antiguos de este sector.

La observación de que, posiblemente, haya dos poblaciones de granos de cuarzo no solo afectaría al cálculo de la Dosis Equivalente, sino que también sugiere que las condiciones primigenias podrían no haberse conservado y, por lo tanto, los cálculos de Dosis Total para estas fechas serían cuestionables. No obstante, los datos paleomagnéticos de este trabajo muestran que el sedimento ha preservado su polaridad inversa, al menos en la capa GIa.6, lo que indicaría que estos procesos de retrabajamiento no habrían afectado las condiciones originarias de esta capa donde se tomaron las muestras ZAR1803 y ZAR1802. En el caso de la muestra ZAR1801, tomada en GIa.5, la falta de datos magnetoestratigráficos imposibilita descartar esta opción.

Uno de los factores que aporta mayor incertidumbre en el cálculo de la Dosis Total es la estimación del contenido final de agua a largo plazo. Por ejemplo, una estimación menor del contenido de agua provocaría una infraestimación de la verdadera edad de enterramiento. De hecho, Campaña *et al.* (2023) indica que las facies de la unidad GIa se formaron en condiciones freáticas/epifreáticas, con variaciones del nivel de base de agua, mostrando varias estructuras de deformación plástico-dúctiles que indican condiciones de humedad altas. Sin embargo, el contenido de agua final calculado para las muestras ZAR1801, ZAR1802 y ZAR1803 (25,5 % peso en seco) es similar al obtenido

en las facies de interior (unidades TD1 y TD2) de Gran Dolina-Penal (28%, peso en seco, Duval et al., 2022) que, habiéndose depositado en condiciones ambientales similares (Campaña et al., 2022, 2023), estas últimas sí proporcionaron edades consistentes mediante RPE y TT-OSL con el paleomagnetismo de más de un millón de años (Duval et al., 2022; Moreno, 2011; Parés et al., 2018).

Contrariamente a lo observado en este trabajo, las muestras medidas mediante pIR-IR<sub>225</sub> y TT-OSL por Demuro *et al.* (2014) aportaron valores de  $D_E$  similares de aproximadamente 950-1000 Gy. Además, a partir de ambas técnicas se obtuvieron una dispersión de los datos de Dosis Equivalente inferior al 20 %, utilizándose el Modelo Central de Edad (CAM) que describe una distribución normal de la población de granos de cuarzo. Estos datos indican una población homogénea de cuarzos, pudiéndose descartar la contaminación de granos más jóvenes. Por consiguiente, las edades infraestimadas, en este caso, podrían ser debido a la sobreestimación de la Dosis Total.

Campaña *et al.* (2023) sugiere que, las edades infraestimadas obtenidas por Demuro *et al.* (2014), podrían deberse a un enriquecimiento de elementos radiactivos causado por procesos de lixiviación detectados por la presencia de crandallita desde la parte inferior (capa GIa.5) hasta la parte superior de la unidad GI (capa GIa.1). De hecho, en otras cuevas, ya se había relacionado la presencia de este mineral con la sobreestimación de la Dosis Total (Mercier et al., 1995).

La crandallita se trata de un mineral fosfatado de origen secundario, cuya formación está asociada, entre otros casos, a capas de guano en cuevas en condiciones ácidas (Karkanas et al., 2000, 2002). La presencia de este mineral en la unidad GI fue detectada, por primera vez, por Pérez-González et al. (1995), sugiriendo que la fuente de fósforo de este mineral era la capa de guano que se encuentra en la unidad GII, situada a unos 2 m por encima de la parte inferior de la subunidad GIa. La presencia de minerales fosfatados secundarios como la crandallita y la hidroxiapatita en las unidades GI y GII indican procesos de lixiviación de fosfatos (Campaña et al., 2023, 2025) donde las variaciones de pH podrían haber favorecido la movilidad de elementos radioactivos y, por lo tanto, la sobreestimación de la Dosis Total (Campaña et al., 2023; Hernando-Alonso et al., 2023). Sin embargo, la datación de nódulos de fosfatos autógenos en Gran Dolina-Penal,

Complejo Galería y Sima de Elefante ha permitido identificar que estos eventos diagenéticos son de origen local e independientes de la dinámica fluvio-kástica del sistema (Campaña et al., 2025).

Previamente, Falguères *et al.* (2013) asociaron la infraestimación de algunas de las edades obtenidas en la unidad GII, de aproximadamente 200 ka, con la capa de guano, aunque no detectaron problemas de desequilibrio en la cadena de desintegración del Uranio. Sin embargo, en la parte superior de GI, se ha identificado lixiviación de Uranio (Campaña et al., 2025), lo que corrobora la movilidad de elementos radioactivos al menos en la parte superior de GI. Estos cambios geoquímicos podrían haber inducido magnetizaciones secundarias que no afectarían a la Magnetización Remanente Característica (ChRM) de las muestras, preservando su polaridad inversa, pese haber sufrido cambios geoquímicos posteriores.

Siguiendo esta discusión, estos datos parecen indicar que la principal causa de la infraestimación de las edades en la unidad GI se debe a que las condiciones geoquímicas del sedimento han variado, favoreciendo la movilidad de elementos radioactivos que dificultarían la correcta estimación de la Dosis Total. Adicionalmente, en las muestras ZAR1801, ZAR1802 y ZAR1803, la contaminación de granos de cuarzo complicaría el problema asociado a la datación de esta unidad.

Respecto a la muestra ZAR1501, ésta proporcionó una estimación máxima de  $1184 \pm 120$  ka, pero consistente con los datos paleomagnéticos (Figura 6.1). Además, esta muestra presenta una cronología similar a las obtenidas en el techo de la unidad TD1 de Gran Dolina-Penal (entre  $915 \pm 130$  ka y  $1020 \pm 133$  ka Duval et al., 2022) que está compuesta por calcilutitas y arenas limosas laminadas, cuya composición se asemeja a las capas GIa.6 y GIa.5 muestreadas en este trabajo. Estos resultados son consistentes con los datos de tomografía de resistividad eléctrica (Bermejo et al., 2017), así como los análisis sedimentarios (Campaña et al., 2022, 2023) que sugieren que ambas cavidades estaban unidas por un conducto por el cual discurrirían flujos de agua que depositarían, durante el Pleistoceno inferior, las facies de interior en ambos sitios.

Finalmente, basándose en la edad del Al de  $1184 \pm 120$  ka (ZAR1501), los factores nombrados en esta discusión resultarían en edades un 85 %, 74 % y 69 % más jóvenes para las muestras ZAR1801, ZAR1802 y ZAR1803, respectivamente.

### 6.2. Cueva del Silo

La Sala del Caos y la Galería de las Arenas se encuentran situadas a escasos 100 m dentro de la Cueva de Silo (Hernando-Alonso et al., 2022; Ortega, 2009). En ambos lugares es destacable la presencia de secuencias siliciclásticas que indican una entrada directa del río Arlanzón (Ortega, 2009; Ortega et al., 2013). La datación de este tipo de facies fluviales es interesante para comprender con mayor profundidad la conexión entre la evolución de la red hidrográfica local y la formación de los sistemas kársticos multinivel (Anthony, 2004; Ford & William, 2007). Pese a su importancia, la datación numérica de estos depósitos no había sido abordada, constituyendo el trabajo de Hernando-Alonso *et al.* (2022), perteneciente a la presente tesis doctoral, el primer estudio con dataciones numéricas en esta cavidad.

Según Ortega (2009), los cantos metamórficos de la Sala del Caos (muestras sedimentológicas Silo 15N1, Silo 15N2) y las arenas de barra de la Galería de las Arenas (muestras sedimentológicas Silo1505 y Silo1506) representan diferentes facies sedimentarias dentro de un mismo régimen hídrico de alta energía. Sin embargo, debido a la limitación espacial de la propia cavidad habría favorecido la sedimentación de las gravas fluviales en el conducto de la Galería Principal-Sala del Caos, de mayor tamaño, mientras que, solamente, los sedimentos de granulometrías inferiores se podrían haber introducido por los conductos laterales de menor entidad como en la Galería de las Arenas. En este sentido, ambos afloramientos, situados en la misma cavidad, podrían representar una secuencia granodecreciente fluvial por decaimiento de la energía (Ortega, 2009).

Respecto a los análisis mineralógicos y geoquímicos realizados, los resultados obtenidos en ambas facies son homogéneos, mostrando que el cuarzo y calcita son los minerales mayoritarios en todas las muestras (Tabla 5.8). Por otro lado, pese a que cada muestra se posiciona en un cuadrante diferente en el análisis de Componentes Principales (Figura 5.6), todas quedaron englobadas en una elipse al 95% de confianza, lo que significa que las muestras son estadísticamente similares y están dentro de la variabilidad esperada. Por consiguiente, los resultados mineralógicos y geoquímicos obtenidos en este trabajo parecen reflejar una génesis común para estas secuencias.

En Hernando-Alonso *et al.* (2022), se obtuvieron principalmente dos conjuntos de dataciones: unas superiores a 1 Ma y otras comprendidas entre 900-600 ka. Estos autores propusieron que esta disparidad cronológica podría ser debida a resedimentaciones que habrían introducido granos de cuarzo más antiguos lo que también implicaría posibles alteraciones geoquímicas que pudieran haber dificultado la correcta estimación de la Dosis Total.

Por ejemplo, la presencia de nódulos de carbonato en las secuencias sedimentarias de la Sala del Caos y la Galería de las Arenas descritas en Ortega, (2009), indicaría cambios geoquímicos post-sedimentarios que podrían haber dificultado la correcta estimación de las edades. Estas posibles alteraciones geoquímicas quedan reflejadas en los contenidos significativos en CaO (4,17-14,63 %, Tabla 5.9), en la elevada pérdida por ignición (entre 4,12-13,3 %, Tabla 5.9), en los elementos móviles como el Ba y Sr (entre 122-356 ppm y 44-155 ppm, respectivamente, Tabla 5.10) y en la presencia de calcita (Tabla 5.8). No obstante, Ben Arous *et al.* (2024) evaluó que los contenidos de carbonatos entre el 15-17 %, es decir, en un rango muy similar a los datos obtenidos en este trabajo (< 14,63 %, Tabla 5.9), solo afectaban un 1% en el cálculo final de la edad.

Por otro lado, las facies de la Galería de las Arenas, en las cuales se pudo evaluar mejor la señal de los centros paramagnéticos del Ti-H y del Ti-Li, aportaron mayores cantidades de TiO<sub>2</sub> (> 0,82 %, Tabla 5.9). No obstante, estos resultados no son concluyentes puesto que el contenido de TiO<sub>2</sub> en el sedimento no tendría por qué estar relacionado directamente con la formación de defectos cristalinos por la sustitución de Ti<sup>+4</sup> por Si<sup>+4</sup> (Weil, 1984).

En definitiva, en los análisis mineralógicos y geoquímicos, no se han observado anomalías composicionales significativas en la Sala del Caos y la Galería de las Arenas que pudieran explicar la disparidad cronológica observada en Hernando-Alonso *et al.* (2022).

### 6.2.1. Galería Principal-Sala del Caos

En la Galería Principal, el conjunto de muestras 21SIL1 aportó resultados de polaridad normal (Tabla 5.14 y Figura 5.12.A) corroborando los datos paleomagnéticos obtenidos por Parés *et al.* (2016) en el mismo lugar de muestreo. Mientras, en la Sala del Caos, la proyección del conjunto de muestras 21SIL2 en la estereográfica (hemisferio norte) reflejó una transición de polaridad normal e inversa (Figura 5.12.B).

Este conjunto de resultados concuerdan con el modelo geomorfológico que relaciona la formación del nivel inferior del karst de la Sierra de Atapuerca con los niveles de base marcados por las terrazas T<sub>4AZN</sub> (+60-67 m) y T<sub>5AZN</sub> (+50-58 m) del río Arlanzón (Ortega, 2009; Ortega *et al.*, 2013, 2014, 2018; Benito-Calvo *et al.*, 2018), desarrolladas durante el Pleistoceno medio-inferior (Benito-Calvo *et al.*, 2008; Moreno *et al.*, 2012). Por lo tanto, los resultados paleomagnéticos de este trabajo parecen reflejar que la secuencia sedimentaria donde se tomaron las muestras de RPE podría haberse depositado en la transición entre el límite Brunhes-Matuyama.

Además, a partir del conjunto de muestras 21SIL2, se calcularon las latitudes del polo magnético (VGP, *Virtual Geomagnetic Pole*), obteniéndose una micro-magnetoestratigrafía que permitió detallar cuándo se produjo la transición de polaridad normal entre las muestras de RPE SILO1504 y SILO1503. Este cambio parece iniciarse a 15 cm por encima de la muestra SILO1503 (muestras paleomagnéticas 21SIL2-06 y 21SIL2-03 con VGP de 65,1° y 7,9°, respectivamente). Mientras, las muestras paleomagnéticas cogidas junto a la muestra SILO1503 aportaron datos de polaridad inversa (VGP entre -0,2° y -70,5°, a partir de las muestras 21SIL2-04 a 21SIL2-01). Por lo tanto, podría, tentativamente, posicionarse el límite Brunhes-Matuyama justo donde se tomó la muestra SILO1503. No obstante, sería recomendable realizar un estudio paleomagnético con mayor tamaño muestral para confirmar este límite (Figura 6.4).

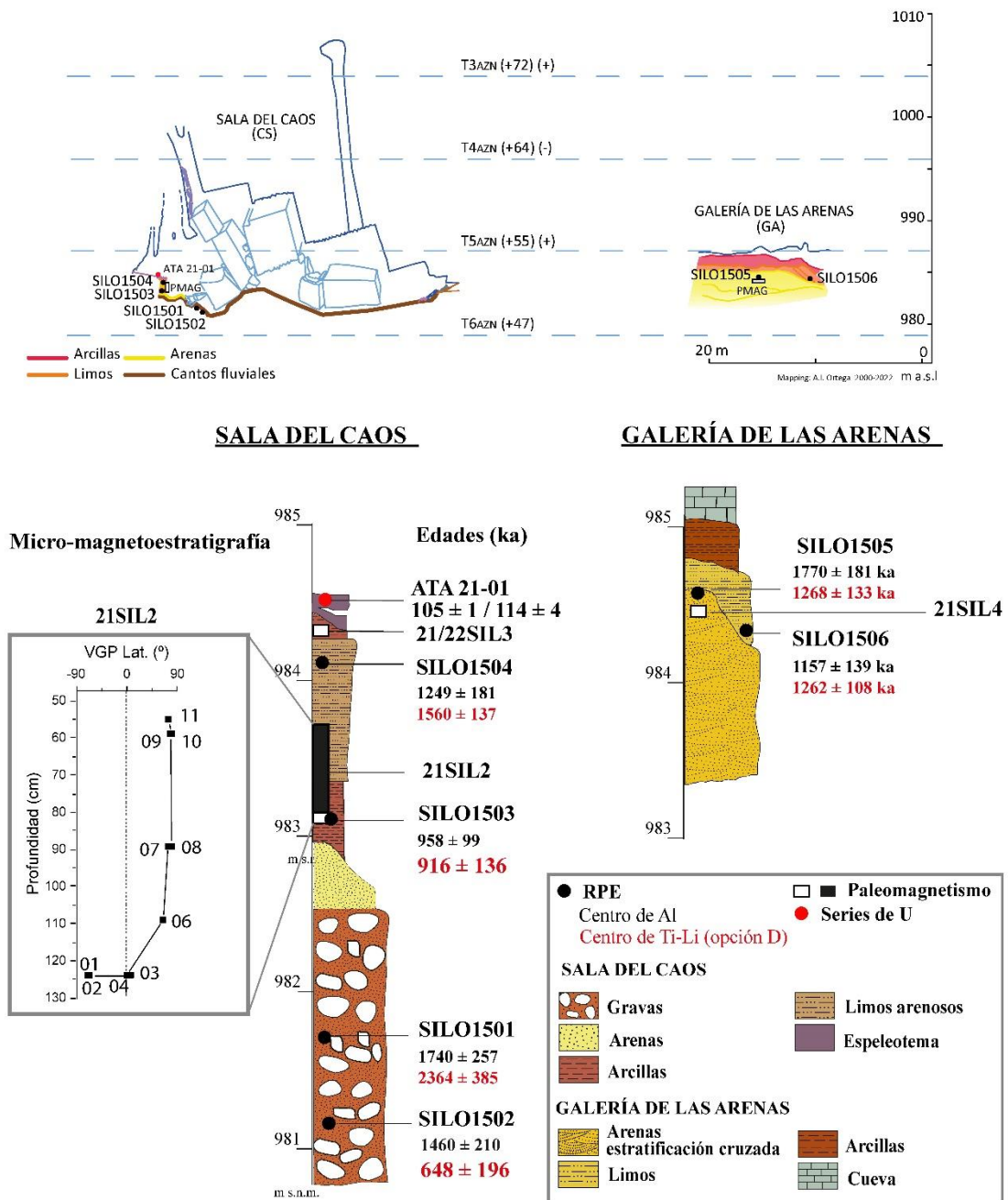


Figura 6.4. Dataciones en Sala del Caos y Galería de las Arenas. Modificado de Hernando-Alonso *et al.* (2022).

La secuencia sedimentaria estudiada en la Sala del Caos presenta 5 fases de formación (Ortega, 2009) (Figura 6.4).

La primera fase está relacionada con la entrada directa de depósitos fluviales de gravas metamórficas y arenas gruesas en un ambiente de alta energía donde se tomaron las muestras SILO1501 y SILO1502 (Figura 6.4).

La muestra SILO1502 se tomó en la parte inferior de la secuencia, aportando una edad máxima con el centro de Al que limitaría el resto de las edades calculadas en la Sala del Caos en  $1460 \pm 210$  ka. En esta misma muestra, el centro de Ti-Li (opción D) proporcionó una edad significativamente inferior ( $648 \pm 196$  ka). La discrepancia entre ambas edades posiblemente sea debido a la lenta cinemática de blanqueamiento de la señal del Al (Toyoda et al., 2000) siendo, en este caso, más fiable la edad obtenida a partir del centro de Ti-Li (opción D). En Hernando-Alonso et al. (2022) señalan que la edad obtenida en SILO1502 a partir de centro de Ti-Li (opción D) con un nivel de confianza del 68 % ( $1\sigma$ ) es inconsistente con los datos de polaridad inversa obtenidos un par de metros por encima. Sin embargo, el intervalo de confianza con una anchura de  $2\sigma$  ( $648 \pm 196$  ka) aporta fechas entre 648-844 ka que sí que coinciden con los datos paleomagnéticos con un nivel de confianza del 95 %. Además, esta fecha se obtuvo a partir de un dato de Dosis Equivalente ( $D_E$ ) con un ajuste relativamente bajo (0,943) (Tabla 5.11), siendo prudente aumentar la anchura del intervalo de confianza a  $2\sigma$  en esta muestra (Figura 6.4).

Por el contrario, la muestra SILO1501 fue datada con una edad máxima de  $1740 \pm 257$  ka, ya que, el valor de Dosis Equivalente ( $D_E$ ) derivado del centro de Ti-Li (opción D) presentó una alta variabilidad a lo largo de los tres días de medida (45%, Tabla 5.13), que resultó en una edad anómala a partir de este centro ( $2364 \pm 385$  ka). Aun así, la fecha del Al en esta muestra también está claramente sobreestimada al compararse con la datación obtenida en SILO1502. Por consiguiente, esta muestra parece no aportar datos concluyentes para datar la entrada de los cantos fluviales en la Sala del Caos (Figura 6.4).

En la parte superior de esta unidad, una superficie erosiva muestra un paleorelieve sobre el que se superpone la segunda fase sedimentaria (Ortega, 2009). En esta fase, se sedimentaron arcillas en ambientes de muy baja energía en las cuales se cogió la muestra SILO1503 (Figura 6.4).

La muestra SILO1503 aportó edades a partir de los centros de Al y Ti-Li (opción D) ( $958 \pm 99$  y  $916 \pm 136$  ka, respectivamente) indistinguibles estadísticamente. Sin embargo,

considerando los intervalos de confianza, la fecha a partir del centro de Ti-Li (opción D) muestra estimaciones menores (1052-780 ka), que se solapan con la datación obtenida a partir de la muestra SILO1502 con el centro de Ti-Li (opción D). Por lo tanto, solo se ha utilizado la edad del centro de Ti-Li (opción D) para fechar esta muestra (Figura 6.4).

Según aspectos altimétricos y composicionales (Ortega et al., 2013, 2018), los sedimentos en la Sala del Caos podrían asociarse con la terraza del Pleistoceno medio T6<sub>AZN</sub> (+44-46m) o alguna superior del río Arlanzón. Sin embargo, considerando los datos paleomagnéticos de este trabajo, la sedimentación tuvo lugar en el cron Matuyama (> 773 ka, Gibbard & Head, 2020). Por lo tanto, se podrían descartar los niveles de base del Pleistoceno medio T6<sub>AZN</sub> (+44-46 m) y T5<sub>AZN</sub> (+50-58 m) del río Arlanzón, como responsables de la introducción de estos sedimentos en el sistema kárstico, asociándolos al nivel de base T4<sub>AZN</sub> (+60-67 m) del Pleistoceno inferior (Benito-Calvo et al., 2008, Moreno et al., 2012). Además, considerando el intervalo de concordancia de los resultados obtenidos a partir de las muestras SILO1502 y SILO1503, parecen indicarse que los distintos procesos sedimentarios y erosivos tuvieron lugar en una franja temporal bastante estrecha, entre 844-773 ka.

En la tercera fase se sedimentó una unidad compuesta por limos arenosos donde se tomó la muestra SILO1504. En esta muestra se observa un incremento gradual en la aportación de material arenoso, indicando un entorno de mayor energía (Ortega, 2009) (Figura 6.4).

En la muestra SILO1504, los centros de Al y Ti-Li (opción D) aportaron edades consistentes en  $\pm 1\sigma$  ( $1249 \pm 181$  ka y  $1560 \pm 137$  ka, respectivamente). Sin embargo, los elevados errores de los puntos experimentales en el centro de Ti-Li (opción D) podrían haber resultado en una incorrecta estimación del valor de la Dosis Equivalente ( $D_E$ ) (ver apartado 4.3.3.1.) y, por consiguiente, una edad de dudosa fiabilidad. Aun así, el centro de Al proporcionó una fecha inconsistente desde un punto de vista estratigráfico, así como con los datos de polaridad normal obtenidos por debajo de esta muestra. Este resultado probablemente sea debido, también, a un incompleto reseteo de su señal por su lenta cinemática de blanqueamiento (Toyada et al., 2000). En definitiva, tampoco habría sido posible obtener una estimación precisa de la verdadera edad de enterramiento para datar esta secuencia sedimentaria a partir de esta muestra (Figura 6.4).

La cuarta fase está marcada por un proceso erosivo y el colapso generalizado del techo de la cueva debido, posiblemente, al descenso del nivel de base. Considerando los datos paleomagnéticos del conjunto 21SIL2, por lo tanto, el cambio de condiciones freáticas a vadósas se produjo durante el cron Brunhes.

En la quinta fase, se produce la sedimentación de arcillas de decantación por agua estancada (muestras paleomagnéticas 21/22SIL3), quedando selladas por la precipitación de carbonato cálcico (muestra ATA 21-01), que refleja el definitivo abandono de la red hidrológica de la cueva. El conjunto de muestras paleomagnéticas 21/22SIL3 aportaron, principalmente, resultados de polaridad inversa, mientras que la costra estalagmítica fue datada en este trabajo con una fecha máxima de 118 ka (Tabla 5.15, Dra. Richard, comunicación personal). Considerando estos resultados, se ha interpretado que los datos paleomagnéticos podrían reflejar alguna excursión magnética dentro del cron Brunhes. Según la escala magnetoestratigráfica (Gibbard & Head, 2020), estos datos podrían indicar la excursión magnética Blake producida hace 121 ka, habiendo sido detectada en otras secuencias kársticas detríticas en cuevas de Noruega y Nueva Zelanda (Turner & Lyons, 1986; Løvlie & Sandnes, 1987) (Figura 6.4).

Los resultados mediante series de Uranio en la costra estalagmítica (entre  $105,308 \pm 0,883$  ka y  $113,881 \pm 4,110$  ka, Tabla 5.15 y Figura 5.9, Dra. Richard Comunicación personal) reflejan que se formó en el periodo cálido MIS 5 (Lisiecki & Raymo, 2005). Estos resultados indican que es, ligeramente, más joven que el espeleotema de la unidad GIV del Complejo de Galería datado entre  $118 +71/-49$  ka y  $222 \pm 3$  ka mediante series de Uranio y RPE (Grün & Aguirre, 1987; Falguères et al., 2013). Aun así, estos datos parecen reflejar que las cuevas del nivel inferior e intermedio alcanzaron unas condiciones de cueva fósil en un rango temporal similar, lo que indirectamente refleja la conexión de estos dos niveles a través de una dinámica fluvio-kárstica común (Ortega, 2009). Además, estas cronologías se correlacionan con la presencia de la especie *Homo Neanderthalensis* en la Sierra de Atapuerca (Moreno et al., 2022; Santamaría et al., 2023) (Figura 6.4).

Finalmente, desde un punto de vista paleoclimático, el registro de los espeleotemas formados durante el MIS 5 es extenso, especialmente en la región del Mediterráneo (Boch

et al., 2011; Wainer et al., 2011; Grant et al., 2012; Dumitru et al., 2021; Henselowsky et al., 2023). No obstante, su datación es interesante para aportar edades independientes terrestres para datar el último periodo interglaciar y, así, poder establecer relaciones con los estadios isotópicos observados en registro marino en Groenlandia (Wohlfarth, 2013).

### 6.2.2. Galería de las Arenas

Galería de las Arenas es un pasaje con una morfología freática cuyos techos abovedados se correlacionan altimétricamente con la terraza del río Arlanzón T5<sub>AZN</sub> (+50-58 m) (Ortega, 2009), del Pleistoceno medio (Benito-Calvo et al., 2008; Moreno et al., 2012) (Figura 6.4). Sin embargo, la proyección de las terrazas T4<sub>AZN</sub> (+60-67 m) y T5<sub>AZN</sub> (+50-58 m) del río Arlanzón en la Sierra de Atapuerca presentan altitudes similares. Esto sugiere que ambas podrían haber funcionado como un mismo nivel base próximo dentro del sistema kárstico (Benito-Calvo et al., 2017, 2018). Por lo tanto, la formación de esta cavidad se podría asociar con ambas terrazas formadas en la transición entre el Pleistoceno inferior y medio (Benito-Calvo et al., 2008; Moreno et al., 2012; Ortega et al., 2018).

Los resultados de RPE mediante las muestras SILO1505 y SILO1506 en Galería de las Arenas parecen proporcionar edades muy similares en torno a los 1300 ka mediante los centros de Al y Ti-Li (opción D). En el caso de la muestra SILO1505 se obtuvo una fecha de  $1268 \pm 133$  ka mediante el centro de Ti-Li (opción D), mientras que el centro de Al aportó una edad máxima ( $1770 \pm 181$  ka). Por el contrario, la muestra SILO1506 proporcionó edades similares a partir del centro de Al y el centro de Ti-Li (opción D) ( $1157 \pm 139$  ka y  $1262 \pm 108$  ka, respectivamente). Sin embargo, los datos cronológicos en la Galería de las Arenas están claramente sobreestimados en relación con el marco cronológico antes mencionado para la formación de dicha cavidad (Figura 6.4).

A parte de las morfologías freáticas, la Cueva del Silo presenta chimeneas ascendentes que alcanzan cotas de 1008 m iguales a las observadas en el nivel intermedio del sistema endokárstico. En concreto, la cavidad de Cueva del Silo se conecta con el nivel intermedio a través del Paso de los Cíclopes, que consiste en un conjunto de chimeneas ascendentes,

formando el sistema kárstico conocido como Cueva Mayor-Cueva del Silo (Ortega, 2009; Ortega et al., 2013; 2018).

Por lo tanto, las reexcavaciones dentro del karst habrían posibilitado el transporte de granos de cuarzo de distintos niveles sin recibir luz solar, y, por lo tanto, sin blanquear su señal de RPE. Es decir, las secuencias sedimentarias podrían estar contaminadas con granos de cuarzo más antiguos de niveles superiores (Hernando-Alonso et al., 2022).

De hecho, las dataciones de los sedimentos de la Galería de las Arenas coinciden con las cronologías de más de 1Ma obtenidas en las facies de interior asociadas a la génesis de las cavidades del nivel intermedio como Gran Dolina-Penal (entre  $1093 \pm 96$  ka y  $1318 \pm 84$  mediante RPE y TT-OSL, Duval et al., 2022; Moreno, 2012; Parés et al., 2018) y Sima de Elefante ( $1220 \pm 160$  ka y  $1130 \pm 180$  ka, mediante núclidos cosmogénicos, Carbonell et al., 2008). Estos resultados, a su vez, son consistentes con la datación de la terraza T3<sub>AZN</sub> (+70-78 m) del río Arlanzón en  $1140 \pm 130$  ka (edad de RPE a partir del centro de Al, Moreno et al., 2012), cuyo nivel de base se asocia a la formación del nivel intermedio del sistema endokárstico (Ortega et al., 2013, 2014, 2018).

Es decir, las edades sobreestimadas calculadas en la Galería de las Arenas podrían deberse a una contaminación de granos de cuarzo más antiguos del nivel intermedio del endokarst. Esta observación implica que las condiciones primigenias del depósito podrían haber cambiado y, por lo tanto, que las estimaciones de las Dosis Totales podrían no ser tampoco representativas del entorno sedimentario. Sin embargo, estos sedimentos arrojaron datos de polaridad inversa (muestras 21SIL4), lo que indica que han permanecido intactos desde su sedimentación durante el cron Matuyama (Hernando-Alonso et al., 2022).

En consecuencia, la sedimentación tuvo que producirse hace más de 773 ka (Gibbard & Head, 2020), siendo la terraza del río Arlanzón T4<sub>AZN</sub> (+60-67 m) la única formada durante el Pleistoceno inferior (Benito-Calvo et al., 2008; Moreno et al., 2012) y, asociada a la formación del nivel inferior del sistema endokárstico (Ortega et al., 2013, 2018).

### 6.3. Cueva Peluda

Cueva Peluda, perteneciente al nivel inferior del sistema endokárstico, presenta depósitos de gravas metamórficas en su interior sellados por un espeleotema (Ortega, 2009). Esta cavidad representa la continuación de la Galería Principal de la Cueva del Silo, habiéndose encontrado en ambas cavidades gravas fluviales que evidencian la entrada del río Arlanzón y, por lo tanto, una conexión directa con el nivel de base local.

Por el contrario, la presencia de espeleotemas que se superponen a la superficie de las gravas en la Cueva Peluda, marcan una fase en la que la cueva pasa a condiciones fósiles, es decir, cuando la red hidrológica subterránea desaparece por completo (Ortega et al., 2013). El estudio de estos sedimentos es relevante debido a que reflejan distintas fases de la dinámica fluvio-kárstica. Por lo tanto, los resultados derivados de esta tesis, presentados en el XI Congreso Geológico celebrado en Ávila (Hernando-Alonso et al., 2024), representan una aportación innovadora al tratarse de las primeras dataciones numéricas realizadas en estos depósitos.

Los techos abovedados de Cueva Peluda se encuentran colgados a una altura de +56 m por encima del río Arlanzón (Ortega et al., 2013), relacionando la formación de este conducto con los niveles de base marcados por las terrazas T4<sub>AZN</sub> y T5<sub>AZN</sub> de dicho río (Ortega et al., 2013), situados a +62 m y + 55 m, respectivamente en el contacto con la Sierra de Atapuerca (Benito-Calvo et al., 2017, 2018; Ortega et al., 2018). Mientras, la entrada directa del río Arlanzón, que depositó la secuencia de gravas fluviales en esta cueva, podría relacionarse con las terrazas T6<sub>AZN</sub> (+44-46 m) o superiores vinculada con el evento registrado en Cueva del Silo (Ortega, 2009).

En las muestras de RPE tomadas en las gravas fluviales en la Galería Inferior (PEL1501 y PEL1502), solamente se pudo medir la señal del centro de Al, arrojando edades de 2358 ± 231 ka y 1424 ± 115 ka, respectivamente y, por lo tanto, se han interpretado como estimaciones máximas (Duval et al., 2015, 2017). En consecuencia, la cronología inferior podría corresponderse con la fecha máxima más cercana a la edad exacta de la entrada del río Arlanzón en el nivel inferior del sistema endokárstico. Por consiguiente, la muestra PEL1502 (1424 ± 115 ka) aportaría la fecha máxima más probable, para la entrada de

este tipo de flujos de gran energía responsables de la creación y ensanchamiento del actual conducto de cueva Peluda (Figura 6.5).

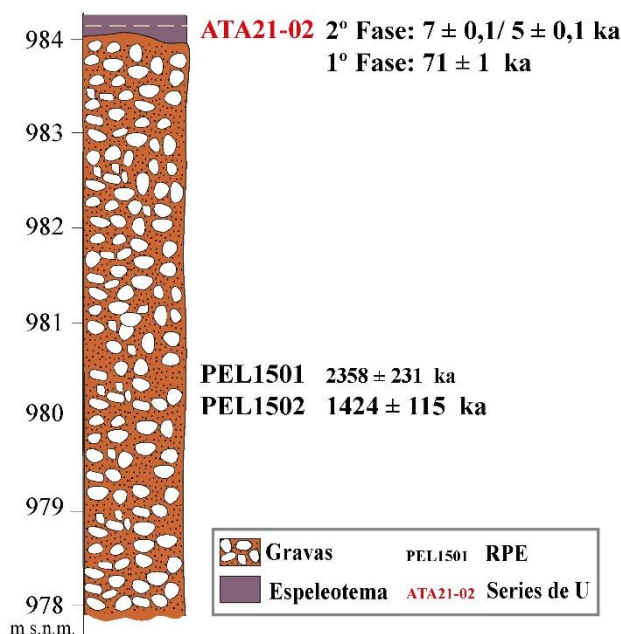


Figura 6.5 Columna estratigráfica esquemática de la secuencia datada en la Galería Inferior (Cueva Peluda). Las muestras de RPE están calculadas a partir del centro de Al.

Tanto Cueva del Silo como Cueva Peluda son dos cavidades del nivel kárstico inferior que se encuentran separadas a escasos 105 m lineales. Además, los perfiles geofísicos parecen indicar que ambas cavidades estaban conectadas por conductos, actualmente, colmatados (Bermejo, 2021; Ortega, 2009; Ortega et al., 2010). Finalmente, estas cavidades son las únicas que presentan gravas fluviales que se encuentran a altitudes similares que varían entre 979-985 m o +43-49 m del actual lecho del río Arlanzón (Ortega, 2009), lo que parece indicar que ambos depósitos se corresponden con la misma entrada del río Arlanzón. Curiosamente, la muestra SILO1502 tomada en las gravas fluviales datadas en Cueva del Silo proporcionó una edad máxima similar ( $1460 \pm 210$  ka, Tabla 5.13). Sin embargo, en la muestra SILO1502 se obtuvo, también, una edad de  $648 \pm 196$  ka ( $2\sigma$ ) con el centro de Ti-Li (opción D), que podría representar de manera más fiable la verdadera edad en la que las gravas fueron introducidas por el río Arlanzón en el nivel inferior. Además, la combinación de los datos paleomagnéticos junto con las

muestras de RPE SILO1502 y SILO1503 en Cueva del Silo aportaron una horquilla temporal entre 773 ka y 844 ka para la entrada de gravas fluviales en Cueva del Silo (ver apartado 6.2). Considerando las evidencias de que ambas cavidades estaban unidas, se podría inferir la misma horquilla temporal para el depósito de gravas fluviales de cueva Peluda. En consecuencia, este depósito se volvería a asociar con el nivel de base marcado por la terraza T4<sub>AZN</sub> (+60-67 m), perteneciente al Pleistoceno inferior (Benito-Calvo et al., 2008, Moreno et al., 2012).

Encima de una superficie erosiva, se ha datado una costra estalagmítica que parece que se ha formado en dos fases, separadas por un hiato de, aproximadamente, 63 ka. La primera fase, datada en  $70,627 \pm 0,661$  ka (Tabla 5.19, Dra. Richard, comunicación personal), se sitúa dentro del Estadio Isotópico Marino (MIS) 4, un periodo frío del Pleistoceno Superior (Lisiecki & Raymo, 2005). La segunda fase corresponde a una etapa cálida del Holoceno (MIS 1), con edades entre  $6,768 \pm 0,137$  ka y  $4,649 \pm 0,162$  ka (Tabla 5.19, Dra. Richard, comunicación personal), lo que indica la precipitación subactual de carbonato cálcico (Figura 6.5).

La estimación permite deducir que hace 70 ka, en la Sierra de Atapuerca, las condiciones eran frías, pero húmedas, coincidiendo con la presencia de la especie *Homo Neanderthalensis* en la Sierra de Atapuerca (Arnold et al., 2013; Navazo & Carbonell, 2014; Ortega et al., 2018; Demuro et al., 2019). Además, aporta una edad mínima para datar las anteriores reactivaciones del karst que provocaron la erosión y vaciado parcial de la secuencia de gravas en esta cavidad (Ortega, 2009, Ortega et al., 2013).

Por el contrario, dado que el espeleotema no sella directamente un paleorelieve, la precipitación no indica el momento exacto en el cual la cueva pasa a condiciones fósiles. De hecho, la desconexión hidrológica del sistema kárstico se relaciona con el nivel de base marcado por la terraza del río Arlanzón T8<sub>AZN</sub> (+26-35 m) (Ortega, 2009; Ortega et al., 2013), datada en  $0,37 \pm 0,07$  Ma y  $0,40 \pm 0,09$  Ma (Moreno et al., 2012). Por lo tanto, transcurrieron 300 ka en los cuales la cueva ya se encuentra inactiva, hasta la formación de dicho espeleotema.

### 6.4. Valle del Arlanzón

Los resultados obtenidos en este trabajo se van a comparar con las dataciones previas de Moreno *et al.* (2012) calculadas, exclusivamente, a partir del centro de Al, así como con los resultados magnetoestratigráficos publicados en Benito-Calvo *et al.* (2008) (Tabla 6.1).

Los estudios geocronológicos y geomorfológicos previos han indicado que las terrazas del río Arlanzón muestreadas en este trabajo, T2<sub>AZN</sub> (+82-91 m) y T3<sub>AZN</sub> (+70-78 m), datan del Pleistoceno inferior, mientras que la T4<sub>AZN</sub> (+60-67 m) se situaría en la transición Pleistoceno inferior-medio y, la T5<sub>AZN</sub> (+50-58 m), correspondería con el Pleistoceno medio (Benito-Calvo *et al.*, 2008; Moreno *et al.*, 2012; Benito-Calvo *et al.*, 2018). En este rango temporal, tanto el centro de Al como el Ti-Li (opción D) (*sensu* Duval & Guilarte, 2015) parecen proporcionar las estimaciones de RPE más precisas (Duval *et al.*, 2015, 2017, 2020). Por consiguiente, se han utilizado, esencialmente, estos dos centros para datar las muestras tomadas en el valle del río Arlanzón.

Uno de los objetivos de la tesis era proporcionar edades a partir de los centros de Titanio en las terrazas del río Arlanzón muestreadas por Moreno *et al.* (2012). Sin embargo, la baja intensidad de la señal asociada a los centros de Ti en las muestras tomadas en las terrazas T2<sub>AZN</sub> (+82-91 m) y T3<sub>AZN</sub> (+70-78 m) impidió cumplir dicho propósito en las terrazas más antiguas (ver apartado 4.5 de resultados). Esta limitación implica que las edades de Al calculadas en dichas terrazas deban interpretarse como estimaciones máximas, debido a la imposibilidad de evaluar mediante los centros de Ti-Li y Ti-H si la señal de Al estaba bien blanqueada antes del enterramiento de las muestras (Duval *et al.*, 2015, 2017).

Valle del río Arlanzón						
	Terraza	Muestras	Edad (ka)		Edad media promedio (ka)	Referencia
			Al	Ti-Li (opción D)		
Holoceno	vaguada					
	T14 <sub>AZN</sub> (+2-3 m)					
Pleistoceno superior	T13 <sub>AZN</sub> (+4-5 m)					
	T12 <sub>AZN</sub> (+10-11 m)					
Pleistoceno medio	T11 <sub>AZN</sub> (+12-14 m)	AZN0810	140 ± 20			Moreno <i>et al.</i> (2012)
	T10 <sub>AZN</sub> (+17-23 m)					
	T9 <sub>AZN</sub> (+28-32 m)					
	T8 <sub>AZN</sub> (+35-37 m)	AZN0803	400 ± 90		<b>381 ± 54</b>	Moreno <i>et al.</i> (2012)
		AZN0804	370 ± 70			
	T7 <sub>AZN</sub> (+38-42 m)					
	T6 <sub>AZN</sub> (+44-46 m)					
	(+) T5 <sub>AZN</sub> (+50-58 m)	AZN1504	849 ± 143	<b>768 ± 54</b>	<b>719 ± 35</b>	Este trabajo
		AZN1505	827 ± 157			
		AZN0501	600 ± 110	Moreno <i>et al.</i> (2012)		
AZN0502 AZN0806		700 ± 100 700 ± 70				
(-) T4 <sub>AZN</sub> (+60-67 m)	AZN1502	<b>751 ± 136</b>	903 ± 133	<b>831 ± 57</b>	Este trabajo	
	AZN1503	1199 ± 311	<b>805 ± 110</b>			
	AZN0503	930 ± 100			Moreno <i>et al.</i> (2012)	
	AZN0504	780 ± 120				
Pleistoceno inferior	(+) T3 <sub>AZN</sub> (+70-78 m)	AZN1506	<b>1407 ± 320</b>	<b>1165 ± 108</b> <b>1215 ± 82*</b>	Este trabajo	
		AZN1507	<b>1114 ± 239</b>			
		AZN0505	1140 ± 130		Moreno <i>et al.</i> (2012)	
	T2 <sub>AZN</sub> (+82-91 m)	AZN1508	<b>1774 ± 450</b>		<b>1722 ± 248</b>	Este trabajo
		AZN1509	<b>1699 ± 297</b>			
T1 <sub>AZN</sub> (+92 -100 m)						

Tabla 6.1. Comparación de las dataciones obtenidas en este trabajo y en el estudio previo de Moreno *et al.* (2012) en el valle del río Arlanzón. Los símbolos (+) y (-) indican los resultados de polaridad normal e inversa obtenidos por Benito-Calvo *et al.* (2008). En negrita, están señaladas las fechas que se han interpretado en este trabajo como más fiables. \* Edad media promedio calculada con las dataciones disponibles para la terraza T3<sub>AZN</sub> (+70-78 m), junto con las edades de las facies de interior de Gran Dolina-Penal y Sima de Elefante (Carbonell *et al.*, 2008; Duval *et al.*, 2022).

En este trabajo, se ha abordado por primera la vez la datación de la terraza T2<sub>AZN</sub> (+82-91 m), constituyendo el nivel más antiguo datado hasta la fecha. Esta terraza arrojó edades

máximas de  $1774 \pm 450$  ka (AZN1508) y  $1699 \pm 297$  ka (AZN1509) mediante el centro de Al (Tabla 6.1). Aunque en la muestra AZN1509, se obtuvo un ajuste de  $R^2$  ligeramente superior que el de la muestra AZN1508 (0,991 y 0,981, respectivamente), ambas muestras aportaron edades máximas que se solapan. En consecuencia, ambos resultados se utilizaron para calcular una edad media ponderada máxima de  $1722 \pm 248$  ka (14% error), que abarca 29 estadios isotópicos marinos (MIS), (desde el MIS 75 hasta el MIS 46, Lisiecki & Raymo, 2005), lo que hace inviable correlacionar esta terraza con cualquier evento paleoclimático (Figura 6.6).

Por el contrario, la terraza T3<sub>AZN</sub> (+70-78 m) ha sido datada con un mayor número de técnicas cronológicas. En este trabajo, se obtuvieron dos edades mediante el centro de Al ( $1114 \pm 239$  ka y  $1407 \pm 320$  ka, AZN1507 y AZN1506, respectivamente). Asimismo, Moreno *et al.* (2012) dataron esta terraza en  $1140 \pm 130$  ka (AZN0505, centro de Al) (Tabla 6.1). Finalmente, Benito-Calvo *et al.* (2008) obtuvieron datos de polaridad normal asociados, posiblemente, a los subcronos Jaramillo y Cobb Mountain fechados entre 0,990-1,071 Ma y 1,187-1,208 Ma, respectivamente (Gibbard & Head, 2020). Los resultados de este trabajo junto con la fecha calculada por Moreno *et al.* (2012) muestran algo de dispersión, pero son consistentes dentro de  $1\sigma$ , aportando una edad media ponderada igual a  $1165 \pm 108$  ka (9%). Esta estimación abarca desde el MIS 39 al MIS 30 (Lisiecki & Raymo, 2005) y, proporcionan una horquilla temporal que se solapa con los dos subcronos de polaridad normal, lo que dificulta la datación más precisa de esta terraza (Figura 6.6).

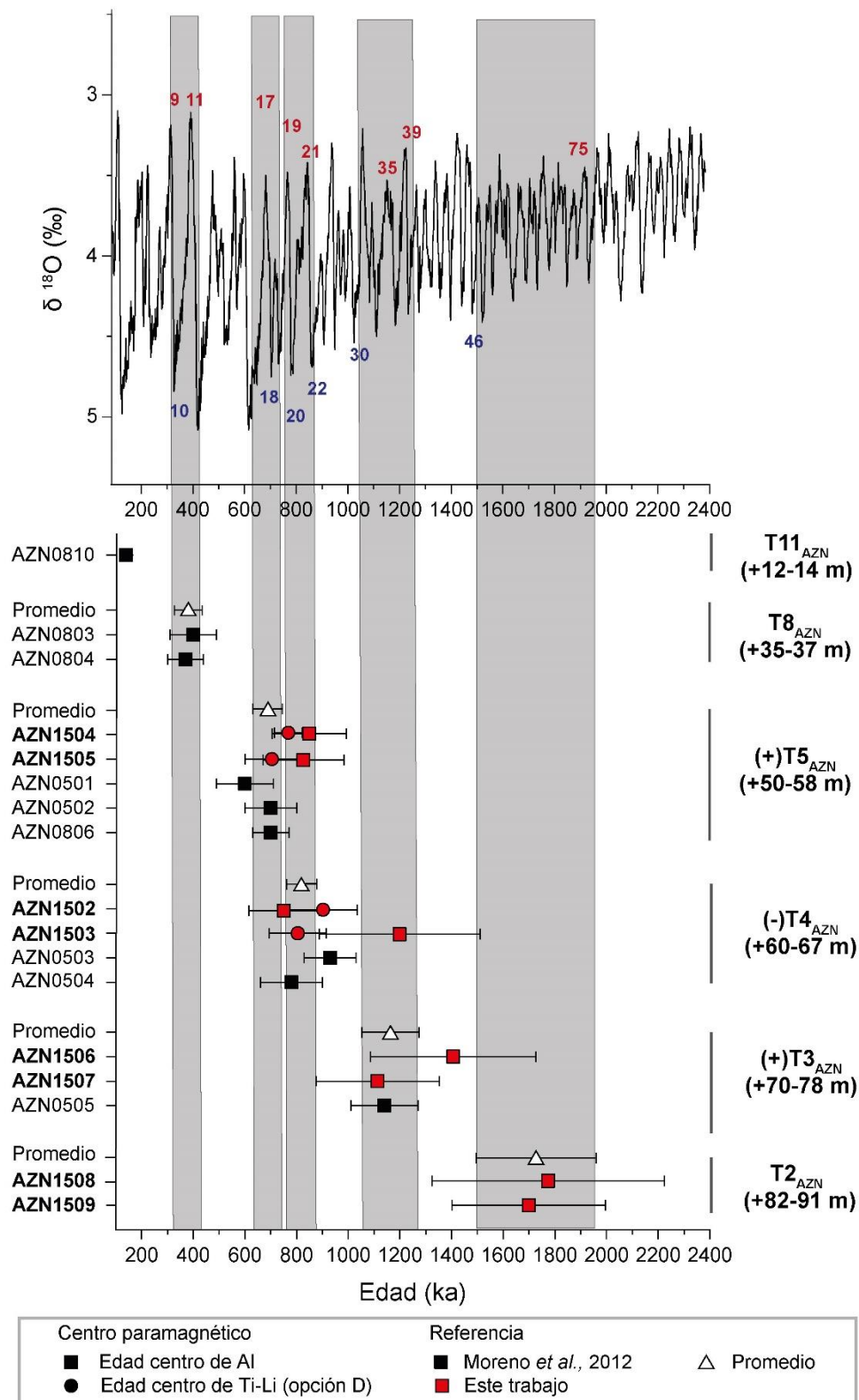


Figura 6.6. Correlación de las edades disponibles en el valle del río Arlanzón con los estadios isotópicos marinos (MIS) obtenidos a partir del  $\delta^{18}\text{O}$  (‰) en foraminíferos bentónicos (LR04) (Lisiecki & Raymo, 2005).

Los modelos geomorfológicos correlacionan el nivel de base marcado por la terraza T3<sub>AZN</sub> (+70-78 m) con la formación del nivel intermedio del sistema endokárstico de la Sierra de Atapuerca (Ortega, 2009; Ortega et al., 2013, 2014, 2018), siendo posible comparar la cronología obtenida en las facies de interior de las cavidades de Gran Dolina-Penal y Sima del Elefante, para precisar la cronología de esta terraza (Figura 6.7). Duval *et al.* (2022) obtuvieron dos edades de  $1228 \pm 277$  ka (muestra GD1405) y  $1299 \pm 143$  ka (muestra ATD16-8), mediante RPE con el centro de Ti-Li (opción D) y TT-OSL, respectivamente, en la parte inferior de la unidad TD1 en Gran Dolina-Penal. Por otro lado, en Sima del Elefante, las unidades TE9 y TE7 fueron datadas en  $1220 \pm 160$  ka y  $1130 \pm 180$  ka, respectivamente mediante núclidos cosmogénicos (TCN) (Carbonell et al., 2008). Las edades obtenidas tanto en la terraza T3<sub>AZN</sub> (+70-78 m), como las dataciones de las facies de inferior del nivel intermedio son consistentes en  $1\sigma$  (Figura 6.7, Benito-Calvo et al., 2018), corroborando los modelos fluvio-kársticos que asocian la formación del sistema kárstico multinivel con la incisión del valle fluvial de río Arlanzón (Ortega, 2009; Ortega et al., 2013, 2014, 2018). A partir de este conjunto de dataciones, se obtuvo una edad media ponderada de  $1215 \pm 82$  ka (7% de error), ligeramente más antigua a la calculada usando simplemente los datos de la terraza T3<sub>AZN</sub> (+70-78 m) ( $1165 \pm 108$  ka), pudiéndose asociar con el subcron Cobb Mountain. No obstante, estos datos paleomagnéticos no se tomaron en los mismos puntos del muestro de RPE y, además Benito-Calvo (2004) indica la presencia de arcilla de iluviación en las terrazas fluviales del río Arlanzón, de tal manera, los datos magnetoestratigráficos disponibles podrían estar reflejando eventos tempranos, siendo necesario usarlos con cautela (Benito-Calvo, 2004; Benito-Calvo et al., 2008; 2018).

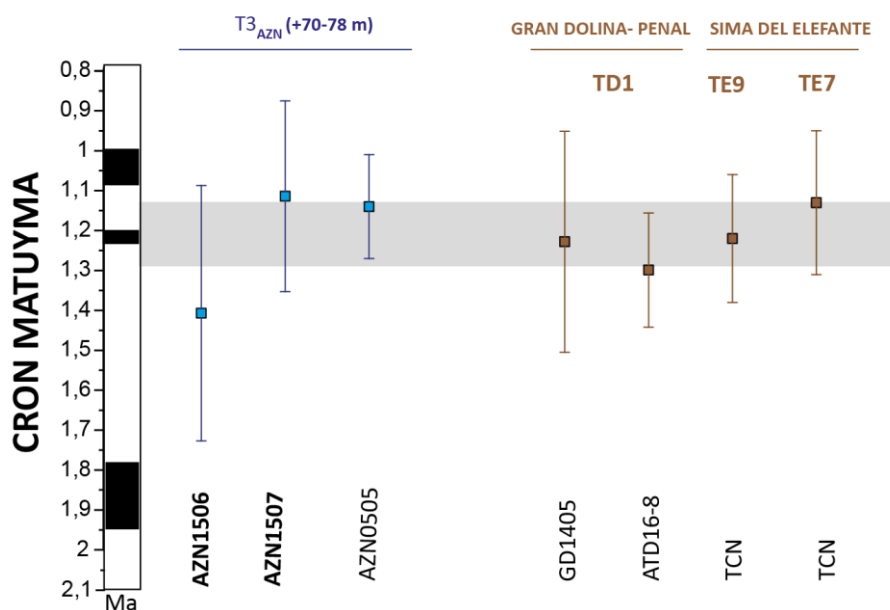


Figura 6.7 Comparativa de las edades obtenidas en el valle del río Arlanzón en la terraza T3<sub>AZN</sub> (+70-78 m) en este trabajo, junto con la muestra AZN0505 (Moreno et al., 2012) (datos en azul), así como con las estimaciones de las facies de interior en Gran Dolina-Penal (Duval et al., 2022) y Sima del Elefante (Carbonell et al., 2008) (datos en marrón). El área grisácea señala el intervalo temporal que comprende la media ponderada usando todos los datos ( $\pm 1\sigma$ ).

La terraza T4<sub>AZN</sub> (+60-67 m) ha sido datada, en este trabajo, con una edad de Al de  $751 \pm 136$  ka (AZN1502) y una fecha de  $805 \pm 110$  ka mediante el centro de Ti-Li (opción D) (AZN1503) debido a la mayor fiabilidad de los valores de Dosis Equivalente obtenidos en cada muestra para estos centros paramagnéticos (ver apartado de resultados 4.5.1.1). Tanto las fechas de este trabajo, como las edades de Al calculadas por Moreno *et al.* (2012) ( $930 \pm 100$  ka y  $780 \pm 120$  ka, en las muestras AZN0503, AZN0504, respectivamente), coinciden dentro de  $\pm 1\sigma$  para esta terraza (Tabla 6.1 y Figura 6.6). A partir de este conjunto de datos, se ha calculado una estimación media promedio de  $831 \pm 57$  ka (error del 7%) que es consistente con los datos de polaridad inversa obtenidos en este nivel (Benito-Calvo et al., 2008). Esta fecha comprende menos estadios isotópicos, pero sigue sin ser posible establecer si la agradación se ha producido en un periodo frío o cálido (MIS22 al MIS19, Lisiecki & Raymo, 2005) (Figura 6.6).

En este trabajo, las edades obtenidas en la terraza T5<sub>AZN</sub> (+50-58 m) a partir de los centros de Al ( $849 \pm 143$  ka y  $827 \pm 157$  ka) y Ti-Li (opción D) ( $768 \pm 54$  ka y  $705 \pm 104$  ka) para las muestras AZN1504 y AZN1505, respectivamente, son estadísticamente

indistinguibles. Sin embargo, los datos de polaridad normal obtenidos por Benito-Calvo *et al.* (2008) indican que esta terraza se formó en el Pleistoceno medio, por lo que las edades del centro de Al, en torno a los 800-850 ka, parecen estar ligeramente sobreestimadas. En consecuencia, se han interpretado como más fiables las edades obtenidas solamente a partir de centro de Ti-Li (opción D). Al comparar las edades de Al calculadas por Moreno *et al.* (2012) para esta terraza (entre  $600 \pm 110$  ka,  $700 \pm 70$  ka y  $700 \pm 100$  ka), se observa que concuerdan con las estimaciones derivadas del centro de Ti-Li (opción D) de este trabajo. A partir de las edades publicadas en Moreno *et al.* (2012), junto con las fechas de este trabajo, se ha calculado una media ponderada de  $719 \pm 35$  ka (error del 5%) que comprende los MIS 17 y 18 (Lisiecki & Raymo, 2005) (Figura 6.6).

La concordancia de las edades del Al calculadas por Moreno *et al.* (2012) con las estimaciones a partir del centro de Ti-Li (opción D) en las terrazas T4<sub>AZN</sub> (+60-67 m) y T5<sub>AZN</sub> (+50-54 m) parecen indicar que, en estos casos en concreto, los resultados de Moreno *et al.* (2012) podrían interpretarse como estimaciones precisas para la edad de enterramiento de estos sedimentos. Esta observación, no solo consolida la cronología propuesta por Moreno *et al.* (2012), sino que también respalda los estudios geológicos posteriores que se basan en dichas edades (Benito-Calvo *et al.*, 2017, 2018; Campaña *et al.*, 2022, 2023; Ortega *et al.*, 2013, 2018).

### 6.4.1. Evolución del valle del río Arlanzón

A partir de las dataciones de Moreno *et al.* (2012), diversos autores calcularon una tasa de incisión mínima y máxima del valle medio del río Arlanzón de 0,068 m/ka y 0,088 m/ka para todo el valle (Rodríguez-Rodríguez *et al.*, 2020). Por el contrario, Benito-Calvo *et al.* (2017, 2018) calcularon las tasas de incisión por tramos definidos por las terrazas datadas, observando que estos valores habían variado considerablemente a lo largo del Cuaternario.

En este trabajo, se han actualizado las tasas de incisión promedio del valle del río Arlanzón, calculando sus rangos máximos y mínimos de error (Tabla 6.2). Para ello, se

han utilizado las edades medias ponderadas obtenidas al combinar las dataciones de Moreno *et al.* (2012), junto con las estimaciones de este trabajo (Tabla 6.1). Las tasas de incisión promedias calculadas en este trabajo presentan amplios rangos de error debido a las incertidumbres asociadas a las fechas y a las alturas relativas, sin embargo, ha sido posible definir una tendencia general de aceleración, como ya fue indicada por otros autores en el valle del río Arlanzón (Benito-Calvo *et al.*, 2017, 2018).

En el Pleistoceno inferior, se han calculado las tasas de incisión más bajas variando entre  $0,022 +0,082/-0,018$  m/ka y  $0,031 +0,075/-0,025$  m/ka, aproximadamente (Tabla 6.2). Entre las terrazas T2<sub>AZN</sub> (+82-91 m) y T3<sub>AZN</sub> (+70-78 m) del río Arlanzón se han obtenido dos tasas de incisión, debido a que la última fue datada con dos edades medias ponderadas ( $1165 \pm 108$  ka y  $1215 \pm 82$  ka, Tabla 6.1, ver apartado 6.4 para más detalles). Por consiguiente, el intervalo entre las terrazas T3<sub>AZN</sub> (+70-78 m) y T4<sub>AZN</sub> (+60-67 m), también presenta dos tasas de incisión ( $0,031 +0,075/-0,025$  m/ka y  $0,027 +0,046/-0,022$  m/ka), que entran en el rango de valor de 0.038 m/ka calculado por Benito-Calvo *et al.* (2017).

En el tránsito entre el Pleistoceno inferior y medio, las terrazas T4<sub>AZN</sub> (+60-67 m) y T5<sub>AZN</sub> (+50-58 m) aportaron una tasa de incisión mayor ( $0,085 +0,765/-0,075$  m/ka), que la calculada en Benito-Calvo *et al.* (2017) (0,045 m/ka) debido a la actualización de los datos (Tabla 6.2). Cabe destacar que, pese a los bajos errores de las edades promedio en estos niveles (7% y 5 % respectivamente), las fechas presentan intervalos de confianza relativamente anchos ( $831 \pm 57$  ka y  $719 \pm 35$  ka, respectivamente) para la agradación de una terraza, lo que induce a incertidumbres muy elevadas en las tasas calculadas en este tramo difícilmente evitables.

A lo largo del Pleistoceno medio, se observa un incremento progresivo de las tasas. Los valores obtenidos entre las terrazas T5<sub>AZN</sub> (+50-58 m) / T8<sub>AZN</sub> (+35-37 m) y T8<sub>AZN</sub> (+35-37 m) / T11<sub>AZN</sub> (+12-14 m) oscilan entre  $0,053 +0,039/-0,023$  m/ka y  $0,095 +0,054/-0,029$  m/ka. Estos datos difieren ligeramente de los calculados por Benito-Calvo *et al.* (2017) (entre 0,061-0,185 m/ka) puesto que tomaron las dataciones del río Pico, para asignar valores al nivel T9<sub>AZN</sub> (+28-32 m) del río Arlanzón (Arnold *et al.*, 2013). En nuestro caso, solo se han utilizado las dataciones de las terrazas del río Arlanzón para evitar incrementar las fuentes de incertidumbre (Tabla 6.2).

En este trabajo se ha calculado una tasa de incisión constante ( $0,093 +0,024/-0,018$  m/ka) entre el Pleistoceno superior y el Holoceno, mientras que Benito-Calvo *et al.* (2017) obtuvieron unos valores de 0,081 m/ka y 0,228 m/ka. Esta discrepancia vuelve a producirse por una diferencia en la selección de los datos. Benito-Calvo *et al.* (2017) utilizaron una datación disponible para la terraza T14<sub>AZN</sub> (+2-3 m) del río Arlanzón (Benito-Calvo *et al.*, 2008), obtenida en el Laboratorio de Datación y Radioquímica de la Universidad Autónoma de Madrid, cuyo protocolo metodológico ha sido recientemente cuestionado (Moreno *et al.*, 2021), por lo que se ha descartado en este trabajo (Tabla 6.2).

Intervalo		Río Arlanzón			
		Tasas de incisión (m/ka)			
		Este trabajo	Benito-Calvo <i>et al.</i> (2017)	Rodríguez-Rodríguez <i>et al.</i> (2020)	
				Tasas min.	Tasa max.
Pleistoceno Superior	T14 <sub>AZN</sub> (+2-3 m)      vaguada	<b>0,093 +0,024/-0,018</b>	0,228	0,068	0,088
	T11 <sub>AZN</sub> T14 <sub>AZN</sub> (+12-14 m)    (+2-3 m)		0,081		
Pleistoceno Medio	T9 <sub>AZN</sub> T11 <sub>AZN</sub> (+28-32 m)    (+12-14 m)	<b>0,095 +0,054/-0,029</b>	0,078		
	T8 <sub>AZN</sub> T9 <sub>AZN</sub> (+35-37 m)    (+28-32 m)		0,185		
	T5 <sub>AZN</sub> T8 <sub>AZN</sub> (+50-58 m)    (+35-37 m)		0,061		
	T4 <sub>AZN</sub> T5 <sub>AZN</sub> (+60-67 m)    (+50-58 m)		0,045		
Pleistoceno inferior	T3 <sub>AZN</sub> T4 <sub>AZN</sub> (+70-78 m)    (+60-67 m)	<b>0,031 +0,075/-0,025</b> <b>0,027 +0,046/-0,022*</b>	0,038		
	T2 <sub>AZN</sub> T3 <sub>AZN</sub> (+82-91 m)    (+70-78 m)	<b>0,022 +0,082/-0,018</b> <b>0,025 +0,094/-0,020*</b>			

Tabla 6.2. Tasas de incisión del valle del río Arlanzón. (\*) Tasas de incisión calculadas con la edad promedio ponderada de la terraza T3<sub>AZN</sub> (+70-78 m), en la cual también se han considerado las estimaciones de los sedimentos kársticos de Gran Dolina-Penal (Duval *et al.*, 2022) y Sima de Elefante (Carbonell *et al.*, 2008).

Pese a que los errores de las tasas de incisión son elevados, los resultados permiten identificar una tendencia general hacia una aceleración progresiva de las tasas de incisión desde el Pleistoceno inferior ( $0,022 +0,082/-0,018$  m/ka) hasta el Holoceno ( $0,093$

+0,024/-0,018 m/ka) (Tabla 6.2), en concordancia con el modelo de aceleración descrito en Silva *et al.* (2017) y Benito-Calvo *et al.* (2022) en otros ríos de las cuencas del Duero y del Tajo. Aunque a finales del Pleistoceno medio hasta el Holoceno se hayan calculado tasas de incisión constantes (0,095 +0,054/-0,029 m/ka y 0,093 +0,024/-0,018 m/ka) (Tabla 6.2), apenas existen dataciones para el río Arlanzón del Pleistoceno Superior (Tabla 6.1), lo que podría llevar a una subestimación de las tasas de incisión calculadas (Benito-Calvo *et al.*, 2022).

Este patrón general de incremento en las tasas de incisión indicaría que el río Arlanzón es un valle inmaduro (Benito-Calvo *et al.*, 2017, 2018), lo que es consistente con el estado de desequilibrio del valle del río Duero (Cunha *et al.*, 2019; Struth *et al.*, 2019; Rodríguez-Rodríguez *et al.*, 2020).

### 6.5. Valle del río Arlanza

A continuación, se van a discutir los resultados obtenidos mediante RPE en las muestras cogidas en las terrazas fluviales del río Arlanza T4<sub>AZA</sub> (+83-87 m) y T5<sub>AZA</sub> (+73-79 m) datadas en el Pleistoceno inferior/medio y, T13<sub>AZA</sub> (+12-17 m) del Pleistoceno medio/superior (Benito-Calvo, 2004; Benito-Calvo et al., 2008). Para fechar estas terrazas se consideró usar los centros de Ti-Li, Ti-H y Al por la evidencia científica que los respalda para datar sedimentos fluviales (Tissoux et al., 2007, 2008; Duval et al., 2015, 2017; Moreno et al., 2019). Se utilizaron, preferentemente, los centros de Ti-Li (opción D) y Ti-H (opción C), sensu Duval y Guilarte (2015), puesto que sus cinemáticas de blanqueamiento y radiosensibilidad hacen que sean los más recomendados para datar muestras del Pleistoceno inferior/medio y superior, respectivamente (Toyoda et al., 2000; Tissoux et al., 2007).

Los resultados obtenidos en este trabajo se han comparado con las dataciones previas calculadas por Moreno *et al.* (2016) utilizando, exclusivamente, el centro de Al (Tabla 6.3).

Geocronología de la dinámica del sistema kárstico de la Sierra de Atapuerca a través de  
la Resonancia Paramagnética Electrónica

		Valle del Arlanza				
Terraza	Muestras	Edad (ka)			Edad media promedio (ka)	Referencia
		Al	Ti-Li (opción D)	Ti-H (opción C)		
Pleistoceno superior	T17 <sub>AZA</sub> (+0,5-1 m)					
	T16 <sub>AZA</sub> (+2-3 m)					
	T15 <sub>AZA</sub> (+4-6 m)					
	T14 <sub>AZA</sub> (+8-11 m)					
Pleistoceno medio	T13 <sub>AZA</sub> (+12-17 m)	AZA1504 AZA1505	610 ± 125 724 ± 111	452 ± 45 407 ± 48	<b>181 ± 20</b> <b>188 ± 24</b>	184 ± 15 Este trabajo
	T12 <sub>AZA</sub> (+20-23 m)	AZA08-07	230 ± 30			Moreno <i>et al.</i> (2016)
	T11 <sub>AZA</sub> (+33-36 m)					
	T10 <sub>AZA</sub> (+33-36 m)	AZA08-08	350 ± 40			Moreno <i>et al.</i> (2016)
	T9 <sub>AZA</sub> (+38-42 m)					
	T8 <sub>AZA</sub> (+45-46 m)					
	T7 <sub>AZA</sub> (+49-57 m)					
	(+) T6 <sub>AZA</sub> (+64-67 m)	AZA08-11	700 ± 70			Moreno <i>et al.</i> (2016)
Pleistoceno inferior	(+) T5 <sub>AZA</sub> (+73-79 m)	AZA1501	1462 ± 179	<b>1137 ± 153</b>	<b>1085 ± 54</b>	Este trabajo
		AZA1502	1403 ± 164	<b>1056 ± 98</b>		
		AZA1503	1499 ± 112	<b>1088 ± 72</b>		Moreno <i>et al.</i> (2016)
		AZA08-09	790 ± 110			
	T4 <sub>AZA</sub> (+83-87 m)	AZA1506 AZA1507	<b>1761 ± 191</b> 2177 ± 302	<b>1177 ± 73</b> 983 ± 163		Este trabajo
	T3 <sub>AZA</sub> (+94-106 m)					
T2 <sub>AZA</sub> (+107-114 m)						
T1 <sub>AZA</sub> (+121-130 m)						

Tabla 6.3. Comparativa de edades en el valle del río Arlanza. El símbolo (+) representa los datos de polaridad normal en Benito-Calvo (2004). En negrita están las fechas de este trabajo que se han interpretado como más fiables.

Las muestras AZA1506 y AZA1507 tomadas en la terraza T4<sub>AZA</sub> (+84-87 m) proporcionaron dataciones dispares mediante el centro de Al y Ti-Li (opción D). Según los principios de la metodología de los centros múltiples (Duval et al., 2015, 2017), las edades calculadas con el centro de Ti-Li ( $1177 \pm 73$  ka y  $983 \pm 163$  ka, respectivamente, mediante la opción D) deberían representar las estimaciones más fiables. Sin embargo, en ambas muestras, este centro parece que arroja edades ligeramente infraestimadas, en especial la muestra AZA1507, al compararse con las fechas obtenidas para la terraza inferior, T5<sub>AZA</sub> (+73-79 m) (Figura 6.8). Además, para obtener datos robustos a partir del centro Ti-Li (opción D), Duval y Guilarte (2015) recomiendan que las fechas deriven de valores de  $D_E$  con un valor de  $R^2$  superior al 0,98. En este caso, la muestra AZA1506 arrojó un valor de  $D_E$  más preciso ( $R^2 = 0,999$ ), frente al ajuste de  $R^2$  observado en la muestra AZA1507 (0,964) (Tabla 5.23). Finalmente, solamente se utilizó la muestra AZA1506 para datar esta terraza ya que, proporcionó la edad de Al inferior, interpretándose este valor como una estimación máxima ( $1177 \pm 73$  ka), mientras, la edad de Ti-Li (opción D) ( $1177 \pm 73$  ka), podría representar, en este caso, una edad mínima (Tabla 6.3).

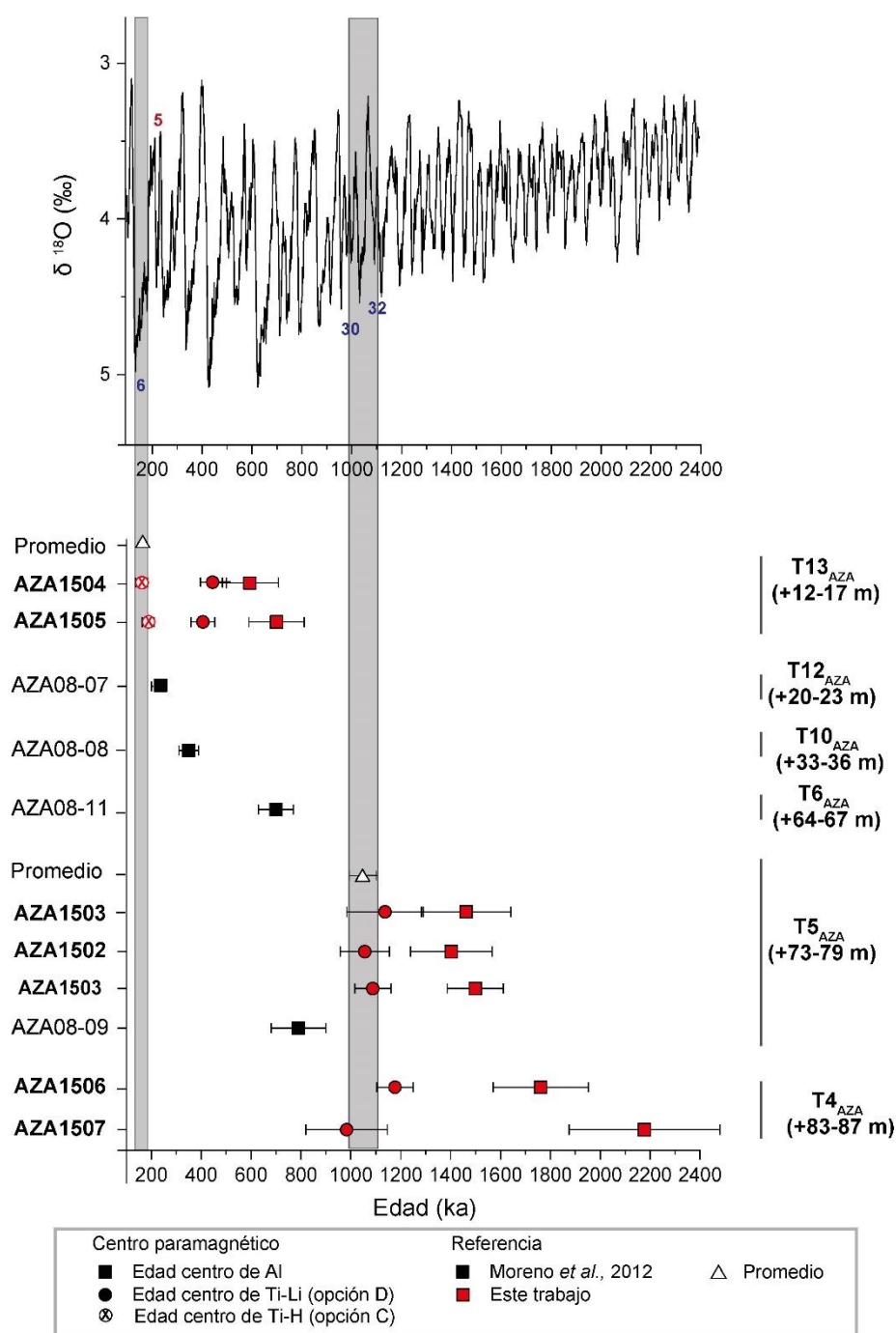


Figura 6.8. Correlación de las edades disponibles en el valle del río Arlanza con los estadios isotópicos marinos (MIS) obtenidos a partir del  $\delta^{18}\text{O}$  (‰) en foraminíferos bentónicos (LR04) (Lisiecki & Raymo, 2005).

En la terraza T5<sub>AZA</sub> (+73-79 m), el centro de Al arrojó edades máximas muy similares en las muestras AZA1501, AZA1502 y AZA1503 ( $1462 \pm 179$  ka,  $1499 \pm 112$  ka y  $1403 \pm 164$  ka, respectivamente). A partir del centro de Ti-Li (opción D) se obtuvieron edades

coherentes dentro de los intervalos de confianza ( $1137 \pm 153$  ka,  $1056 \pm 98$  ka y  $1088 \pm 72$  ka, respectivamente), las cuales se interpretaron como una posible representación más fiel de la edad real de enterramiento de las muestras (Duval et al., 2015, 2017). Los resultados proporcionan un rango temporal que abarca los subcronos Jaramillo y Cobb Mountain datados entre 0,990-1,071 Ma y 1,187-1,208 Ma, respectivamente (Gibbard & Head, 2020), lo que dificulta correlacionar los datos de polaridad normal de esta terraza (Benito-Calvo, 2004; Benito-Calvo et al., 2008) con uno de estos dos subcronos, dentro del cron Matuyama. A partir de las fechas obtenidas mediante el centro de Ti-Li (opción D) se calculó una edad media ponderada de  $1085 \pm 54$  ka (5% de error) que abarca los MIS 34 al 30 (Lisiecki & Raymo, 2005) y, que podría asociarse con el subcron Jaramillo. No obstante, estos datos paleomagnéticos no proceden de los mismos puntos que el muestreo de RPE y, dado que se ha detectado la presencia de arcillas de iluvación y sedimentos de textura arenosa, los datos magnetoestratigráficos disponibles deben interpretarse con cautela (Benito-Calvo, 2004; Benito-Calvo et al., 2008) (Figura 6.8).

En el nivel T5<sub>AZA</sub> (+73-79 m), Moreno *et al.* (2016) obtuvieron una edad de  $790 \pm 110$  ka mediante el centro de Al (AZA08-09). Sin embargo, al compararla con las cronologías obtenidas en terrazas de otros valles situados a una altitud relativa similar, interpretaron que esta edad estaba infraestimada, pudiéndose haber cogido en sedimentos de procedencia lateral asociados a abanicos y conos de edades más recientes que habrían cubierto la terraza. En consecuencia, los datos de este trabajo, que han datado este nivel en torno a 1 Ma, respaldarían dicha interpretación (Figura 6.8).

Las muestras AZA1504 y AZA1505, tomadas en la terraza T13<sub>AZA</sub> (+12-17 m), fueron analizadas tanto con el centro de Ti-Li (opción D) como con el Ti-H (opción C). Mientras que el primero arrojó edades sobreestimadas ( $452 \pm 45$  ka y  $407 \pm 48$  ka, respectivamente), las obtenidas con el centro de Ti-H ( $181 \pm 20$  ka y  $188 \pm 24$  ka, respectivamente) fueron coherentes con la estimación del Pleistoceno medio/superior propuesta por Benito (2004) para esta terraza. Por consiguiente, a partir de las fechas del centro de Ti-H se calculó una edad promedio de  $184 \pm 15$  ka (8% de error), cuyo valor se correlaciona con el MIS 6 (191 ka) (Lisiecki & Raymo, 2005). Este resultado es interesante ya que, apoya la hipótesis de que la agradación de las terrazas fluviales se produce en periodos fríos (Gibbard & Lewin, 2009; Vandenberghe, 2015), en

consonancia con lo descrito con los datos previos para el río Arlanzón (Benito-Calvo et al., 2018) y el Alto Ebro (Benito-Calvo et al., 2022), así como con lo documentado en otros sistemas fluviales escalonados (Bridgland et al., 2025; Moreno et al., 2019; Pérez-González et al., 2008; Winsemann et al., 2015) (Figura 6.8).

Además, los resultados derivados de este trabajo para la terraza T13<sub>AZA</sub> (+12-17 m) con el centro de Ti-H resultan compatibles con las dataciones numéricas obtenidas en estudios previos en el valle del río Arlanza (Moreno et al., 2016), así como con la cronología de su colector, el río Pisuerga (Terradillos-Bernal et al., 2023). Por ejemplo, Moreno *et al.* (2016) proporcionaron una edad preliminar de  $230 \pm 30$  ka (centro de Al), para la terraza T12<sub>AZA</sub> (+20-23 m), situada justo por encima de T13<sub>AZA</sub> (+12-17 m). Además, la terraza del Pisuerga T9<sub>PSR</sub>, situada a una altura relativa de +20-23 m también arrojó edades de  $300 \pm 16$  ka y  $298 \pm 35$  ka mediante pIR-IRSL<sub>225</sub> y TT-OSL, respectivamente (Terradillos-Bernal et al., 2023). Estos resultados respaldarían el uso del centro de Ti-H para datar esta terraza más joven.

Finalmente, desde un punto de vista metodológico, estos resultados refuerzan las observaciones previas realizadas por varios autores (Duval et al., 2017, 2020; Bartz et al., 2020; Demuro et al., 2020), acerca del uso del centro de Ti-H para datar muestras con edades inferiores de 200 ka y que presenten Dosis Equivalentes inferiores a 300-600 Gy ( $314 \pm 33$  Gy y  $308 \pm 38$  Gy en las muestras AZA1504 y AZA1505, respectivamente, Tabla 5.23). Además, estos resultados parecen indicar que con Dosis Totales intermedias ( $1731 \pm 44$   $\mu$ Gy/a y  $1644 \pm 44$   $\mu$ Gy/a en AZA1504 y AZA1505, Tabla 5.24) este centro podría aportar edades fiables, bastante acorde con las observaciones acerca de que en entornos con Dosis Total bajas a intermedias (< 1000-2000  $\mu$ Gy/año, Duval et al., 2017; Voinchet et al., 2020), este centro proporciona edades fiables.

#### 6.5.1. Evolución del valle del río Arlanza

A partir de las dataciones de Moreno *et al.* (2016), Rodríguez-Rodríguez *et al.* (2020) calcularon una tasa de incisión mínima y máxima de 0,088 m/ka y 0,112 m/ka respectivamente, para todo el valle del río Arlanza (Tabla 6.4). Por el contrario, en este trabajo, se calcularon las tasas por tramos definidos por las terrazas datadas, al igual que

se ha hecho en el valle del río Arlanzón (ver apartado 6.4.1). Para obtener estas tasas medias junto con sus errores máximos y mínimos se han utilizado las edades medias ponderadas derivadas al combinar los datos de este trabajo y las edades de Al de Moreno *et al.* (2016) (Tabla 6.3).

Al igual que en el valle del Arlanzón, las tasas calculadas presentan errores elevados debido a las incertidumbres asociadas a las edades y a las alturas relativas. No obstante, parecen reflejar un incremento en las tasas de incisión que concuerda con lo observado previamente en el valle del río Arlanzón (ver apartado 6.4.1), así como con el modelo teórico de la formación de los valles de la cuenca del Duero y del Tajo (Silva *et al.*, 2017).

Durante el Pleistoceno inferior, los niveles T4<sub>AZA</sub> (+84-87 m) y T5<sub>AZA</sub> (+73-79 m) marcan una tasa promedio de 0,029 +0,097/-0,068 m/ka (Tabla 6.4) calculada a partir de la edad mínima y máxima de 1474 ka y 1970 ka, respectivamente para la T4<sub>AZA</sub> (+84-87 m), considerando los intervalos de confianza superiores e inferiores de las estimaciones para dicha terraza (edad mínima = 1177 ± 73 ka; edad máxima = 1761 ± 191 ka; Tabla 6.3)

Durante el tránsito del Pleistoceno inferior al medio, la tasa de incisión calculada entre las terrazas T5<sub>AZA</sub> (+73-79 m) y T6<sub>AZA</sub> (+64-67 m) se mantiene baja (0,027 +0,030/-0,015 m/ka) (Tabla 6.4).

Por el contrario, en el Pleistoceno medio se registra un incremento en las tasas de incisión desde 0,089 +0,053/-0,028 m/ka hasta 0,152 +11/-0,119 entre las terrazas T6<sub>AZA</sub> (+64-67 m)/ T10<sub>AZA</sub> (+33-36 m) y T12<sub>AZA</sub> (+20-23 m)/T13<sub>AZA</sub> (+12-17 m), respectivamente. La última presenta un error extremadamente alto debido a que las edades de las terrazas T12<sub>AZA</sub> (+20-23 m) y T13<sub>AZA</sub> (+20-23 m) apenas quedan solapadas por 1 ka, mientras que el espacio máximo entre estas terrazas es muy elevado (+11 m) (Tabla 6.4).

Durante el Pleistoceno superior se ha obtenido un valor también bastante elevado de 0,079 +0,026/-0,021 m/ka entre la terraza T13<sub>AZA</sub> (+20-23 m) y el cauce actual (Tabla 6.4).

Pese a que las tasas de incisión en el valle del río Arlanza vuelven a presentar elevados errores, los resultados parecen indicar de nuevo una tendencia general de incremento progresivo desde el Pleistoceno inferior (0,029 +0,097/-0,068 m/ka) hasta el Pleistoceno

Superior (0,079 +0,026/-0,021 m/ka), siendo en el Pleistoceno medio donde se registra el mayor incremento de la velocidad (0,152 +11/ -0,119 m/ka) (Tabla 6.4). Este patrón de incisión es análogo al observado en el río Arlanzón (entre 0,022 +0,082/-0,018 m/ka hasta 0,093 +0,024/-0,018 m/ka Tabla 6.3) y se asocia a valles inestables (Benito-Calvo et al., 2022). Estas observaciones podrían indicar que la red hidrográfica del Duero está en desequilibrio, posiblemente, debido a que aún se está ajustando al nivel de base del Atlántico (Struth et al., 2019).

		Río Arlanza				
		Intervalo	Tasas de incisión (m/ka)			
			Este trabajo	Rodríguez-Rodríguez <i>et al.</i> , (2020)		
				Tasas min.	Tasa max.	
P. sup.	Pleistoceno medio	T13 <sub>AZA</sub> (+12-17 m)	vaguada	<b>0,079 +0,026/-0,021</b>	0,088	0,112
		T12 <sub>AZA</sub> (+20-23 m)	T13 <sub>AZA</sub> (+12-17 m)	<b>0,152 +11/ -0,119</b>		
		T10 <sub>AZA</sub> (+33-36 m)	T12 <sub>AZA</sub> (+20-23 m)	<b>0,108 +0,212/-0,056</b>		
		T6 <sub>AZA</sub> (+64-67 m)	T10 <sub>AZA</sub> (+33-36 m)	<b>0,089 +0,053/-0,028</b>		
		T5 <sub>AZA</sub> (+73-79 m)	T6 <sub>AZA</sub> (+64-67 m)	<b>0,027 +0,030/ -0,015</b>		
Pleistoceno inferior		T4 <sub>AZA</sub> (+83-87 m)	T5 <sub>AZA</sub> (+73-79 m)	<b>0,029 +0,097/-0,068</b>		

Tabla 6.4. Tasas de incisión del valle del río Arlanza. P. sup: Pleistoceno superior.

## 6.6. Implicaciones geomorfológicas de las dataciones en el modelaje de la Cuenca del Duero

### 6.6.1. Comparación de las edades obtenidas en el NE de la Cuenca del Duero.

El río Arlanza y su afluente el río Arlanzón constituyen la red de drenaje principal más nororiental de la cuenca del Duero. Ambos ríos se sitúan en una misma región geodinámica y sus secuencias de terrazas presentan elevaciones relativas similares lo que ha permitido correlacionar dichos valles mediante un modelo de correlación común en su zona de confluencia. Esto sugiere que la formación de los valles escalonados del NE de la Cuenca de Duero podría haber ocurrido de manera simultánea (Benito-Calvo, 2004) (Tabla 6.5).

		<b>Secuencia general NE cuenca del Duero</b>		<b>Río Arlanza</b>		<b>Río Arlanzón</b>		<b>Río Pisuerga</b>	
		Terraza	Altura relativa (m)	Terraza	Altura relativa (m)	Terraza	Altura relativa (m)	Terraza	Altura relativa (m)
Pleistoceno superior	T18		+0.2						
	T17		+1	T17 <sub>AZA</sub>	+0.5-1				
	T16		+2-3	T16 <sub>AZA</sub>	+2-3	T14 <sub>AZN</sub>	+2-3		
	T15		+4-6	T15 <sub>AZA</sub>	+4-6	T13 <sub>AZN</sub>	+4-6		
Pleistoceno medio	T14		+8-10	T14 <sub>AZA</sub>	+8-11	T12 <sub>AZN</sub>	+8-11		+7-15
	T13		+12-13	T13 <sub>AZA</sub>	+12-17	T11 <sub>AZN</sub>	+12-14		+10-15
	T12		+13-23	T12 <sub>AZA</sub>	+20-23	T10 <sub>AZN</sub>	+19-20		
	T11		+19-30	T11 <sub>AZA</sub>	+30-30	T9 <sub>AZN</sub>	+28-32	T9 <sub>PSR</sub>	+20-23
	T10		+26-35	T10 <sub>AZA</sub>	+33-36	T8 <sub>AZN</sub>	+35-37		+35-40
	T9		+38-40	T9 <sub>AZA</sub>	+38-42	T7 <sub>AZN</sub>	+38-42		
	T8		+44-46	T8 <sub>AZA</sub>	+45-46	T6 <sub>AZN</sub>	+44-46		
	T7		+49-57	T7 <sub>AZA</sub>	+49-57	T5 <sub>AZN</sub>	+50-58		+65-70
Pleistoceno inferior	T6		+60-67	T6 <sub>AZA</sub>	+64-67	T4 <sub>AZN</sub>	+60-67		+75-80
	T5		+70-78	T5 <sub>AZA</sub>	+73-79	T3 <sub>AZN</sub>	+70-78		
	T4		+84-88	T4 <sub>AZA</sub>	+83-87	T2 <sub>AZN</sub>	+82-91		
	T3		+92-97	T3 <sub>AZA</sub>	+94-106	T1 <sub>AZN</sub>	+92-100		
	T2		+107-114	T2 <sub>AZA</sub>	+107-114				+100-105
	T1		+121-130	T1 <sub>AZA</sub>	+121-130				+125-130

Tabla 6.5. Modelo de correlación de las terrazas fluviales de los ríos Arlanza y Arlanzón, propuesto por (Benito-Calvo, 2004), añadiendo el valle del río Pisuerga (Santonja & Pérez-González, 2002; Terradillos-Bernal et al., 2017).

La terraza T4<sub>AZA</sub> (+83-87 m) del río Arlanza se correlaciona altimétricamente con la terraza T2<sub>AZN</sub> (+82-91 m) del río Arlanzón, definiendo el nivel T4 (+84-88 m) para la secuencia general del NE de la cuenca del Duero (Benito-Calvo, 2004, Tabla 6.5). En ambas terrazas, las estimaciones obtenidas en este trabajo a partir del centro de Al coinciden dentro de  $1\sigma$  (entre  $1761 \pm 191$  y  $1774 \pm 450$  ka en el valle del río Arlanza y  $1699 \pm 297$  ka en el valle del río Arlanzón Tabla 6.1 y 6.3). Mientras, solamente en la terraza T4<sub>AZA</sub> (+83-87 m) se obtuvo una edad con el centro de Ti-Li (opción D) que podría estar infraestimada ( $1177 \pm 73$  ka, ver apartado 6.6). Por lo tanto, el nivel T4 de la cuenca del Duero se ha datado con una edad media ponderada máxima de  $1749 \pm 151$  ka, a partir de todas las edades de Al obtenidas en los ríos Arlanzón y Arlanza (Tabla 6.1 y Tabla 6.3), y una edad mínima de  $1177 \pm 73$  ka (Figura 6.9).

El siguiente nivel de la secuencia general, el nivel T5, se sitúa a +70-78m y, se corresponde con las terrazas T5<sub>AZA</sub> (+73-79 m) del río Arlanza y T3<sub>AZN</sub> (+70-78 m) del río Arlanzón (Benito-Calvo, 2004, Tabla 6.5). Considerando las edades a partir de los centros de Al y Ti-Li (opción D), en ambas terrazas, se han obtenido edades que varía entre 1,1-1,5 Ma (Figura 6.9). Las edades derivadas del centro de Al en la terraza T3<sub>AZN</sub> (+70-78 m) son consistentes con los datos obtenidos con el centro del Ti-Li (opción D) en la terraza T5<sub>AZA</sub> (+73-79 m) (este trabajo y Moreno et al., 2012) (Figura 6.9). A su vez, las edades obtenidas con el centro de Al en la terraza T3<sub>AZN</sub> (+70-78 m) se solapan con las estimaciones correspondientes a la sección inferior de las cuevas de Gran Dolina-Penal ( $1228 \pm 277$  ka y  $1299 \pm 143$  ka, muestras GD1405 y ATD16-8, Duval et al., 2022) y Sima de Elefante ( $1220 \pm 160$  ka y  $1130 \pm 180$  ka, Carbonell et al., 2008) cuyas fechas también proporcionan un rango temporal entre 1-1,5 Ma, aproximadamente (Figura 6.7). A partir de este conjunto de resultados se ha calculado una edad media promedio de  $1131 \pm 42$  ka. Sin embargo, este resultado debería usarse con cautela, en primer lugar, por la alta dispersión de los datos y, en segundo lugar, porque las edades medias promedio calculadas en las terrazas T5<sub>AZA</sub> (+73-79 m) y T3<sub>AZN</sub> (+70-78 m) ( $1085 \pm 54$  ka y  $1215 \pm 82$  ka, respectivamente, Tabla 6.1 y 6.2) podrían indicar una posible asincronía o incertidumbres asociadas a la ponderación entre las dataciones de las terrazas fluviales y los sedimentos fluviales en el sistema kárstico.

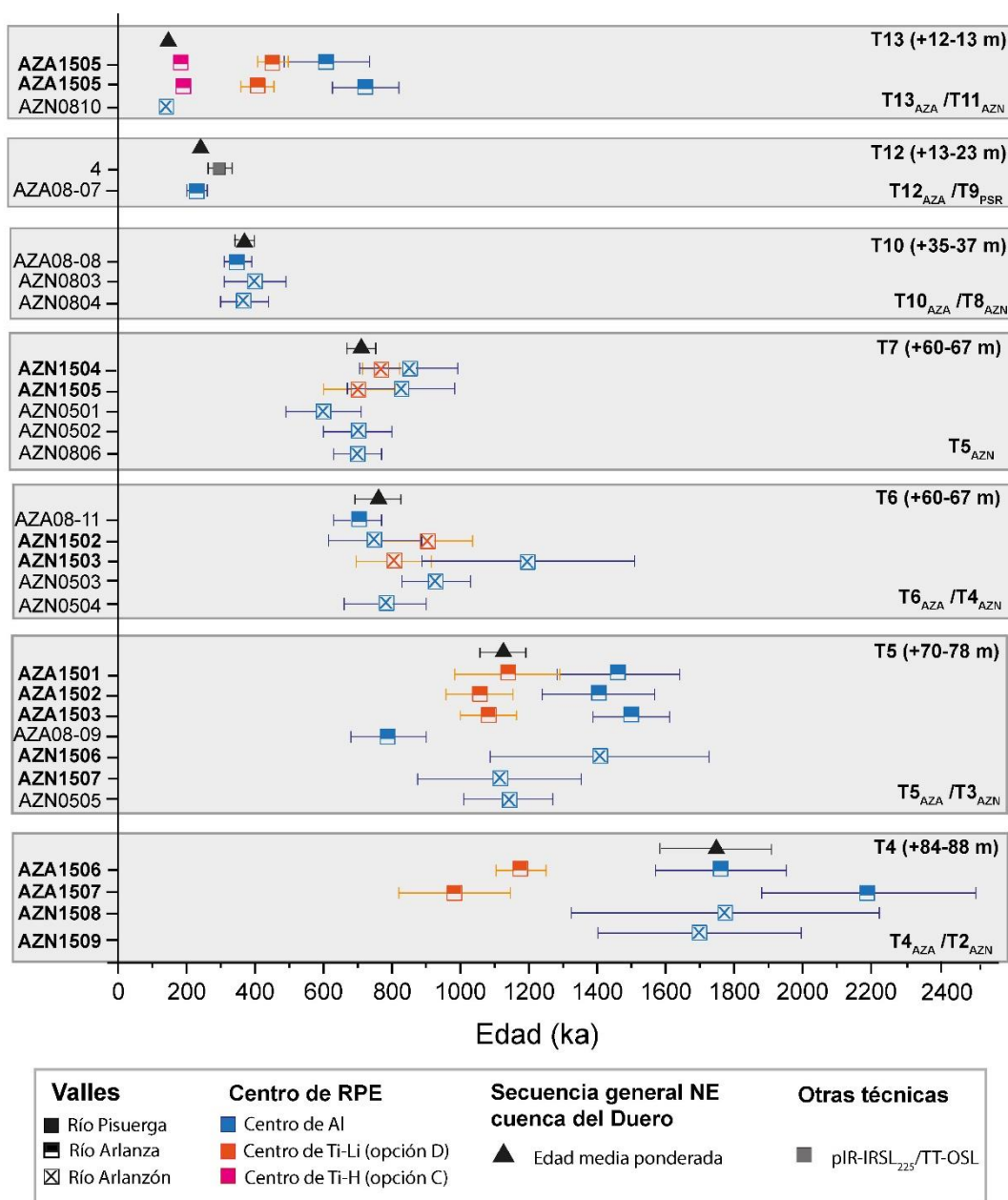


Figura 6.9. Resumen de las edades disponibles en el sector NE de la cuenca del Duero. En negrita están señaladas las muestras de este trabajo. Las edades previas de los ríos Arlanzón, Arlanza y Pisuerga se han tomado de Moreno *et al.* (2012), Moreno *et al.* (2016) y Terradillos-Bernal *et al.* (2023), respectivamente.

Posteriormente, se encuentra el nivel T6 (+60-67 m) de la secuencia general asociado a las terrazas T6<sub>AZA</sub> (+64-67 m) y T4<sub>AZN</sub> (+60-67 m) de los ríos Arlanza y Arlanzón, respectivamente (Benito-Calvo, 2004, Tabla 6.5). En este nivel, se observa claramente cómo la fecha del centro de Al para el valle del río Arlanza ( $700 \pm 70$  ka, Moreno *et al.*, 2016) concuerda con las estimaciones del valle del río Arlanzón realizadas con los centros

de Ti-Li (opción D) y Al (en este trabajo y en Moreno et al., 2012). Estos resultados parecen indicar el correcto blanqueo de la señal de Al en las muestras analizadas en Moreno *et al.* (2012, 2016) y corroboran, el modelo de formación conjunto de ambos valles (Benito-Calvo, 2004; Benito-Calvo et al., 2007, 2008). A partir de este conjunto de datos se ha obtenido una edad media promedio de  $778 \pm 44$  ka para el nivel T6 (+60-67 m) de la secuencia general. Este valor abarca un rango temporal cercano al límite Brunhes-Matuyama (773 ka, Gibbard & Head, 2020), siendo coherente con los datos de polaridad normal e inversa obtenidos en la terrazas T6<sub>AZA</sub> y T4<sub>AZN</sub>, respectivamente (Benito-Calvo 2004; Benito-Calvo et al., 2008), habiéndose correlacionado anteriormente la formación de este nivel con el límite Brunhes-Matuyama (Benito-Calvo et al., 2008, 2018) (Figura 6.9).

Para el nivel T10 (+26-35 m) de la secuencia general (Benito-Calvo, 2004, Tabla 6.5) se ha calculado una edad media ponderada de  $361 \pm 32$  ka, con los datos disponibles para las terrazas T10<sub>AZA</sub> (+33-36 m) y T8<sub>AZN</sub> (+35-37 m) de los ríos Arlanza y Arlanzón, respectivamente (Moreno et al., 2012, 2016) (Figura 6.9).

En el caso del nivel T12 (+13-23 m) de la secuencia general (Benito-Calvo, 2004, Tabla 6.5), se obtuvo una edad media ponderada de  $286 \pm 13$  ka con las estimaciones de las terrazas T12<sub>AZA</sub> (+20-23 m) y T9<sub>PSR</sub> (+20-23 m), de los ríos Arlanza y Pisuerga, respectivamente (Moreno et al., 2016; Terradillos-Bernal et al., 2023) (Figura 6.9).

Finalmente, en este trabajo se dató la terraza T13<sub>AZA</sub> (+12-17 m) del río Arlanza, que se relaciona altimétricamente con la terraza T11<sub>AZN</sub> (+12-14 m) de valle del río Arlanzón, definiendo el nivel T13 (+12-13 m) de la secuencia general (Benito-Calvo, 2004, Tabla 6.5). En la terraza T13<sub>AZA</sub> (+12-17 m), las muestras AZA1504 y AZA1505 arrojaron edades de Al sobreestimadas ( $> 610 \pm 125$  ka), mientras que la terraza T11<sub>AZN</sub> (+12-14 m) fue datada en  $140 \pm 20$  ka a partir del centro de Al (AZN08-10 en Moreno et al, 2012). Esta datación difiere, ligeramente, con las fechas de Ti-H obtenidas en este trabajo en el valle del río Arlanza ( $181 \pm 20$  y  $188 \pm 24$  ka, respectivamente). No obstante, ambos conjuntos de datos coinciden dentro de  $2\sigma$ , pudiéndose generalizar que la formación del nivel T13 (+12-13 m) de la secuencia general pudo ocurrir hace  $168 \pm 24$  ka (edad media ponderada con un nivel de confianza del 95%) (Figura 6.9).

Los datos aportados en este trabajo coinciden con los resultados obtenidos por el centro de AI en Moreno *et al.* (2012, 2016), lo que permite consolidar el marco cronológico de los valles de los ríos Arlanza y Arlanzón. Además, esta concordancia respalda los estudios geológicos posteriores que se basan en los resultados de Moreno *et al.* (2012, 2016) (Benito-Calvo *et al.*, 2017, 2018; Campaña *et al.*, 2022, 2023; Ortega *et al.*, 2013, 2018; Silva *et al.*, 2017). Este conjunto de datos corrobora el modelo de correlación propuesto por Benito-Calvo (2004) para ambos valles indicando una sincronía, en especial, a partir del nivel T6 (+60-67 m) de la secuencia general del NE de la cuenca del Duero. Por el contrario, en las terrazas situadas a partir de +70-78 m, la dispersión de las dataciones dificulta la estimación precisa de estos niveles, lo que refleja la complejidad de datar terrazas más antiguas y la necesidad de aplicar otros métodos de datación para ajustar el modelo morfo-cronológico.

### 6.6.1.1. Evolución del NE de la cuenca del Duero

Durante el Pleistoceno inferior, los ríos Arlanzón y Arlanza presentan, en general, tasas de incisión bajas que varían entre  $0,022 \pm 0,082 / -0,018$  m/ka y  $0,029 \pm 0,097 / -0,068$  m/ka entre los niveles colgados entre +84-88 m y +60-67 m de la secuencia general de NE de la cuenca del Duero. Durante el Pleistoceno medio, las tasas de incisión comienzan a incrementarse en ambos sistemas. Mientras que, en el valle del río Arlanza, se alcanzan tasas de  $0,152 \pm 0,10 / -0,119$  m/ka, en el valle del río Arlanzón varían entre  $0,053 \pm 0,039 / -0,023$  m/ka a  $0,095 \pm 0,054 / -0,029$  m/ka. En el Pleistoceno superior y el Holoceno, las tasas de los ríos Arlanzón, Arlanza y Pisuerga son, relativamente, similares, variando entre  $0,075 \pm 0,009 / -0,008$  m/ka y  $0,093 \pm 0,024 / -0,018$  m/ka (Tabla 6.6).

	Secuencia general		Tasa de incisión AZA (m/ka)	Tasa de incisión AZN (m/ka)	Tasa de incisión PSR (m/ka)
	Nivel	Altura relativa (m)			
Pleistoceno superior	T18	+0.2	0,079 +0,026/-0,021	0,093 +0,024/-0,018	0,075 +0,009/-0,008
	T17	+1			
	T16	+2-3			
	T15	+4-6			
	T14	+8-10			
Pleistoceno medio	T13	+12-13	0,152 +10/ -0,119	0,095 +0,054/-0,029	
	T12	+13-23	0,108 +0,212/-0,056		
	T11	+19-30		0,089 +0,053/-0,028	
	T10	+26-35			
	T9	+38-40			
	T8	+44-46			
	T7	+49-57	0,085 +0,765/-0,075		
Pleistoceno inferior	T6	+60-67	0,027 +0,030/ -0,015	0,031 +0,075/-0,025	
	T5	+70-78		0,027 +0,046/-0,022*	
	T4	+84-88	0,029 +0,097/-0,068	0,022 +0,082/-0,018	
	T3	+92-97		0,025 +0,094/-0,020*	
	T2	+107-114			
	T1	+121-130			

Tabla 6.6. Resumen de las tasas de incisión calculadas en el NE de la cuenca del Duero. Los niveles de base se basan en la descripción de los valles realizada por Benito-Calvo, 2004. AZA: Arlanza, AZN: Arlanzón. PSR: Pisuerga. Las tasas de incisión con asteriscos (\*) han sido calculadas incluyendo dataciones de sedimentos kársticos de la Sierra de Atapuerca (ver apartado 6.5).

Por lo tanto, el conjunto de datos parece indicar una tendencia general hacia una aceleración progresiva. Este patrón de incisión indica un grado bajo de inmadurez que se puede representar gráficamente, mediante funciones polinómicas (Figura 6.10).

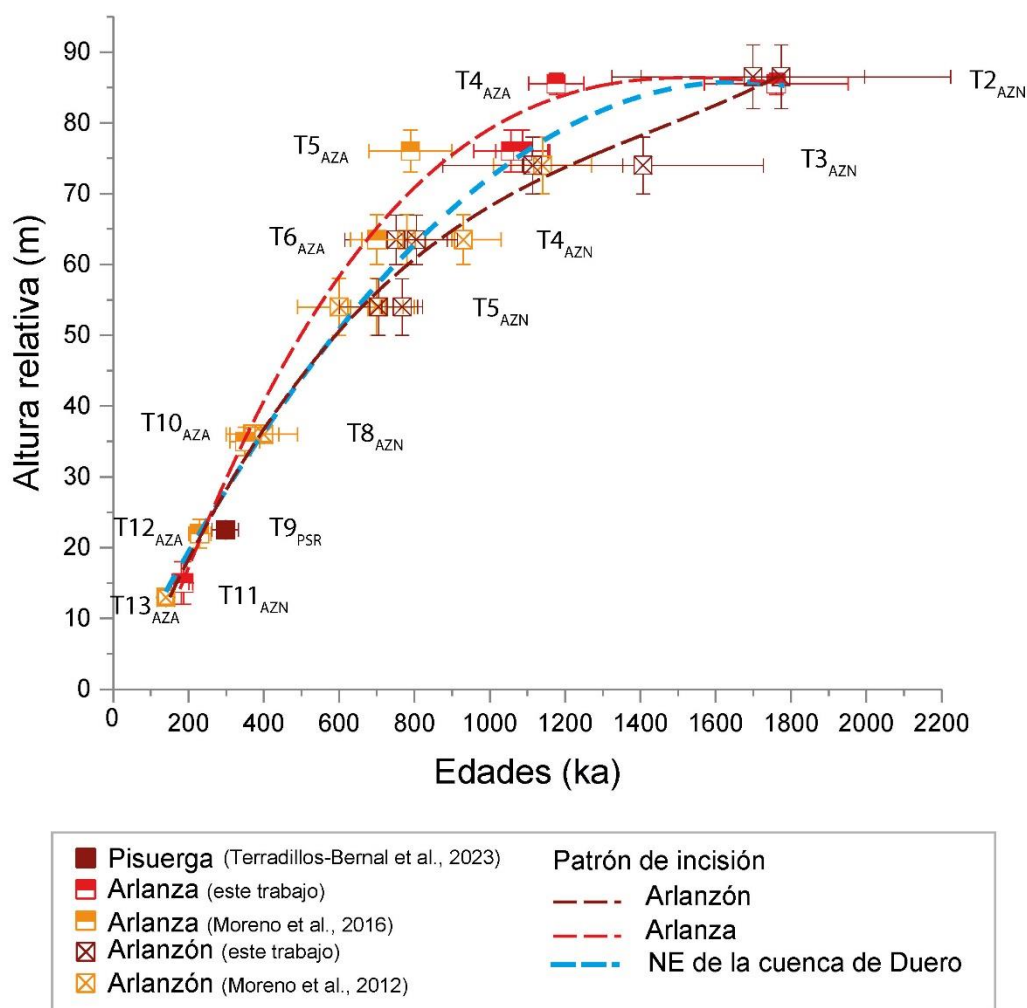


Figura 6.10 Edades del NE de la cuenca del Duero en las cuales se han ajustado funciones polinómicas de 3<sup>er</sup> grado para los ríos Arlanzón y Arlanza, así como para todo el conjunto de estimaciones.

Tanto en el valle del río Arlanzón como en el valle del río Arlanza se han ajustado funciones polinómicas de tercer grado con un ajuste de  $R^2$  igual a 0,989. Incluyendo todas las edades disponibles para la secuencia de terrazas fluviales del NE de la cuenca del Duero se ha vuelto a utilizar una función polinómica de tercer grado ( $R^2 = 0,993$ ). Todas las curvas obtenidas presentan una morfología convexa para el sector NE de la cuenca del Duero lo que refleja la tendencia a la aceleración de las tasas de incisión de los valles más alejados del punto de apertura de la cuenca del Duero (Cunha et al., 2019; Struth et al., 2019). Sin embargo, esta morfología contrasta con el comportamiento lineal rectilíneo en otras zonas del NW y centro de la cuenca del Duero (Cunha et al., 2019; Rodríguez-Rodríguez et al., 2020; Schaller et al., 2016) la cual indica tasas de incisión más

constantes y, por lo tanto, mayor grado de madurez de la red hidrográfica (Benito-Calvo et al., 2022). Por consiguiente, los resultados obtenidos en este trabajo podrían apoyar la hipótesis de que el grado de madurez de la red fluvial depende, entre otros factores, de su posición relativa respecto al punto de captura (Struth et al., 2019), habiendo sido observado este fenómeno en otras zonas de la península Ibérica (Benito-Calvo et al., 2022).

Por el contrario, la morfología cóncava del patrón de incisión en el Alto Ebro indica la disminución de las tasas a largo plazo (entre 0,42 m/ka hasta 0,03 m/ka, Benito-Calvo et al., 2022), frente a la tendencia general de aceleración observada en el NE de la cuenca del Duero (Figura 6.10), o las tasas más constantes obtenidas entre 0,1-0,2 en los ríos Esla y Duero medio (Rodríguez-Rodríguez et al., 2020; Schaller et al., 2016), llegando a 1,4 m/ka en los Arribes del Duero (Cunha et al., 2019). Esta disparidad de tendencias entre la cuenca del Ebro y la del Duero, en especial en su divisoria, parece corroborar el rol agresor del Duero a largo plazo, frente a la red hidrográfica del Ebro que pasaría a ser víctima (Struth et al., 2019).

#### 6.6.2. Comparación con el resto de las edades de la cuenca del Duero

Algunos autores proponen que la formación de los distintos valles escalonados en toda la cuenca del Duero se podría haber producido por distintas olas de incisión que se propagarían de oeste a este, creando valles con terrazas a alturas relativas parecidas, pero de distinta cronología (Struth et al., 2019). De hecho, los resultados previos disponibles para los ríos Duero (Cunha et al., 2019; Rodríguez-Rodríguez et al., 2020), Esla (Schaller et al., 2016), Tera y Tormes (Demuro et al., 2024), Arlanza (Moreno et al., 2016) y Arlanzón (Moreno et al., 2012) podrían reflejar dicha discrepancia geocronológica entre terrazas a similares alturas de distintos valles. La disparidad cronológica es especialmente evidente entre los ríos de la zona noroccidental de la cuenca, próxima a su apertura y los valles analizados en este trabajo (Cunha et al., 2019; Rodríguez-Rodríguez et al., 2020).

Al comparar los resultados obtenidos en este trabajo con los anteriormente citados parece que se observan algunas disparidades cronológicas entre los distintos valles (Figura 6.11).

Por ejemplo, las terrazas T4<sub>AZA</sub> (+84-87 m) y T2<sub>AZN</sub> (+82-91 m) de los ríos Arlanza y Arlanzón, respectivamente, fueron datadas con una edad mínima de  $1177 \pm 73$  ka (centro de Ti-Li opción D) y una edad media ponderada máxima igual a  $1749 \pm 151$  ka (ver apartado 6.6.1). Estos resultados difieren de la edad obtenida en el nivel T6 (+81-88 m) en la cuenca central del Duero (450-610 ka, escenario 2) (ver apartado 2.4.1.1). Sin embargo, coincide con la edad calculada a partir del escenario 1 (>550-2210 ka) debido a su amplio margen de error (Rodríguez-Rodríguez et al., 2020) (Figura 6.11).

Por otro lado, las terrazas T5<sub>AZA</sub> (+73-79 m) y T3<sub>AZN</sub> (+70-78 m) de los ríos Arlanza y Arlanzón, respectivamente, han sido datadas en 1,1-1,5 Ma considerando los resultados de este trabajo, las dataciones de Moreno et al. (2012) y los resultados de las facies de interior de Gran Dolina (Duval et al., 2022) y Sima de Elefante (Carbonell et al., 2008) (ver apartado 6.6.1). Por el contrario, el nivel a +78 m sobre el nivel del río Esla podría parecer, considerablemente, más joven ( $520 \pm 200$  ka y  $590 +130/-200$  ka mediante núclidos cosmogénicos, Schaller et al., 2016) (Figura 6.11).

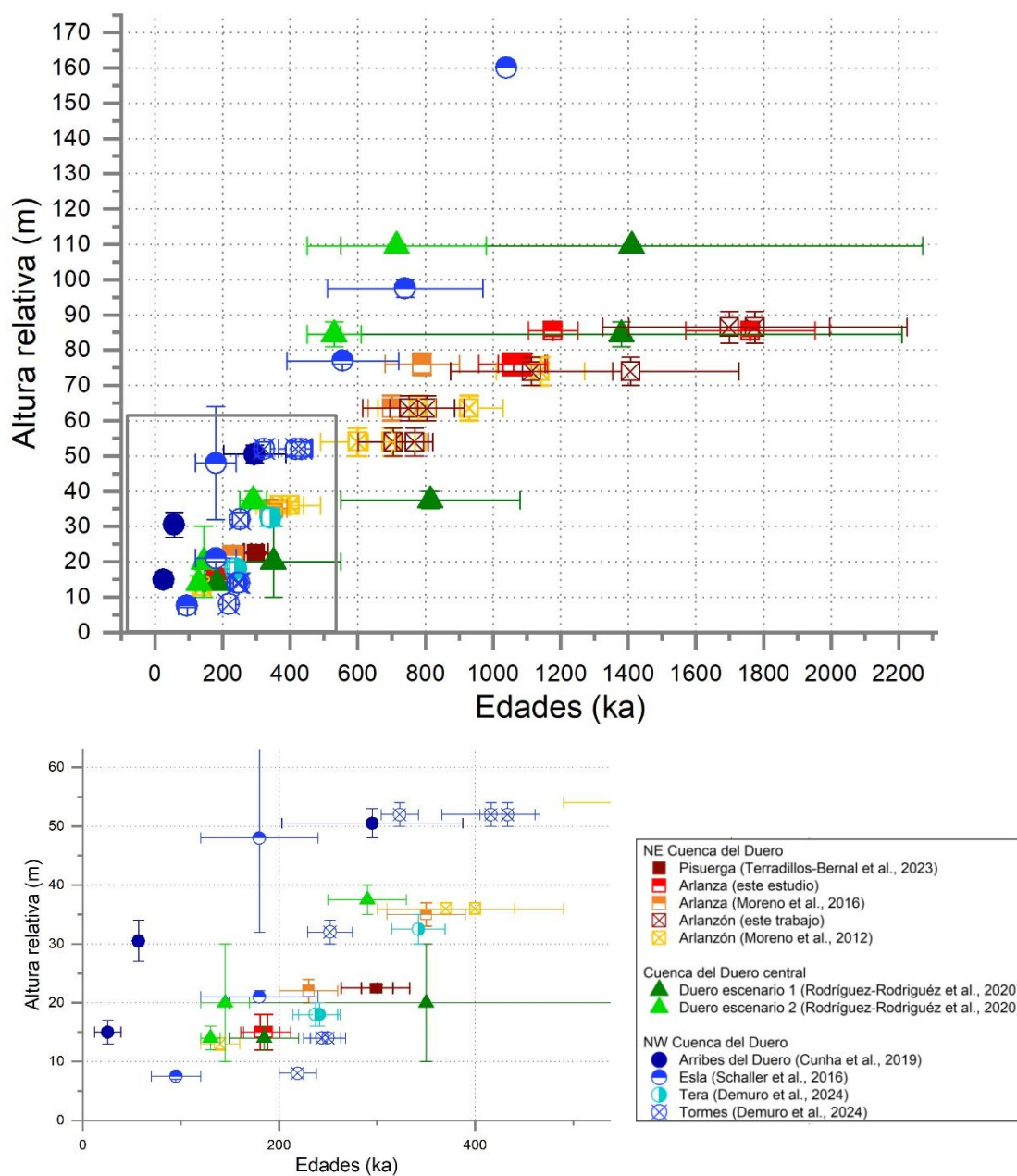


Figura 6.11. Edades disponibles de la cuenca del Duero.

La terraza T5<sub>AZN</sub> (+50-58 m) del río Arlanzón fue fechada con una edad media promedio de  $719 \pm 35$  ka (este trabajo y Moreno et al., 2012, Tabla 6.1) muy robusta y consistente con el marco cronológico independiente (Benito-Calvo et al., 2008). Sin embargo, en el NW de la cuenca del Duero se obtuvieron unas fechas mucho más jóvenes, pero consistentes entre sí. Por ejemplo, en los Arribes de Duero, Cunha *et al.* (2019) calcularon una fecha entre 230-360 ka mediante OSL para una terraza situada a +48-53 m. Por otro lado, en la terraza del río Tormes situada a +50-54m, Demuro *et al.* (2024) obtuvieron

unas edades entre 300-400 ka ( $323 \pm 19$  ka mediante pIR-IRSL<sub>225</sub> y,  $416 \pm 50$  ka y  $433 \pm 28$  a partir de RPE) (Figura 6.11).

Siguiendo esta discusión, en las terrazas superiores parece que los valles del NE de la cuenca del Duero aportan edades más antiguas para niveles colgados a una misma altitud relativa. Curiosamente, en las terrazas más jóvenes sucede lo contrario.

El nivel T13<sub>AZA</sub> (+12-17 m) del río Arlanza fue datado en este trabajo con una edad promedio de  $184 \pm 15$  ka usando el centro de Ti-H (opción C). Por el contrario, las terrazas de los ríos Tormes y Tera, colgadas a +14 m y +16-20 m respectivamente, fueron fechadas entre  $244 \pm 19$  ka y  $250 \pm 18$  ka y,  $237 \pm 23$  ka y  $242 \pm 21$  ka, respectivamente usando tanto TT-OSL como pIR-IRSL<sub>225</sub> (Demuro et al., 2024). Por el contrario, tanto las dataciones del nivel T13<sub>AZA</sub> (+12-17 m) de este trabajo como las calculadas por Moreno *et al.* (2012) en el nivel +12-14 m del río Arlanzón ( $140 \pm 20$  ka, RPE centro de Al) coinciden con las cronologías de ambos escenarios en la cuenca del Duero central (entre 120-220 ka) (Figura 6.11).

Pese a que los errores de las dataciones y, la escasez de secuencias geocronológicas completas dificulta asegurar este modelo de formación asincrónico, el conjunto de dataciones disponibles parece reflejar dicha disparidad cronológica entre los valles de NW y NE de la cuenca del Duero. Estas diferencias podrían estar relacionadas con factores tectónicos diferenciales (Bridgland & Westaway, 2008), las oscilaciones climáticas durante el Cuaternario (Stokes et al., 2012; Benito-Calvo et al., 2017, 2018), la propagación y atenuación de la ola de incisión por la disminución de la energía potencial y, la proximidad del estado de equilibrio (Benito-Calvo et al., 2022; Silva et al., 2017), el descenso del nivel de base (Benito-Calvo et al., 2022) o el control litológico (Struth et al., 2019).

## 6.7. Dinámica fluvio-kárstica del NE de la cuenca del Duero

Varios estudios geomorfológicos previos han sugerido un modelo común para la génesis del sistema kárstico y la evolución del cercano valle del río Arlanzón (Benito-Calvo et al., 2017, 2018; Ortega, 2009; Ortega et al., 2013, 2018). Sin embargo, su cronología se ha basado parcialmente en rellenos alóctonos (Carbonell et al., 2008) que proporcionan edades mínimas y en dataciones de RPE obtenidas con el centro de Aluminio (Moreno et al., 2012, 2016), cuyos datos aislados se están interpretando como estimaciones máximas (Duval et al., 2015, 2017). Por consiguiente, a partir de los resultados obtenidos en este trabajo, se propone un marco geocronológico actualizado basado en sedimentos fluviales correlacionados directamente con la dinámica fluvio-kárstica que habría condicionado la ocupación homínida, casi continua, de Gran Dolina-Penal, Sima de Elefante y Complejo Galería durante el Pleistoceno (Ortega et al., 2014, 2018).

El sistema endokárstico de la Sierra de Atapuerca presenta tres niveles principales de galerías subhorizontales cuya morfología indica que son cuevas que se han formado conforme ha evolucionado la dinámica fluvial regional, a través de flujos de dirección SO-NE (Ortega, 2009; Ortega et al., 2018). La escasa pendiente de los techos abovedados de los pisos kársticos sugiere que estaban asociados a niveles de base regionales, ubicados a la misma altitud o, ligeramente, por encima (Benito-Calvo et al., 2018; Ortega, 2009).

El nivel superior del sistema kárstico se encuentra a una altitud de, aproximadamente, 1015-1022 m, cuyos techos abovedados alcanzan unas cotas relativas de +79 m y +86 m respecto al río Arlanzón (Ortega et al., 2018). Mediante parámetros altimétricos, se ha relacionado la formación del nivel superior, principalmente, con los niveles de base marcados por la superficie de erosión SE4-PI y con la terraza T<sub>2AZN</sub> (+82-91 m) del río Arlanzón, situados ambos a aproximadamente +86 m en el entorno de la Sierra de Atapuerca (Benito-Calvo & Pérez-González, 2015; Benito-Calvo et al., 2017, 2018; Ortega et al., 2018). La persistencia de dichos niveles en una altura similar durante un largo periodo de tiempo seguramente sea la causa de las grandes dimensiones y la densa sucesión de morfologías freáticas que presentan los conductos de este nivel (Ortega, 2009; Benito-Calvo et al., 2018; Ortega et al., 2018). Por el contrario, la incisión fluvial, provocaría que el nivel de base pasase a estar regido por la terraza T<sub>3AZN</sub> (+70-78 m) del

río Arlanzón, formando morfologías mixtas de tipo “ojo de cerradura”, marcando un cambio a condiciones vadosas (Figura 6.12).

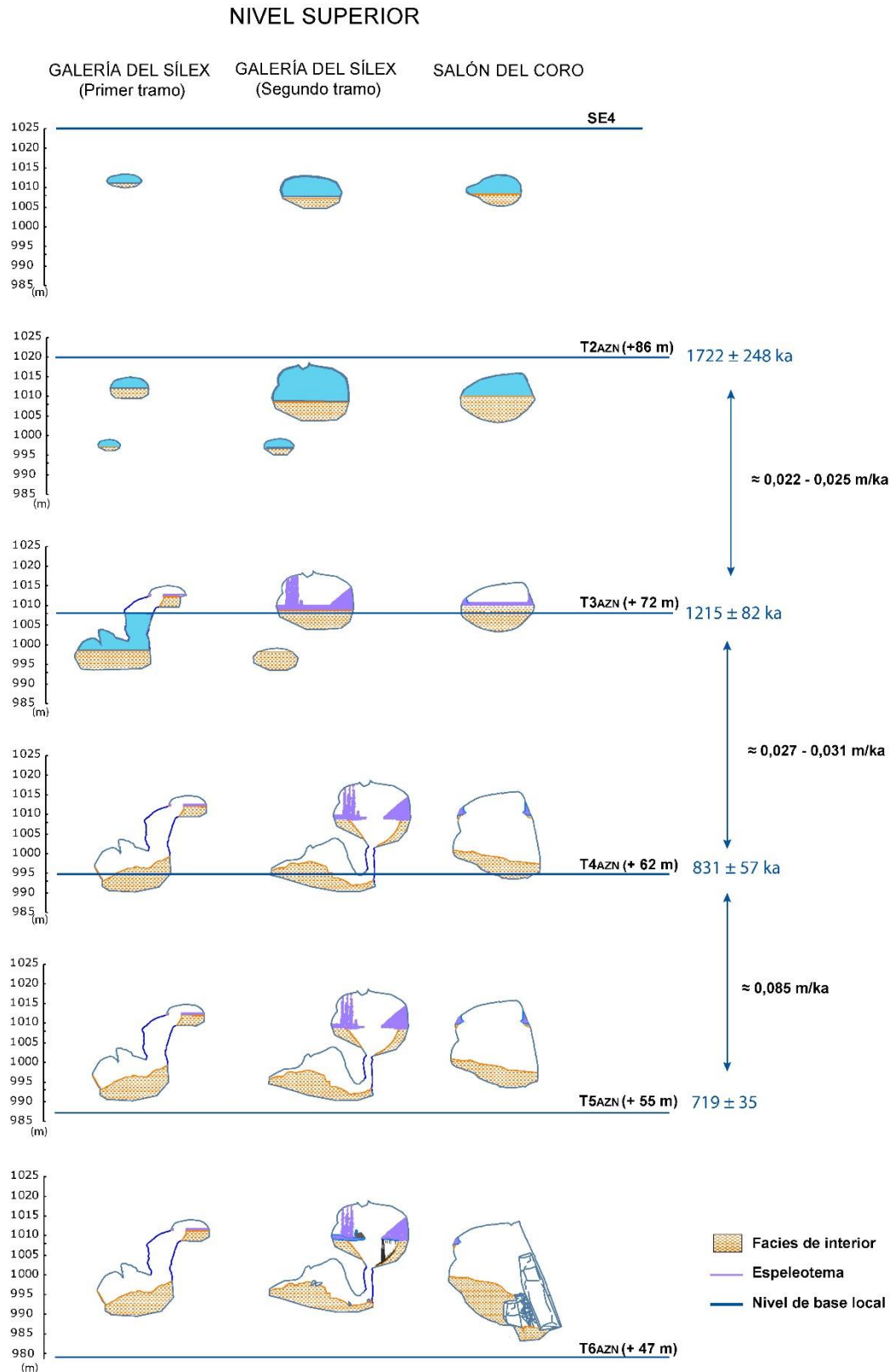


Figura 6.12. Esquema cronomorfológico de la formación del nivel (modificado de Ortega, 2009; Ortega y Martín-Merino 2012). En naranja y morado, se señalan las arcillas paragenéticas y espeleotemas, respectivamente.

Benito-Calvo *et al.* (2018) propusieron un rango temporal para el desarrollo de la superficie SE4-PI y la terraza T2<sub>AZN</sub> (+82-91 m) entre 2200 ka y 1140-1220 ka, basándose en las dataciones de los sedimentos de piedemonte anteriores al escalonamiento del valle del río Arlanzón y la fecha obtenida con el centro de Aluminio de la terraza T3<sub>AZN</sub> (+70-78 m) (Pueyo *et al.*, 1996; Moreno *et al.*, 2012).

En este trabajo se ha datado el nivel de base +86m correspondiente a la terraza T2<sub>AZN</sub> del río Arlanzón, con una edad de Al de  $1722 \pm 248$  ka (edad media ponderada  $n = 2$ , Tabla 6.1). Pese a que esta fecha se ha interpretado como una estimación máxima, es coherente con los datos de polaridad inversa obtenidos en los sedimentos arcillosos, posiblemente paragenéticos, en Galería del Sílex y Galería de las Estatuas (nivel superior) (Parés *et al.*, 2016), así como con el rango temporal propuesto por Benito-Calvo *et al.* (2018) (Figura 6.12).

Según nuestros resultados, la transición entre los niveles T2<sub>AZN</sub> (+82-91 m) y T3<sub>AZN</sub> (+70-78 m) podría estar controlada por tasas de incisión relativamente bajas ( $< 0,025 +0,094/-0,020$  m/ka, Tabla 6.2). Como ya han indicado previamente otros autores (Benito-Calvo *et al.*, 2018), estas bajas tasas de incisión podrían haber condicionado la persistencia de los niveles regionales en una posición similar, formando las grandes cavidades de este nivel, como el Salón del Coro. Esta cavidad supone un punto de conexión de los niveles superior e intermedio, por lo que el aporte hídrico pudo ser constante, favoreciendo la disolución de la roca (Benito-Calvo *et al.*, 2018; Ortega *et al.*, 2018) (Figura 6.12).

Continuando con la evolución del kast multinivel, los techos abovedados del nivel intermedio presentan cotas de 1000-1005 m, es decir, entre +64-69 m por encima del río Arlanzón (Ortega *et al.*, 2018). Su formación se relaciona, principalmente, con el nivel de base T3<sub>AZN</sub> situado +72 m por encima del río Arlanzón en el entorno de la Sierra de Atapuerca (Ortega, 2009; Ortega *et al.*, 2013, 2014, 2018). Por otro lado, las morfologías vadosas de este nivel se asocian con la incisión fluvial que provocó el descenso del nivel de base hasta las terrazas T4<sub>AZN</sub> (+60-67 m) y T5<sub>AZN</sub> (+50-54 m) del río Arlanzón (Ortega, 2009, Ortega *et al.*, 2013, 2014, 2018) (Figura 6.13).

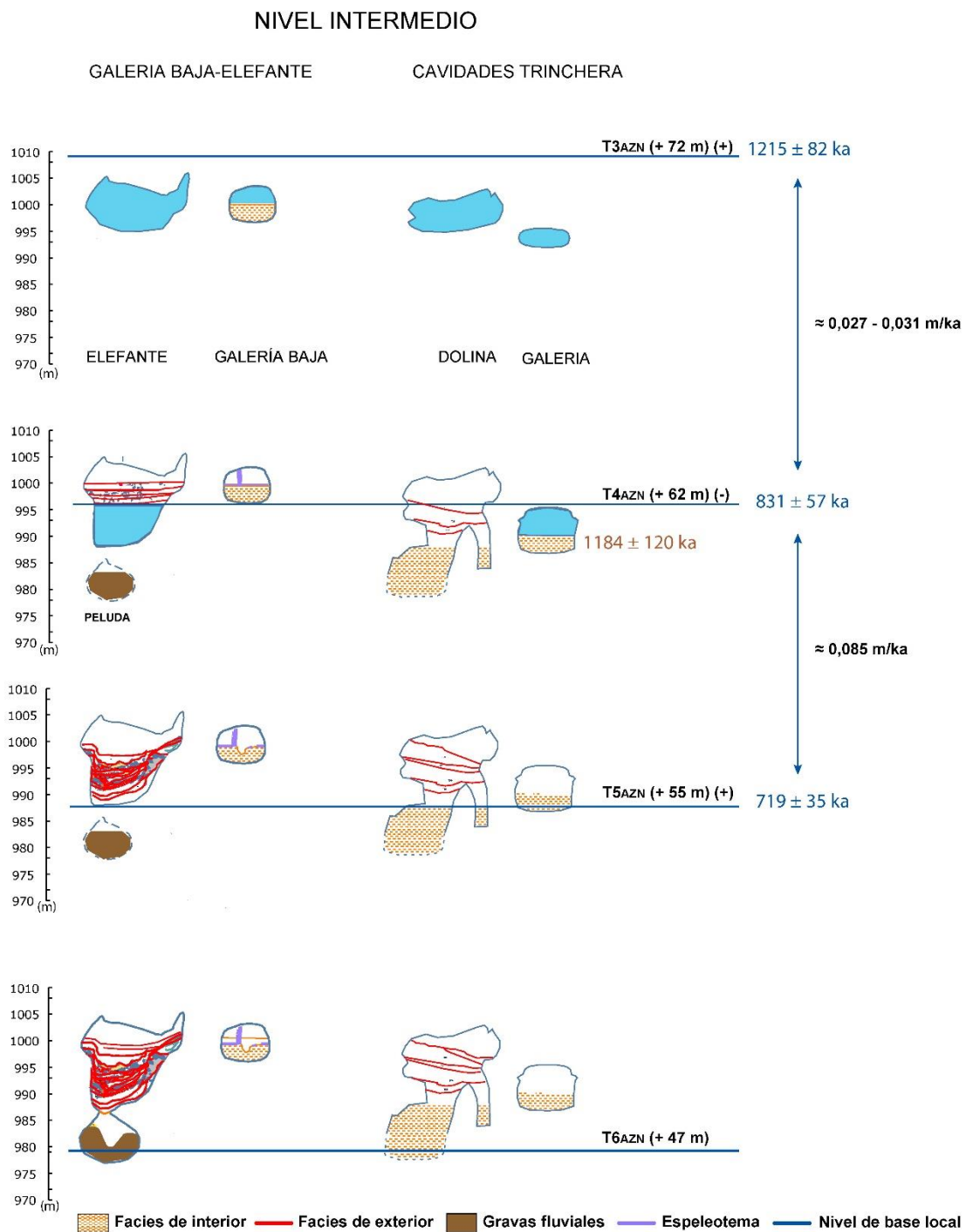


Figura 6.13. Esquema crono-morfológico de la formación de las cavidades del nivel intermedio (modificado de Ortega, 2009; Ortega y Martín-Merino 2012). Cueva Peluda pertenece al nivel inferior, pero se ha proyectado en este esquema para observar su desarrollo en conjunto con Sima de Elefante. En azul y en marrón, están señaladas las edades de las terrazas fluviales y los sedimentos kársticos, respectivamente. Los datos de polaridad normal e inversa provienen de Benito (2004) y Benito-Calvo *et al.* (2008).

Como ya se ha nombrado anteriormente (ver apartado 6.4), las dataciones disponibles en la terraza T3<sub>AZN</sub> (+70-78 m) (entre  $1114 \pm 239$  ka hasta  $1407 \pm 320$  ka este trabajo y Moreno et al., 2012) han sido consistentes con las estimaciones entre 1-1,5 Ma derivadas de la parte inferior de las secuencias en Gran Dolina-Penal (Duval et al., 2022) y en Sima de Elefante (Carbonell et al., 2008) (Tabla 6.1, Figura 6.11). Esta concordancia reafirma las evidencias estratigráficas y palinológicas que indican una sedimentación en condiciones freáticas de las unidades inferiores de Sima de Elefante y Gran Dolina-Penal (Rodríguez et al., 2011; Campaña et al., 2022).

Este conjunto de datos proporcionó una edad media ponderada igual a  $1215 \pm 82$  ka (Tabla 6.1) que serviría para datar tanto la agradación de la terraza T3<sub>AZN</sub> (+70-78 m) como la formación del nivel intermedio, siendo dichos eventos sincrónicos en las dinámicas fluvio-kásticas, responsables de la construcción de los sistemas endokársticos multinivel (Anthony, 2004; Ford & William, 2007). Como señala Ortega *et al.* (2018), esta dinámica fluvio-kástica implica que la paleosurgencia del nivel superior, situada en la Galería de las Estatuas, se abandonase con el descenso y estabilización del nivel T3<sub>AZN</sub> (+70-78 m). Por lo tanto, las cavidades del nivel superior podrían haber sido utilizadas por los homínidos y carnívoros a partir de los  $1215 \pm 82$  ka según los resultados de este trabajo.

Respecto al nivel intermedio, la edad media ponderada de  $1215 \pm 82$  ka para el nivel T3<sub>AZN</sub> (+70-78 m) reafirmaría que la formación de sus cavidades se produjo antes del subcron Jaramillo (Parés et al., 2016, 2018; Duval et al. 2022). Además, esta observación corrobora que se hayan encontrado rellenos alóctonos en Sima de Elefante (unidades TE7 a TE14) de más de 1 Ma donde se han excavado los restos más antiguos de homínidos de Europa, asignados recientemente a *Homo aff. erectus* (Carbonell et al., 2008; Huguet et al., 2025).

Por otro lado, la asociación de facies en la unidad GI del yacimiento de Complejo Galería podría indicar un cambio de condiciones freáticas/epifreáticas a vadosas, relacionado con la formación de la terraza T4<sub>AZN</sub> (+60-67 m) (Campaña et al., 2023) del río Arlanzón. En este trabajo, esta terraza fue fechada con una edad media ponderada de  $831 \pm 57$  ka ( $n = 4$ , muestras de este trabajo y de Moreno et al., 2012, Tabla 6.1) consistente con los datos

de polaridad inversa (Benito-Calvo et al., 2008). Por el contrario, solamente se obtuvo una edad máxima de  $1184 \pm 120$  ka en la capa GIa.5, debido a la contaminación con granos de cuarzo más jóvenes, junto con una posible sobrestimación de la Dosis Total en el resto de las muestras (ver aparato 6.1). Estas problemáticas dificultan establecer una cronología precisa de las facies de interior del Complejo Galería mediante las técnicas de cargas atrapadas lo que a su vez impide correlacionar cronológicamente ambos eventos dentro de la misma dinámica fluvio-kárstica (Figura 6.13).

En este momento, la erosión y retrabajamiento sedimentario estaría controlado por un aumento de las tasas de incisión desde  $0,027 +0,046/-0,022$  m/ka hasta  $0,085 +0,765/-0,075$  m/ka, entre las terrazas T3<sub>AZN</sub> (+70-78 m) y T5<sub>AZN</sub> (+50-58 m) del río Arlanzón. Estos datos concuerdan con la gran cantidad de estructuras de deformación post-deposicional observadas en el Complejo Galería (Campaña et al., 2023) y el gran vaciado sedimentario documentado en el nivel superior (Ortega, 2009; Ortega et al. 2013) (Figura 6.12 y 6.13).

Finalmente, la altura de los conductos del nivel inferior alcanza los 982-990 m de altitud, cuyos techos abovedados indican que se formaron en condiciones freáticas a cotas relativas respecto al nivel del río Arlanzón entre +51-58 m, con posterior desarrollo vadoso (Ortega, 2009; Ortega et al., 2013, 2018). La formación de estos conductos se relaciona con la estabilidad del nivel de base que marcan las terrazas T4<sub>AZN</sub> (+60-67 m) y T5<sub>AZN</sub> (+50-58 m) del río Arlanzón situadas a +62-64 m y +55 m en el entorno de la Sierra de Atapuerca (Benito-Calvo et al., 2017, 2018) (Figura 6.14).

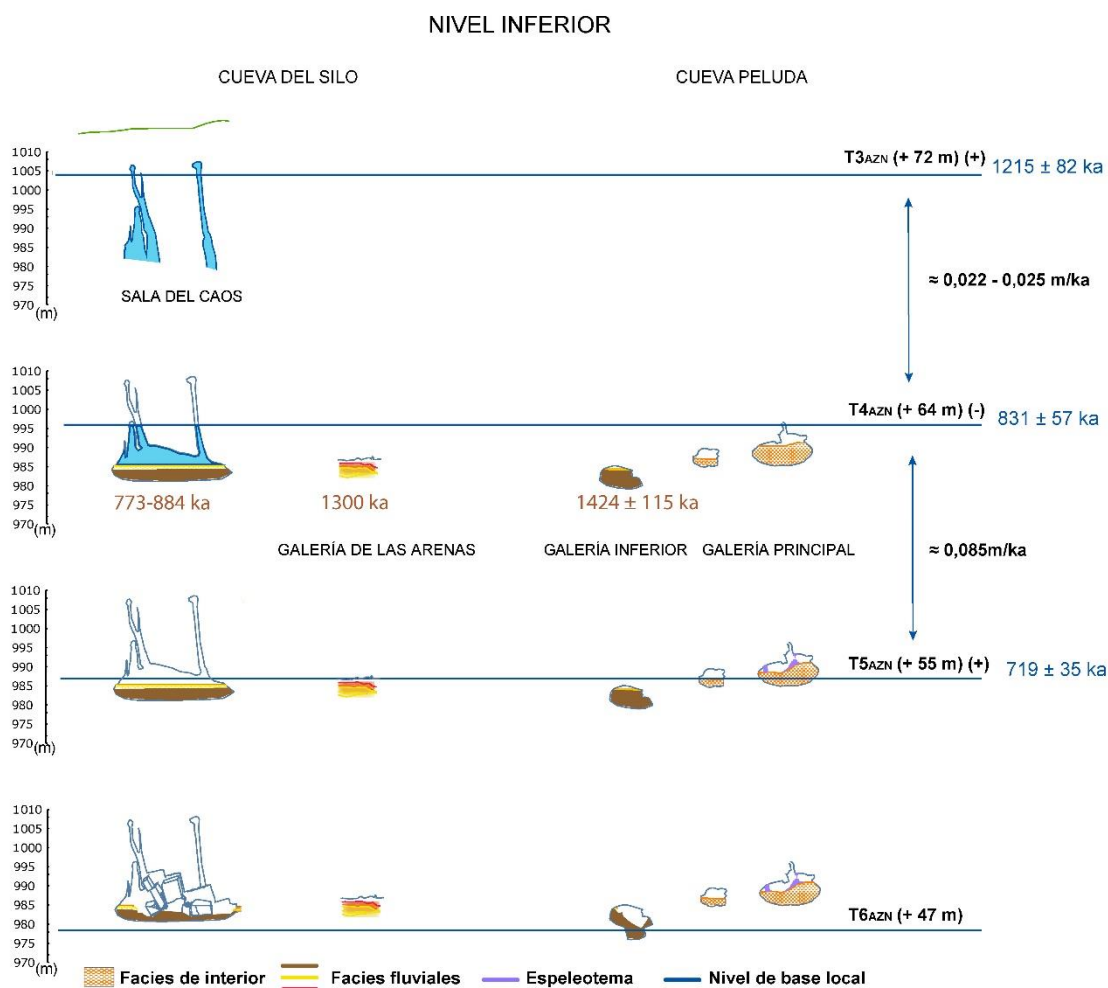


Figura 6.14. Esquema crono-morfológico de la formación de las cavidades del nivel inferior (modificado de Ortega, 2009; Ortega y Martín-Merino 2012). En azul y marrón están señaladas las edades obtenidas a partir de las terrazas fluviales y de los sedimentos kársticos, respectivamente. Los datos de polaridad normal e inversa provienen de Benito (2004) y Benito-Calvo *et al.* (2008).

Los resultados de polaridad normal e inversa en Cueva del Silo (este trabajo y Parés *et al.*, 2016) (Figura 6.4), así como el intervalo cronológico entre 884 ka y 773 ka para las gravas fluviales del nivel inferior (ver apartado 6.3 y 6.4), coinciden con las edades medias promedio calculadas para las terrazas T4AZN (+60-67 m) y T5AZN (+50-58 m) del río Arlanzón (831 ± 57 ka y 719 ± 35 ka, respectivamente, a partir de este trabajo y Moreno *et al.*, 2012). Este conjunto de dataciones refleja que la formación de la cavidad y la entrada de las gravas fluviales sucedió de manera casi sincrónica, en un momento cercano al límite Brunhes-Matuyama (Figura 6.14).

El depósito de gravas fluviales de las cavidades del nivel inferior presenta, como mínimo, 6 m de potencia, por lo que la entrada de estos depósitos en el sistema kárstico tuvo que suponer un evento de alta energía que pudo haber afectado no solo al nivel inferior, sino también al intermedio (Ortega, 2009).

Por ejemplo, Sima del Elefante, situada por encima del conducto cueva Peluda-Silo (Bermejo, 2021; Ortega, 2009) (Figura 6.13) presenta una secuencia estratigráfica donde las unidades inferiores (TE7-TE14) se encuentran casi subverticales. Por otro lado, en las unidades superiores (TE16-TE17), que presentan una menor inclinación, se detectó el límite Brunhes-Matuyama (Parés et al., 2006). Por lo tanto, la deformación de estas unidades comenzó a finales del Pleistoceno inferior, extendiéndose hacia el Pleistoceno medio (Ortega et al., 2018). Considerando los resultados de este trabajo, la entrada de las gravas fluviales entre 884 ka y 773 ka podría haber generado una inestabilidad en el terreno, provocando la subsidencia de las unidades TE7 a TE14 en Sima de Elefante. Por otro lado, la entrada de este flujo en Cueva del Silo podría estar relacionada también con el evento erosivo descrito en Sima de los Huesos que, también, se produjo durante el cron Matuyama (Ortega et al., 2013; Aranburu et al., 2017).

En el Pleistoceno medio, el descenso del nivel de base liberó de la presión hídrica de los conductos del nivel inferior pudiendo haber desencadenado el colapso del techo en el eje principal de Cueva del Silo (Galería Principal-Sala del Caos). Este evento habría perpetuado un entorno inestable, favoreciendo de nuevo la subsidencia de la secuencia estratigráfica de sima de Elefante desde TE7 hasta TE17. Según la actualización de las alturas de los niveles de base locales (Benito-Calvo et al., 2017, 2018), junto con los datos de este trabajo, el colapso del techo en el nivel inferior pudo producirse con el nivel marcado por las terrazas T6<sub>AZN</sub> (+44-46 m) o T5<sub>AZN</sub> (+50-58 m) del río Arlanzón (Figura 6.14).

La inestabilidad del terreno, junto con los condicionantes climáticos, podrían explicar la ausencia de actividad humana en los niveles TD8 y TE17 de los yacimientos de Gran Dolina-Penal y Sima de Elefante (Ollé et al., 2013), datados en 0,6-0,8 Ma aproximadamente (Berger et al., 2008; Falguères et al., 1999; Moreno et al., 2015; Arnold et al., 2015).

Respecto a la formación del nivel inferior, sus cavidades presentan las menores dimensiones, en comparación con los otros niveles, debido a una menor estabilidad de los niveles de base (Ortega, 2009, Ortega et al., 2013; Benito-Calvo et al., 2018). Esta observación coincide con la aceleración de las tasas de incisión en el valle del río Arlanzón durante la transición entre el Pleistoceno inferior-medio observada en Benito-Calvo *et al.* (2017, 2018) y, actualizada en este trabajo ( $0.095 \pm 0.542 / -0.051$  m/ka) (Figura 6.14).

Finalmente, la desconexión hidrológica del karst se produjo con el descenso de nivel de base T8<sub>AZN</sub>, situado a +38 m en el entorno de la Sierra de Atapuerca, al aislarse de los niveles freáticos, cesando la formación de cavidades (Ortega, 2009; Ortega et al, 2013, 2018). La datación del espeleotema en Cueva del Silo (muestra ATA21-01, Figura 6.4) evidencia que, como mínimo, hace 120 ka la actividad hidrológica en el sistema kárstico era inexistente. Sin embargo, la terraza T8<sub>AZN</sub> (+26-35 m) del río Arlanzón arrojó fechas con el centro de Al entre 0,37-0,40 Ma (Moreno et al., 2012), por lo que se produjo un hiato sedimentario de, aproximadamente, 250-280 ka en el nivel inferior.

El abandono definitivo de la red fluvial propició el derrumbamiento de los techos y la creación de nuevas entradas, gracias a las cuales se ocuparon sistemáticamente las cavidades del nivel intermedio por los homínidos a mediados del Pleistoceno (Ortega et al., 2014, 2018).



## 7. Conclusiones



En la presente tesis se ha profundizado en la correlación cronológica entre la formación de los yacimientos de la Sierra de Atapuerca y la evolución de los valles fluviales del NE de la Cuenca del Duero durante el Pleistoceno. Por lo tanto, este trabajo se adecua a las necesidades del proyecto, siendo uno de sus propósitos ahondar en el contexto geocronológico y geológico de la Sierra de Atapuerca y su entorno regional.

Para ello, se ha aplicado la técnica de datación por Resonancia Paramagnética Electrónica (RPE) y, de forma complementaria, la Magnetoestratigrafía y las series de Uranio. A partir de estas técnicas, se ha precisado la evolución cronológica del modelo fluvio-kárstico responsable de la formación de los yacimientos de la Sierra de Atapuerca.

A continuación, se exponen las conclusiones de este estudio, organizadas por los distintos emplazamientos.

### **Complejo Galería:**

El Complejo Galería es una cavidad situada en el nivel intermedio del sistema kárstico de la Sierra de Atapuerca y formada por los sectores de Covacha de los Zarpazos, Galería y Tres Simas (Norte, Central y Sur). En este trabajo, la datación de las capas más antiguas de la unidad GI, mediante RPE y Magnetoestratigrafía en Covacha de los Zarpazos y Tres Simas Central, ha aportado las siguientes conclusiones:

- Los análisis puntuales magnetoestratigráficos de este trabajo han reflejado una polaridad inversa para la subunidad GIa en Covacha de los Zarpazos, constituyendo un respaldo sólido para las descripciones estratigráficas previas de este sector del Complejo Galería.
- La mayoría de las muestras de RPE tomadas en la unidad GIa del Complejo Galería aportaron dataciones, inconsistentes con los datos de polaridad magnética, de aproximadamente 300 ka, similares a las obtenidas por otros autores con otras técnicas cronológicas de carga atrapada (Demuro et al., 2014). Estos resultados reflejan la importancia de aplicar métodos cronológicos independientes para datar

materiales kársticos debido a la complejidad sedimentaria que presentan estos entornos.

- Las edades obtenidas en la unidad GI reflejan que la principal causa de la infraestimación de los resultados se debe a la lixiviación de fosfatos (Campaña et al., 2023; Pérez-González et al., 1995), que podría haber modificado la composición geoquímica de los sedimentos, dificultando la correcta estimación de la Dosis Total. Además, la contaminación de granos de cuarzo más jóvenes en la pared norte del sector de Covacha de los Zarpazos dificulta la datación de esta unidad.
- A pesar de las dificultades, la capa GIa.5 en Covacha de los Zarpazos (muestra ZAR1501) fue datada con una edad máxima consistente de  $1184 \pm 120$  ka, respaldada por los datos paleomagnéticos de polaridad inversa en GIa.
- Esta cronología es similar a las edades de las facies de interior en Gran Dolina-Penal (unidad TD1), sugiriendo una conexión hidrológica y sedimentaria entre ambas cavidades durante el Pleistoceno inferior.
- Finalmente, estos resultados constatan las disparidades cronológicas previas obtenidas en la unidad GI por distintas técnicas de cargas atrapadas, como la Luminiscencia Estimada Post-Infrarrojo (pIR-IRSL<sub>225</sub>) y la Luminiscencia Ópticamente Estimada con Transferencia Térmica (TT-OSL), lo que pone de manifiesto la complejidad de datar las facies de interior de ambientes kársticos.

### **Cueva del Silo:**

Cueva del Silo es una cavidad perteneciente al nivel inferior del karst de la Sierra de Atapuerca. Los estudios en esta cavidad se han centrado en los afloramientos que se preservan en la Sala del Caos y la Galería de las Arenas, que evidencian una entrada directa del río Arlanzón en el sistema kárstico. Mediante RPE, Magnetoestratigrafía y series de Uranio se ha datado la secuencia general granodecreciente de esta cavidad, proporcionando las siguientes conclusiones:

- Los datos paleomagnéticos de polaridad inversa y normal en el conducto principal (Galería Principal-Sala del Caos) indican que la sedimentación detrítica ocurrió cercana a la transición del límite Brunhes-Matuyama, lo que es consistente con resultados paleomagnéticos previos.
- Los resultados magnetoestratigráficos, junto con las dataciones de RPE mediante el centro de Ti-Li (opción D), indican que la sedimentación de las gravas fluviales en la Sala del Caos se produjo en el cron Matuyama, entre 844 y 773 ka. Estos resultados permiten correlacionar cronológicamente estos depósitos con el nivel de base de la terraza T4<sub>AZN</sub> (+60-67 m) del río Arlanzón, mostrando una formación casi sincrónica de la cavidad y la entrada de los depósitos fluviales.
- El espeleotema que sella la secuencia detrítica en la Sala del Caos fue datado entre  $105 \pm 1$  ka y  $114 \pm 4$  ka evidenciando que, para esa cronología, ya se habría producido el abandono definitivo de la red hidrológica subterránea en esta cavidad. Esta cronología se corresponde con el Estadio Isotópico Marino (MIS) 5, coincidiendo con la presencia de *Homo Neanderthalensis* en la Sierra de Atapuerca.
- Las edades obtenidas en la Galería de las Arenas (aproximadamente 1300 ka) están claramente sobreestimadas, lo que se atribuye a una contaminación por granos de cuarzo más antiguos procedentes de niveles superiores del sistema kárstico debido a procesos de reexcavación y resedimentación endokárstica, ejemplificando las complejas dinámicas sedimentarias que pueden producirse en sistemas kársticos multinivel.

### **Cueva Peluda:**

La Cueva Peluda es una cavidad que se encuentra en el nivel inferior del sistema kárstico, que también preserva depósitos fluviales que indican la entrada directa del río Arlanzón en el sistema. A partir del estudio mediante RPE y series de Uranio de las gravas fluviales y el espeleotema que se encuentra en la Galería Inferior, se ha llegado a las siguientes conclusiones.

- Las gravas fluviales de la Cueva Peluda proporcionaron una estimación máxima de  $1424 \pm 115$  ka para la entrada del río Arlanzón en el nivel inferior del sistema kárstico. La coincidencia de edades máxima obtenidas en los depósitos fluviales de Cueva Peluda y Cueva del Silo refuerzan la hipótesis de que ambas cavidades estuvieron conectadas y compartieron el mismo episodio de sedimentación fluvial relacionado con la entrada del río Arlanzón en el nivel inferior. Sin embargo, los datos de RPE en Cueva del Silo, junto con las evidencias paleomagnéticas, acotan un intervalo temporal más preciso (773–844 ka) para la introducción de las gravas fluviales en el nivel inferior, habiéndose extrapolado este marco cronológico para los depósitos datados en Cueva Peluda. En consecuencia, los depósitos fluviales de ambas cavidades se asocian con el nivel de base de la terraza T4<sub>AZN</sub> (+60-67 m) del río Arlanzón.
- El espeleotema que sella la secuencia se formó en dos fases, que sucedieron hace  $71 \pm 1$  ka y entre  $7 \pm 0,1$  ka y  $5 \pm 0,1$  ka. La primera fase se correlaciona con el MIS 4, indicando unas condiciones frías pero húmedas, coincidiendo con la presencia de *Homo Neanderthalensis* en la Sierra de Atapuerca. Este espeleotema aporta una edad mínima para la erosión y vaciado parcial de las gravas debido a la incisión del nivel de base y el abandono de las aguas.
- La desconexión hidrológica del sistema kárstico se relaciona con la terraza T8<sub>AZN</sub> (+26-35 m) del río Arlanzón datada en 0,37-0,40 Ma (Moreno et al., 2012), lo que implica un hiato sedimentario de aproximadamente 300 ka antes de la formación del espeleotema en las cavidades del nivel inferior.

### **Valle del Arlanzón:**

En este trabajo se ha actualizado y consolidado la cronología de las terrazas fluviales del río Arlanzón, habiéndose obtenido edades consistentes con el marco cronológico previo que estaba fundamentado solamente en edades obtenidas por RPE con el centro de Aluminio (Al) (Moreno et al., 2012).

A continuación, se presentan las conclusiones obtenidas a partir de la datación de las terrazas T2<sub>AZN</sub> (+82-91 m), T3<sub>AZN</sub> (+70-78 m), T4<sub>AZN</sub> (+60-67 m) y T5<sub>AZN</sub> (+50-58 m) del río Arlanzón.

- La terraza T2<sub>AZN</sub> (+82-91 m) fue datada con una edad máxima ponderada de  $1722 \pm 248$  ka a partir de 2 muestras (centro de Al).
- En la terraza T3<sub>AZN</sub> (+70-78 m) se calculó una edad máxima ponderada de  $1165 \pm 108$  ka a partir de 3 muestras (centro de Al), combinando las dataciones de este trabajo junto con una edad previa. La concordancia de las fechas obtenidas en esta terraza junto con las estimaciones en las facies de interior de Gran Dolina-Penal y Sima de Elefante reafirma la sincronía entre la formación de esta terraza y el nivel intermedio del sistema endokárstico. A partir de este conjunto de dataciones, se obtuvo una edad media ponderada más precisa de  $1215 \pm 82$  ka mediante 10 muestras que fecharía tanto la agradación de la terraza como la sedimentación de las facies de interior (unidades TD1 y TD2) de Gran Dolina-Penal, aportando además una edad más precisa de la formación del conducto kárstico.
- A partir de los datos de este trabajo, junto con las cronologías previas, la terraza T4<sub>AZN</sub> (+60-67 m) fue fechada con una edad media ponderada de  $831 \pm 57$  ka mediante los centros de Al y Ti-Li (opción D) a partir de 4 muestras.
- En la terraza T5<sub>AZN</sub> (+50-58 m), se obtuvo una edad media ponderada de  $719 \pm 35$  ka (5 muestras) mediante los centros de Al y Ti-Li (opción D), combinando los resultados de este trabajo junto con dataciones previas.
- La concordancia de las edades obtenidas con el centro de Al por Moreno *et al.* (2012) con las estimaciones del centro de Ti-Li (opción D) en las terrazas T4<sub>AZN</sub> (+60-67 m) y T5<sub>AZN</sub> (+50-58 m) de este trabajo no solo consolida el marco cronológico para el valle del río Arlanzón, sino que también respalda los estudios geológicos previos que se han basado en ellas.

- A partir de estas dataciones, se han podido actualizar las tasas de incisión del valle del río Arlanzón, las cuales han servido para explicar su evolución a lo largo del Pleistoceno. En el Pleistoceno inferior, se obtuvieron las menores tasas de incisión entre  $0,022 +0,082/-0,018$  m/ka y  $0,031 +0,075/-0,025$  m/ka. Durante el Pleistoceno medio se observa una aceleración de las tasas de incisión llegando a  $0,095 +0,054/-0,029$  m/ka mientras que en el Pleistoceno superior se mantienen estables ( $0,093 +0,024/-0,018$  m/ka). Este incremento de las tasas de incisión durante el Pleistoceno parece reflejar un desequilibrio de la red hidrográfica con el nivel de base marcado por el océano Atlántico.

### **Valle del río Arlanza:**

Las dataciones de este trabajo han permitido consolidar el marco cronológico previo del río Arlanza basado, principalmente, en edades de RPE obtenidas con el centro de Al (Moreno et al., 2016). La datación de las terrazas fluviales T4<sub>AZA</sub> (+83-87 m), T5<sub>AZA</sub> (+73-79 m) y T13<sub>AZA</sub> (+12-17 m) del río Arlanza han aportado las siguientes conclusiones.

- La terraza T4<sub>AZA</sub> (+83-87 m), del Pleistoceno inferior, se ha datado con una edad mínima de  $1177 \pm 73$  ka mediante el centro de Ti-Li (opción D) y una edad máxima de  $1761 \pm 191$  ka (centro de Al).
- Para la terraza T5<sub>AZA</sub> (+73-79 m), del Pleistoceno medio, se ha determinado una edad media ponderada de  $1085 \pm 54$  ka con tres muestras mediante el centro de Ti-Li (opción D), consistentemente más antigua que la estimación previa para esta terraza.
- La terraza T13<sub>AZA</sub> (+12-17 m) se fechó con una edad media ponderada igual a  $184 \pm 15$  ka a partir de dos muestras mediante el centro de Ti-H (opción C). Esta datación se correlaciona con el MIS 6 (período frío), apoyando la hipótesis de la agradación fluvial en períodos glaciares. Los resultados refuerzan la idoneidad del centro de Ti-H para datar muestras con edades inferiores a 200 ka y bajas Dosis Equivalentes.

- A partir de estas dataciones, se han podido calcular tasas de incisión, las cuales han servido para explicar la evolución de este valle. En el Pleistoceno inferior se obtuvieron las menores tasas de incisión (entre 0,027 +0,030/ -0,015 m/ka y 0,029 +0,097/-0,068 m/ka) mientras que a lo largo del Pleistoceno medio se produce una aceleración de las tasas de incisión (entre 0,089 +0,053/-0,028 m/ka y 0,152 +11/ -0,119 m/ka) permaneciendo, relativamente, altas durante el Pleistoceno superior (0,079 +0,026/-0,021 m/ka). Estos resultados parecen reflejar que la red hidrográfica está en desequilibrio, posiblemente, porque aún se está ajustando con el nivel de base del Atlántico.

### **Evolución general de la Cuenca del Duero:**

Las terrazas fluviales de los ríos Arlanza y Arlanzón, situadas a similares alturas han aportado edades consistentes, lo que ha permitido corroborar el modelo de formación conjunta y sincrónica de ambos valles. Por lo tanto, a partir de los resultados de este trabajo, junto con dataciones previas, se ha aportado un marco cronológico de los distintos niveles de base que se desarrollaron en el NE de la cuenca del río Duero durante el Pleistoceno.

- El nivel T4 (+84-88 m) de la secuencia general del sector NE de la cuenca del Duero fue datado con una edad media ponderada máxima de  $1749 \pm 151$  ka mediante 4 muestras y una edad mínima de  $1177 \pm 73$  ka.
- El nivel T5 de la secuencia general del sector NE de la cuenca del Duero, situado a +70-78m, se fechó con una edad media ponderada de  $1131 \pm 42$  ka a partir de 10 muestras, combinando la datación de sedimentos fluviales y kársticos. Sin embargo, este resultado debería usarse con cautela debido a los elevados errores asociados a los datos obtenidos en las terrazas de los ríos Arlanzón y Arlanza en este nivel de base.
- A partir del nivel de base T6 (+60-67 m) de la secuencia general, todas las edades disponibles en cada una de las terrazas situadas a similares alturas de los valles de los

ríos Arlanzón, Arlanza y Pisuerga son estadísticamente indistinguibles. Estos datos, por lo tanto, reflejan una clara relación sincrónica entre la formación de los distintos valles del sector nororiental de la cuenca del Duero. Combinando las dataciones de este trabajo con estimaciones previas, se dataron los niveles T6 (+60–67 m) y T13 (+12–13 m) de la secuencia general en  $778 \pm 44$  ka y  $168 \pm 24$  ka mediante 5 y 3 muestras, respectivamente.

- Se constatan las disparidades cronológicas entre los valles del NE de la cuenca del Duero frente a los situados al NW y centro de la cuenca. Esta asincronía podría atribuirse a una combinación de factores, incluyendo levantamientos tectónicos, oscilaciones climáticas cuaternarias, la propagación y atenuación de la ola de incisión, el descenso del nivel de base regional o el control litológico.
- La morfología convexa de las curvas de incisión de los valles orientales de la cuenca del Duero contrasta marcadamente con el comportamiento lineal y rectilíneo observado en las zonas centrales y noroccidentales, sugiriendo que el grado de madurez de la red fluvial es dependiente, entre otros factores, de su posición relativa respecto al punto de captura de la cuenca.
- La disminución de las tasas de incisión a largo plazo en la cuenca del Ebro, frente a la aceleración de la incisión de los valles de la cuenca del Duero cercanos a la divisoria de ambas cuencas, podrían corroborar un cambio de rol de la red hidrográfica de la cuenca del Duero, pasando de “víctima” a “agresor” frente a la del Ebro en el futuro, según han constatado otros autores en base a la morfometría de las cuencas y los patrones de incisión (Benito-Calvo et al., 2022).

### **Dinámica fluvio-kárstica:**

A partir de las dataciones de este trabajo se ha podido refinar el marco cronológico para la dinámica fluvio-kárstica responsable de la formación y evolución del sistema kárstico

multinivel de la Sierra de Atapuerca, definida por la incisión de los niveles de base regionales del río Arlanzón.

- La formación del nivel superior del sistema kárstico se relaciona con la terraza T2<sub>AZN</sub> (+82-91 m) del río Arlanzón, por lo que su génesis se produjo como máximo hace  $1722 \pm 248$  ka. Las bajas tasas de incisión durante su formación (aproximadamente  $< 0,025$  m/ka) habrían permitido la persistencia de los niveles de base, favoreciendo el desarrollo de las grandes cavidades que conforman este nivel, según se ha propuesto en trabajos previos (Benito-Calvo et al., 2018; Ortega et al., 2018).
- La formación del nivel intermedio se asocia, principalmente, con el nivel de base T3<sub>AZN</sub> (+70-78 m), cuya edad media ponderada de  $1215 \pm 82$  ka es sincrónica con las facies inferiores de Gran Dolina-Penal y Sima de Elefante (entre 1-1,5 Ma). Esto reafirma que la formación de sus cavidades se produjo antes del subcron Jaramillo, respaldando la presencia de los restos de homínidos más antiguos de Europa en Sima de Elefante ( $>1$  Ma).
- El nivel inferior se relaciona con la estabilidad de los niveles de base T4<sub>AZN</sub> (+60-67 m) y T5<sub>AZN</sub> (+50-58 m). La entrada de gravas fluviales en este nivel (Cueva del Silo y Peluda) se ha fechado entre 884 ka y 773 ka, próxima al límite Brunhes-Matuyama, indicando una formación casi sincrónica del nivel y la entrada de los depósitos fluviales.
- Las cavidades del nivel inferior presentan menores dimensiones debido a una menor estabilidad de los niveles de base y la aceleración de las tasas de incisión del río Arlanzón entre las terrazas T3<sub>AZN</sub> (+70-78 m) y T5<sub>AZN</sub> (+50-58 m) en la transición Pleistoceno inferior-medio (entre 0,027 m/ka hasta 0,085 m/ka).
- La alta energía de entrada de gravas fluviales en el nivel inferior (884-773 ka) pudo haber generado inestabilidad en el terreno, evidenciada por la subsidencia y deformación de las unidades inferiores (TE7-TE14) en Sima de Elefante y los eventos

erosivos en Sima de los Huesos durante el cron Matuyama. La erosión de las gravas fluviales y los derrumbes detectados en el nivel inferior habrían perpetuado esta inestabilidad a comienzos del Pleistoceno medio que, junto con factores climáticos, podría explicar la ausencia de actividad humana en ciertos niveles de yacimientos como Gran Dolina-Penal (TD8) y Sima de Elefante (TE17) durante 0,6-0,8 Ma.

### **Limitaciones y Futuros Trabajos:**

Pese a los avances conseguidos, este trabajo presenta limitaciones derivadas, principalmente, de la complejidad sedimentaria en ambientes kársticos, la baja intensidad de la señal de los centros de Ti en algunas muestras y la dispersión y errores elevados de los datos en las muestras más antiguas. A continuación, se detallan los problemas detectados en la presente tesis doctoral, así como las propuestas de investigación futura.

La datación de la unidad GI del Complejo Galería mediante técnicas de carga de atrapada supone un reto debido a la contaminación por granos de cuarzo más jóvenes y la sobreestimación de la Dosis Total por lixiviación de elementos radiactivos. Estos factores limitan el establecimiento de una cronología precisa y su correlación directa con la dinámica fluvio-kárstica. Sin embargo, la ampliación muestral de los análisis paleomagnéticos en el sector de Covacha de los Zarpazos permitiría establecer un marco cronológico relativo que podría ayudar a relacionar más detalladamente la secuencia del Complejo Galería con las unidades inferiores de Gran Dolina-Penal (TD1 y TD2).

Por otro lado, la entrada directa de las gravas fluviales en el sistema kárstico por el río Arlanzón solamente ha podido ser datada directamente en Cueva del Silo mediante una muestra (SILO1502), por lo que sería recomendable aplicar técnicas complementarias como la datación por Núclidos Cosmogénicos y Luminiscencia Ópticamente Estimulada con Transferencia Térmica en los depósitos fluviales de Cueva de Silo y Cueva Peluda para obtener un marco cronológico más sólido para este evento.

En relación con los valles fluviales, la dispersión de las dataciones en las terrazas más elevadas subraya la complejidad de fechar estas terrazas más antiguas y la necesidad de integrar métodos de datación complementarios, como Núclidos Cosmogénicos o la

Luminiscencia Ópticamente Estimulada con Transferencia Térmica para ajustar el modelo morfo-cronológico de manera más precisa. Un mayor tamaño muestral, así como la aplicación de otros métodos sería beneficioso para reducir los errores en la datación, especialmente en las terrazas del río Arlanzón T2<sub>AZN</sub> (+82-91 m) y T3<sub>AZN</sub> (+70-78 m), donde no se pudo medir la señal de Ti debido a su baja intensidad. Esto también ayudaría a reducir los errores asociados a las tasas de incisión calculadas debido a las incertidumbres inherentes de las edades y las alturas relativas.

Por lo tanto, las investigaciones futuras deberían centrarse en:

- Ampliar los estudios paleomagnéticos con un mayor número de muestras en el Complejo de Galería y Cueva del Silo para confirmar los límites magnetoestratigráficos detectados.
- Combinar las dataciones por Resonancia Paramagnética Electrónica, aplicando la metodología de los centros múltiples, junto con técnicas complementarias como Núclidos Cosmogénicos y Luminiscencia Ópticamente Estimulada con Transferencia Térmica en Cueva del Silo y Cueva Peluda para aportar un marco cronológico más robusto para la dinámica fluvio-kárstica.
- Desarrollar más secuencias geocronológicas completas de los valles cercanos de la Sierra de Atapuerca como el valle de la Propiedad y Cueva Mayor para relacionar el retroceso de las laderas de la Sierra de Atapuerca con la consecuente apertura de nuevas entradas en las cavidades, con la dinámica fluvio-kárstica.
- Completar las secuencias cronológicas de las terrazas fluviales de los ríos Arlanzón y Arlanza para precisar la evolución de ambos ríos, corroborar la asincronía en los valles de NE con el resto de la cuenca del Duero y precisar las tasas de incisión por tramos en las distintas partes del valle.

- Investigar la procedencia y características mineralógicas de los granos de cuarzo con el fin de explicar las causas de la detectabilidad de la señal de Ti en las terrazas más antiguas del valle del Arlanza, frente a su escasa o nula presencia en el valle del Arlanzón.
- Finalmente, debido a las problemáticas observadas para datar facies de interior mediante la técnica de RPE, frente a los buenos resultados obtenidos en otros trabajos en las facies de exterior mediante la misma, se propone estudiar las relaciones entre las variaciones geoquímicas en una misma isócrona sedimentaria con cambios de facies y los resultados de RPE, con el fin de comprender mejor las limitaciones de esta técnica en diferentes materiales sedimentarios kársticos.

This thesis has explored in depth the chronological correlation between the formation of the archaeological sites in the Sierra de Atapuerca and the evolution of the fluvial valleys in the northeastern sector of the Duero Basin during the Pleistocene. This research aligns with the objectives of the project: *EL PLEISTOCENO Y HOLOCENO DE LA SIERRA DE ATAPUERCA*, one of which is to further investigate the geochronological and geological context of the Sierra de Atapuerca and its regional surroundings.

In order to achieve this aim, Electron Spin Resonance (ESR) dating has been primarily employed, complemented by paleomagnetic analyses and Uranium-Series dating. The combined application of these methodologies has made it possible to refine the chronological framework of the fluvio-karstic model responsible for the formation of the Atapuerca sites.

The conclusions of this study are presented below, organized according to the different locations analyzed.

### **Galería Complex:**

The Galería Complex is a cavity located at the middle level of the Sierra de Atapuerca karst system, comprising the sectors of Covacha de los Zarpazos, Galería, and Tres Simas (North, Central, and South). This study applied ESR and Magnetostratigraphy to the oldest layers of unit GI at Covacha de los Zarpazos and Tres Simas Central, resulting in the following conclusions:

- The specific magnetostratigraphic analyses conducted in this study have revealed a reversed polarity for the GI unit at Covacha de los Zarpazos, providing robust support for the stratigraphic descriptions previously documented in this sector of the Galería Complex.
- Most of the ESR samples collected from unit GIa of the Galería Complex yielded ages of around 300 ka, which are inconsistent with the magnetic polarity record but comparable to those obtained by other authors using alternative trapped-charge dating

techniques (Demuro et al., 2014). These results highlight the importance of applying independent chronological methods when dating karstic materials, given the complex sedimentary dynamics that characterize these environments.

- The ages obtained for unit GI suggest that the primary cause of underestimation is related to phosphate leaching (Campaña et al., 2023; Pérez-González et al., 1995), which likely altered the geochemical composition of the sediments and hindered the accurate determination of the Total Dose. In addition, the presence of younger quartz grains contaminating the northern wall of the Covacha de los Zarpazos sector further complicates the dating of this unit.
- Despite these difficulties, layer GIa.5 at Covacha de los Zarpazos (sample ZAR1501) was dated with consistent maximum age of  $1184 \pm 120$  ka, corroborated by paleomagnetic data showing reverse polarity in GIa.
- This chronology is similar to the ages of the interior facies in Gran Dolina-Penal (unit TD1), suggesting a hydrological and sedimentary connection between both cavities during the Lower Pleistocene.
- Finally, the results obtained in this study corroborate the chronological disparities previously identified in the GI unit by employing disparate trapped charge techniques, including Post-Infrared Stimulated Luminescence (pIR-IRSL225) and Thermally Transferred Optically Stimulated Luminescence (TT-OSL). These findings underscore the intricacy of dating the interior facies of karst environments.

### **Cueva del Silo:**

Cueva del Silo is a cavity belonging to the lower level of the Sierra de Atapuerca karst system. The outcrops preserved in the Sala del Caos and the Galería de las Arenas have been studied, as they indicate a direct entry of the Arlanzón River into the karst system.

Using ESR, Magnetostratigraphy, and Uranium-series dating, the general coarsening upward sequence of this cavity has been studied, yielding the following conclusions:

- Paleomagnetic data showing both reverse and normal polarity in the main conduit, referred to as the Galería Principal-Sala del Caos, indicate that detrital sedimentation occurred close to the Brunhes-Matuyama boundary, consistent with previous paleomagnetic results.
- Magnetostratigraphic results, together with ESR dating using the Ti-Li center (option D), show that sedimentation of the fluvial gravels in the Sala del Caos occurred during the Matuyama chron, between 844-773 ka. These results enable a chronological correlation of these deposits with the base level of the Arlanzón River terrace T4<sub>AZN</sub> (+60–67 m), indicating that the formation of the cavity and the deposition of fluvial sediments occurred almost simultaneously.
- The speleothem capping the detrital sequence in the Sala del Caos was dated between  $105 \pm 1$  ka and  $114 \pm 4$  ka, showing that, according to this chronology, the underground hydrological network in this cavity had already been definitively abandoned. This chronology corresponds to Marine Isotope Stage (MIS) 5, coinciding with the presence of *Homo Neanderthalensis* at the Sierra de Atapuerca.
- The ages obtained in the Galería de las Arenas (approximately 1300 ka) are clearly overestimated, attributed to contamination by older quartz grains derived from upper levels of the karst system due to endokarst reexcavation processes, exemplifying the complex sedimentary dynamics that can occur in multilevel karst systems.

### **Cueva Peluda:**

Cueva Peluda is a cavity located in the lower level of the Sierra de Atapuerca karst system, which also preserves fluvial deposits indicating a direct inflow of the Arlanzón River into

the karst. Based on ESR and Uranium-series analyses of the fluvial gravels and the speleothem from the Lower Gallery, the following conclusions were drawn:

- The fluvial gravels from Cueva Peluda provided a maximum estimate of  $1424 \pm 115$  ka for the entry of the Arlanzón River into the lower level of the karst system. The fact that the maximum ages obtained in the fluvial deposits of Cueva Peluda and Cueva del Silo coincide strongly supports the hypothesis that both caves were connected and shared the same episode of fluvial sedimentation related to the entry of the Arlanzón River into the lower level. However, the RPE data in Cueva del Silo, when considered in conjunction with paleomagnetic evidence, serves to narrow down a more precise time interval (773–844 ka) for the introduction of fluvial gravels into the lower level. This chronological framework has been extrapolated for the deposits dated in Cueva Peluda. Consequently, the fluvial deposits in both caves are associated with the base level of the T4<sub>AZN</sub> terrace (+60-67 m) of the Arlanzón River.
- The speleothem overlying the sequence formed in two phases, at  $71 \pm 1$  ka and between  $7 \pm 0.1$  ka and  $5 \pm 0.1$  ka. The first phase correlates with MIS 4, reflecting cold and humid conditions, coinciding with the presence of *Homo Neanderthalensis* in the Sierra de Atapuerca. This speleothem provides a minimum age for the erosion and partial removal of the gravels cause by water-table incision and the subsequent abandonment of the water flow.
- The hydrological disconnection of the karst system is linked to the T8<sub>AZN</sub> (+26-35 m) Arlanzón River terrace, dated to 0.37–0.40 Ma, implying a sedimentary hiatus of approximately 300 ka prior to the formation of the speleothem in the lower-level cavities.

### **Arlanzón Valley:**

In this study, the chronology of Arlanzón River terraces has been updated and consolidated, yielding ages consistent with the previously established framework, which was based solely on Aluminium (Al) center data. The conclusions obtained from dating

terraces T2<sub>AZN</sub> (+82–91 m), T3<sub>AZN</sub> (+70–78 m), T4<sub>AZN</sub> (+60–67 m), and T5<sub>AZN</sub> (+50–58 m) of the Arlanzón River are as follows:

- Terrace T2<sub>AZN</sub> (+82–91 m) was dated to a weighted maximum age of  $1722 \pm 248$  ka (Al center) based on two samples.
- For terrace T3<sub>AZN</sub> (+70–78 m), a weighted maximum age of  $1165 \pm 108$  ka (Al center) was calculated from three samples by combining the data from this study with a previous estimate. The agreement between these ages and the estimates from the interior facies of Gran Dolina-Penal and Sima de Elefante, reinforces the synchronicity between terrace formation and the intermediate level of the endokarst system. From this dataset, a more precise weighted mean age of  $1215 \pm 82$  ka was established from 10 samples, dating both the terrace aggradation and the sedimentation of the interior facies (units TD1 and TD2) of Gran Dolina-Penal, while also providing a refined age for the formation of the karst conduit.
- Based on this study's data and previous estimates, terrace T4<sub>AZN</sub> (+60–67 m) was dated with a weighted mean age of  $831 \pm 57$  ka using the Al and Ti-Li centers (option D) from four samples.
- Terrace T5<sub>AZN</sub> (+50–58 m) yielded a weighted mean age of  $719 \pm 35$  ka (five samples) using both Al and Ti-Li (option D) centers, integrating the results from this study with previous chronologies.
- The agreement between the Al ages reported by Moreno et al. (2012) and the Ti-Li center (option D) estimates for terraces T4<sub>AZN</sub> (+60–67 m) and T5<sub>AZN</sub> (+50–58 m) in this study not only consolidates the chronological framework for the Arlanzón Valley but also supports previous geological researches that relied on these ages.
- Based on these estimates, the incision rates of the Arlanzón River valley have been updated, providing insights into its evolution throughout the Pleistocene. In the Lower Pleistocene, incision rates were the lowest, ranging from  $0.022 +0.082/-0.018$  m/ka

to  $0.031 +0.075/-0.025$  m/ka. During the Middle Pleistocene, incision rates accelerated, reaching  $0.095 +0.054/-0.029$  m/ka. In the Upper Pleistocene, rates remained stable at  $0.093 +0.024/-0.018$  m/ka. This overall increase in incision rates throughout the Pleistocene likely reflects an ongoing adjustment of the drainage network to the base level set by the Atlantic Ocean.

### **Arlanza River Valley:**

The ages obtained in this study have allowed the consolidation of the previously established chronological framework of the Arlanza River, which was mainly based on AL ages. The dating of the Arlanza River terraces T4<sub>AZA</sub> (+83–87 m), T5<sub>AZA</sub> (+73–79 m), and T13<sub>AZA</sub> (+12–17 m) has led to the following conclusions:

- Lower Pleistocene terrace T4<sub>AZA</sub> (+83–87 m) was dated with a minimum age of  $1177 \pm 73$  ka using the Ti-Li center (option D) and a maximum age of  $1761 \pm 191$  ka (Al center).
- Middle Pleistocene T5<sub>AZA</sub> (+73–79 m) was assigned a weighted mean age of  $1085 \pm 54$  ka based on three samples and using the Ti-Li center (option D), consistently older than previous estimate for this terrace.
- Terrace T13<sub>AZA</sub> (+12–17 m) was dated with a weighted mean age of  $184 \pm 15$  ka using the Ti-H center (option C) from two samples. This age correlates with MIS 6 (cold period), supporting the hypothesis of fluvial aggradation during glacial intervals. The results also confirm the suitability of the Ti-H center for dating samples younger than 200 ka with low Equivalent Doses (D<sub>E</sub>).
- Based on these dates, incision rates were calculated, providing insights into the valley's evolution. In the Lower Pleistocene, the lowest incision rates were obtained, ranging from  $0.027 +0.030/-0.015$  m/ka to  $0.029 +0.097/-0.068$  m/ka. During the Middle Pleistocene, incision rates accelerated (between  $0.089 +0.053/-0.028$  m/ka

and  $0.152 \pm 0.119$  m/ka) and remained relatively high throughout the Upper Pleistocene ( $0.079 \pm 0.026/-0.021$  m/ka). These results suggest that the drainage network was in disequilibrium, likely still adjusting to the Atlantic base level.

### **General Evolution of the Duero Basin**

The fluvial terraces of the Arlanza and Arlanzón rivers, located at comparable elevations, have provided consistent ages, allowing a chronological model of both valleys to be corroborated. Therefore, based on the results of this study together with previous estimates, a chronological framework has been established for the various base levels that developed in the northeastern sector of the Duero Basin during the Pleistocene.

- The T4 base level (+84–88 m) of the general Duero Basin sequence was dated to a maximum weighted mean age of  $1749 \pm 151$  ka from four samples and a minimum age of  $1177 \pm 73$  ka.
- The T5 base level of the general Duero Basin sequence, situated at +70–78 m, was assigned to a weighted mean age of  $1131 \pm 42$  ka based on ten samples, integrating fluvial and karstic sediments data. However, this result should be interpreted with caution due to the scatter of results obtained from the Arlanzón and Arlanza terraces associated with this base level.
- Starting from the T6 base level (+60–67 m) of the general sequence, all ages available on each of the terraces located at similar heights in the Arlanzón, Arlanza, and Pisuerga river valleys are statistically indistinguishable. Consequently, these data clearly reflect a synchronic relationship in the development of the different valleys across the northeastern sector of the Duero Basin. By combining the ages from this study with previous estimates, T6 (+60–67 m) and T13 (+12–13 m) base levels of the general sequence were dated to  $778 \pm 44$  ka and  $168 \pm 24$  ka using 5 and 3 samples, respectively.

- From the T6 level (+60–67 m) of the general sequence, a clear synchronous relationship was observed between the formation of the Arlanza and Arlanzón valleys. Levels T6 (+60–67 m) and T13 (+12–13 m) were dated to  $778 \pm 44$  ka and  $168 \pm 24$  ka, from 5 and 3 samples respectively, considering both the data from this study and previous estimates.
- Chronological disparities are shown between the northeastern valleys of the Duero Basin and those located in the northwest and central sectors. This asynchrony could be attributed to a combination of factors, including tectonic uplift, Quaternary climatic oscillations, the propagation and attenuation of the incision wave, the lowering of the regional base level, or lithological control.
- The convex morphology of the incision curves in the eastern valleys of the Duero Basin contrasts sharply with the linear and straight trends observed in the central and northwestern areas, suggesting that the maturity of the fluvial network depends, among other factors, on its relative position with respect to the basin's capture point.
- The long-term decrease in incision rates in the Ebro Basin, compared with the accelerated incision of the Duero Basin valleys near the watershed dividing the two basins, may support a shift in the role of the Duero Basin drainage network, from a “victim” to an “aggressor” relative to the Ebro Basin in the future, as other authors have confirmed based on the morphometry of the basins and incision patterns (Benito-Calvo et al., 2022).

### **Fluvio-karstic dynamics:**

This study refines the chronological framework for the fluvial–karstic processes that controlled the formation of the Sierra de Atapuerca multi-level karst system, linked to incision by the regional base levels of the Arlanzón River.

- The formation of the upper level is linked to T2<sub>AZN</sub> (+82–91 m) Arlanzón River terrace, suggesting it formed no later than  $1722 \pm 248$  ka. During this period, incision rates were very low ( $<0.025$  m/ka), which likely maintained stable base levels and created favorable conditions for the development of the large cavities that define this level, as proposed in previous studies (Benito-Calvo et al., 2018; Ortega et al., 2018).
- The formation of the intermediate level is mainly associated with the T3<sub>AZN</sub> base level (+70–78 m), whose weighted average age of  $1215 \pm 82$  ka is synchronous with the lower facies of Gran Dolina-Penal and Sima de Elefante (between 1–1.5 Ma). This reaffirms that the formation of its cavities occurred before the Jaramillo subchron, supporting the presence of the oldest hominid remains in Europe at Sima de Elefante ( $>1$  Ma).
- The lower level is associated with the stability of base levels T4<sub>AZN</sub> (+60–67 m) and T5<sub>AZN</sub> (+50–58 m). The input of fluvial gravels into this level (Cueva del Silo and Cueva Peluda) has been dated between 884 and 773 ka, close to the Brunhes–Matuyama boundary. This suggests an almost synchronous relationship between the formation of this level and the deposition of fluvial sediments.
- The lower-level cavities are smaller in size due to the reduced stability of the base levels and the acceleration of the incision rates of the Arlanzón River between terraces T3<sub>AZN</sub> (+70–78 m) and T5<sub>AZN</sub> (+50–58 m) during the Lower-Middle Pleistocene transition (between 0.027 m/ka and 0.085 m/ka).
- The high-energy input of fluvial gravels into the lower level (884–773 ka) likely caused ground instability, as evidenced by subsidence and deformation of the lower units (TE7–TE14) at Sima de Elefante and erosional events at Sima de los Huesos during the Matuyama chron. Subsequent erosion of gravels and roof collapses within the lower level would have prolonged this instability into the early Middle Pleistocene. Together with climatic factors, this may explain the

absence of human activity in certain archaeological levels, such as Gran Dolina-Penal (TD8) and Sima de Elefante (TE17), between 0.6 and 0.8 Ma.

### **Limitations and Future Work:**

Despite the progress achieved, this study presents certain limitations, primarily related to the sedimentary complexity of karst environments, the weak signal intensity of Ti centers in some samples, and the high dispersion and error margins observed in the oldest datasets. Below, the main challenges identified in this dissertation are outlined, along with proposals for future research.

Dating Unit GI of the Galería Complex using trapped-charge techniques remains challenging due to contamination from younger quartz grains and overestimation of the Total Dose caused by leaching of radioactive elements. These issues hinder the establishment of a precise chronology and its direct correlation with fluvio-karstic dynamics. However, expanding the paleomagnetic dataset from the Covacha de los Zarpazos sector could provide a relative chronological framework that would improve correlations between the Galería Complex sequence and the lower units of Gran Dolina-Penal (TD1 and TD2).

On the other hand, the direct input of fluvial gravels from the Arlanzón River into the karst system has only been dated in Cueva del Silo, based on a single sample (SILO1502). Therefore, it would be advisable to apply complementary techniques, such as Cosmogenic Nuclide dating (TCN) and Thermally Transferred Optically Stimulated Luminescence (TT-OSL), to the fluvial deposits of Cueva del Silo and Cueva Peluda, to establish a more robust chronological framework for this event.

Regarding the fluvial valleys, the dispersion of ages obtained from the highest terraces highlights both the difficulty of dating older levels and the need to integrate complementary approaches, such as TCN or TT-OSL, to refine the morpho-chronological model. A larger sample size, as well as the application of other methods, would be particularly valuable in reducing dating uncertainties, especially for terraces T2<sub>AZN</sub> (+82–91 m) and T3<sub>AZN</sub> (+70–78 m) of the Arlanzón River, where Ti signals could not be

measured due to their low intensity. These improvements would also help minimize the errors in calculated incision rates, which currently reflect the combined uncertainties of both age estimates and relative terrace heights.

Accordingly, future research should focus on:

- Expanding paleomagnetic studies with a larger number of samples from the Galería Complex and Cueva del Silo to confirm the magnetostratigraphic boundaries identified.
- Combining Electron Paramagnetic Resonance (EPR) dating, applying the multiple-center approach, with complementary methods such as TCN and TT-OSL in Cueva del Silo and Cueva Peluda, to provide a more robust chronological framework for fluvio-karstic dynamics.
- Developing more complete geochronological sequences in nearby valleys of the Sierra de Atapuerca, such as Valle de la Propiedad and Cueva Mayor, to link slope retreat processes, leading to the opening of new cave entrance, with fluvio-karstic dynamics.
- Completing the chronological sequences of Arlanzón and Arlanza fluvial terraces to better constrain the evolutionary history of both valleys, corroborate the asynchrony between NE valleys and the rest of the Duero Basin, and determine the incision rates by sections in the different parts of the valley.
- Investigating the provenance and mineralogical characteristics of quartz grains to explain why Ti signals are detectable in the oldest terraces of the Arlanza Valley, but weak or absent in the Arlanzón Valley.
- Finally, given the difficulties encountered when applying ESR to date interior facies, compared to the successful results reported for exterior facies using the same technique, it is proposed to examine the relationship between geochemical variations within the same sedimentary isochron with lateral facies changes and

the RPE results, to better understand the limitations of this method in different karst sedimentary materials.



## 8. Bibliografía



- Aitken, M. J. (1990). *Science-based dating in archaeology*. Longman.
- Aitken, M. J. (1998). *Introduction to Optical Dating: The Dating of Quaternary Sediments by the Use of Photon-stimulated Luminescence*. Clarendon Press.
- Aitken, M. J., & Xie, J. (1990). Moisture correction for annual gamma dose. *Ancient TL*, 8(2), 6-9. <https://doi.org/10.26034/la.atl.1990.157>
- Alger, R. (1968). *Electron paramagnetic resonance. Techniques and Applications*. (John Wiley & Sons).
- Alonso-Gavilán, G., Armenteros, I., Carballeira, J., Corrochano, A., Huerta, P., & Rodríguez, J. M. (2004). Cuenca del Duero. En J. A. Vera, *Geología de España*. (pp. 550-556). Sociedad Geológica de España, IGME, Madrid.
- Álvarez-Posada, C., Parés, J. M., Cuenca-Bescós, G., Van der Made, J., Rosell, J., Bermúdez de Castro, J. M., & Carbonell, E. (2018). A post-Jaramillo age for the artefact-bearing layer TD4 (Gran Dolina, Atapuerca): New paleomagnetic evidence. *Quaternary Geochronology*, 45, 1-8. <https://doi.org/10.1016/j.quageo.2018.01.003>
- Anthony, D., M. (2004). Multilevel Caves and Landscape Evolution. En D. Culver & W. White, *Encyclopedia of Caves* (Academia Press, pp. 397-400).
- Anthony, D. M., & Granger, D. E. (2007). A new chronology for the age of Appalachian erosional surfaces determined by cosmogenic nuclides in cave sediments. *Earth Surface Processes and Landforms*, 32(6), 874-887. <https://doi.org/10.1002/esp.1446>
- Antón, L., Muñoz-Martín, A., & Vicente, G. D. (2019). Quantifying the erosional impact of a continental-scale drainage capture in the Duero Basin, northwest Iberia. *Quaternary Research*, 91(2), 457-471. <https://doi.org/10.1017/qua.2018.38>
- Apellaniz, J. M., & Uribarri, J. L. (1976). Estudios sobre Atapuerca (Burgos). I. El santuario de la galería del sílex. *Cuadernos de Arqueología de Deusto*, 5, 201.
- Aranburu, A., Arsuaga, J. L., & Sala, N. (2017). The stratigraphy of the Sima de los Huesos (Atapuerca, Spain) and implications for the origin of the fossil hominin accumulation. *Quaternary International*, 433, 5-21. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2015.02.044>
- Armenteros, I., Corrochano, A., Alonso-Gavilán, G., Carballeira, J., & Rodríguez, J. M. (2002). Duero Basin (northern Spain). En W. Gibbons & T. Moreno (Eds.), *Geology of Spain* (pp. 309-315). The Geological Society.
- Arnold, L. J., Demuro, M., Navazo, M., Benito-Calvo, A., & Pérez-González, A. (2013). OSL dating of the Middle Palaeolithic Hotel California site, Sierra de Atapuerca, north-central Spain: OSL dating of the Middle Palaeolithic Hotel California site, Spain. *Boreas*, 42(2), 285-305. <https://doi.org/10.1111/j.1502-3885.2012.00262.x>

- Arnold, L. J., Demuro, M., Parés, J. M., Arsuaga, J. L., Aranburu, A., Bermúdez de Castro, J. M., & Carbonell, E. (2014). Luminescence dating and palaeomagnetic age constraint on hominins from Sima de los Huesos, Atapuerca, Spain. *Journal of Human Evolution*, 67, 85-107. <https://doi.org/10.1016/j.jhevol.2013.12.001>
- Arnold, L. J., Demuro, M., Parés, J. M., Pérez-González, A., Arsuaga, J. L., Bermúdez De Castro, J. M., & Carbonell, E. (2015). Evaluating the suitability of extended-range luminescence dating techniques over early and Middle Pleistocene timescales: Published datasets and case studies from Atapuerca, Spain. *Quaternary International*, 389, 167-190. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2014.08.010>
- Arsuaga, J. L., Bermúdez de Castro, J. M., & Carbonell, E. (1997). (Eds) The Sima de los Huesos hominid Site. *J. Hum. Evol.*, 33(2-3), 105-421.
- Arsuaga, J. L., Martínez, I., Arnold, L. J., Aranburu, A., Gracia-Téllez, A., Sharp, W. D., Quam, R. M., Falguères, C., Pantoja-Pérez, A., Bischoff, J., Poza-Rey, E., Parés, J. M., Carretero, J. M., Demuro, M., Lorenzo, C., Sala, N., Martínón-Torres, M., García, N., Alcázar de Velasco, A., ... Carbonell, E. (2014). Neandertal roots: Cranial and chronological evidence from Sima de los Huesos. *Science*, 344(6190), 1358-1363. <https://doi.org/10.1126/science.1253958>
- Barr, D. (1999). *EMX User's Guide for the ER 4131VT Variable Temperature Accessory. Manual Version 2.0* [Bruker Instruments, Inc].
- Bartz, M., Arnold, L. J., Spooner, N. A., Demuro, M., Campaña, I., Rixhon, G., Brückner, H., & Duval, M. (2019). First experimental evaluation of the alpha efficiency in coarse-grained quartz for ESR dating purposes: Implications for dose rate evaluation. *Scientific Reports*, 9(1), 19769. <https://doi.org/10.1038/s41598-019-54688-9>
- Bella, P., Bosák, P., Braucher, R., Pruner, P., Hercman, H., Minár, J., Veselský, M., Holec, J., & Léanni, L. (2019). Multi-level Domica–Baradla cave system (Slovakia, Hungary): Middle Pliocene–Pleistocene evolution and implications for the denudation chronology of the Western Carpathians. *Geomorphology*, 327, 62-79. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2018.10.002>
- Ben Arous, E., Bateman, M. D., & Duval, M. (2024). Extending the ESR and OSL dating comparison on coastal dune deposits from the Wilderness-Knysna area (South Africa). *Quaternary Geochronology*, 83, 101580. <https://doi.org/10.1016/j.quageo.2024.101580>
- Ben Arous, E., Blinkhorn, J. A., Elliott, S., Kiahtipes, C. A., N'zi, C. D., Bateman, M. D., Duval, M., Roberts, P., Patalano, R., Blackwood, A. F., Niang, K., Kouamé, E. A., Lebat, E., Hallett, E., Cerasoni, J. N., Scott, E., Ilgner, J., Alonso Escarza, M. J., Guédé, F. Y., & Scerri, E. M. L. (2025). Humans in Africa's wet tropical forests 150 thousand years ago. *Nature*, 640(8058), 402-407. <https://doi.org/10.1038/s41586-025-08613-y>
- Ben Arous, E., Duttine, M., & Duval, M. (2024). How to measure the ESR intensity of the Al centre in optically bleached coarse quartz grains for dating purpose? *Radiation Physics and Chemistry*, 214, 111307. <https://doi.org/10.1016/j.radphyschem.2023.111307>

Ben Arous, E., Niang, K., Blinkhorn, J. A., Del Val, M., Medialdea, A., Coussot, C., Alonso Escarza, M. J., Bateman, M. D., Churruca Clemente, A., Blackwood, A. F., Iglesias-Cibanal, J., Saíz, C., Scerri, E. M. L., & Duval, M. (2024). Constraining the age of the Middle Stone Age locality of Bargny (Senegal) through a combined OSL-ESR dating approach. *Quaternary Environments and Humans*, 2(6), 100044. <https://doi.org/10.1016/j.qeh.2024.100044>

Ben Arous, E., Duval, M., & Bateman, M. D. (2022). ESR dating of optically bleached quartz grains from Plio-Pleistocene to Holocene coastal dune deposits (Wilderness-Knysna area, South Africa): A comparison with luminescence. *Quaternary Geochronology*, 70, 101293. <https://doi.org/10.1016/j.quageo.2022.101293>

Benito, A., & Pérez-González, A. (2005). Las superficies erosivas de los páramos en el sector NE de la Cuenca del Duero y sus implicaciones en la conexión neógena Duero-Bureba. *Boletín Geológico y Minero*, 116(4), 351-360.

Benito-Calvo, A. (2004). *Análisis geomorfológico y reconstrucción de paleopaisajes neógenos y cuaternarios en la Sierra de Atapuerca y el valle medio del río Arlanzón*. [Tesis doctoral, Universidad Complutense, de Madrid].

Benito-Calvo, A., Moreno, D., Fujioka, T., López, G. I., Martín-González, F., Martínez-Fernández, A., Hernando-Alonso, I., Karampaglidis, T., Bermúdez de Castro, J. M., & Gutiérrez, F. (2022). Towards the steady state? A long-term river incision deceleration pattern during Pleistocene entrenchment (Upper Ebro River, Northern Spain). *Global and Planetary Change*, 213, 103813. <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2022.103813>

Benito-Calvo, A., Ortega, A. I., Navazo, M., Moreno, D., Pérez-González, A., Parés, J. M., Bermúdez de Castro, J. M., & Carbonell, E. (2018). Evolución geodinámica pleistocena del valle del río Arlanzón: Implicaciones en la formación del sistema endokárstico y los yacimientos al aire libre de la Sierra de Atapuerca (Burgos, España). *Boletín Geológico y Minero*, 1129(1-2), 59-82. <https://doi.org/10.21701/bolgeomin.129.1.003>

Benito-Calvo, A., Ortega, A. I., Pérez-González, A., Campaña, I., Bermúdez de Castro, J. M., & Carbonell, E. (2017). Palaeogeographical reconstruction of the Sierra de Atapuerca Pleistocene sites (Burgos, Spain). *Quaternary International*, 433, 379-392. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2015.10.034>

Benito-Calvo, A., & Pérez-González, A. (2007). Erosion surfaces and Neogene landscape evolution in the NE Duero Basin (north-central Spain). *Geomorphology*, 88(3-4), 226-241. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2006.11.005>

Benito-Calvo, A., & Pérez-González, A. (2015). Geomorphology of the Sierra de Atapuerca and the Middle Arlanzón Valley (Burgos, Spain). *Journal of Maps*, 11(4), 535-544. <https://doi.org/10.1080/17445647.2014.909339>

Benito-Calvo, A., Pérez-González, A., & Parés, J. M. (2008). Quantitative reconstruction of Late Cenozoic landscapes: A case study in the Sierra de Atapuerca (Burgos, Spain).

*Earth Surface Processes and Landforms*, 33(2), 196-208.  
<https://doi.org/10.1002/esp.1534>

Benzid, K., & Timar-Gabor, A. (2020). Phenomenological model of aluminium-hole ([AlO<sub>4</sub>/h<sup>+</sup>]<sub>0</sub>) defect formation in sedimentary quartz upon room temperature irradiation: Electron spin resonance (ESR) study. *Radiation Measurements*, 130, 106187. <https://doi.org/10.1016/j.radmeas.2019.106187>

Berger, G. W., Pérez-González, A., Carbonell, E., Arsuaga, J. L., Bermúdez de Castro, J. M., & Ku, T. L. (2008). Luminescence chronology of cave sediments at the Atapuerca paleoanthropological site, Spain. *Journal of Human Evolution*, 55(2), 300-311. <https://doi.org/10.1016/j.jhevol.2008.02.012>

Bermejo, L. (2021). *Reconocimiento de morfologías endokársticas y yacimientos en los karst de la Sierra de Atapuerca y Ojo Guareña (Burgos) mediante técnicas de prospección geofísica* [Tesis doctoral, Universidad de Burgos].

Bermejo, L., Ortega, A. I., Guérin, R., Benito-Calvo, A., Pérez-González, A., Parés, J. M., Aracil, E., Bermúdez de Castro, J. M., & Carbonell, E. (2017). 2D and 3D ERT imaging for identifying karst morphologies in the archaeological sites of Gran Dolina and Galería Complex (Sierra de Atapuerca, Burgos, Spain). *Quaternary International*, 433, 393-401. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2015.12.031>

Bermejo, L., Ortega, A. I., Parés, J. M., Campaña, I., Bermúdez de Castro, J. M., Carbonell, E., & Conyers, L. B. (2020). Karst features interpretation using ground-penetrating radar: A case study from the Sierra de Atapuerca, Spain. *Geomorphology*, 367, 107311. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2020.107311>

Bermúdez de Castro, J. M., Arsuaga, J. L., Carbonell, E., Rosas, A., Martínez, I., & Mosquera, M. (1997). A Hominid from the Lower Pleistocene of Atapuerca, Spain: Possible Ancestor to Neandertals and Modern Humans. *Science*, 276(5317), 1392-1395. <https://doi.org/10.1126/science.276.5317.1392>

Bermúdez de Castro, J. M., Martínón-Torres, M., Martín-Francés, L., Modesto-Mata, M., Martínez-de-Pinillos, M., García, C., & Carbonell, E. (2017). Homo antecessor: The state of the art eighteen years later. *Quaternary International*, 433, 22-31. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2015.03.049>

Bermúdez de Castro, J. M., & Rosas, A. (1992). A human mandibular fragment from the Atapuerca Trench (Burgos, Spain). *Journal of Human Evolution*, 22(1), 41-46. [https://doi.org/10.1016/0047-2484\(92\)90028-8](https://doi.org/10.1016/0047-2484(92)90028-8)

Bertrand, P. (2010). *Spectroscopie de résonance paramagnétique électronique. Fondements*. EDP sciences.

Bertrand, P. (2014). *Spectroscopie de résonance paramagnétique électronique. Application*. EDP sciences.

Bischoff, J. L., Fitzpatrick, J., León, L., Arsuagà, J., Falguères, C., Bahain, J.-J., & Bullen, T. (1997). Geology and preliminary dating of the hominid-bearing sedimentary fill of the

Sima de los Huesos Chamber, Cueva Mayor of the Sierra de Atapuerca, Burgos, Spain. *Journal of human evolution*, 33, 129-154. <https://doi.org/10.1006/jhev.1997.0130>

Bischoff, J. L., Shamp, D. D., Aramburu, A., Arsuaga, J. L., Carbonell, E., & Bermúdez de Castro, J. M. (2003). The Sima de los Huesos Hominids Date to Beyond U/Th Equilibrium (>350kyr) and Perhaps to 400–500kyr: New Radiometric Dates. *Journal of Archaeological Science*, 30(3), 275-280. <https://doi.org/10.1006/jasc.2002.0834>

Blackwell, B. A. B. (2006). Electron Spin Resonance (ESR) Dating in Karst Environments. *Acta Carsologica*, 35(2-3). <https://doi.org/10.3986/ac.v35i2-3.236>

Blackwell, B. A. B., Liang, S., Golovanova, L. V., Doronichev, V. B., Skinner, A. R., & Blickstein, J. I. B. (2005). ESR at Treugol'naya Cave, Northern Caucasus Mt., Russia: Dating Russia's oldest archaeological site and paleoclimatic change in Oxygen Isotope Stage 11. *Applied Radiation and Isotopes*, 62(2), 237-245. <https://doi.org/10.1016/j.apradiso.2004.08.005>

Blott, S. J., & Pye, K. (2012). Particle size scales and classification of sediment types based on particle size distributions: Review and recommended procedures. *Sedimentology*, 59(7), 2071-2096. <https://doi.org/10.1111/j.1365-3091.2012.01335.x>

Boch, R., Cheng, H., Spötl, C., Edwards, R. L., Wang, X., & Häuselmann, P. (2011). NALPS: A precisely dated European climate record 120–60 ka. *Climate of the Past*, 7(4), 1247-1259. <https://doi.org/10.5194/cp-7-1247-2011>

Boquera, J., Gil, G., & Zubieta, F. (1978a). *Mapa geológico y Memoria de la Hoja nº 240 (Ezcaray)* (2ª serie MAGNA. Primera edición). Mapa Geológico de España, escala 1:50000. IGME.

Boquera, J., Gil, G., & Zubieta, F. (1978b). *Mapa geológico, y Memoria de la Hoja nº 239 (Pradoluengo)* (2ª serie MAGNA. Primera edición). Mapa Geológico de España, escala 1:50000. IGME.

Brennan, B. J., Lyons, R. G., & Phillips, S. W. (1991). Attenuation of alpha particle track dose for spherical grains. *International Journal of Radiation Applications and Instrumentation. Part D. Nuclear Tracks and Radiation Measurements*, 18(1-2), 249-253. [https://doi.org/10.1016/1359-0189\(91\)90119-3](https://doi.org/10.1016/1359-0189(91)90119-3)

Bridgland, D., Lauer, T., & Stokes, M. (2025). Evolution of fluvial systems in Eurasia at different time scales. *Geomorphology*, 470, 109540. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2024.109540>

Bridgland, D., & Westaway, R. (2008). Climatically controlled river terrace staircases: A worldwide Quaternary phenomenon. *Geomorphology*, 98(3-4), 285-315. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2006.12.032>

Buhay, W. M., Schwarcz, H. P., & Grün, R. (1988). ESR dating of fault gouge: The effect of grain size. *Quaternary Science Reviews*, 7(3), 515-522. [https://doi.org/10.1016/0277-3791\(88\)90055-8](https://doi.org/10.1016/0277-3791(88)90055-8)

- Butler, R. F. (1992). *Magnetic Domains to Geologic Terranes*. Blackwell Scientific Publications.  
<http://www.pmc.ucsc.edu/~njarboe/pmagresource/ButlerPaleomagnetismBook.pdf> )
- Calvet, M., Gunnell, Y., Braucher, R., Hez, G., Bourlès, D., Guillou, V., & Delmas, M. (2015). Cave levels as proxies for measuring post-orogenic uplift: Evidence from cosmogenic dating of alluvium-filled caves in the French Pyrenees. *Geomorphology*, 246, 617-633. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2015.07.013>
- Catalán, M. A. (1922). IV. Series and other regularities in the spectrum of manganese. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London. Series A, Containing Papers of a Mathematical or Physical Character*, 223 A, 127-173.
- Catalán, M. A. (1923). Estudios sobre series espectrales. I. *Revista de la Real Academia de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales*, 20, 257-321.
- Cabrera, R., Crespo, J. L., García, J. I., Mediavilla, B., & Armenteros, I. (1997). *Mapa Geológico y Minero de Castilla y León, escala 1:400.000*. Junta de Castilla y León. Sociedad de explotación e Investigación Minera de Castilla y León, S.A. (SIEMCALSA) [Map].
- Cáceres, I., Huguet Pàmies, R., Rosell Ardèvol, J., Esteban Nadal, M., Saladié i Ballesté, P., Díez Fernández-Lomana, J. C., Ollé Cañellas, A., Vallverdú Poch, J., García Medrano, P., & Carbonell Roura, E. (2010). El yacimiento de Galería (Sierra de Atapuerca, Burgos, España): Un enclave para la obtención de recursos cárnicos en el Pleistoceno Medio. *Zona arqueológica*, 13(13), 186-196.
- Cámara, P., Parés, J. M., & Suarez, J. (2023). Connecting the Iberian Range with the Basque-Cantabrian Basin: The structure of the Sierra de Atapuerca (Spain). *Marine and Petroleum Geology*, 155, 106417. <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2023.106417>
- Campaña, I. (2018). *Estratigrafía y sedimentología del yacimiento de Gran Dolina (Sierra de Atapuerca, Burgos)* [Universidad de Burgos]. <https://doi.org/10.36443/10259/5550>
- Campaña, I., Benito-Calvo, A., Pérez-González, A., Álvaro-Gallo, A., Miguens-Rodríguez, L., Iglesias-Cibanal, J., Bermúdez de Castro, J. M., & Carbonell, E. (2022). Revision of TD1 and TD2 stratigraphic sequence of Gran Dolina cave (Sierra de Atapuerca, Spain). *Journal of Iberian Geology*, 48(4), 425-443. <https://doi.org/10.1007/s41513-022-00200-8>
- Campaña, I., Benito-Calvo, A., Pérez-González, A., Ortega, A. I., Álvaro-Gallo, A., Miguens-Rodríguez, L., Iglesias-Cibanal, J., Bermúdez de Castro, J. M., & Carbonell, E. (2023). Reconstructing depositional environments through cave interior facies: The case of Galería Complex (Sierra de Atapuerca, Spain). *Geomorphology*, 108864. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2023.108864>
- Campaña, I., Benito-Calvo, A., Pérez-González, A., Ortega, A. I., Bermúdez de Castro, J. M., & Carbonell, E. (2017). Pleistocene sedimentary facies of the Gran Dolina archaeo-

paleoanthropological site (Sierra de Atapuerca, Burgos, Spain). *Quaternary International*, 433, 68-84. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2015.04.023>

Campaña, I., Duval, M., Álvaro-Gallo, A., Guilarte, V., Shao, Q., Ortega, A. I., Arnold, L. J., Demuro, M., Bermúdez de Castro, J. M., & Carbonell, E. (2025). Characterizing and dating authigenic phosphates from the sedimentary infill of Atapuerca archaeo-paleoanthropological cave sites (Spain). *Quaternary Geochronology*, 89, 101674. <https://doi.org/10.1016/j.quageo.2025.101674>

Carbonell, E., Bermúdez de Castro, J. M., Parés, J. M., Pérez-González, A., Cuenca-Bescós, G., Ollé, A., Mosquera, M., Huguet, R., Van der Made, J., Rosas, A., Sala, R., Vallverdú, J., García, N., Granger, D. E., Martínón-Torres, M., Rodríguez, X. P., Stock, G. M., Vergès, J. M., Allué, E., ... Arsuaga, J. L. (2008). The first hominin of Europe. *Nature*, 452(7186), 465-469. <https://doi.org/10.1038/nature06815>

Carbonell, E., Rosas, A., & Díez, J. C. (1999). *Atapuerca: Ocupaciones humanas y paleoecología del yacimiento de Galería. Memorias, Arqueología en Castilla y León* (Vol. 7). Junta de Castilla y León, Consejería de Educación y Cultura.

Carbonell, E., Rodríguez-Álvarez, X. P., Parés, J. M., Huguet, R., & Rosell, J. (2024). The earliest human occupation of Atapuerca in the European context. *L'Anthropologie*, 128(1), 103233. <https://doi.org/10.1016/j.anthro.2024.103233>

Castellanos, P. (1986). El Paleolítico inferior en la submeseta norte: Leon. *Diputación de León, Instituto Fray Bernardino de Sahagún. Consejo Superior de Investigaciones Científicas*.

Cheng, H., Lawrence Edwards, R., Shen, C.-C., Polyak, V. J., Asmerom, Y., Woodhead, J., Hellstrom, J., Wang, Y., Kong, X., Spötl, C., Wang, X., & Calvin Alexander, E. (2013). Improvements in  $^{230}\text{Th}$  dating,  $^{230}\text{Th}$  and  $^{234}\text{U}$  half-life values, and U–Th isotopic measurements by multi-collector inductively coupled plasma mass spectrometry. *Earth and Planetary Science Letters*, 371-372, 82-91. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2013.04.006>

Cigna, A., & Railton, C. L. (1978). Glossario speleologico – Speleological glossary: *Le Grotte d'Italia*, 7(4), 215-236.

Colchen, M. (1970). *Geologie de la Sierra de la Demanda: Burgos-Logroño (Espagne)*. Faculté des Sciences.

Constantin, S. (2015). Speleothems as archives of the past – a beginner's guide. *3er Simposio Internacional de Espeleología en el Ecuador-Boletín Científico*.

Cuenca-Bescós, G., Blain, H.-A., Rofes, J., López-García, J. M., Lozano-Fernández, I., Galán, J., & Núñez-Lahuerta, C. (2016). Updated Atapuerca biostratigraphy: Small-mammal distribution and its implications for the biochronology of the Quaternary in Spain. *Comptes Rendus Palevol*, 15(6), 621-634. <https://doi.org/10.1016/j.crpv.2015.09.006>

- Cuenca-Bescós, G., Laplana, C., & Canudo, J. I. (1999). Biochronological implications of the Arvicolidae (Rodentia, Mammalia) from the Lower Pleistocene hominid-bearing level of Trinchera Dolina 6 (TD6, Atapuerca, Spain). *Journal of Human Evolution*, 37(3), 353-373. <https://doi.org/10.1006/jhev.1999.0306>
- Cunha, P. P., Martins, A. A., Gomes, A., Stokes, M., Cabral, J., Lopes, F. C., Pereira, D., De Vicente, G., Buylaert, J.-P., Murray, A. S., & Antón, L. (2019). Mechanisms and age estimates of continental-scale endorheic to exorheic drainage transition: Douro River, Western Iberia. *Global and Planetary Change*, 181, 102985. <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2019.102985>
- del Val, M., Alonso, M. J., Duval, M., Arriolabengoa, M., Álvarez, I., Bodego, A., Cheng, H., Hermoso de Mendoza, A., Aranburu, A., & Iriarte, E. (2022). Luminescence and ESR dating of the sedimentary infill from the multi-level cave system of Alkerdi-Zelaieta (Navarre, N Spain). *Quaternary Geochronology*, 73, 101380. <https://doi.org/10.1016/j.quageo.2022.101380>
- Demuro, M., Arnold, L. J., Aranburu, A., Gómez-Olivencia, A., & Arsuaga, J.-L. (2019). Single-grain OSL dating of the Middle Palaeolithic site of Galería de las Estatuas, Atapuerca (Burgos, Spain). *Quaternary Geochronology*, 49, 254-261. <https://doi.org/10.1016/j.quageo.2018.02.006>
- Demuro, M., Arnold, L. J., Aranburu, A., Sala, N., & Arsuaga, J. L. (2019). New bracketing luminescence ages constrain the Sima de los Huesos hominin fossils (Atapuerca, Spain) to MIS 12. *Journal of Human Evolution*, 131, 76-95. <https://doi.org/10.1016/j.jhev.2018.12.003>
- Demuro, M., Arnold, L. J., Duval, M., Churruca Clemente, A., Santonja, M., & Pérez-González, A. (2024). Extended-range luminescence and ESR dating of Iberian fluvial terraces (Duero and Guadiana basins) associated with the Lower Palaeolithic sites of La Maya I, II, III, Burganes and Albalá (west-central Spain). *Quaternary Geochronology*, 83, 101567. <https://doi.org/10.1016/j.quageo.2024.101567>
- Demuro, M., Arnold, L. J., Parés, J. M., Pérez-González, A., Ortega, A. I., Arsuaga, J. L., Bermúdez de Castro, J. M., & Carbonell, E. (2014). New Luminescence Ages for the Galería Complex Archaeological Site: Resolving Chronological Uncertainties on the Acheulean Record of the Sierra de Atapuerca, Northern Spain. *PLoS ONE*, 9(10), e110169. <https://doi.org/10.1371/journal.pone.0110169>
- Demuro, M., Arnold, L. J., Parés, J.-M., Aranburu, A., Huguet, R., Vallverdú, J., Arsuaga, J.-L., Bermúdez de Castro, J. M., & Carbonell, E. (2022). Extended-range luminescence chronologies for the Middle Pleistocene units at the Sima del Elefante archaeological site (Sierra de Atapuerca, Burgos, Spain). *Quaternary Geochronology*, 71, 101318. <https://doi.org/10.1016/j.quageo.2022.101318>
- Dumitru, O. A., Polyak, V. J., Asmerom, Y., & Onac, B. P. (2021). Last interglacial sea-level history from speleothems: A global standardized database. *Earth System Science Data*, 13(5), 2077-2094. <https://doi.org/10.5194/essd-13-2077-2021>

- Durcan, J. A., King, G. E., & Duller, G. A. T. (2015). DRAC: Dose Rate and Age Calculator for trapped charge dating. *Quaternary Geochronology*, 28, 54-61. <https://doi.org/10.1016/j.quageo.2015.03.012>
- Duval, M. (2012). Dose response curve of the ESR signal of the Aluminum center in quartz grains extracted from sediment. *Ancient TL*, 30(2), 10.
- Duval, M. (2018). Sobre el potencial de la Resonancia Paramagnética Electrónica como herramienta geocronológica en contextos geoarqueológicos: Un resumen de 30 años de investigación en la Península Ibérica. *Boletín Geológico y Minero*, 1129(1-2), 35-57. <https://doi.org/10.21701/bolgeomin.129.1.002>
- Duval, M. (2022). La datación por Resonancia Paramagnética Electrónica de materiales cuaternarios. *Cuaternario y Geomorfología*, 36(3-4), 3-4. <https://doi.org/10.17735/cyg.v36i3-4.95281>
- Duval, M., & Arnold, L. J. (2013). Field gamma dose-rate assessment in natural sedimentary contexts using LaBr<sub>3</sub>(Ce) and NaI(Tl) probes: A comparison between the “threshold” and “windows” techniques. *Applied Radiation and Isotopes*, 74, 36-45. <https://doi.org/10.1016/j.apradiso.2012.12.006>
- Duval, M., Arnold, L. J., Demuro, M., Parés, J. M., Campaña, I., Carbonell, E., & Bermúdez de Castro, J. M. (2022). New chronological constraints for the lowermost stratigraphic unit of Atapuerca Gran Dolina (Burgos, N Spain). *Quaternary Geochronology*, 71, 101292. <https://doi.org/10.1016/j.quageo.2022.101292>
- Duval, M., Arnold, L. J., Guilarte, V., Demuro, M., Santonja, M., & Pérez-González, A. (2017). Electron spin resonance dating of optically bleached quartz grains from the Middle Palaeolithic site of Cuesta de la Bajada (Spain) using the multiple centres approach. *Quaternary Geochronology*, 37, 82-96. <https://doi.org/10.1016/j.quageo.2016.09.006>
- Duval, M., Arnold, L. J., & Rixhon, G. (2020). Electron spin resonance (ESR) dating in Quaternary studies: Evolution, recent advances and applications. *Quaternary International*, 556, 1-10. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2020.07.044>
- Duval, M., Grün, R., Falguères, C., Bahain, J.-J., & Dolo, J.-M. (2009). ESR dating of Lower Pleistocene fossil teeth: Limits of the single saturating exponential (SSE) function for the equivalent dose determination. *Radiation Measurements*, 44(5-6), 477-482. <https://doi.org/10.1016/j.radmeas.2009.03.017>
- Duval, M., Grün, R., Parés, J. M., Martín-Francés, L., Campaña, I., Rosell, J., Shao, Q., Arsuaga, J. L., Carbonell, E., & Bermúdez de Castro, J. M. (2018). The first direct ESR dating of a hominin tooth from Atapuerca Gran Dolina TD-6 (Spain) supports the antiquity of *Homo antecessor*. *Quaternary Geochronology*, 47, 120-137. <https://doi.org/10.1016/j.quageo.2018.05.001>

Duval, M., & Guilarte Moreno, V. (2012). Assessing the influence of the cavity temperature on the ESR signal of Aluminum center in quartz grains extracted from sediment. *Ancient TL*, 30, 51-57.

Duval, M., & Guilarte, V. (2015). ESR dosimetry of optically bleached quartz grains extracted from Plio-Quaternary sediment: Evaluating some key aspects of the ESR signals associated to the Ti-centers. *Radiation Measurements*, 78, 28-41. <https://doi.org/10.1016/j.radmeas.2014.10.002>

Duval, M., Sahnouni, M., Parés, J. M., Zhao, J., Grün, R., Abdessadok, S., Pérez-González, A., Derradji, A., Harichane, Z., Mazouni, N., Boulaghraief, K., Cheheb, R. C., & van der Made, J. (2023). On the age of Ain Hanech Oldowan locality (Algeria): First numerical dating results. *Journal of Human Evolution*, 180, 103371. <https://doi.org/10.1016/j.jhevol.2023.103371>

Duval, M., Sancho, C., Calle, M., Guilarte, V., & Peña-Monné, J. L. (2015). On the interest of using the multiple center approach in ESR dating of optically bleached quartz grains: Some examples from the Early Pleistocene terraces of the Alcanadre River (Ebro basin, Spain). *Quaternary Geochronology*, 29, 58-69. <https://doi.org/10.1016/j.quageo.2015.06.006>

Eraso, A., Domínguez, M. C., Pérez-González, A., Martín-Merino, M. Á., & Ortega, A. I. (1998). Estimación de las paleovelocidades y sentidos de circulación del agua en el karst donde se emplaza el yacimiento arqueológico de la Sierra de Atapuerca (Burgos). *Geogaceta*, 23, 39-42.

Falguères, C. (1986). Datation de sites acheuléens et moustériens du Midi méditerranéen par la méthode de Résonance de Spin Electronique. Museum national d'histoire naturelle.[Tesis doctoral, Museum national d'histoire naturelle]

Falguères, C. (2020). A French story of the ESR dating method for Quaternary samples. *Quaternary International*, 556, 11-19. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2019.09.047>

Falguères, C., Bahain, J.-J., Bischoff, J. L., Pérez-González, A., Ortega, A. I., Ollé, A., Quiles, A., Ghaleb, B., Moreno, D., Dolo, J.-M., Shao, Q., Vallverdú, J., Carbonell, E., Bermúdez de Castro, J. M., & Arsuaga, J. L. (2013). Combined ESR/U-series chronology of Acheulian hominid-bearing layers at Trincherá Galería site, Atapuerca, Spain. *Journal of Human Evolution*, 65(2), 168-184. <https://doi.org/10.1016/j.jhevol.2013.05.005>

Falguères, C., Bahain, J.-J., Yokoyama, Y., Arsuaga, J. L., Bermúdez de Castro, J. M., Carbonell, E., Bischoff, J. L., & Dolo, J. M. (1999). Earliest humans in Europe: The age of TD6 Gran Dolina, Atapuerca, Spain. *Journal of Human Evolution*, 37(3-4), 343-352. <https://doi.org/10.1006/jhev.1999.0326>

Fei, W., Hongchun, L., Rixiang, Z., & Feizhou, Q. (2004). Late Quaternary downcutting rates of the Qianyou river from U/Th speleothem Dates, Qinling mountains, China. *Quaternary Research*, 62(2), 194-200. <https://doi.org/10.1016/j.yqres.2004.06.007>

- 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>
- Fernández-Lozano, J., & Gutiérrez-Alonso, G. (2015). Evolución dinámica de la cuenca del Duero. *Geogaceta*.
- Ford, D., & Williams, P. (2007). *Karst Hydrogeology and Geomorphology*. John Wiley & Sons, Ltd.
- Garcés, M., & Beamud, E. (2016). La Magnetoestratigrafía y la Escala del Tiempo Geológico basada en las inversiones del campo magnético terrestre. *Enseñanza de las Ciencias de la Tierra*, 24(3), 282-293.
- García, A., Cabra, P., & Solé, J. (1997). *Mapa Geológico de España, E 1: 50000, Hoja nº 238 (Villagonzalo-Pedernales) (2ª Serie MAGNA. Primera edición) [Map]*. IGME.
- García-Medrano, P., Cáceres, I., Ollé, A., & Carbonell, E. (2017). The occupational pattern of the Galería site (Atapuerca, Spain): A technological perspective. *Quaternary International*, 433, 363-378. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2015.11.013>
- García-Medrano, P., Moncel, M.-H., Maldonado-Garrido, E., Ollé, A., & Ashton, N. (2023). The Western European Acheulean: Reading variability at a regional scale. *Journal of Human Evolution*, 179, 103357. <https://doi.org/10.1016/j.jhevol.2023.103357>
- Gibbard, P. L., & Head, M. J. (2020). Chapter 30—The Quaternary Period. En F. M. Gradstein, J. G. Ogg, M. D. Schmitz, & G. M. Ogg (Eds.), *Geologic Time Scale 2020* (pp. 1217-1255). Elsevier. <https://doi.org/10.1016/B978-0-12-824360-2.00030-9>
- Gibbard, P. L., & Lewin, J. (2009). River incision and terrace formation in the Late Cenozoic of Europe. *Tectonophysics*, 474(1), 41-55. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2008.11.017>
- Gil, E., Aguirre, E., & Hoyos Gómez, M. (1987). Contexto estratigráfico. En *El hombre fósil de Ibeas y el Pleistoceno de la sierra de Atapuerca* (pp. 47-54). Junta de Castilla y León. <https://dialnet.unirioja.es/servlet/articulo?codigo=6092513>
- Gil, G., Zubieta, J. M. (1976). *Mapa Geológico de España, E 1:50.000, Hoja nº 277 (Salas de los Infantes) (2º Serie. MAGNA. Primera edición) [Map]*. IGME.
- Gillieson, D. (1998). *Caves: Processes, Development and Management* (Blackwell Publishers).
- Gorter, C. J., & Kronig, R. de L. (1936). On the theory of absorption and dispersion in paramagnetic and dielectric media. *Physica*, 3(9), 1009-1020. [https://doi.org/10.1016/S0031-8914\(36\)80327-9](https://doi.org/10.1016/S0031-8914(36)80327-9)
- Gradstein, F. M., Ogg, J. G., Schmitz, M. D., & Ogg, G. M. (2020). *The geologic time scale 2020*. Elsevier.

- Grant, K. M., Rohling, E. J., Bar-Matthews, M., Ayalon, A., Medina-Elizalde, M., Ramsey, C. B., Satow, C., & Roberts, A. P. (2012). Rapid coupling between ice volume and polar temperature over the past 150,000 years. *Nature*, *491*(7426), 744-747. <https://doi.org/10.1038/nature11593>
- Grün, R. (1989). Electron spin resonance (ESR) dating. *Quaternary International*, *1*, 65-109.
- Grün, R. (1997). Electron Spin Resonance Dating. En R. E. Taylor & M. J. Aitken (Eds.), *Chronometric Dating in Archaeology. Advances in Archaeological and Museum Science*. (Vol. 2, pp. 217-260). Springer US. [https://doi.org/10.1007/978-1-4757-9694-0\\_8](https://doi.org/10.1007/978-1-4757-9694-0_8)
- Grün, R. (2008). Electron Spin Resonance Dating. En *Encyclopedia of Archaeology* (pp. 1120-1128). Elsevier. <https://doi.org/10.1016/B978-012373962-9.00099-6>
- Grün, R. (2020). A very personal, 35 years long journey in ESR dating. *Quaternary International*, *556*, 20-37. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2018.11.038>
- Grün, R., & Aguirre, E. (1987). Datación por ESR y por la serie del U, en los depósitos cársticos de Atapuerca. *El Hombre Fósil de Ibeas y el Pleistoceno de la Sierra de Atapuerca. Junta de Castilla y León. Valladolid.*, 201-204.
- Grün, R., & Stringer, C. B. (1991). Electron spin resonance dating and the evolution of modern humans. *Archaeometry*, *33*(2), 153-199. <https://doi.org/10.1111/j.1475-4754.1991.tb00696.x>
- Guérin, G., Mercier, N., & Adamiec, G. (2011). Dose-rate conversion factors: Update. *Ancient TL*, *29*(1), 5-8.
- Guérin, G., Mercier, N., Nathan, R., Adamiec, G., & Lefrais, Y. (2012). On the use of the infinite matrix assumption and associated concepts: A critical review. *Radiation Measurements*, *47*(9), 778-785. <https://doi.org/10.1016/j.radmeas.2012.04.004>
- Halliburton, L. E. (1989). ESR and optical characterization of point defects in quartz. *International Journal of Radiation Applications and Instrumentation. Part A. Applied Radiation and Isotopes*, *40*(10), 859-863. [https://doi.org/10.1016/0883-2889\(89\)90007-5](https://doi.org/10.1016/0883-2889(89)90007-5)
- Harmand, D., Adamson, K., Rixhon, G., Jaillet, S., Losson, B., Devos, A., Hez, G., Calvet, M., & Audra, P. (2017). Relationships between fluvial evolution and karstification related to climatic, tectonic and eustatic forcing in temperate regions. *Quaternary Science Reviews*, *166*, 38-56. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2017.02.016>
- Henselowsky, F., Eichstädter, R., Schröder-Ritzrau, A., Herwartz, D., Almoazamy, A., Frank, N., Kindermann, K., & Bubenzer, O. (2023). Speleothem growth phases in the central Eastern Desert of Egypt reveal enhanced humidity throughout MIS 5. *Quaternary International*, *657*, 26-36. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2021.05.006>

Heredia, N., & Suárez-Rodríguez, A. (1997). *Mapa Geológico de España, E 1:50.000. Hoja nº 276 (Lerma)*. (2ª Serie MAGNA. Primera edición) [Map]. IGME.

Hernando-Alonso, I., Moreno, D., Ortega, A. I., Benito-Calvo, A., Alonso, M. J., Campaña, I., Parés, J. M., Cáceres, I., García-Medrano, P., Carbonell, E., & Bermúdez de Castro, J. M. (2024). ESR chronology of the endokarstic deposits of Galería complex (Sierra de Atapuerca, Spain). *Quaternary Geochronology*, 83, 101575. <https://doi.org/10.1016/j.quageo.2024.101575>

Hernando-Alonso, I., Moreno, D., Ortega, A. I., Benito-Calvo, A., Alonso, M. J., Parés, J. M., Martínez-Fernández, A., Carbonell, E., & Bermúdez de Castro, J. M. (2022). ESR chronology of the fluvial sequence of Cueva del Silo (Sierra de Atapuerca, Spain). *Quaternary Geochronology*, 73, 101374. <https://doi.org/10.1016/j.quageo.2022.101374>

Hernando-Alonso, I., Richard, M., Moreno, D., Ortega, A.I., Benito-Calvo, A., Pons-Branchu, E., Carbonell, E., Bermúdez de Castro, J.M. (2024). Enfoque multimétodo para datar las secuencias sedimentarias en Cueva del Silo y Cueva Peluda por series de U y ESR (Sierra de Atapuerca, España) [Resumen]. *Geotemas*, 20, 445

Hudson, M. R., Paces, J. B., Darryl, G. E., Rodrigues, K., Keen-Zebert, A., Bitting, C. J., Turner, K. J., & Sapkota, K. N. (2025). Two million years of climate-driven cave-sediment aggradation and valley incision in the southern Ozark Plateau from Fitton Cave, northern Arkansas, USA. *Quaternary Research*, 1-24. <https://doi.org/10.1017/qua.2025.14>

Huguet, R., Diez, C., Rosell Ardèvol, J., Cáceres, I., Moreno, V., Ibáñez, N., & Saladié, P. (2001). Le gisement de Galería (Sierra de Atapuerca, Burgos, Espagne): Un modèle archéozoologique de gestion du territoire au Pléistocène. *L Anthropologie*, 105, 237-257. [https://doi.org/10.1016/S0003-5521\(01\)80015-7](https://doi.org/10.1016/S0003-5521(01)80015-7)

Huguet, R., Rodríguez-Álvarez, X. P., Martín-Torres, M., Vallverdú, J., López-García, J. M., Lozano, M., Terradillos-Bernal, M., Expósito, I., Ollé, A., Santos, E., Saladié, P., de Lombera-Hermida, A., Moreno-Ribas, E., Martín-Francés, L., Allué, E., Núñez-Lahuerta, C., van der Made, J., Galán, J., Blain, H.-A., ... Bermúdez de Castro, J. M. (2025). The earliest human face of Western Europe. *Nature*, 640(8059), 707-713. <https://doi.org/10.1038/s41586-025-08681-0>

Ikeya, M. (1975). Dating a stalactite by electron paramagnetic resonance. *Nature*, 255(5503), 48-50. <https://doi.org/10.1038/255048a0>

Ikeya, M. (1978). Electron Spin Resonance as a Method of Dating. *Archaeometry*, 20(2), 147-158. <https://doi.org/10.1111/j.1475-4754.1978.tb00225.x>

Ikeya, M. (1993). *New Applications of Electron Spin Resonance: Dating, Dosimetry and Microscopy*. World Scientific.

Jaffey, A. H., Flynn, K. F., Glendenin, L. E., Bentley, W. C., & Essling, A. M. (1971). Precision Measurement of Half-Lives and Specific Activities of <sup>235</sup>U and <sup>238</sup>U. *Physical Review C*, 4(5), 1889-1906. <https://doi.org/10.1103/PhysRevC.4.1889>

- Ji, H., Liu, C., Yin, G., Wei, C., & Song, W. (2022). ESR dating of the Hougou Paleolithic site in the Nihewan Basin, North China, using both additive and regenerative dose methods. *Quaternary International*, 619, 72-80. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2021.10.001>
- Karkanas, P., Bar-Yosef, O., Goldberg, P., & Weiner, S. (2000). Diagenesis in Prehistoric Caves: The Use of Minerals that Form In Situ to Assess the Completeness of the Archaeological Record. *Journal of Archaeological Science*, 27(10), 915-929. <https://doi.org/10.1006/jasc.1999.0506>
- Karkanas, P., & Goldberg, P. (2019). *Reconstructing Archaeological Sites: Understanding the Geoarchaeological Matrix* (John Wiley&Sons).
- Karkanas, P., Rigaud, J.-P., Simek, J. F., Albert, R. M., & Weiner, S. (2002). Ash Bones and Guano: A Study of the Minerals and Phytoliths in the Sediments of Grotte XVI, Dordogne, France. *Journal of Archaeological Science*, 29(7), 721-732. <https://doi.org/10.1006/jasc.2001.0742>
- Kittel, C. (2012). *Introducción a la física del estado sólido*. Reverte.
- Laurent, M., Falguères, C., Bahain, J. J., Rousseau, L., & Van Vliet Lanoé, B. (1998). ESR dating of quartz extracted from quaternary and neogene sediments: Method, potential and actual limits. *Quaternary Science Reviews*, 17(11), 1057-1062. [https://doi.org/10.1016/S0277-3791\(97\)00101-7](https://doi.org/10.1016/S0277-3791(97)00101-7)
- Liritzis, I., Stamoulis, K., Papachristodoulou, C., & Ioannides, K. (2013). A re-evaluation of radiation dose-rate conversion factors. *Mediterranean Archaeology and Archaeometry*, 13(3), 1-15. Scopus.
- Liu, C.-R., Yin, G.-M., Gao, L., Bahain, J.-J., Li, J.-P., Lin, M., & Chen, S.-M. (2010). ESR dating of Pleistocene archaeological localities of the Nihewan Basin, North China – Preliminary results. *Quaternary Geochronology*, 5(2), 385-390. <https://doi.org/10.1016/j.quageo.2009.05.006>
- Lisiecki, L. E., & Raymo, M. E. (2005). A Pliocene-Pleistocene stack of 57 globally distributed benthic  $\delta^{18}O$  records. *Paleoceanography*, 20(1). <https://doi.org/10.1029/2004PA001071>
- Lobato, & Herrero. (2008). *Registro geológico de los cambios climáticos Pleistocénicos en el Noroeste de la península Ibérica: Las terrazas fluviales del río Esla (Cuencas del Duero, España)*. XIII Congreso Latinoamericano de Geología, Lima, Perú.
- Løvlie, R., & Sandnes, A. (1987). Palaeomagnetic excursions recorded in mid-Weichselian cave sediments from Skjonghelleren, Valderøy, W. Norway. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 45(4), 337-348. [https://doi.org/10.1016/0031-9201\(87\)90041-0](https://doi.org/10.1016/0031-9201(87)90041-0)
- Navazo, M., & Carbonell, E. (2014). Neanderthal settlement patterns during MIS 4–3 in Sierra de Atapuerca (Burgos, Spain). *Quaternary International*, 331. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2014.03.032>

Martín-Francés, L., Martín-Torres, M., Gracia-Téllez, A., & Bermúdez de Castro, J. M. (2016). Evidence of trauma in a ca. 1-million-year-old patella of *Homo antecessor*, Gran Dolina-Atapuerca (Spain). *Comptes Rendus Palevol*, 15(8), 1011-1016. <https://doi.org/10.1016/j.crpv.2016.04.014>

Martínez-Pillado, V., Aranburu, A., Arsuaga, J., Ruiz-Zapata, B., Gil-García, M., Stoll, H., Yusta, I., Iriarte, E., Carretero, J., Edwards, R., & Cheng, H. (2014). Upper Pleistocene and Holocene palaeoenvironmental records in Cueva Mayor karst (Atapuerca, Spain) from different proxies: Speleothem crystal fabrics, palynology, and archaeology. *International Journal of Speleology*, 43(1), 1-14. <https://doi.org/10.5038/1827-806X.43.1.1>

Martínez-Pillado, V., Demuro, M., Ortiz, J. E., Shao, Q., Arnold, L. J., Duval, M., Cheng, H., Torres, T., Santos, E., Falguères, C., Tombret, O., García, N., Aranburu, A., Gómez-Olivencia, A., & Arsuaga, J. L. (2024). Constraining the age of the Pleistocene sedimentary infill of Cueva Mayor (Atapuerca, N Spain) through a multi-technique dating approach. *Quaternary Geochronology*, 101576. <https://doi.org/10.1016/j.quageo.2024.101576>

Martín-Torres, M., Martín-Francés, L., Gracia, A., Olejniczak, A., Prado-Simón, L., Gómez-Robles, A., Lapresa, M., Carbonell, E., Arsuaga, J. L., & Bermúdez De Castro, J. M. (2011). Early Pleistocene human mandible from Sima del Elefante (TE) cave site in Sierra de Atapuerca (Spain): A palaeopathological study. *Journal of Human Evolution*, 61(1), 1-11. <https://doi.org/10.1016/j.jhevol.2011.01.004>

Mediavilla, R., Dabrio, C. J., Martín-Serrano, A., & Santisteban, J. I. (1996). Lacustrine Neogeno systems of the Duero Basin: Evolution and controls. En P. F. Friend & C. J. Dabrio (Eds.), *Tertiary basins of Spain: The stratigraphic record of crustal kinematics* (pp. 228-236). University of Cambridge Press.

Mercier, N., Valladas, H., Joron, J. L., Schiegl, S., Bar Yosef, O., & Weiner, S. (1995). Thermoluminescence Dating and the Problem of Geochemical Evolution of Sediments — A Case Study: The Mousterian Levels at Hayonim. *Israel Journal of Chemistry*, 35(2), 137-141. <https://doi.org/10.1002/ijch.199500021>

Meyer, M., Arsuaga, J. L., de Filippo, C., Nagel, S., Aximu-Petri, A., Nickel, B., Martínez, I., Gracia, A., Bermúdez de Castro, J. M., Carbonell, E., Viola, B., Kelso, J., Prüfer, K., & Pääbo, S. (2016). Nuclear DNA sequences from the Middle Pleistocene Sima de los Huesos hominins. *Nature*, 531(7595), 504-507. <https://doi.org/10.1038/nature17405>

Meyer, M., Fu, Q., Aximu-Petri, A., Glocke, I., Nickel, B., Arsuaga, J.-L., Martínez, I., Gracia, A., de Castro, J. M. B., Carbonell, E., & Pääbo, S. (2014). A mitochondrial genome sequence of a hominin from Sima de los Huesos. *Nature*, 505(7483), 403-406. <https://doi.org/10.1038/nature12788>

Moreno, D. (2011). *Datation par ESR de quartz optiquement blanchis (ESR-OB) de la région de Atapuerca (Burgos, Espagne). Application au site préhistorique de Gran*

*Dolina (contexte karstique) et aux systèmes fluviatiles quaternaires de l'Arlanzón et l'Arlanza.* [Tesis doctoral, Universitat Rovira i Virgili].

Moreno, D., Benito-Calvo, A., Falguères, C., Voinchet, P., & Pérez-González, A. (2016). Datación preliminar por ESR de la secuencia de terrazas fluviales del valle del Arlanza (Sector NE de la Cuenca del Duero, Burgos). *Comprendiendo El Relieve: Del Pasado al Futuro.*, XIV Reunión Nacional de Geomorfología Málaga, 391-398.

Moreno, D., Duval, M., Rubio-Jara, S., Panera, J., Bahain, J. J., Shao, Q., Pérez-González, A., & Falguères, C. (2019). ESR dating of Middle Pleistocene archaeo-paleontological sites from the Manzanares and Jarama river valleys (Madrid basin, Spain). *Quaternary International*, 520, 23-38. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2017.09.003>

Moreno, D., Falguères, C., Pérez-González, A., Duval, M., Voinchet, P., Benito-Calvo, A., Ortega, A. I., Bahain, J.-J., Sala, R., Carbonell, E., Bermúdez de Castro, J. M., & Arsuaga, J. L. (2012). ESR chronology of alluvial deposits in the Arlanzón valley (Atapuerca, Spain): Contemporaneity with Atapuerca Gran Dolina site. *Quaternary Geochronology*, 10, 418-423. <https://doi.org/10.1016/j.quageo.2012.04.018>

Moreno, D., Falguères, C., Pérez-González, A., Voinchet, P., Ghaleb, B., Despriée, J., Bahain, J.-J., Sala, R., Carbonell, E., Bermúdez de Castro, J. M., & Arsuaga, J. L. (2015). New radiometric dates on the lowest stratigraphical section (TD1 to TD6) of Gran Dolina site (Atapuerca, Spain). *Quaternary Geochronology*, 30, 535-540. <https://doi.org/10.1016/j.quageo.2015.05.007>

Moreno, D., Gutiérrez, F., del Val, M., Carbonell, D., Jiménez, F., Alonso, M. J., Martínez-Pillado, V., Guzmán, O., López, G. I., & Martínez, D. (2021). A multi-method dating approach to reassess the geochronology of faulted Quaternary deposits in the central sector of the Iberian Chain (NE Spain). *Quaternary Geochronology*, 65, 101185. <https://doi.org/10.1016/j.quageo.2021.101185>

Moreno, D., Hernando-Alonso, I., Benito-Calvo, A., Ortega, A. I., Carbonell, E., & Bermúdez de Castro, J. M. (2024). Nuevas dataciones de las terrazas del Río Arlanzón por RPE usando el centro de Titanio (Cuenca del Duero, España) [Resumen]. *Geotemas*, 20, 446.

Moreno, D., Richard, M., Bahain, J., Duval, M., Falguères, C., Tissoux, H., & Voinchet, P. (2017). ESR dating of sedimentary quartz grains: Some basic guidelines to ensure optimal sampling conditions. *Quaternaire*, vol. 28/2, 161-166. <https://doi.org/10.4000/quaternaire.8008>

Moreno, D., Ortega, A. I., Falguères, C., Shao, Q., Tombret, O., Gómez-Olivencia, A., Aranburu, A., Trompier, F., Bermúdez de Castro, J. M., Carbonell, E., & Arsuaga, J. L. (2022). ESR/U-series chronology of the Neanderthal occupation layers at Galería de las Estatuas (Sierra de Atapuerca, Spain). *Quaternary Geochronology*, 72, 101342. <https://doi.org/10.1016/j.quageo.2022.101342>

Mosquera, M., Ollé, A., Rodríguez-Álvarez, X. P., & Carbonell, E. (2018). Shedding light on the Early Pleistocene of TD6 (Gran Dolina, Atapuerca, Spain): The technological

sequence and occupational inferences. *PLOS ONE*, 13(1), e0190889. <https://doi.org/10.1371/journal.pone.0190889>

Mosquera, M., Ollé, A., Saladié, P., Arroyo, A., Asryan, L., Bargalló, A., De Lombera-Hermida, A., Fernández-Marchena, J. L., García-Medrano, P., Lombao, D., Rodríguez-Hidalgo, A., Soto, M., Vallverdú, J., Arteaga-Briebe, A., Villalobos, J., Yeşilova, G.-C., & Carbonell, E. (2024). Intriguing Occupations at Gran Dolina (Atapuerca, Spain): The Acheulean Subunits TD10.3 and TD10.4. *Journal of Paleolithic Archaeology*, 7(1), 6. <https://doi.org/10.1007/s41982-024-00171-5>

Muñoz-García, M. B., & Martín-Chivelet, J. (2022). Datación de carbonatos por el método de U/Th: Ejemplos en España. *Cuaternario y Geomorfología*, 36(3-4), Article 3-4. <https://doi.org/10.17735/cyg.v36i3-4.94555>

Olivé, A., Ramírez, J. I., Ortega, L. I., Hernández, A., & Alvaro, M. (1990). *Mapa Geológico de España, E 1:50.000. Hoja nº 201 (Belorado)*. (2ª Serie MAGNA. Primera edición) [Map]. IGME.

Ollé, A., Mosquera, M., Rodríguez, X. P., de Lombera-Hermida, A., García-Antón, M. D., García-Medrano, P., Peña, L., Menéndez, L., Navazo, M., Terradillos, M., Bargalló, A., Márquez, B., Sala, R., & Carbonell, E. (2013). The Early and Middle Pleistocene technological record from Sierra de Atapuerca (Burgos, Spain). *Quaternary International*, 295, 138-167. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2011.11.009>

Okada, M., Rinneberg, H., Weil, J. A., & Wright, P. M. (1971). EPR of Ti<sup>3+</sup> centers in  $\alpha$ -quartz. *Chemical Physics Letters*, 11(3), 275-276. [https://doi.org/10.1016/0009-2614\(71\)80482-7](https://doi.org/10.1016/0009-2614(71)80482-7)

Ortega, A. I. (2009). *La evolución geomorfológica de la sierra de Atapuerca (Burgos) y su relación con los yacimientos pleistocenos que contiene* [Tesis doctoral, Universidad de Burgos].

Ortega, A. I., Benito-Calvo, A., Martín-Merino, M. Á., Pérez-González, A., Parés, J. M., Bermúdez de Castro, J. M., Arsuaga, J. L., & Carbonell, E. (2018). Las cuevas de la Sierra de Atapuerca y el uso humano del paisaje kárstico durante el Pleistoceno (Burgos, España). *Boletín Geológico y Minero*, 1129(1-2), 83-105. <https://doi.org/10.21701/bolgeomin.129.1.004>

Ortega, A. I., Benito-Calvo, A., Pérez-González, A., Carbonell, E., Bermúdez de Castro, J. M., & Arsuaga, J. L. (2014). Atapuerca Karst and its Palaeoanthropological Sites. En F. Gutiérrez & M. Gutiérrez (Eds.), *Landscapes and Landforms of Spain* (pp. 101-110). Springer Netherlands. [https://doi.org/10.1007/978-94-017-8628-7\\_8](https://doi.org/10.1007/978-94-017-8628-7_8)

Ortega, A. I., Benito-Calvo, A., Pérez-González, A., Martín-Merino, M. Á., Pérez-Martínez, R., Parés, J. M., Aramburu, A., Arsuaga, J. L., Bermúdez de Castro, J. M., & Carbonell, E. (2013). Evolution of multilevel caves in the Sierra de Atapuerca (Burgos, Spain) and its relation to human occupation. *Geomorphology*, 196, 122-137. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2012.05.031>

Ortega, A. I., Benito-Calvo, A., Porres, J., Pérez-González, A., & Martín-Merino, M. Á. (2010). Applying electrical resistivity tomography to the identification of endokarstic geometries in the Pleistocene Sites of the Sierra de Atapuerca (Burgos, Spain). *Archaeological Prospection*, 17(4), 233-245. <https://doi.org/10.1002/arp.392>

Ortega, A. I., Martín-Merino, M. Á. & Grupo espeleológico edelweiss (2012). *Cuevas de Atapuerca. Una visión de la mano del Grupo Espeleológico Edelweiss*. Diputación Provincial de Burgos

Palmer, A. N. (1991). Origin and morphology of limestone caves. *Geological Society of America Bulletin*, 103(1), 1-21

Parés, J. M., Álvarez, C., Sier, M., Moreno, D., Duval, M., Woodhead, J. D., Ortega, A. I., Campaña, I., Rosell, J., Bermúdez de Castro, J. M., & Carbonell, E. (2018). Chronology of the cave interior sediments at Gran Dolina archaeological site, Atapuerca (Spain). *Quaternary Science Reviews*, 186, 1-16. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2018.02.004>

Parés, J. M., Arnold, L. J., Duval, M., Demuro, M., Pérez-González, A., Bermúdez de Castro, J. M., Carbonell, E., & Arsuaga, J. L. (2013). Reassessing the age of Atapuerca-TD6 (Spain): New paleomagnetic results. *Journal of Archaeological Science*, 40(12), 4586-4595. <https://doi.org/10.1016/j.jas.2013.06.013>

Parés, J. M., Ortega, A. I., Benito-Calvo, A., Aranburu, A., Arsuaga, J. L., Bermúdez de Castro, J. M., & Carbonell, E. (2016). Paleomagnetic constraints on the Atapuerca karst development (N Spain). En *Geological Society of America Special Papers* (Vol. 516, pp. 285-300). Geological Society of America. [https://doi.org/10.1130/2016.2516\(22\)](https://doi.org/10.1130/2016.2516(22))

Parés, J. M., & Pérez-González, A. (1995). Paleomagnetic Age for Hominid Fossils at Atapuerca Archaeological Site, Spain. *Science*, 269(5225), 830-832. <https://doi.org/10.1126/science.7638599>

Parés, J. M., & Pérez-González, A. (1999). Magnetochronology and stratigraphy at Gran Dolina section, Atapuerca (Burgos, Spain). *Journal of Human Evolution*, 37(3-4), 325-342. <https://doi.org/10.1006/jhev.1999.0331>

Parés, J. M., Pérez-González, A., Arsuaga, J. L., Bermúdez de Castro, J. M., Carbonell, E., & Ortega, A. I. (2010). Characterizing the sedimentary history of cave deposits, using archaeomagnetism and rock magnetism, Atapuerca (Northern Spain). *Archaeometry*, 52(5), 882-898. <https://doi.org/10.1111/j.1475-4754.2010.00533.x>

Parés, J. M., Pérez-González, A., Rosas, A., Benito, A., Bermúdez de Castro, J. M., Carbonell, E., & Huguet, R. (2006). Matuyama-age lithic tools from the Sima del Elefante site, Atapuerca (northern Spain). *Journal of Human Evolution*, 50(2), 163-169. <https://doi.org/10.1016/j.jhevol.2005.08.011>

Parés, J. M., Pérez-González, A., Weil, A. B., & Arsuaga, J. L. (2000). On the Age of the Hominid Fossils at the Sima de los Huesos, Sierra de Atapuerca, Spain: Paleomagnetic

Evidence. *American Journal of Physical Anthropology*, 111(4), 451-461. [https://doi.org/10.1002/\(SICI\)1096-8644\(200004\)111:4<451::AID-AJPA2>3.0.CO;2-J](https://doi.org/10.1002/(SICI)1096-8644(200004)111:4<451::AID-AJPA2>3.0.CO;2-J)

Pérez-González, A., Aleixandre, T., Pinilla, A., Gallardo, J., Benayas, J., Martínez, M. J., & Ortega, A. I. (1995). Aproximación a la estratigrafía de galería en la trinchera de la Sierra de Atapuerca (Burgos). En J. M. Bermúdez de Castro, J. L. Arsuaga, & E. Carbonell (Eds.), *Evolución humana en Europa y los yacimientos de la Sierra de Atapuerca* (Vol. 1, pp. 99-121). Junta de Castilla y León, Consejería de Cultura y Turismo.

Pérez-González, A., Jara, S., Panera, J., & Uribe Larrea del Val, D. (2008). Geocronología de la sucesión arqueostratigráfica de Los Estragales en la Terraza Compleja de Butarque (Valle del río Manzanares, Madrid). *Geogaceta*, 45, 39-42.

Pérez-González, A., Martín-Serrano García, Á., & Pol Méndez, C. (1994). Depresión del Duero. En M. Gutiérrez Elorza (Ed.), *Geomorfología de España* (pp. 351-388). Rueda. <https://dialnet.unirioja.es/servlet/articulo?codigo=8611921>

Pérez-González, A., Parés, J. M., Carbonell, E., Aleixandre, T., Ortega, A. I., Benito-Calvo, A., & Martín Merino, M. Á. (2001). Géologie de la Sierra de Atapuerca et stratigraphie des remplissages karstiques de Galería et Dolina (Burgos, Espagne). *L'Anthropologie*, 105(1), 27-43. [https://doi.org/10.1016/S0003-5521\(01\)80004-2](https://doi.org/10.1016/S0003-5521(01)80004-2)

Pérez-González, A., Parés, J. M., Gallardo, J., Aleixandre, T., Ortega, A. I., & Pinilla, A. (1999). Geología y estratigrafía del relleno de Galería de la Sierra de Atapuerca (Burgos). En *Atapuerca: Ocupaciones humanas y paleoecología del yacimiento de Galería* (pp. 31-42). Junta de Castilla y León, Consejería de Educación y Cultura.

Pérez-González, A., Parés, J. M., Carbonell, E., Aleixandre, T., Ortega, A. I., Benito-Calvo, A., & Martín Merino, M. Á. (2001). Géologie de la Sierra de Atapuerca et stratigraphie des remplissages karstiques de Galería et Dolina (Burgos, Espagne). *L'Anthropologie*, 105(1), 27-43. [https://doi.org/10.1016/S0003-5521\(01\)80004-2](https://doi.org/10.1016/S0003-5521(01)80004-2)

Pineda, A., & Arce, J. M. (1990). *Mapa Geológico de España, E 1: 50000, Hoja nº 200 (Burgos)* (2ª serie MAGNA) [Map]. IGME.

Pineda, A. (1996). El enlace y la paleogeografía neógena entre las Cuencas del Duero y del Ebro en la Bureba (Burgos). *Boletín Geológico y Minero*, 107(1), 14-28.

Pineda, A. (1997). *Mapa Geológico de España escala 1:50.000, 2ª serie. (MAGNA). Hoja de Burgos, 200 (19-10)*. IGME. Serv. Pub. Mº Industria. Madrid.

Pons-Branchu, E. (2023). U-Series Dating in Archaeology. En *Handbook of Archaeological Sciences* (pp. 89-97). John Wiley & Sons, Ltd. <https://doi.org/10.1002/9781119592112.ch5>

Pons-Branchu, E., Barbarand, J., Caffy, I., Dapoigny, A., Drugat, L., Dumoulin, J.P., Medina Alcaide, M.A., Nouet, J., Sanchidrián Torti, J.L., Tisnérat-Laborde, N., Jiménez de Cisneros, C., Valladas, H., 2022. U-series and radiocarbon cross dating of speleothems from Nerja Cave (Spain): Evidence of open system behavior. Implication for the Spanish

rock art chronology. *Quaternary Science Reviews*, 290, 107634. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2022.107634>

Poole, C. P. (1983). *Electron Spin Resonance: A Comprehensive Treatise on Experimental Techniques* (2.<sup>a</sup> ed.). J. Wiley & Sons.

Poupeau, G., & Rossi, A. M. (1985). Datation par résonance de spin électronique (RSE). *Méthodes de datation par les phénomènes nucléaires naturels-Applications*, CEA.

Prescott, J. R., & Hutton, J. T. (1994). Cosmic ray contributions to dose rates for luminescence and ESR dating: Large depths and long-term time variations. *Radiation Measurements*, 23(2-3), 497-500. [https://doi.org/10.1016/1350-4487\(94\)90086-8](https://doi.org/10.1016/1350-4487(94)90086-8)

Prescott, J. R., & Stephan. (1982). *The contribution of cosmic radiation to the environmental dose for thermoluminescence dating*. 6, 17-25.

Preusser, F., Chithambo, M. L., Götte, T., Martini, M., Ramseyer, K., Sendezera, E. J., Susino, G. J., & Wintle, A. G. (2009). Quartz as a natural luminescence dosimeter. *Earth-Science Reviews*, 97(1-4), 184-214. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2009.09.006>

Priya, Arnold, L. J., Guilarte, V., Duval, M., Demuro, M., Weij, R., & Reed, E. H. (2022). ESR and OSL dating of fossil-bearing deposits from Naracoorte Cave Complex palaeontological sites, south Australia. *Quaternary Geochronology*, 69, 101270. <https://doi.org/10.1016/j.quageo.2022.101270>

Pueyo, E., Muñoz, A., & Parés, J. (1996). Magnetoestratigrafía de los materiales pliocenos de la Cubeta de Villarroya. *Geogaceta*, 20, 1029-1032.

Richards, D. A., & Dorale, J. A. (2003). Uranium-series Chronology and Environmental Applications of Speleothems. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 52(1), 407-460. <https://doi.org/10.2113/0520407>

Richter, M., Tsukamoto, S., & Long, H. (2020). ESR dating of Chinese loess using the quartz Ti centre: A comparison with independent age control. *Quaternary International*, 556, 159-164. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2019.04.003>

Rico-Avello, G. B. (2023). Recordando a Miguel A. Catalán. *Boletín de física y química*, 33-35.

Rink, W. J. (1997). Electron spin resonance (ESR) dating and ESR applications in Quaternary Science and Archaeometry. *Radiation Measurements*, 27(5-6), 975-1025. [https://doi.org/10.1016/S1350-4487\(97\)00219-9](https://doi.org/10.1016/S1350-4487(97)00219-9)

Rink, W. J., Bartoll, J., Schwarcz, H. P., Shane, P., & Bar-Yosef, O. (2007). Testing the reliability of ESR dating of optically exposed buried quartz sediments. *Radiation Measurements*, 42(10), 1618-1626. <https://doi.org/10.1016/j.radmeas.2007.09.005>

- Rixhon, G., Braucher, R., Bourlès, D. L., Peeters, A., Demoulin, A., & Leanni, L. (2020). Plio-Quaternary landscape evolution in the uplifted Ardennes: New insights from  $^{26}\text{Al}/^{10}\text{Be}$  data from cave-deposited alluvium (Meuse catchment, E. Belgium). *Geomorphology*, 371, 107424. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2020.107424>
- Rodríguez, J., Burjachs, F., Cuenca-Bescós, G., García, N., Van der Made, J., Pérez-González, A., Blain, H.-A., Expósito, I., López-García, J. M., García Antón, M., Allué, E., Cáceres, I., Huguet, R., Mosquera, M., Ollé, A., Rosell, J., Parés, J. M., Rodríguez, X. P., Díez, C., ... Carbonell, E. (2011). One million years of cultural evolution in a stable environment at Atapuerca (Burgos, Spain). *Quaternary Science Reviews*, 30(11-12), 1396-1412. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2010.02.021>
- Rodríguez-García, J., & Pérez-González, A. (2002). Terrazas del río Duero en la Cuenca del Almazán (Soria). En E. Serrano, A. García de Celis, J. C. Guerra, & C. G. Morales (Eds.), *Estudios recientes (2000-2002) en geomorfología, patrimonio, montaña y dinámica territorial*. (pp. 527-536). Departamento de Geografía, Universidad de Valladolid.
- Rodríguez-Gómez, G., Rodríguez, J., Martín-González, J. A., & Mateos, A. (2017). Carnivores and humans during the Early and Middle Pleistocene at Sierra de Atapuerca. *Quaternary International*, 433, 402-414. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2015.12.082>
- Rodríguez-Rodríguez, L., Antón, L., Pallàs, R., García-Castellanos, D., Jiménez-Munt, I., & Pastor-Martín, C. (2020). A GIS method to identify flat surfaces and restore relict fluvial long-profiles from terrace remnants gives new clues on how large basins respond to endorheic-exorheic transitions (Duero basin, Iberian Peninsula). *Earth Surface Processes and Landforms*, 45(4), 1013-1027. <https://doi.org/10.1002/esp.4795>
- Rodríguez-Rodríguez, L., Antón, L., Rodes, A., Pallàs, R., Garcia-Castellanos, D., Jiménez-Munt, I., Struth, L., Leanni, L., Aumaître, G., Bourlès, D., & Keddadouche, K. (2020). Dates and rates of endo-exorheic drainage development: Insights from fluvial terraces (Duero River, Iberian Peninsula). *Global and Planetary Change*, 193, 103271. <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2020.103271>
- Rosas, A., Huguet, R., Pérez-González, A., Carbonell, E., Bermúdez de Castro, J. M., Vallverdú, J., Van der Made, J., Allué, E., García, N., Martínez-Pérez, R., Rodríguez, J., Sala, R., Saladie, P., Benito, A., Martínez-Maza, C., Bastir, M., Sánchez, A., & Parés, J. M. (2006). The «Simma del Elefante» cave site at Atapuerca (Spain). *Estudios Geológicos*, 62(1), 327-348. <https://doi.org/10.3989/egeol.0662129>
- Rosas, A., Pérez-González, A., Carbonell, E., Van Der Made, J., Sánchez, A., Laplana, C., Cuenca-Bescós, G., Parés, J. M., & Huguet, R. (2001). Le gisement pléistocène de la «Sima del Elefante à (Sierra de Atapuerca, Espagne). *L'Anthropologie*, 105(2), 301-312. [https://doi.org/10.1016/S0003-5521\(01\)80018-2](https://doi.org/10.1016/S0003-5521(01)80018-2)

- Sala, N., Pantoja-Pérez, A., Arsuaga, J. L., Pablos, A., & Martínez, I. (2016). The Sima de los Huesos Crania: Analysis of the cranial breakage patterns. *Journal of Archaeological Science*, 72, 25-43. <https://doi.org/10.1016/j.jas.2016.06.001>
- Saladié, P., Huguet, R., Rodríguez-Hidalgo, A., Cáceres, I., Esteban-Nadal, M., Arsuaga, J. L., Bermúdez de Castro, J. M., & Carbonell, E. (2012). Intergroup cannibalism in the European Early Pleistocene: The range expansion and imbalance of power hypotheses. *Journal of Human Evolution*, 63(5), 682-695. <https://doi.org/10.1016/j.jhevol.2012.07.004>
- Sánchez Ron, J. (2001). El exilio interior de Miguel Catalán. *El exilio cultural de la Guerra Civil: (1936-1939)*.
- Sánchez Ron, J. M. (1994). *Miguel Catalán: Su obra y su mundo*. Fundación Ramón Menéndez Pidal, Consejo Superior de Invest. Científicas.
- Santamaría, M., Navazo, M., Arnold, L. J., Benito-Calvo, A., Demuro, M., & Carbonell, E. (2023). Low-cost technologies in a rich ecological context: Hotel California open-air site at Sierra de Atapuerca, Burgos, Spain. *Journal of Quaternary Science*, 38(5), 658-684. <https://doi.org/10.1002/jqs.3501>
- Santisteban, J. I., Mediavilla, R., Martín-Serrano, A., & Dabrio, C. J. (1996). The Duero Basin: A general overview. En P. F. Friend & C. J. Dabrio (Eds.), *Tertiary Basins of Spain: The Stratigraphic Record of Crustal Kinematics*. Cambridge University Press. [https://scholar.google.com/scholar\\_lookup?title=The%20Duero%20Basin%3A%20a%20general%20overview&publication\\_year=1996&author=J.I.%20Santisteban&author=R.%20Mediavilla&author=A.%20Mart%C3%ADn-Serrano&author=C.J.%20Dabrio](https://scholar.google.com/scholar_lookup?title=The%20Duero%20Basin%3A%20a%20general%20overview&publication_year=1996&author=J.I.%20Santisteban&author=R.%20Mediavilla&author=A.%20Mart%C3%ADn-Serrano&author=C.J.%20Dabrio)
- Santonja, M., & Pérez-González, A. (1984). Las industrias paleolíticas de la Maya I en su ámbito regional. *Las industrias paleolíticas de la Maya I en su ámbito regional*, 135.
- Santonja, M., & Pérez-González, A. (2002). El Paleolítico inferior en el interior de la Península Ibérica. Un punto de vista desde la Geoarqueología. *Zephyrus*, 53-54, 27-77.
- Schaller, M., Ehlers, T. A., Stor, T., Torrent, J., Lobato, L., Christl, M., & Vockenhuber, C. (2016). Timing of European fluvial terrace formation and incision rates constrained by cosmogenic nuclide dating. *Earth and Planetary Science Letters*, 451, 221-231. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2016.07.022>
- Schellmann, G., Beerten, K., & Radtke, U. (2008). Electron spin resonance (ESR) dating of Quaternary materials. *E&G Quaternary Science Journal*, 57(1/2), 150-178. <https://doi.org/10.3285/eg.57.1-2.6>
- Silva, P. G., Roquero, E., López-Recio, M., Huerta, P., & Martínez-Graña, A. M. (2017). Chronology of fluvial terrace sequences for large Atlantic rivers in the Iberian Peninsula (Upper Tagus and Duero drainage basins, Central Spain). *Quaternary Science Reviews*, 166, 188-203. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2016.05.027>

- Stokes, M., Cunha, P. P., & Martins, A. A. (2012). Techniques for analysing Late Cenozoic river terrace sequences. *Geomorphology*, 165-166, 1-6. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2012.03.022>
- Struth, L., Garcia-Castellanos, D., Viaplana-Muzas, M., & Vergés, J. (2019). Drainage network dynamics and knickpoint evolution in the Ebro and Duero basins: From endorheism to exorheism. *Geomorphology*, 327, 554-571. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2018.11.033>
- Tauxe, L. (2010). *Essentials of Paleomagnetism*. (University of California Press, Berkeley, Estados Unidos).
- Terradillos-Bernal, M., Demuro, M., Arnold, L. J., Jordá-Pardo, J. F., Clemente-Conte, I., Benito-Calvo, A., & Díez Fernández-Lomana, J. C. (2023). San Quirce (Palencia, Spain): New chronologies for the Lower to Middle Palaeolithic transition of south-west Europe. *Journal of Quaternary Science*, 38(1), 21-37. <https://doi.org/10.1002/jqs.3460>
- Terradillos-Bernal, M., Díez Fernández-Lomana, J. C., Jordá Pardo, J.-F., Benito-Calvo, A., Clemente, I., & Marcos-Sáiz, F. J. (2017). San Quirce (Palencia, Spain). A Neanderthal open air campsite with short term-occupation patterns. *Quaternary International*, 435, 115-128. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2015.09.082>
- Terradillos-Bernal, M., & Rodríguez-Álvarez, X.-P. (2014). The influence of raw material qualities in the lithic technology of Gran Dolina (Units TD6 and TD10) and Galería (Sierra de Atapuerca, Burgos, Spain): A view from experimental archeology. *Comptes Rendus Palevol*, 13(6), 527-542. <https://doi.org/10.1016/j.crpv.2014.02.002>
- Thorne, A., Grün, R., Mortimer, G., Spooner, N. A., Simpson, J. J., McCulloch, M., Taylor, L., & Curnoe, D. (1999). Australia's oldest human remains: Age of the Lake Mungo 3 skeleton. *Journal of Human Evolution*, 36(6), 591-612. <https://doi.org/10.1006/jhev.1999.0305>
- Tissoux, H., Falguères, C., Voinchet, P., Toyoda, S., Bahain, J. J., & Despriée, J. (2007). Potential use of Ti-center in ESR dating of fluvial sediment. *Quaternary Geochronology*, 2(1-4), 367-372. <https://doi.org/10.1016/j.quageo.2006.04.006>
- Tissoux, H., Toyoda, S., Falguères, C., Voinchet, P., Takada, M., Bahain, J.-J., & Despriée, J. (2008). ESR Dating of Sedimentary Quartz from Two Pleistocene Deposits Using Al and Ti-Centers. *Geochronometria*, 30(1), 23-31.
- Tissoux, H., Voinchet, P., Lacquement, F., Prognon, F., Moreno, D., Falguères, C., Bahain, J.-J., & Toyoda, S. (2012). Investigation on non-optically bleachable components of ESR aluminium signal in quartz. *Radiation Measurements*, 47(9), 894-899. <https://doi.org/10.1016/j.radmeas.2012.03.012>
- Torrent, J. (1976). Soil development in a sequence of river terraces in northern Spain. *Catena*, 3, 137-151.

- Toyoda, S., & Falguères, C. (2003). The method to represent the ESR signal intensity of the aluminium hole center in quartz for the purpose of dating. *Advances in ESR applications*, 20, 7-10.
- Toyoda, S., & Ikeya, M. (1991). Thermal stabilities of paramagnetic defect and impurity centers in quartz: Basis for ESR dating of thermal history. *Geochemical Journal*, 25(6), 437-445. <https://doi.org/10.2343/geochemj.25.437>
- Toyoda, S., Miura, H., & Tissoux, H. (2009). Signal regeneration in ESR dating of tephra with quartz. *Radiation Measurements*, 44(5), 483-487. <https://doi.org/10.1016/j.radmeas.2009.03.002>
- Toyoda, S., Voinchet, P., Falguères, C., Dolo, J. M., & Laurent, M. (2000). Bleaching of ESR signals by the sunlight: A laboratory experiment for establishing the ESR dating of sediments. *Applied Radiation and Isotopes*, 52(5), 1357-1362. [https://doi.org/10.1016/S0969-8043\(00\)00095-6](https://doi.org/10.1016/S0969-8043(00)00095-6)
- Turner, G. M., & Lyons, R. G. (1986). A palaeomagnetic secular variation record from c. 120 000 yr-old New Zealand cave sediments. *Geophysical Journal International*, 87(3), 1181-1192. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.1986.tb01989.x>
- Vandenbergh, D., De Corte, F., Buylaert, J.-P., Kučera, J., & haute, P. (2008). On internal radioactivity in quartz. *Radiation Measurements - RADIAT MEAS*, 43, 771-775. <https://doi.org/10.1016/j.radmeas.2008.01.016>
- Vallverdú, J. (1999). Microfacies y micromorfología de las unidades GII y GIII de Galería (Sierra de Atapuerca). En *Atapuerca: Ocupaciones humanas y paleoecología del yacimiento de Galería* (pp. 43-54). Consejería de Educación y Cultura. <https://dialnet.unirioja.es/servlet/articulo?codigo=1255664>
- Vallverdú, J. (2017). Soil-stratigraphy in the cave entrance deposits of Middle Pleistocene age at the Trincheras del Ferrocarril sites (Sierra de Atapuerca, Spain). *Quaternary International*, 433, 199-210. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2015.09.031>
- Vandenbergh, J. (2015). River terraces as a response to climatic forcing: Formation processes, sedimentary characteristics and sites for human occupation. *Quaternary International*, 370, 3-11. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2014.05.046>
- Villalain, J. J. (2016a). La historia del campo magnético terrestre registrada en las rocas: Fundamentos del Paleomagnetismo. *Enseñanza de las ciencias de la tierra: Revista de la Asociación Española para la Enseñanza de las Ciencias de la Tierra*, 24(3), 261-274.
- Villalain, J. J. (2016b). Técnicas en Paleomagnetismo. *Enseñanza de las ciencias de la tierra: Revista de la Asociación Española para la Enseñanza de las Ciencias de la Tierra*, 24(3), 275-281.
- Voinchet, P. (2002). *Datation par résonance paramagnétique électronique (RPE) de quartz blanchis extraits de sédiments fluviaux pléistocènes: Contribution méthodologique et application aux systèmes de la Creuse, du Loir et de l'Yonne*. Muséum national d'Histoire naturelle.

- Voinchet, P., Bahain, J. J., Falguères, C., Laurent, M., Dolo, J. M., Despriée, J., Gageonnet, R., & Chaussé, C. (2004). ESR dating of quartz extracted from Quaternary sediments application to fluvial terraces system of northern France [ Datation par résonance paramagnétique électronique (RPE) de quartz fluviatiles quaternaires: Application aux systèmes de terrasses du nord de la France.]. *Quaternaire*, 15(1-2), 135-141. <https://doi.org/10.3406/quate.2004.1761>
- Voinchet, P., Falguères, C., Laurent, M., Toyoda, S., Bahain, J. J., & Dolo, J. M. (2003). Artificial optical bleaching of the Aluminium center in quartz implications to ESR dating of sediments. *Quaternary Science Reviews*, 22(10-13), 1335-1338. [https://doi.org/10.1016/S0277-3791\(03\)00062-3](https://doi.org/10.1016/S0277-3791(03)00062-3)
- Voinchet, P., Falguères, C., Tissoux, H., Bahain, J.-J., Despriée, J., & Pirouelle, F. (2007). ESR dating of fluvial quartz: Estimate of the minimal distance transport required for getting a maximum optical bleaching. *Quaternary Geochronology*, 2(1), 363-366. <https://doi.org/10.1016/j.quageo.2006.04.010>
- Voinchet, P., Pereira, A., Nomade, S., Falguères, C., Biddittu, I., Piperno, M., Moncel, M.-H., & Bahain, J.-J. (2020). ESR dating applied to optically bleached quartz—A comparison with  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  chronologies on Italian Middle Pleistocene sequences. *Quaternary International*, 556, 113-123. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2020.03.012>
- Voinchet, P., Yin, G., Falguères, C., Liu, C., Han, F., Sun, X., & Bahain, J. (2013). ESR dose response of Al center measured in quartz samples from the Yellow River (China): Implications for the dating of Upper Pleistocene sediment. *Geochronometria*, 40(4), 341-347. <https://doi.org/10.2478/s13386-013-0131-8>
- Voinchet, P., Yin, G., Falguères, C., Liu, C., Han, F., Sun, X., & Bahain, J.-J. (2019). Dating of the stepped quaternary fluvial terrace system of the Yellow River by electron spin resonance (ESR). *Quaternary Geochronology*, 49, 278-282. <https://doi.org/10.1016/j.quageo.2018.08.001>
- Vernot, B., Zavala, E. I., Gómez-Olivencia, A., Jacobs, Z., Slon, V., Mafessoni, F., Romagné, F., Pearson, A., Petr, M., Sala, N., Pablos, A., Aranburu, A., De Castro, J. M. B., Carbonell, E., Li, B., Krajcarz, M. T., Krivoschapkin, A. I., Kolobova, K. A., Kozlikin, M. B., ... Meyer, M. (2021). Unearthing Neanderthal population history using nuclear and mitochondrial DNA from cave sediments. *Science*, 372(6542), eabf1667. <https://doi.org/10.1126/science.abf1667>
- Walker, M. J. C. (2005). *Quaternary dating methods*. J. Wiley.
- Walther, R., & Zilles, D. (1994). ESR studies on bleached sedimentary quartz. *Quaternary Geochronology (Quaternary Science Reviews)*, 13, 611-614.
- Wainer, K., Genty, D., Blamart, D., Daëron, M., Bar-Matthews, M., Vonhof, H., Dublyansky, Y., Pons-Branchu, E., Thomas, L., van Calsteren, P., Quinif, Y., & Caillon, N. (2011). Speleothem record of the last 180 ka in Villars cave (SW France): Investigation of a large  $\delta^{18}\text{O}$  shift between MIS6 and MIS5. *Quaternary Science Reviews*, 30(1), 130-146. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2010.07.004>

Weil, J. A. (1984). A review of electron spin spectroscopy and its application to the study of paramagnetic defects in crystalline quartz. *Physics and Chemistry of Minerals*, 10(4), 149-165. <https://doi.org/10.1007/BF00311472>

Westaway, R. (2020). Late Cenozoic uplift history of the Peak District, central England, inferred from dated cave deposits and integrated with regional drainage development: A review and synthesis. *Quaternary International*, 546, 20-41. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2019.10.002>

Wieser, A., Debuyst, R., Fattibene, P., Meghzifene, A., Onori, S., Bayankin, S. N., Blackwell, B., Brik, A., Bugay, A., Chumak, V., Ciesielski, B., Hoshi, M., Imata, H., Ivannikov, A., Ivanov, D., Junczewska, M., Miyazawa, C., Pass, B., Penkowski, M., ... Trompier, F. (2005). The 3rd international intercomparison on EPR tooth dosimetry: Part 1, general analysis. *Applied Radiation and Isotopes*, 62(2), 163-171. <https://doi.org/10.1016/j.apradiso.2004.08.027>

Winsemann, J., Lang, J., Roskosch, J., Polom, U., Böhner, U., Brandes, C., Glotzbach, C., & Frechen, M. (2015). Terrace styles and timing of terrace formation in the Weser and Leine valleys, northern Germany: Response of a fluvial system to climate change and glaciation. *Quaternary Science Reviews*, 123, 31-57. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2015.06.005>

Woda, C., & Wagner, G. A. (2007). Non-monotonic dose dependence of the Ge- and Ti-centres in quartz. *Radiation Measurements*, 42(9), 1441-1452. <https://doi.org/10.1016/j.radmeas.2007.03.003>

Wohlfarth, B. (2013). A review of Early Weichselian climate (MIS 5d-a) in Europe. *Technical Report / Svensk Kärnbränslehantering AB*, 44(50). <https://archimer.ifremer.fr/doc/00499/61046/>

Yokoyama, Y., Falguères, C., & Quaegebeur, J. P. (1985). ESR dating of quartz from quaternary sediments: First attempt. *Nuclear Tracks and Radiation Measurements*, 10(4-6), 921-928. [https://doi.org/10.1016/0735-245X\(85\)90109-7](https://doi.org/10.1016/0735-245X(85)90109-7)

Zavoisky, E. (1945). Spin-magnetic resonance in paramagnetics. *J Phys Ussr*, 9, 211-245.

Zazo, C., Goy Goy, J. L., & Hoyos Gómez, M. (1987). Contexto geológico y geomorfológico. *El hombre fósil de Ibeas y el Pleistoceno de la sierra de Atapuerca, 1987*, ISBN 84-505-7066-2, págs. 41-46, 41-46. <https://dialnet.unirioja.es/servlet/articulo?codigo=6092472>

Zazo, C., & Goy, J. L. (1977). *Geomorphological study of the confluence of the rivers Pisuerga, Arlanza, and Arlanzón, Basin of Duero (Spain)*. the X Inqua Congress.

Zeller, E. J., Levy, P. W., & Mattern, P. L. (1967). Geologic dating by electron spin resonance. *Radioactive dating and methods of low-level counting*.

Zijderveld, J. D. A. (1967). A.C. demagnetization of rocks: Analysis of results. En D. W. Collinson, S. K. Runcorn, & K. M. Creer (Eds.), *Methods in Paleomagnetism*. Elsevier.

Zimmerman, D. W. (1971). Thermoluminescent Dating Using Fine Grains from Pottery. *Archaeometry*, 13(1), 29-52. <https://doi.org/10.1111/j.1475-4754.1971.tb00028.x>



**LISTA DE TABLAS**

Tabla 3.1. Descripción sintetizada de las capas de las subunidades GIa y GIb de Campaña <i>et al.</i> (2023). .....	42
Tabla 3.2. Descripción sintetizada de las facies sedimentarias descritas por Campaña <i>et al.</i> (2023) en GI. ....	43
Tabla 3.3. Tabla resumen con las fechas de las distintas secuencias de terrazas del NO de la cuenca del Duero relacionadas altimétricamente. a) Cunha <i>et al.</i> 2019, b) Rodríguez-Rodríguez <i>et al.</i> (2020), c) Schaller <i>et al.</i> 2016, Castellanos 1986, y d) Demuro <i>et al.</i> 2024 .....	61
Tabla 3.4. Dataciones por núclidos cosmogénicos de la zona central del río Duero (Rodríguez-Rodríguez <i>et al.</i> , 2020). ....	62
Tabla 4.1. Listado de las muestras de RPE con su localización geográfica. ....	74
Tabla 4.2. Listado de muestras paleomagnéticas y su localización con respecto a las muestras de RPE. ....	76
Tabla 4.3. Listado de muestras tomadas para series de U. ....	77
Tabla 4.4. Bandas de frecuencia y el campo magnético en gigahercios (GHz) y Gauss (G), respectivamente en resonancia para electrones desapareados (Alger, 1968; Poole 1983). ....	103
Tabla 4.5. Tasas de irradiación de las muestras. ....	124
Tabla 4.6. Parámetros del espectrómetro usados en las muestras donde se analizó de forma conjunta la señal de Al y Ti .....	127
Tabla 4.7. Parámetros utilizados en las medidas del espectrómetro de RPE en las muestras donde se analizó por separado la señal del Al y Ti. ....	127
Tabla 5.1. Dosis Equivalentes ( $D_E \pm 1\sigma$ ) de los centros de Al, Ti-Li (opciones A y D) y Ti-H (opción C), <i>sensu</i> Duval y Guilarte (2015), en el Complejo Galería. BI: porcentaje de blanqueamiento. N.C: no calculado. Datos publicados en Hernando-Alonso <i>et al.</i> (2024). ....	146
Tabla 5.2. Dosis Totales para las muestras del Complejo Galería. El asterisco (*) señala los contenidos de agua finales asumidos según datos previos de Demuro <i>et al.</i> , (2014). ....	150

Tabla 5.3. Edades obtenidas en las muestras del Complejo Galería. En negrita aparece la fecha más consistente según la discusión (ver apartado 6.1). Datos publicando en Hernando-Alonso et al., (2024). Todas las edades están calculadas con un intervalo de confianza de $\pm 1\sigma$ .	152
Tabla 5.4. Resultados paleomagnéticos de las muestras cogidas en el nivel GIa.6 en relación con las muestras de RPE ZAR1802 y ZAR1803. Dec: Declinación, Inc: Inclinación, MAD: Desviación angular máxima. En negrita están los valores corregidos finales de declinación e inclinación, ya que la secuencia está basculada hacia el sur. Datos publicando en Hernando-Alonso et al., (2024).	153
Tabla 5.5. Análisis granulométricos completo por tamizado en húmedo y pipeta de Robinson de las muestras sedimentarias en relación a las muestras de RPE cogidas en Cueva del Silo. SC: Sala del Caos, GA: Galería de las Arenas.	157
Tabla 5.6. Análisis de la fracción arenas por tamizado húmedo de las muestras sedimentarias cogidas en relación con las muestras de RPE. SC: Sala del Caos, GA: Galería de las Arenas.	158
Tabla 5.7. Fracción de limos de las muestras cogidas en Cueva del Silo. SC: Sala del Caos, GA: Galería de las Arenas.	158
Tabla 5.8. Análisis mineralógicos por difracción de rayos X de las muestras de la Cueva del Silo. SC: Sala del Caos, GA: Galería de las Arenas.	159
Tabla 5.9. Análisis de elementos mayoritarios por Fluorescencias de rayos X (FRX) de las muestras de la Cueva del Silo. Fe <sub>2</sub> O <sub>3t</sub> : Cantidad total de hierro en distintos estados de oxidación. LD: Límite de detección y LOI: Pérdida por Ignición.	160
Tabla 5.10. Análisis de elementos minoritarios por fluorescencia de rayos X de las muestras de Sala del Caos. LD: Límite de detección.	161
Tabla 5.11. Dosis Equivalentes ( $D_E \pm 1\sigma$ ) de los centros de Al, Ti-Li (opciones A y D) y Ti-H (opción C), sensu Duval y Guilarte (2015), en Cueva del Silo. Bl: porcentaje de blanqueamiento. Datos publicados en Hernando-Alonso et al. (2022).	167
Tabla 5.12. Dosis Totales para las muestras de Cueva del Silo. El asterisco (*) señala los contenidos de agua obtenidos a partir del promedio del resto de las muestras tomadas en Sala del Caos.	171
Tabla 5.13. Edades obtenidas en las muestras de Cueva del Silo. En negrita aparecen las fechas más consistentes según la discusión (ver apartado 6.2). El asterisco (*) señala la edad calculada con un intervalo de confianza de $\pm 2\sigma$ . El resto de las muestras se han	

presentado con un intervalo de confianza de  $\pm 1\sigma$ . Datos publicados en Hernando-Alonso et al. (2022)..... 173

Tabla 5.14. Datos paleomagnéticos de las direcciones magnéticas remanentes características (ChRM) obtenidas en Cueva del Silo. El conjunto de datos cogidos en Sala del Caos (trinchera) y Galería de las Arenas fueron publicados por Hernando-Alonso et al. (2022), exceptuando la muestra 21SIL2-03 cuyos resultados son inéditos. Dec: Declinación. Inc: Inclinación. MAD: Desviación máxima angular (Maximum Angular Deviation)..... 175

Tabla 5.15. Dataciones por series de Uranio del espeleotema de Cueva del Silo, datado en el Laboratoire des Sciences du Climat et de l'Environnement (LSCE, Gif-sur-Yvette, France). Las edades (antes del 2021) fueron calculadas usando las siguientes constantes de decaimiento:  $\lambda_{238} = 1.55125 \times 10^{10}$  (Jaffey et al., 1971),  $\lambda_{234} = 2.82206 \times 10^6$  and  $\lambda_{230} = 9.1705 \times 10^6$  (Cheng et al., 2013). Datos cortesía de las Dras. M. Richard y E. Pons-Branchu. .... 181

Tabla 5.16. Dosis Equivalentes ( $D_E \pm 1\sigma$ ) del centro de Al en Cueva Peluda. Datos inéditos. .... 184

Tabla 5.17. Dosis Totales para las muestras de Cueva Peluda. .... 185

Tabla 5.18. Edades obtenidas en Cueva Peluda. En negrita aparece la fecha más consistentes según la discusión (ver apartado 6.3). .... 186

Tabla 5.19. Contenidos de U y Th, razones isotópicas y edades obtenidas para la muestra de espeleotema de la Cueva Peluda datada en el Laboratoire des Sciences du Climat et de l'Environnement (LSCE, Gif-sur-Yvette, France), siguiendo la metodología descrita en Pons-Branchu et al. (2022). La edad corregida fue ajustada por  $^{230}\text{Th}$  heredado, asumiendo una razón  $^{230}\text{Th}/^{232}\text{Th}$  de la fracción detrítica de  $0,90 \pm 0,45$ .  $\delta^{234}\text{U} = (^{234}\text{U}/^{238}\text{U})_{\text{medido}} / (^{234}\text{U}/^{238}\text{U})_{\text{equilibrio}} - 1) \times 1000$ , siendo  $(^{234}\text{U}/^{238}\text{U})_{\text{equilibrio}} = 54.89 \times 10^{-6}$  (razón molar, Cheng et al., 2013). Cabe destacar que, debido a la baja relación de  $^{230}\text{Th}/^{232}\text{Th}$  en las muestras ATA-21-02-03 y 04A, las edades sin corregir y corregidas presentan diferencias significativas y muestran un intervalo de error considerable. En negrita se han señalado las fechas que se han interpretado como más fiables. Datos cortesía de M. Richard y E. Pons-Branchu..... 188

Tabla 5.20. Dosis Equivalentes ( $D_E \pm 1\sigma$ ) de los centros de Al, Ti-Li (opciones A y D) y Ti-H (opción C), sensu Duval y Guilarte (2015), en el valle del río Arlanzón. Bl: % de blanqueamiento. Datos inéditos..... 190

Tabla 5.21. Evaluación y cálculo de las Dosis Totales para las muestras del valle del Arlanzón. .... 195

Tabla 5.22. Edades obtenidas en las terrazas del río Arlanzón. En negrita aparecen las edades más consistentes según la discusión (ver apartado 6.4).....	198
Tabla 5.23. Dosis Equivalentes ( $D_E \pm 1\sigma$ ) de los centro de Al, Ti-Li (opciones A y D) y Ti-H (opción C), sensu Duval y Guilarte (2015), obtenidos en el valle del río Arlanza. ....	201
Tabla 5.24. Dosis Totales para las muestras del valle del río Arlanza. El asterisco (*) señala los valores calculados a partir del promedio de los contenidos en radioelementos obtenidos en el resto de las muestras de la misma terraza.....	204
Tabla 5.25. Edades obtenidas en las terrazas del río Arlanza. En negrita aparecen las edades más consistentes según la discusión (ver apartado 6.5).....	207
Tabla 6.1. Comparación de las dataciones obtenidas en este trabajo y en el estudio previo de Moreno et al. (2012) en el valle del río Arlanzón. Los símbolos (+) y (-) indican los resultados de polaridad normal e inversa obtenidos por Benito-Calvo et al. (2008). En negrita, están señaladas las fechas que se han interpretado en este trabajo como más fiables. * Edad media promedio calculada con las dataciones disponibles para la terraza T3 <sub>AZN</sub> (+70-78 m), junto con las edades de las facies de interior de Gran Dolina-Penal y Sima de Elefante (Carbonell et al., 2008; Duval et al., 2022). ....	237
Tabla 6.2. Tasas de incisión del valle del río Arlanzón. (*) Tasas de incisión calculadas con la edad promedio ponderada de la terraza T3 <sub>AZN</sub> (+70-78 m), en la cual también se han considerado las estimaciones de los sedimentos kársticos de Gran Dolina-Penal (Duval et al., 2022) y Sima de Elefante (Carbonell et al., 2008). ....	244
Tabla 6.3. Comparativa de edades en el valle del río Arlanza. El símbolo (+) representa los datos de polaridad normal en Benito-Calvo (2004). En negrita están las fechas de este trabajo que se han interpretado como más fiables. ....	247
Tabla 6.4. Tasas de incisión del valle del río Arlanza. P. sup: Pleistoceno superior. ...	253
Tabla 6.5. Modelo de correlación de las terrazas fluviales de los ríos Arlanza y Arlanzón, propuesto por (Benito-Calvo, 2004), añadiendo el valle del río Pisuerga (Santonja & Pérez-González, 2002; Terradillos-Bernal et al., 2017). ....	254
Tabla 6.6. Resumen de las tasas de incisión calculadas en el NE de la cuenca del Duero. Los niveles de base se basan en la descripción de los valles realizada por Benito-Calvo, 2004. AZA: Arlanza, AZN: Arlanzón. PSR: Pisuerga. Las tasas de incisión con asteriscos (*) han sido calculadas incluyendo dataciones de sedimentos kársticos de la Sierra de Atapuerca (ver apartado 6.5). ....	259



## LISTA DE FIGURAS

- Figura 2.1. Situación geográfica. A) Imagen de satélite de la península ibérica (Google Earth), donde viene sombreada la cuenca del Duero. SC: Sistema Central. SI: Sistema Ibérico. CC: Cordillera cantábrica. 1: Río Pisuerga. 2: Río Arlanza. 3: Río Arlanzón. El círculo rojo señala la ubicación de los yacimientos de la Sierra de Atapuerca. La zona de estudio está señalizada con un rectángulo negro. B) Modelo 3D del relieve de la Sierra de Atapuerca (Benito-Calvo & Pérez-González, 2015). ..... 10
- Figura 2.2. Representación esquemática de la evolución de un karst multinivel asociada con el descenso del nivel de base regional. Modificado de Anthony (2004). ..... 13
- Figura 3.1. Mapa geológico de sector NE de la cuenca del Duero (Benito-Calvo & Pérez-González, 2007). ..... 20
- Figura 3.2. Mapa del relieve de la Sierra de Atapuerca donde se aprecia el desarrollo kárstico multinivel especialmente en la zona meridional de la sierra (Bermejo, 2021 basado en Ortega, 2009 y Benito-Calvo et al., 2017). ..... 22
- Figura 3.3. Localización y formación de las distintas superficies de erosión en el sector NE de la cuenca del Duero que incluye a la Sierra de Atapuerca. (Benito-Calvo & Pérez-González, 2007). ..... 30
- Figura 3.4. Mapa geomorfológico en el sector de “Covarrubias-confluencia con el Arlanzón” del Valle del Arlanza (Benito- Calvo, 2004) ..... 33
- Figura 3.5. Mapa del sistema kárstico de las Torcas (en Bermejo, 2021 basado en Ortega, 2009). Valles: VP: Valle de la Propiedad, VH: Valle de Valhondo, VC: Valle de Cueva Mayor; Cavidades nivel superior: CF: Cueva Fantasma, GE: Galería de las Estatuas, SC: Sala del Coro, S: Galería del Sílex; Cavidades nivel intermedio: GD: Gran Dolina-Penal, CG: Complejo Galería, SE: Sima del Elefante, GB: Galería Baja, GS: Galería del Silo, C: Sala de los Cíclopes, SH: Sima de los Huesos; Cavidades nivel inferior: CC: Cueva Compresor, CP: Cueva Peluda, CS: Cueva del Silo. Complejo kárstico: CM: Cueva Mayor-Cueva del Silo (Bermejo, 2021 basado en Ortega, 2009). ..... 37
- Figura 3.6. Esquema Complejo Galería. A) Planta Complejo Galería (Modificado de Ortega, 2009). B) Vista desde la Trinchera del ferrocarril del Complejo Galería, donde se indica las principales facies y la secuencia estratigráfica del Complejo Galería (Modificado de Ortega, 2009). La altura de las terrazas T4<sub>AZN</sub> (+60-67 m) y T5<sub>AZN</sub> (+50-58 m) del río Arlanzón están indicadas con una línea azul. El entramado de la caliza no representa el buzamiento real. .... 41

- Figura 3.7. Pared NE del sector de Covacha de los Zarpazos. Las líneas rojas representan las fallas y fracturas. Los contactos entre capas están marcados con líneas negras, mientras que la línea azul indica la extrapolación del límite Brunhes-Matuyama en este sector. En letras blancas se indican las capas (Campaña et al., 2023)..... 45
- Figura 3.8. Mapa de la Cueva del Silo (Ortega, 2009). Los asteriscos marcan dónde afloran las gravas fluviales ..... 48
- Figura 3.9. Columna estratigráfica tipo de las secuencias sedimentarias en Sala del Caos y Galería de las Arenas (Modificado de Hernando-Alonso et al., 2022 basado en Ortega, 2009)..... 50
- Figura 3.10. Modelo 3D de Galería de las Arenas realizado por el Dr. Adrián Martínez-Fernández. Los cuerpos sedimentarios están separados por líneas discontinuas, mientras que las capas están marcadas por líneas de puntos. Los fragmentos de roca están marcados en blanco (Hernando-Alonso et al., 2022)..... 51
- Figura 3.11. Mapa de la Cueva Peluda (Ortega, 2009). ..... 52
- Figura 3.12. Secuencia sedimentológica de la Galería inferior donde se ven los conglomerados sellados por un espeleotema. Imagen de Miguel Ángel Martín en Ortega (2009). ..... 54
- Figura 3.13. Relación de los niveles kársticos de la Sierra de Atapuerca con las terrazas del río Arlanzón (Ortega, 2009). ..... 58
- Figura 3.14. Cuenca hidrográfica del Duero con los ríos con marcos cronológicos. El modelo digital del terreno de la cuenca de Duero en la zona de Portugal se ha tomado de la Universidad de Oporto ([https://www.fc.up.pt/pessoas/jagoncal/dems/index\\_en.html](https://www.fc.up.pt/pessoas/jagoncal/dems/index_en.html)), mientras que el de España proviene del Instituto Geográfico Nacional (<https://centrodedescargas.cnig.es/CentroDescargas/buscar-mapa#>)..... 59
- Figura 4.1. Esquema del Complejo Galería en vista cenital, modificado de Ortega (2009). Con asteriscos (\*) están marcados los sitios de muestreo. ZAR: Covacha de los Zarpazos, G: Galería, TS: Tres Simas, TSN: Tres Simas Norte, TSC: Tres Simas Central, TSS: Tres Simas Sur..... 78
- Figura 4.2. Imagen de la pared NE del sector de Covacha de los Zarpazos. Las muestras de RPE están señaladas con un círculo blanco, mientras que las muestras de paleomagnetismo están señaladas con un rectángulo blanco. Las líneas rojas marcan fallas post-sedimentarias, mientras que la línea azul marca la extrapolación del límite Brunhes/Matuyama en este sector que separa la subunidad GIa (inferior) y GIb (superior). Las letras blancas denominan cada una de las capas de la unidad GI. En este caso, las

muestras ZAR1802 y ZAR1803 se han tomado en la capa GIa.6, mientras que las muestras ZAR1801 y ZAR1501 se tomaron en la unidad GIa.5. Imagen modificada de Campaña et al. (2023)..... 79

Figura 4.3. Muestra de RPE TSC1501 cogida en la facies de interior en el sector de Tres Simas Central..... 80

Figura 4.4. A) Mapa esquemático de Cueva del Silo donde los asteriscos (\*) señalan los puntos donde se han observado cantos fluviales. Con un cuadrado rojo, se marcan las zonas donde se ha realizado el muestreo. B) Perfiles longitudinales de la Galería de la Arenas y de la Sala del Caos con las muestras de RPE señaladas con puntos negros (SILOXXXX). El muestreo para Magnetoestratigrafía (PMAG) está marcado con un rectángulo blanco. La muestra del espeleotema está señalada con un punto rojo en Sala del Caos (ATA 21-01). Imágenes modificadas de Ortega, (2009), en Hernando-Alonso et al. (2022)..... 81

Figura 4.5. A) Muestreo de RPE en la gatera de la Sala del Caos en el que se tomaron las muestras SILO1501 y SILO1502. B) Muestreo de RPE en la parte externa de la Sala del Caos donde se recogieron las muestras SILO1503 y SILO1504 en una trinchera excavada actualmente. C) Se observa un modelo 3D de la sección longitudinal de la Galería de las Arenas realizado por el Dr. Adrián Martínez Fernández, donde se han situado las muestras SILO1505 y SILO1506. (Contornos con líneas negras indican fragmentos de roca; El rectángulo señala el muestreo de paleomagnetismo. Los puntos blancos y letras blancas señalan las muestras de RPE y los puntos azules las muestras sedimentarias tomadas al lado de éstas. La línea blanca de guiones marca los distintos cuerpos sedimentarios y la línea de puntos, las subcapas) (Hernando-Alonso et al., 2022)..... 82

Figura 4.6. Muestreo en la Sala del Caos para Magnetoestratigrafía y series de Uranio. Con un rectángulo negro se señala el muestreo para Magnetoestratigrafía y con un asterisco en blanco para series de Uranio. A) Esquema con la secuencia estratigráfica que se observa en el silo prehistórico en la Galería Principal 1: gravas metamórficas, 2: arenas, 3: arcillas y 4: limos y 5: costra estalagmítica. (Ortega, 2009). B) Imagen del muestreo de paleomagnetismo para el conjunto de muestras 21SIL1. Las líneas blancas discontinuas separan las distintas capas. En C), se señala el muestreo de paleomagnetismo en las arcillas de colmatación de la secuencia sedimentaria en la Sala del Caos (21SIL3) y la muestra de la costra que sella la secuencia (ATA21-01). El punto blanco indica la posición de la muestra de RPE SILO1504. D) Imagen de la pared norte de la Sala del Caos donde también se han muestreado estas arcillas de colmatación (21/22 SIL3). ..... 83

Figura 4.7. Muestreo en Cueva Peluda. A) Corte transversal de la Galería Inferior (modificado de Ortega, 2009). B) Detalle del muestro de RPE (imagen de la Dra. Davinia Moreno). ..... 84

Figura 4.8. Muestreo de las terrazas del valle del río Arlanzón para datación por RPE. A) Terraza T2 <sub>AZN</sub> (+82-91 m). B) Terraza T3 <sub>AZN</sub> (+70-78 m) (imágenes del Dr. Alfonso Benito-Calvo). .....	85
Figura 4.9. Muestreo de la terraza T4 <sub>AZN</sub> (+60-67 m) del valle del río Arlanzón para datación por RPE. (imágenes del Dr. Alfonso Benito-Calvo).....	86
Figura 4.10. Muestreo de la terraza T5 <sub>AZN</sub> (+50-58 m). del valle del río Arlanzón para datación por RPE (imágenes del Dr. Alfonso Benito-Calvo).....	87
Figura 4.11. Muestreo de la terraza T4 <sub>AZA</sub> (+84-87 m) del valle del río Arlanza para datación por RPE (imágenes del Dr. Alfonso Benito-Calvo).....	88
Figura 4.12. Muestreo de la terraza T5 <sub>AZA</sub> (+73-79 m) del valle del río Arlanza para datación por RPE (imágenes del Dr. Alfonso Benito-Calvo).....	89
Figura 4.13. Muestreo de la terraza T13 <sub>AZA</sub> (+12-17 m) del valle del río Arlanza para datación por RPE (imagen del Dr. Alfonso Benito-Calvo).....	89
Figura 4.14. Esquema de la teoría bandas aplicada a sólidos, siendo E la energía. ....	96
Figura 4.15. Formación de las trampas electrónicas o centros paramagnéticos según la teoría de bandas aplicada a sólidos. Modificado de Grün, (1989). ....	98
Figura 4.16. Efecto Zeeman. A) Al aplicar un campo magnético externo H los electrones desapareados se dividen en dos niveles energéticos según el valor del espín. Conforme se va variando H incrementa la diferencia energética entre las dos poblaciones de radicales libres. Cuando el $\Delta E$ es igual a la $E$ asociada una onda de microonda, los electrones son capaces de cambiar de estado energético. B) Para cambiar de estado energético, los radicales libres absorben energía que se detecta en un espectro. C) A este espectro se le aplica la primera derivada para poder ser analizado. Modificado de Poupeau y Rossi, (1985) .....	100
Figura 4.17. Espectro de la señal RPE del centro de Al de la muestra ZAR1803.....	104
Figura 4.18. Esquema de un espectrómetro de RPE, modificado de Moreno (2011). 1: electroimán, 2: Bobinas de Helmholtz, 3: Cavidad donde se introduce la muestra. 4: Consola, 5 Generador de microondas klyston. 6: Lechera de nitrógeno líquido a -180 °C. 7: Ordenador donde se visualiza la señal.....	106
Figura 4.19 Esquema de la evolución de la señal de RPE en el centro de Aluminio (Al) y del Titanio (Ti) modificado de Voinchet et al. (2004). La evolución de la señal del centro de Al está representada por la línea negra, mientras que la señal asociada a los centros de Ti está en rojo. ....	109

Figura 4.20. Evolución de la intensidad de la señal del centro del Al en función de las dosis de irradiación. En rojo están representados los espectros (arriba) y la intensidad de la señal asociada a una dosis de irradiación artificial (abajo). En verde, se ha señalado la señal (arriba), así como la intensidad de RPE (abajo) proveniente de la alícuota natural. La señal e intensidad de la alícuota blanqueada artificialmente está en negro. En el centro de Al, la  $D_E$  es la dosis equivalente que se obtiene al restar la dosis residual, mientras que la  $D_t$  es la suma de la  $D_E$  más la dosis residual que no se blanquea en este centro. Modificado de Moreno (2011). ..... 111

Figura 4.21. Espectro del centro de Al con los valores de g de la muestra ZAR1803. 114

Figura 4.22. Señal teórica del Ti con los distintos centros que la componen. Imagen de Voinchet (2002). ..... 116

Figura 4.23. Espectro de la señal de Ti donde vienen representados las distintas opciones para medir las intensidades de RPE *sensu* Duval y Guilarte (2015). ..... 117

Figura 4.24. Esquema del protocolo analítico aplicado para calcular la edad en los granos de cuarzo. .... 122

Figura 4.25. Irradiador Gammacell-1000 con una fuente de  $^{137}\text{Cs}$ . Imagen del archivo fotográfico del CENIEH. .... 125

Figura 4.26. Espectrómetro de RPE del laboratorio de datación por RPE del CENIEH. Imagen del archivo fotográfico del CENIEH. .... 126

Figura 4.27. Detectores de Germanio Hiperpuro Canberra tipo coaxial del CENIEH. Imagen del archivo fotográfico del CENIEH. .... 130

Figura 4.28. Magnetómetro criogénico (SQUID) (755 SRM, 2G Enterprises). Imagen del archivo fotográfico del CENIEH. .... 133

Figura 4.29. Tamizadora automática RESTCH AS200. Imagen del archivo fotográfico del CENIEH. .... 137

Figura 4.30. Pipeta Robinson del laboratorio de Geología del CENIEH. .... 138

Figura 4.31. Difractómetro de rayos X PANalytical X'Pert PRO. Imagen del archivo fotográfico del CENIEH. .... 139

Figura 4.32. Equipo PANalytical Axios para fluorescencia de rayos X. Imagen del archivo fotográfico del CENIEH. .... 139

Figura 5.1 Señal de los centros de Ti-Li y Ti-H de la muestra ZAR1501 en la alícuota irradiada con 9000 Gy con 20 scans. Se puede observar cómo la relación señal/ruido impide aportar una estimación precisa de las intensidades de RPE. .... 145

Figura 5.2. Detalle de las curvas de crecimiento en el centro de Al para A) la muestras ZAR1501 y B) la muestra TSC1501. En ambas gráficas se observa como la función SSE+LIN (línea roja) no pasa por la natural (primer punto experimental), sobreestimando el valor de  $D_E$ . .... 147

Figura 5.3. A) Representación de las direcciones de la magnetización remanente características (ChRM, por sus siglas en inglés) en una proyección estereográfica (hemisferio norte). Los puntos rellenos indican vectores con polaridad normal, mientras que los abiertos representan polaridades inversas. B) Ejemplos de la desmagnetización progresiva por campos alternos (AF) se muestran mediante diagramas vectoriales (Zijderveld, 1967) de muestras representativas de la Covacha de los Zarpazos. Las trayectorias proyectadas en el plano horizontal (círculos sólidos) y en el plano vertical (círculos abiertos) indican la evolución del vector magnético conforme se eliminan componentes no primarias. El comportamiento lineal hacia el origen señala una componente magnética estable, mientras que las desviaciones iniciales corresponden a componentes secundarias eliminadas durante el tratamiento de los datos. También, se muestra el valor inicial de la magnetización normal remanente (NRM, siglas en inglés) expresado en miliAmperios por metro (mA/m). .... 155

Figura 5.4. Representación gráfica del contenido de elementos minoritarios presentes en las muestras de Cueva del Silo. .... 162

Figura 5.5 Correlación de los elementos mayoritarios y minoritarios con A) el CP1, B) CP2 y C) CP3. .... 164

Figura 5.6. Análisis de componentes principales utilizando en A) el CP1 y el CP2 (varianza del 86,83%) y en B) el CP1 y CP3 (varianza del 85,4%). .... 165

Figura 5.7. Representación gráfica de los valores de  $D_E (\pm 1\sigma)$  obtenidos por los distintos centros en las muestras tomadas en Cueva del Silo. .... 169

Figura 5.8. Proyecciones estereográficas de las ChRM obtenidas en Cueva del Silo. Todas las proyecciones están realizadas desde el hemisferio norte. Los círculos negros indican polaridades normales (vectores positivos), mientras que los círculos sin relleno indican inclinaciones negativas (polaridad inversa). A: Proyección estereográfica del conjunto de datos 21SIL1 tomados en el silo prehistórico en Galería Principal. B: Conjunto de muestras cogidas del corte excavado en la secuencia detrítica de grano fino en Sala del Caos (Modificado de Hernando-Alonso et al., 2022). C: Proyección estereográfica de las muestras tomadas en las arcillas que colmatan la secuencia detrítica en Sala del Caos que

se encuentran selladas por una costra estalagmática. D: Proyección del conjunto de muestras tomadas en Galería de las Arenas a 10 cm por debajo de la muestra de RPE SILO 1505. .... 176

Figura 5.9. Diagramas Zijderveld tipo para cada conjunto de muestras tomadas en la Cueva del Silo. Los círculos negros representan la evolución de la declinación, mientras que los círculos abiertos representan la inclinación conforme la muestra se desmagnetiza. A: Muestra 21SIL1-04 del conjunto 21SIL1 tomada en el silo prehistórico en la Galería Principal. B: Muestra 21SIL2-01 (conjunto 21SIL2) cogida en la trinchera en la Sala del Caos que presenta polaridad inversa. C: Ejemplo del resto de las muestras que revelaron polaridad normal en la trinchera de la Sala del Caos (muestra 21SIL2-08). D: Muestra 21SIL3-04 (conjunto 21/22SIL3) cogida en las arcillas rojas que colmatan la secuencia siliciclástica en la Sala del Caos. E: Muestra 21SIL4-01 (conjunto 21SIL4) tomada a diez centímetros por debajo de la muestra de RPE SILO1505 en la Galería de las Arenas mostrando polaridad inversa..... 179

Figura 5.10. Edades de Series de U señaladas en la muestra de espeleotema tomada en la Sala del Caos. Fotografía modificada de la Dra. M. Richard..... 180

Figura 5.11. Detalle de las curvas de crecimiento a partir de las intensidades de RPE del centro de Al en la muestra PEL1502. La función SSE+LIN (línea roja) y la función SSE (línea azul) no atraviesan el punto natural, posiblemente debido a que la intensidad obtenida esté subestimada ..... 183

Figura 5.12. Resultados de las dataciones de series de U. Fotografía modificada de la Dra. M. Richard..... 187

Figura 5.13. Representación gráfica de los valores de  $D_E (\pm 1\sigma)$  de los distintos centros paramagnéticos en el valle del Arlanzón..... 192

Figura 5.14. Detalle de las curvas dosimétricas de la muestra AZN1502. A) Detalle del ajuste de la función SSE+LIN en los datos experimentales para el centro de Al y B) Detalle de la función Ti-2 aplicada en las intensidades medidas en el centro de Ti-Li (opción D)..... 193

Figura 5.15. Comparativa de las Dosis Equivalentes ( $D_E$ ) obtenidas en cada muestra por cada centro paramagnético en el valle del río Arlanza.....200

Figura 6.1. Esquema de la sección estratigráfica de la unidad GI del Complejo Galería donde se han posicionado las muestras de este trabajo (modificado de Campaña et al., 2023). Los resultados de paleomagnetismo vienen representados en una proyección estereográfica (hemisferio norte). Límite B/M: límite Brunhes-Matuyama datado en 773 ka (Gibbard & Head, 2020). Se ha interpretado que la única muestra que aporta una edad

coherente es ZAR1501, pese a que se deba interpretar como una estimación máxima. La asociación de facies se explica en detalle en Campaña et al. (2023) y de forma resumida en la tabla 2.2..... 214

Figura 6.2 Unidad GI del Complejo Galería, desde la pared oeste en el sector de Covacha de los Zarpazos (izquierda) hasta el sector de Galería (modificada de Campaña et al., 2023). Con un punto rojo están señaladas las muestras de RPE (centro de Al) de este trabajo, mientras que el punto negro señala las cogidas por Demuro et al. (2014), datadas mediante pIR-IR<sub>225</sub> en multigrano y TT-OSL. Todas las fechas están en ka. Las letras blancas señalan las capas definidas por Campaña et al. (2023). ..... 217

Figura 6.3. Comparativa de las curvas de crecimiento obtenidas a partir del centro de Al, aplicando la función SSE+LIN en el Complejo Galería. El recuadro azul señala la primera parte exponencial (SSE), mientras que el recuadro rojo indica el segundo componente lineal (LIN) del centro de Al. A) Se observa que, en las muestras ZAR1801, ZAR1802 y ZAR1803, el primer componente crece rápidamente alcanzando su saturación a dosis bajas (< 5kGy), mientras que la parte lineal está bien definida a dosis de ~10kGy. B) No se observa un cambio tan brusco entre el primer y segundo componente. Además, la saturación de la parte exponencial se alcanza a dosis en torno a los 10 kGy..... 219

Figura 6.4. Dataciones en Sala del Caos y Galería de las Arenas. Modificado de Hernando-Alonso et al. (2022). ..... 227

Figura 6.5 Columna estratigráfica esquemática de la secuencia datada en la Galería Inferior (Cueva Peluda). Las muestras de RPE están calculadas a partir del centro de Al. .... 234

Figura 6.6. Correlación de las edades disponibles en el valle del río Arlanzón con los estadios isotópicos marinos (MIS) obtenidos a partir del  $\delta^{18}\text{O}$  (‰) en foraminíferos bentónicos (LR04) (Lisiecki & Raymo, 2005). ..... 239

Figura 6.7 Comparativa de las edades obtenidas en el valle del río Arlanzón en la terraza T3<sub>AZN</sub> (+70-78 m) en este trabajo, junto con la muestra AZN0505 (Moreno et al., 2012) (datos en azul), así como con las estimaciones de las facies de interior en Gran Dolina-Penal (Duval et al., 2022) y Sima del Elefante (Carbonell et al., 2008) (datos en marrón). El área grisácea señala el intervalo temporal que comprende la media ponderada usando todos los datos ( $\pm 1\sigma$ ). ..... 241

Figura 6.8. Correlación de las edades disponibles en el valle del río Arlanza con los estadios isotópicos marinos (MIS) obtenidos a partir del  $\delta^{18}\text{O}$  (‰) en foraminíferos bentónicos (LR04) (Lisiecki & Raymo, 2005). ..... 249

Figura 6.9. Resumen de las edades disponibles en el sector NE de la cuenca del Duero. En negrita están señaladas las muestras de este trabajo. Las edades previas de los ríos Arlanzón, Arlanza y Pisuerga se han tomado de Moreno et al. (2012), Moreno et al. (2016) y Terradillos-Bernal et al. (2023), respectivamente. .... 256

Figura 6.10 Edades del NE de la cuenca del Duero en las cuales se han ajustado funciones polinómicas de 3<sup>er</sup> grado para los ríos Arlanzón y Arlanza, así como para todo el conjunto de estimaciones. .... 260

Figura 6.11. Edades disponibles de la cuenca del Duero. .... 263

Figura 6.12. Esquema cronomorfológico de la formación del nivel superior modificado de Ortega, (2009). En naranja y morado, se señalan las arcillas paragenéticas y espeleotemas, respectivamente. .... 267

Figura 6.13. Esquema crono-morfológico de la formación de las cavidades del nivel intermedio modificado de Ortega, (2009). Cueva Peluda pertenece al nivel inferior, pero se ha proyectado en este esquema para observar su desarrollo en conjunto con Sima de Elefante. En azul y en marrón, están señaladas las edades de las terrazas fluviales y los sedimentos kársticos, respectivamente. Los datos de polaridad normal e inversa provienen de Benito (2004) y Benito-Calvo et al. (2008). .... 269

Figura 6.14. Esquema crono-morfológico de la formación de las cavidades del nivel inferior modificado de Ortega, (2009). En azul y marrón están señaladas las edades obtenidas a partir de las terrazas fluviales y de los sedimentos kársticos, respectivamente. Los datos de polaridad normal e inversa provienen de Benito (2004) y Benito-Calvo et al. (2008). .... 272



## LISTA DE SIGLAS

Al: Aluminio.

CAM: Modelo Central de Edad.

CENIEH: Centro Nacional de Investigación sobre la Evolución Humana.

ChRM: Magnetización Remanente Característica.

CP: Componente principal.

DE: Dosis Equivalente.

D: Dosis Total.

E: Este.

Ge: Germanio.

GPTS: Escala de Tiempo de Polaridad Geomagnética.

INQUA: *International Union for Quaternary Research*.

IPH: Instituto de Paleontología Humana/*Institut de Paléontologie Humaine*.

IRSL: Luminiscencia Estimulada Infrarrojo.

Ma: Millones de años.

MAD: Desviación angular máxima.

MNHN: Museo nacional de Historia Natural/*Muséum national d'Histoire naturelle*.

N: Norte.

NRM: Magnetización Remanente Natural.

O: Oeste.

OSL: Luminiscencia Ópticamente Estimulada.

pIR-IRSL<sub>225</sub>: Luminiscencia Estimulada Post-Infrarrojo.

ka: Kiloaños

RPE: Resonancia Paramagnética Electrónica.

S: Sur.

SE: Superficie erosiva.

Series de U: Series de Uranio.

TCN: Núclidos Cosmogénicos.

Ti: Titanio.

Ti-H: Centro paramagnético Titanio-Hidrógeno.

Ti-Li: Centro paramagnético Titanio-Litio.

TL: Termoluminiscencia.

TT-OSL: Luminiscencia Ópticamente Estimulada con Transferencia Térmica.

VGP: Polo Geomagnético Virtual.



# ANEXO I:

## Curvas de crecimiento

### ÍNDICE

Figura Anexo I.1. Curvas de crecimiento del centro de Al de las muestras cogidas en el Complejo Galería.....	352
Figura Anexo I.2. Curvas de crecimiento del centro de Ti-Li (opción D) de las muestras cogidas en el Complejo Galería.....	352
Figura Anexo I.3. Curvas de crecimiento del centro de Ti-Li (opción A) de las muestras cogidas en el Complejo Galería.....	352
Figura Anexo I.4. Curvas de crecimiento del centro de Ti-H (opción C) de las muestras cogidas en el Complejo Galería.....	352
Figura Anexo I.5. Curvas de crecimiento del centro de Al de las muestras cogidas en Cueva del Silo.....	352
Figura Anexo I.6. Curvas de crecimiento del centro de Ti-Li (opción D) de las muestras cogidas en la Cueva de Silo.....	352
Figura Anexo I.7. Curvas de crecimiento del centro de Ti-Li (opción A) de las muestras cogidas en la Cueva de Silo.....	352
Figura Anexo I.8. Curvas de crecimiento del centro de Ti-H (opción C) de las muestras cogidas en la Cueva de Silo.....	352
Figura Anexo I.9. Curvas de crecimiento del centro de Al de las muestras cogidas en la Cueva Peluda. La línea roja es la función SSE+LIN.....	352
Figura Anexo I.10. Curvas de crecimiento del centro de Al de las muestras cogidas en el valle del Arlanzón.....	352
Figura Anexo I.11. Curvas de crecimiento del centro de Ti-Li (opción D) de las muestras cogidas en el valle del Arlanzón.....	352
Figura Anexo I.12. Curvas de crecimiento del centro de Ti-Li (opción A) de las muestras cogidas en el valle del Arlanzón.....	352
Figura Anexo I.13. Curvas de crecimiento del centro de Ti-H (opción C) de las muestras cogidas en el valle del Arlanzón.....	352

Figura Anexo I.14 Curvas de crecimiento del centro de Al de las muestras cogidas en el  
valle del Arlanza. La línea roja es la función SSE+LIN. .... 352

Figura Anexo I.15. Curvas de crecimiento del centro de Ti-Li (opción D)l de las muestras  
cogidas en el valle del Arlanza. .... 352

Figura Anexo I.16. Curvas de crecimiento del centro de Ti-Li (opción A)l de las muestras  
cogidas en el valle del Arlanza. .... 352

Figura Anexo I.17. Curvas de crecimiento del centro de Ti-H (opción C) de las muestras  
cogidas en el valle del Arlanza. .... 352

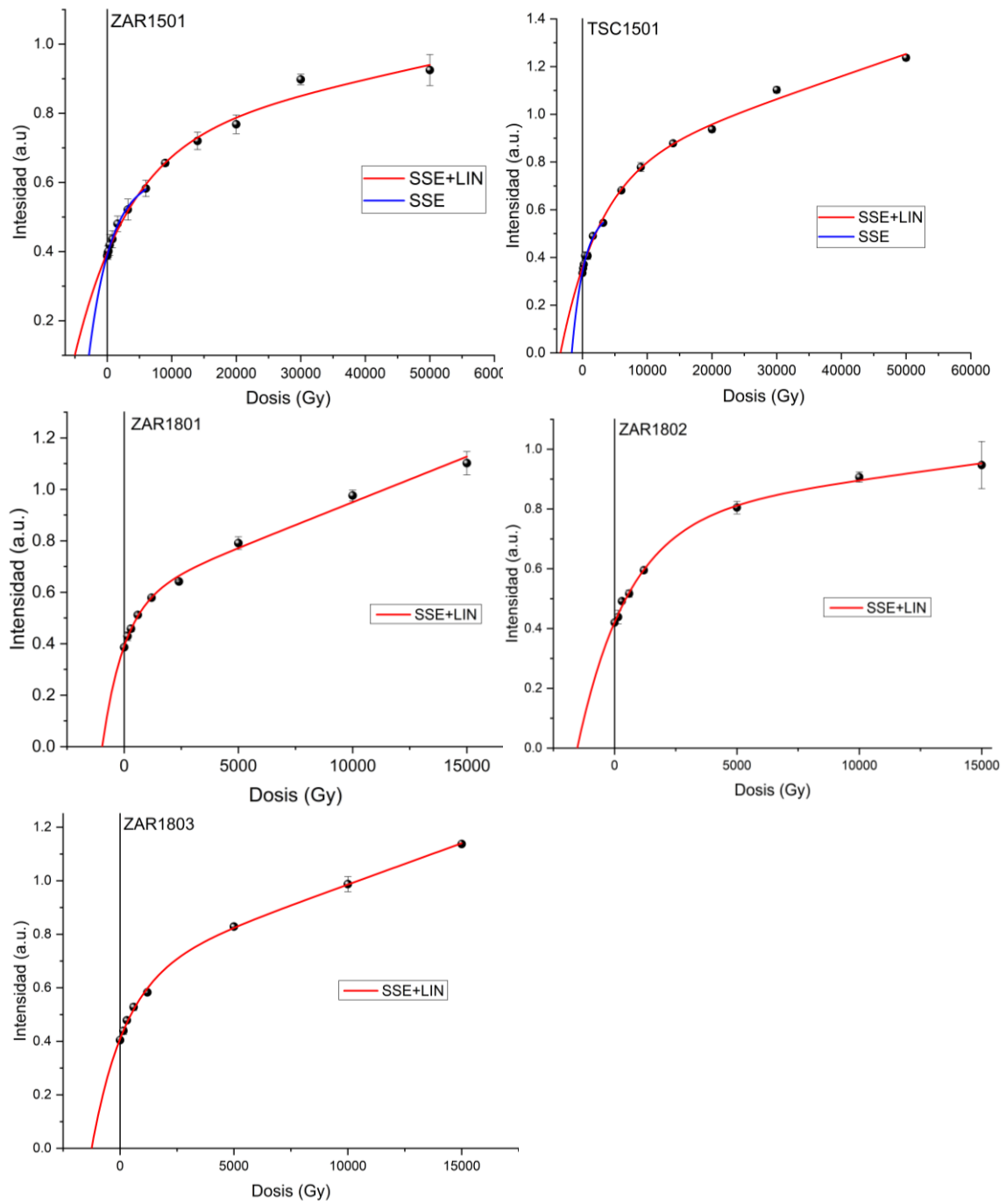


Figura Anexo I.1. Curvas de crecimiento del centro de Al de las muestras cogidas en el Complejo Galería.

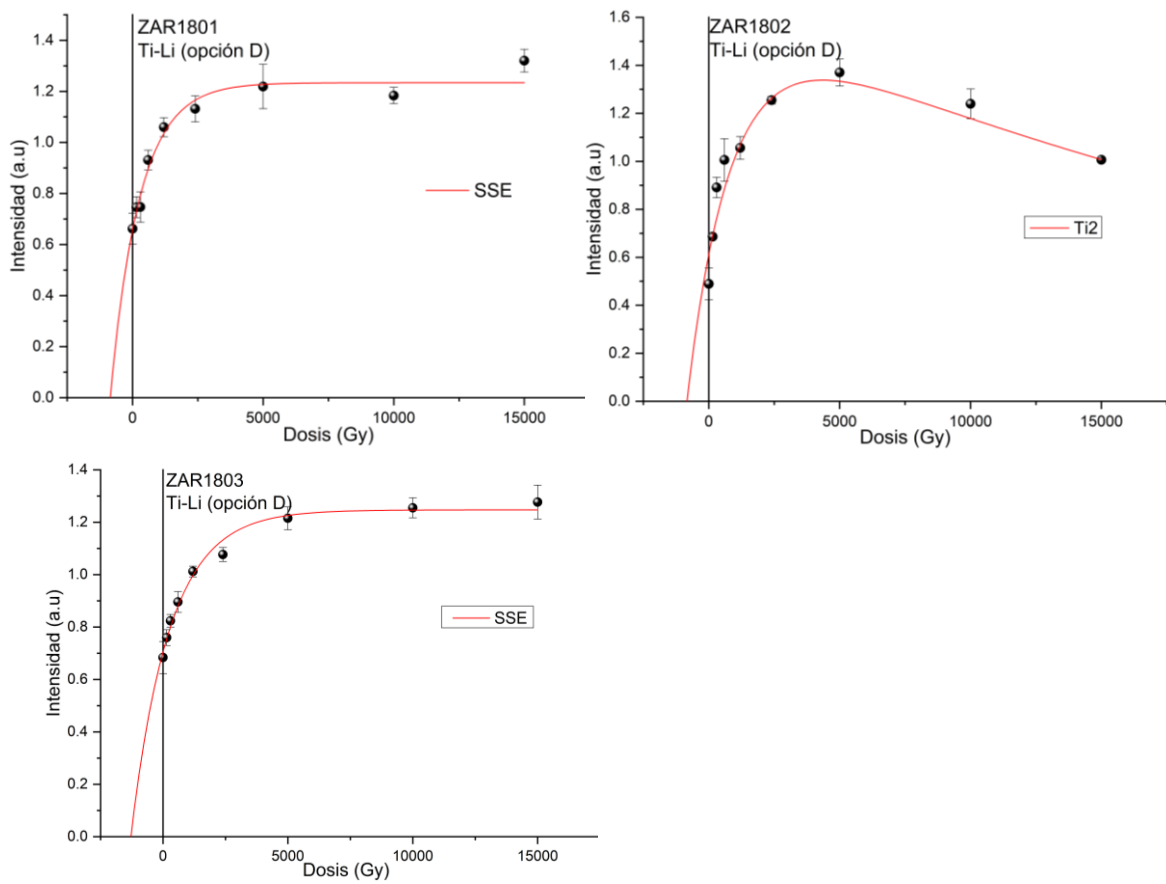


Figura Anexo I.2. Curvas de crecimiento del centro de Ti-Li (opción D) de las muestras cogidas en el Complejo Galería.

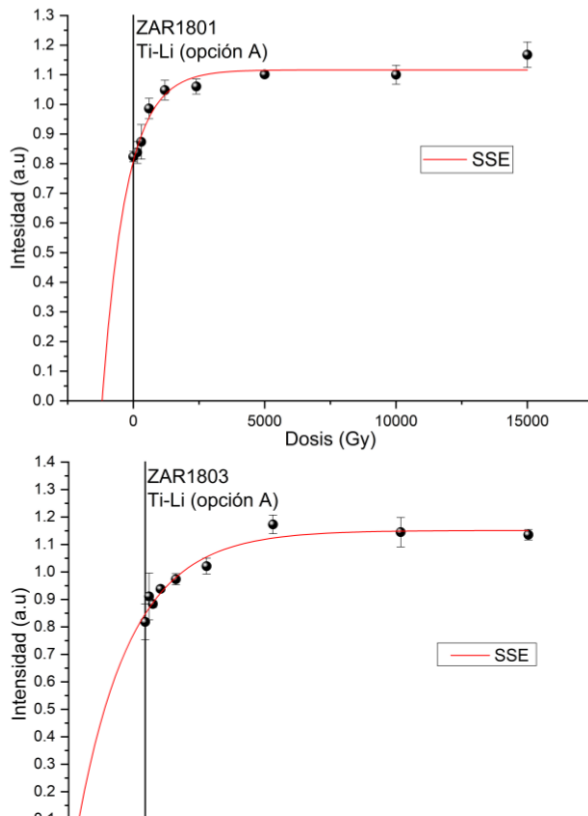


Figura Anexo I.3. Curvas de crecimiento del centro de Ti-Li (opción A) de las muestras cogidas en el Complejo Galería.

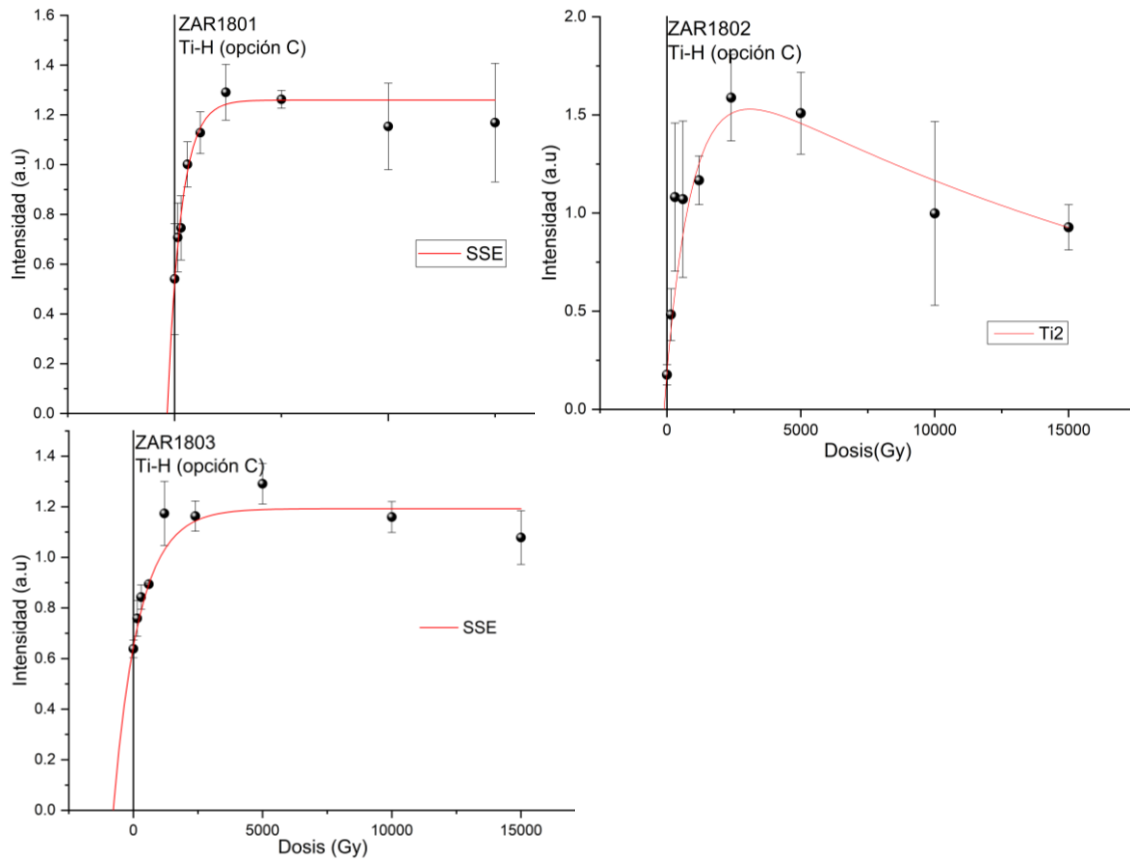


Figura Anexo I.4. Curvas de crecimiento del centro de Ti-H (opción C) de las muestras cogidas en el Complejo Galería.

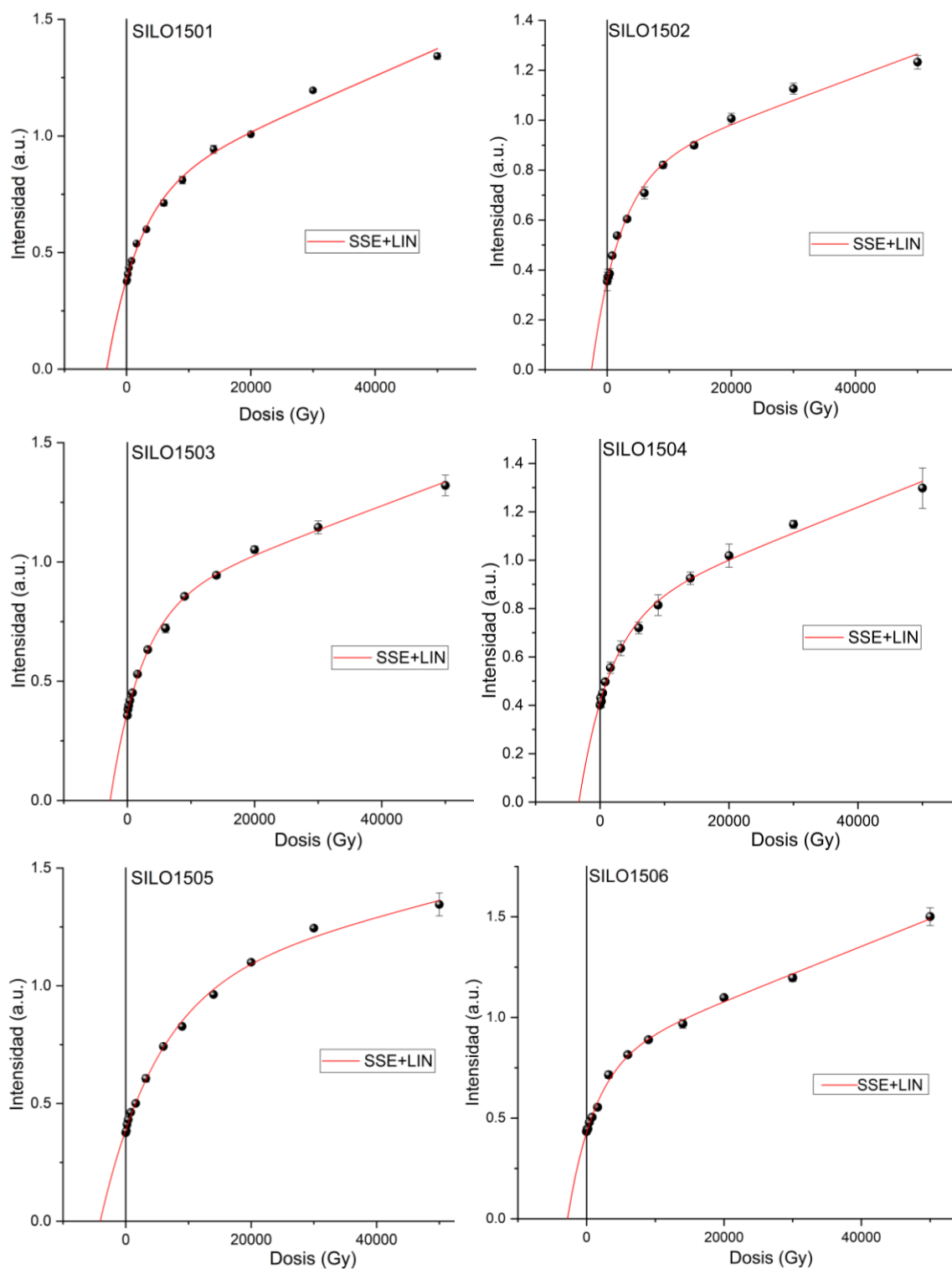


Figura Anexo I.5. Curvas de crecimiento del centro de Al de las muestras cogidas en Cueva del Silo.

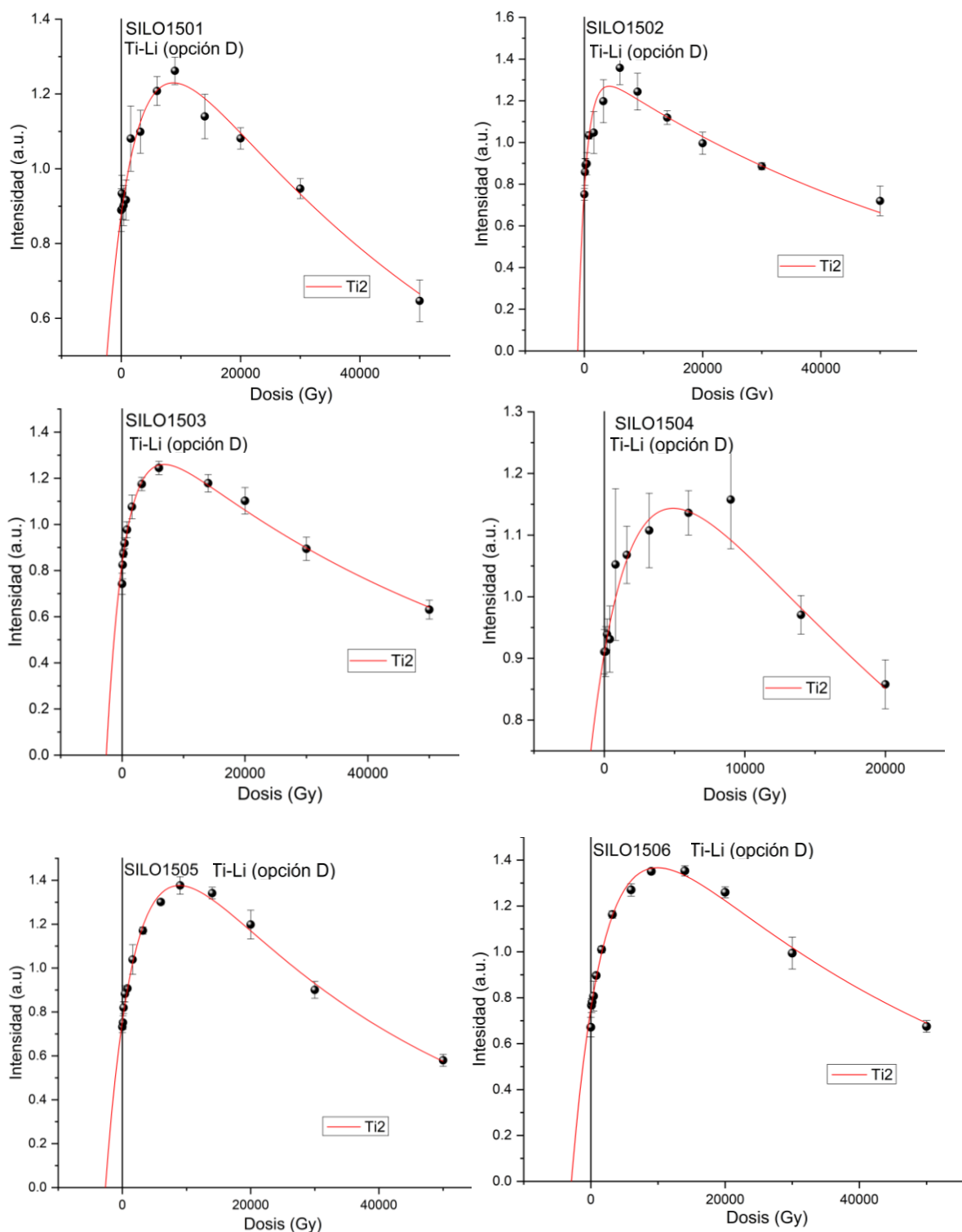


Figura Anexo I.6. Curvas de crecimiento del centro de Ti-Li (opción D) de las muestras cogidas en la Cueva de Silo.

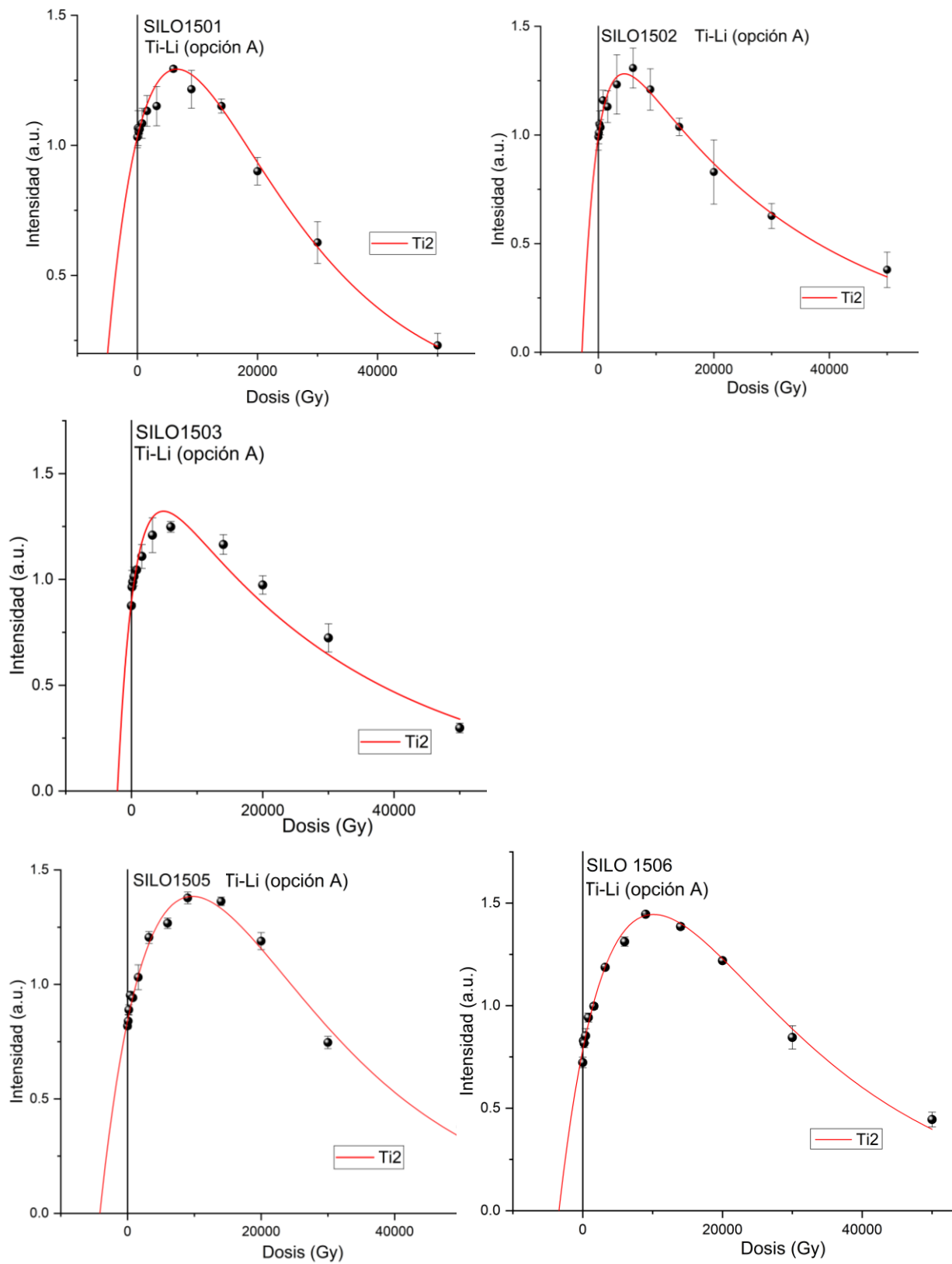


Figura Anexo I.7. Curvas de crecimiento del centro de Ti-Li (opción A) de las muestras cogidas en la Cueva de Silo.

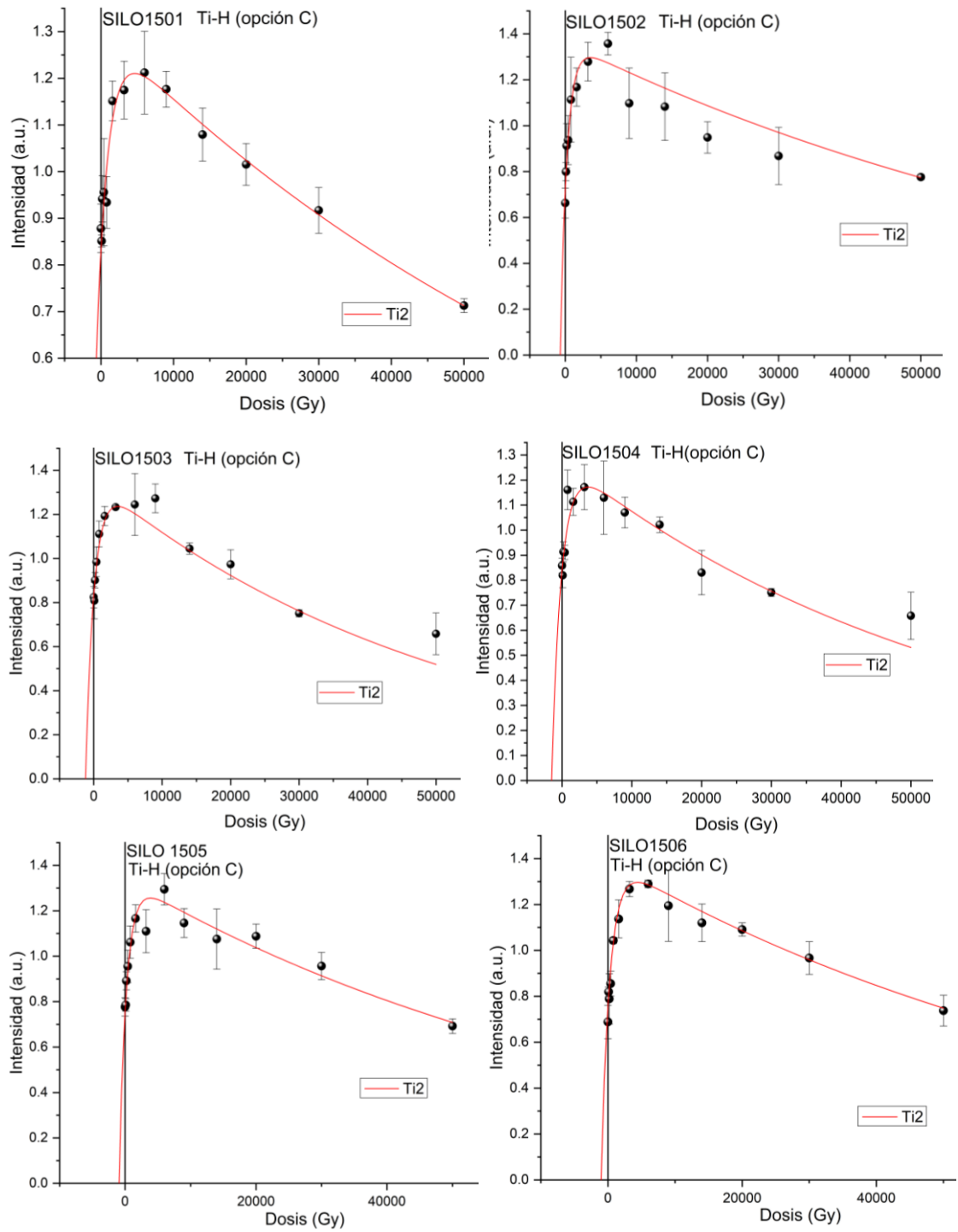


Figura Anexo I.8. Curvas de crecimiento del centro de Ti-H (opción C) de las muestras cogidas en la Cueva de Silo.

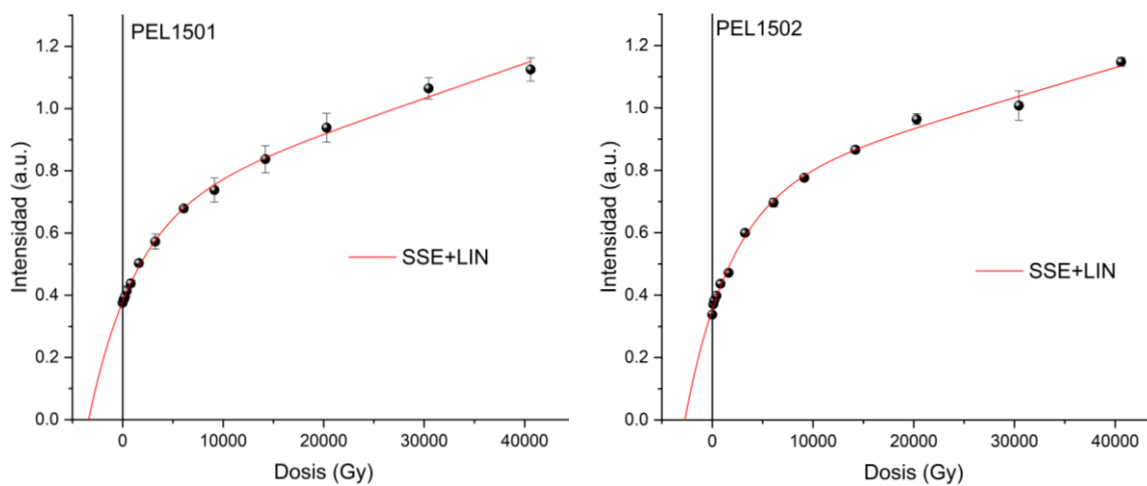


Figura Anexo I.9. Curvas de crecimiento del centro de Al de las muestras cogidas en la Cueva Peluda. La línea roja es la función SSE+LIN.

Geocronología de la dinámica del sistema kárstico de la Sierra de Atapuerca a través de la Resonancia Paramagnética Electrónica

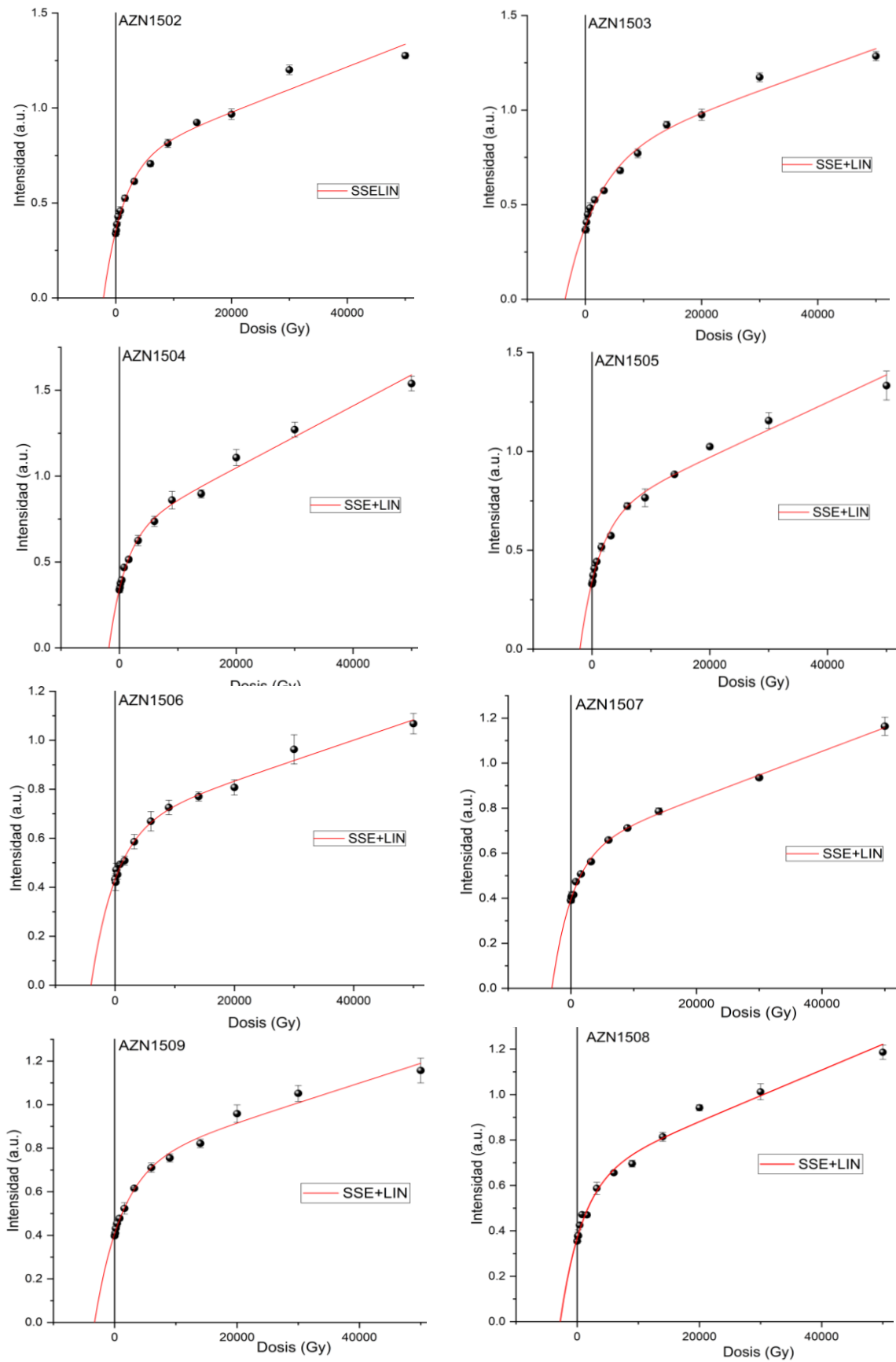


Figura Anexo I.10. Curvas de crecimiento del centro de Al de las muestras cogidas en el valle del Arlanzón.

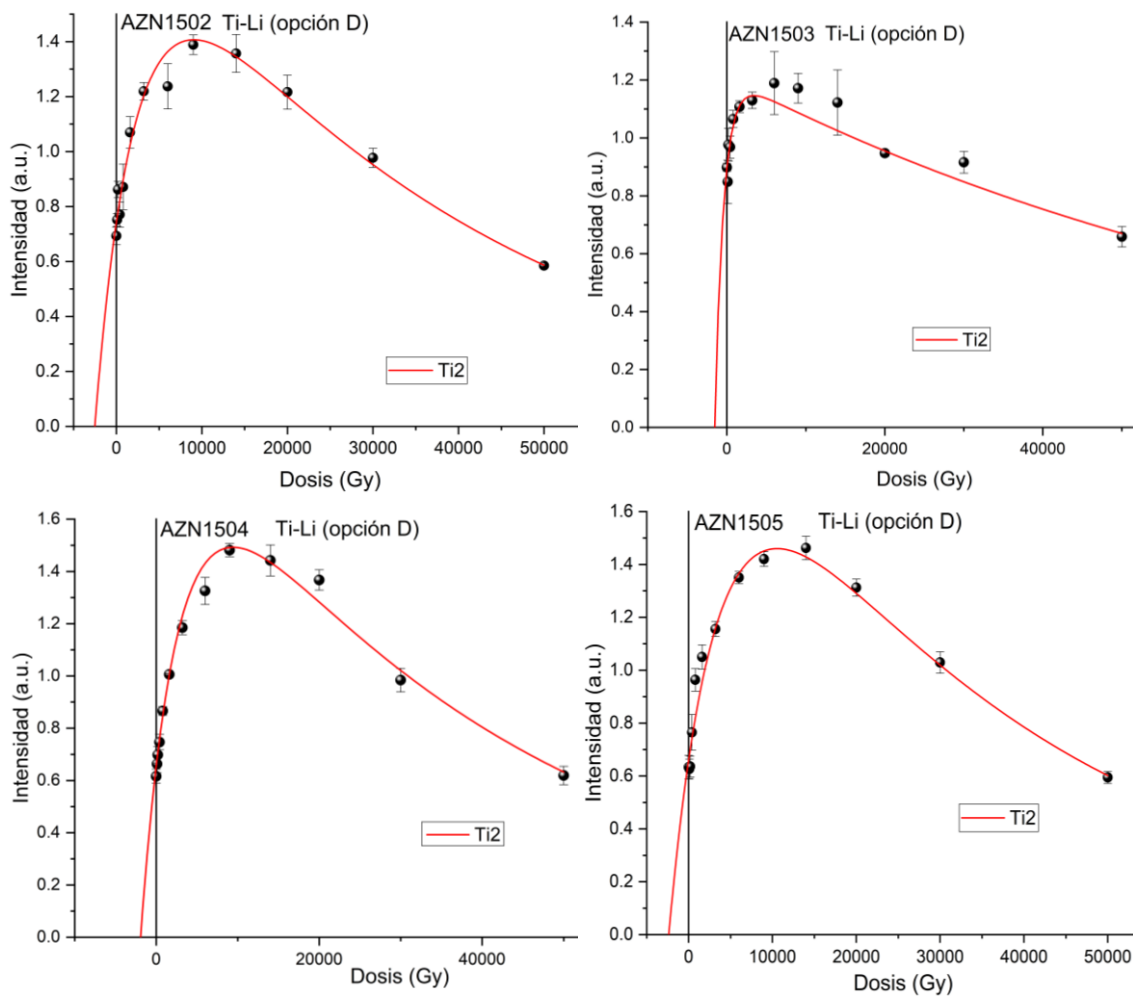


Figura Anexo I.11. Curvas de crecimiento del centro de Ti-Li (opción D) de las muestras cogidas en el valle del Arlanzón.

Geocronología de la dinámica del sistema kárstico de la Sierra de Atapuerca a través de la Resonancia Paramagnética Electrónica

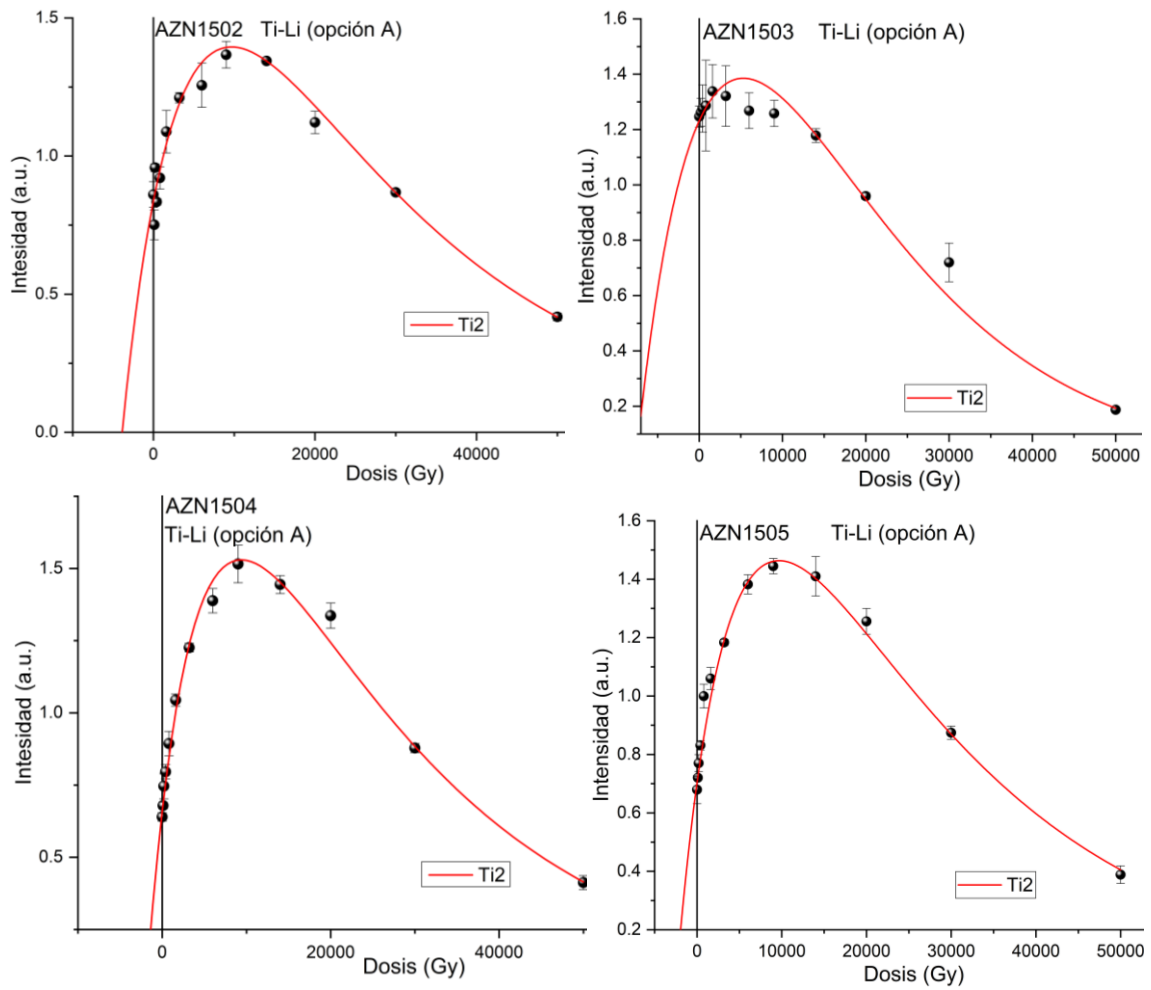


Figura Anexo I.12. Curvas de crecimiento del centro de Ti-Li (opción A) de las muestras cogidas en el valle del Arlanzón.

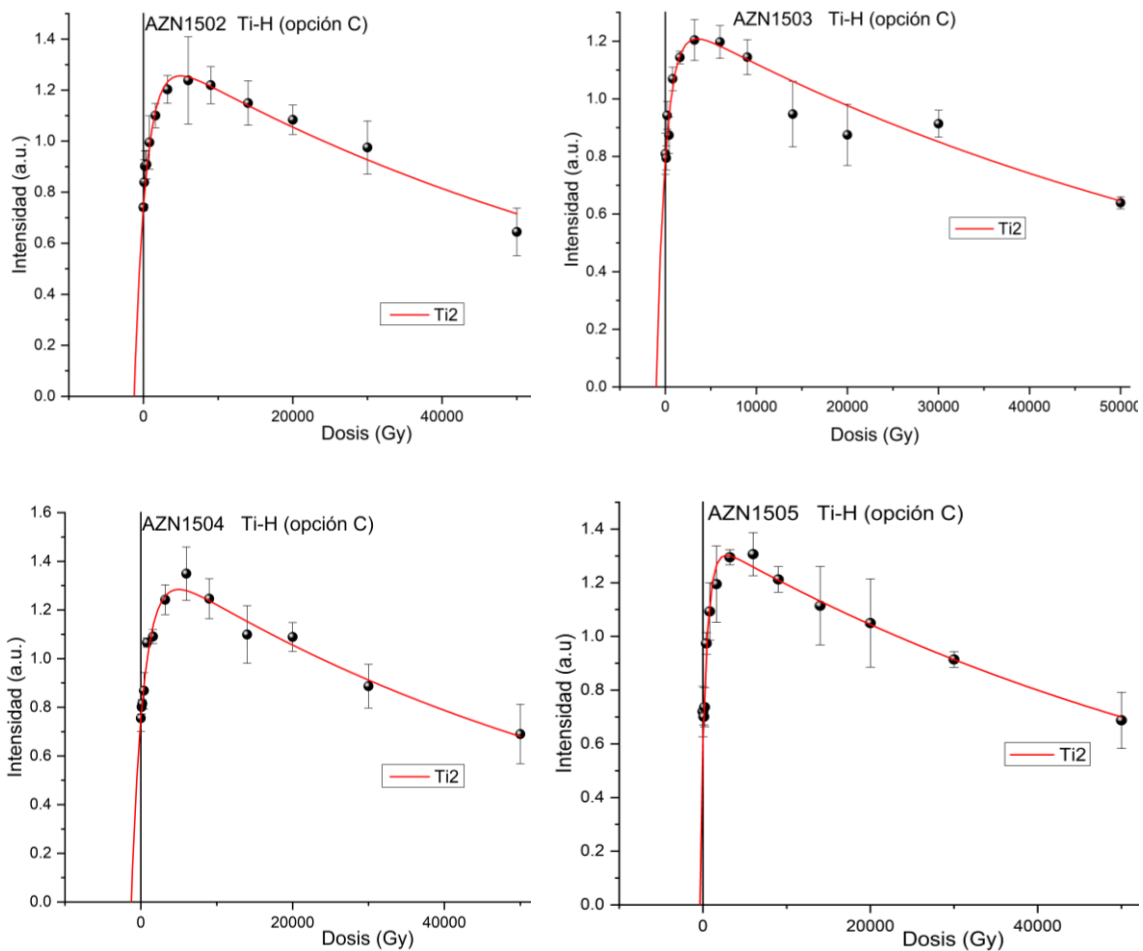


Figura Anexo I.13. Curvas de crecimiento del centro de Ti-H (opción C) de las muestras cogidas en el valle del Arlanzón.

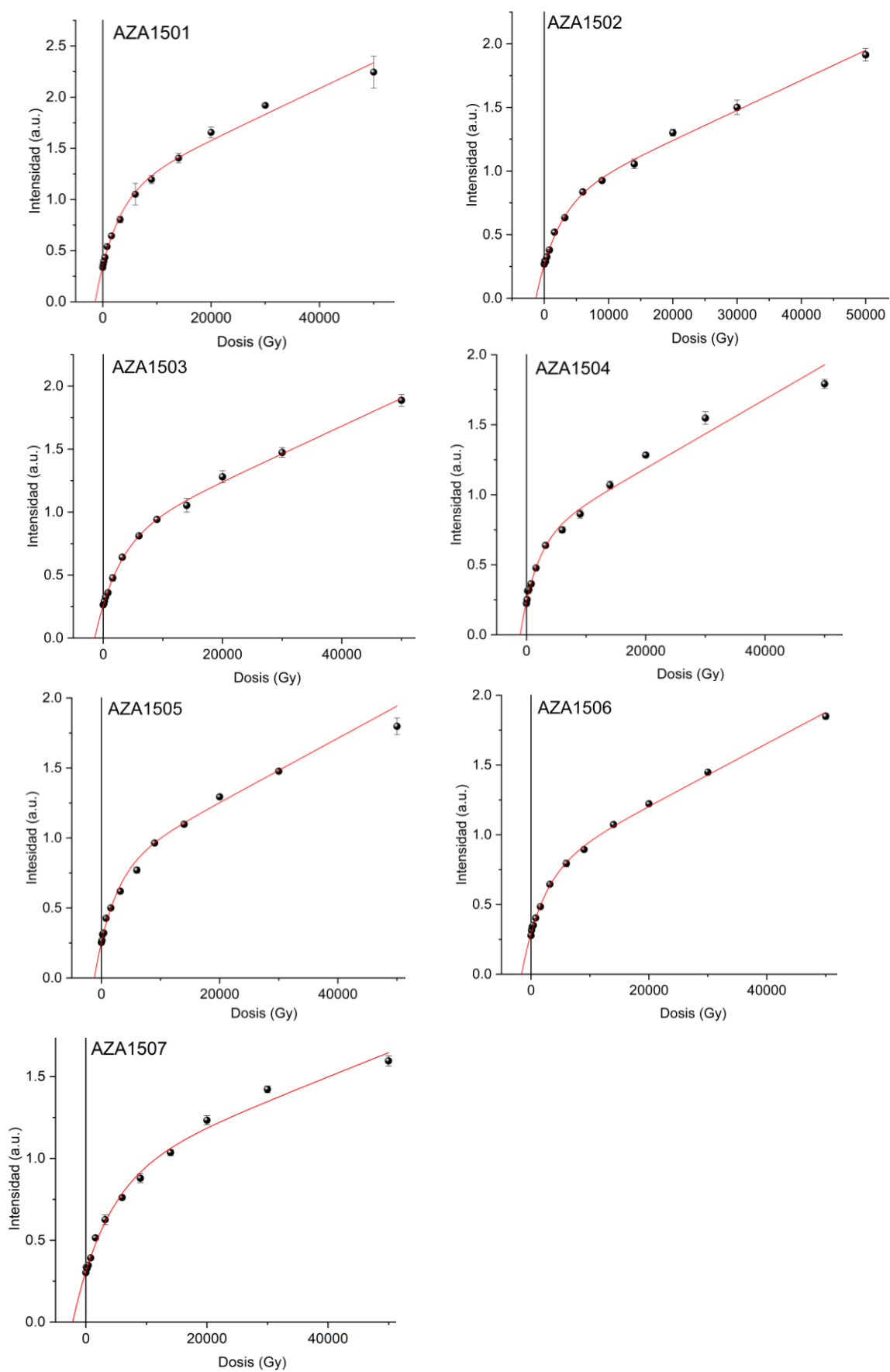


Figura Anexo I.14 Curvas de crecimiento del centro de Al de las muestras cogidas en el valle del Arlanza. La línea roja es la función SSE+LIN.

# ANEXO I: Curvas de crecimiento

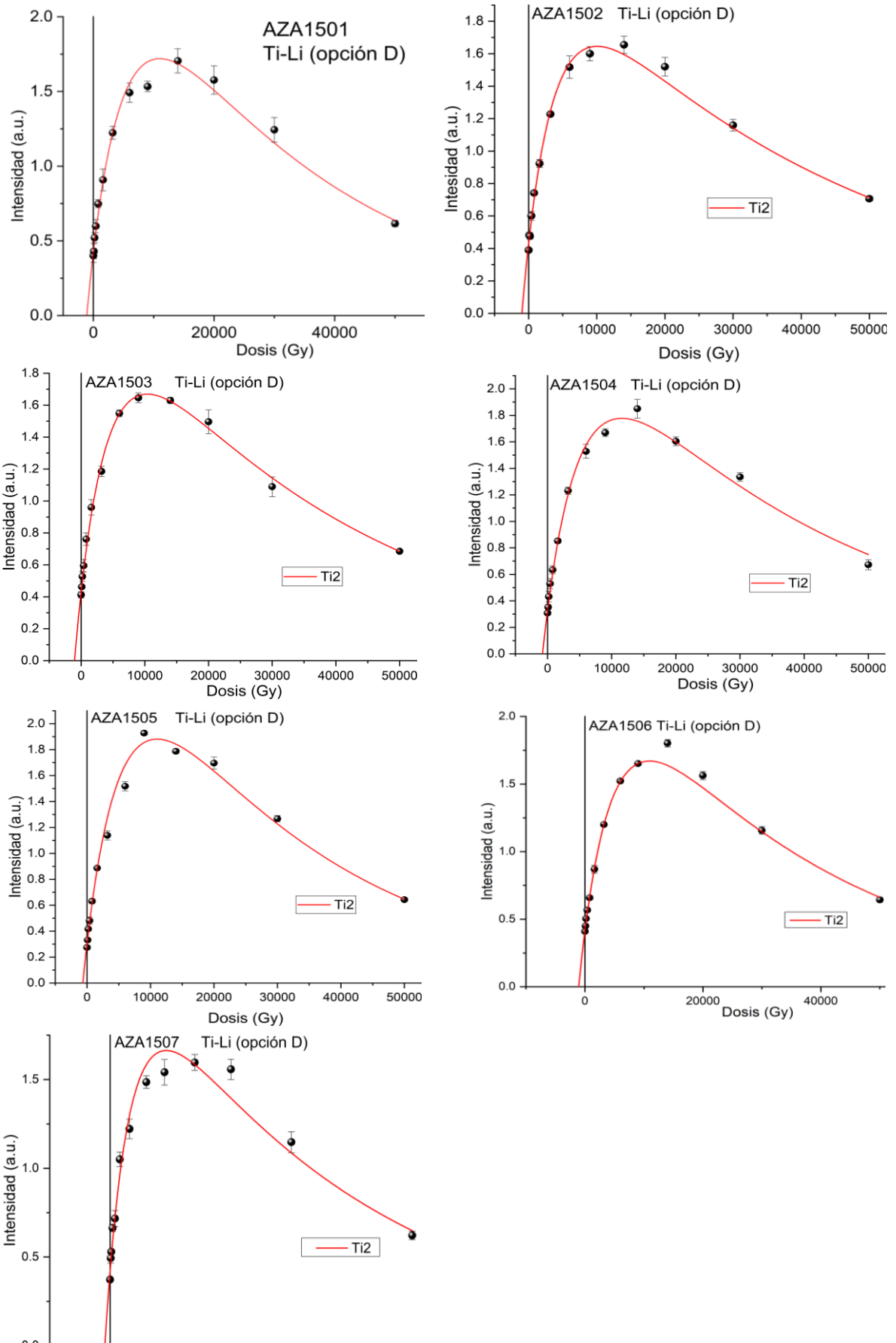


Figura Anexo I.15. Curvas de crecimiento del centro de Ti-Li (opción D) de las muestras cogidas en el valle del Arlanza.

# Geocronología de la dinámica del sistema kárstico de la Sierra de Atapuerca a través de la Resonancia Paramagnética Electrónica

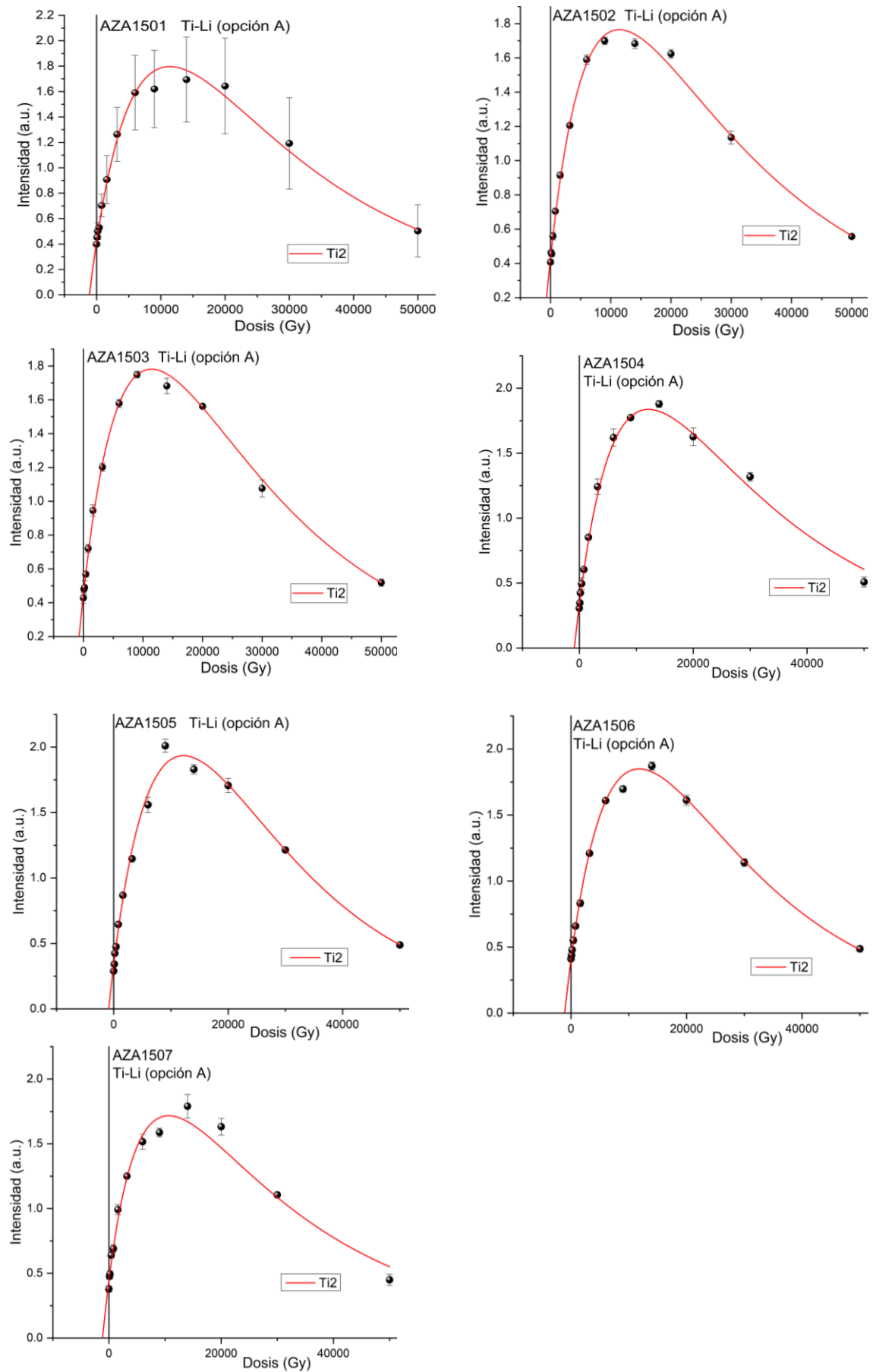


Figura Anexo I.16. Curvas de crecimiento del centro de Ti-Li (opción A) de las muestras cogidas en el valle del Arlanza.

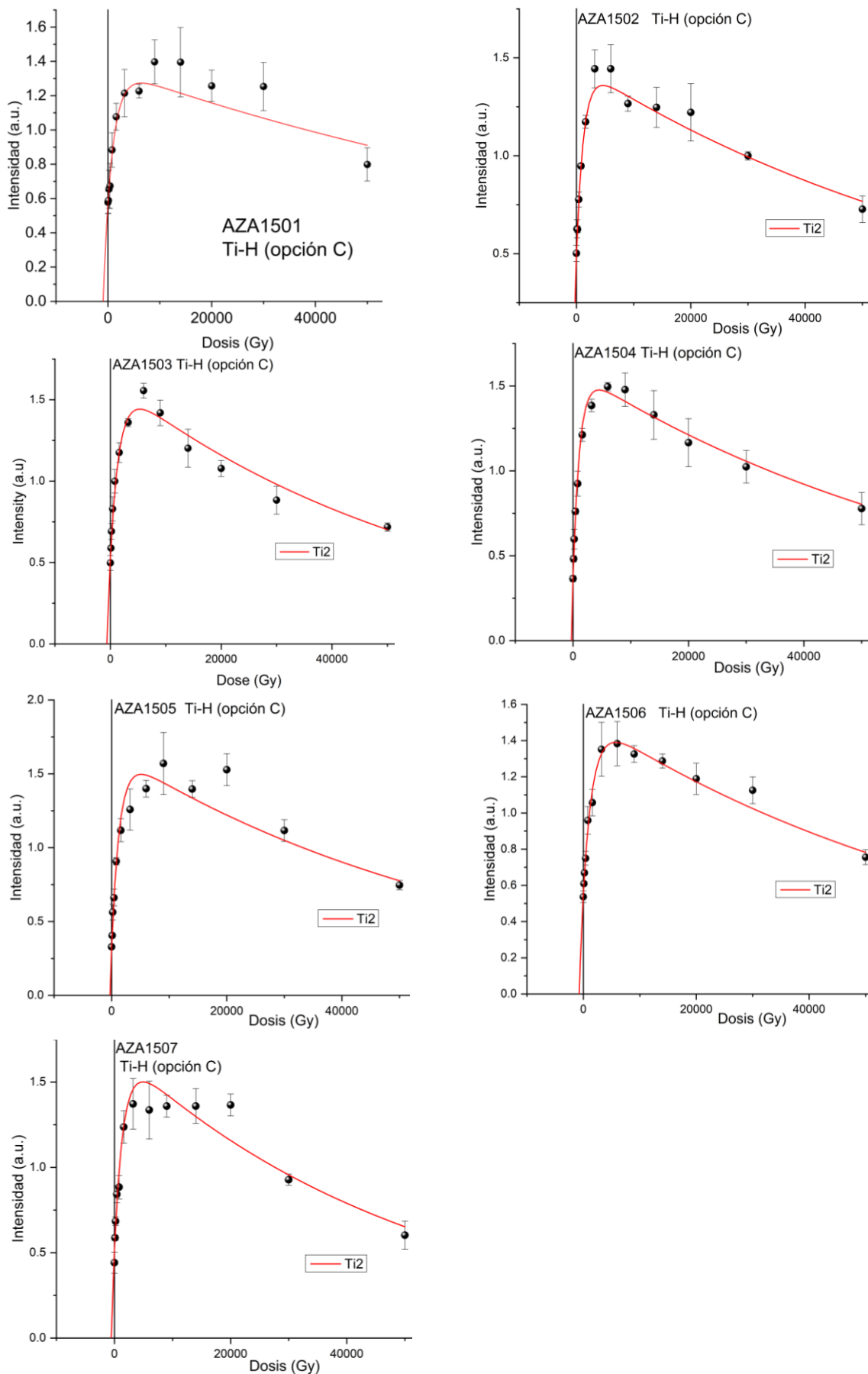


Figura Anexo I.17. Curvas de crecimiento del centro de Ti-H (opción C) de las muestras cogidas en el valle del Arlanza.



# ANEXO II: Señales de RPE de cada yacimiento

## ÍNDICE

Figura Anexo II.1. Señal de Al y Ti de la muestra ZAR1803 de la Cueva del Silo.....	372
Figura Anexo II.2. Señal de Al y Ti de la muestra SILO1506 de la Cueva del Silo...	372
Figura Anexo II.3. Señal de Al de la muestra PEL1501 de la Cueva Peluda.....	372
Figura Anexo II.4. Señal de Al y Ti de la muestra SILO1506 del río Arlanzón.....	372
Figura Anexo II.5. Señal de Al y Ti de la muestra AZA1504 del río Arlanza.....	372

## Complejo Galería

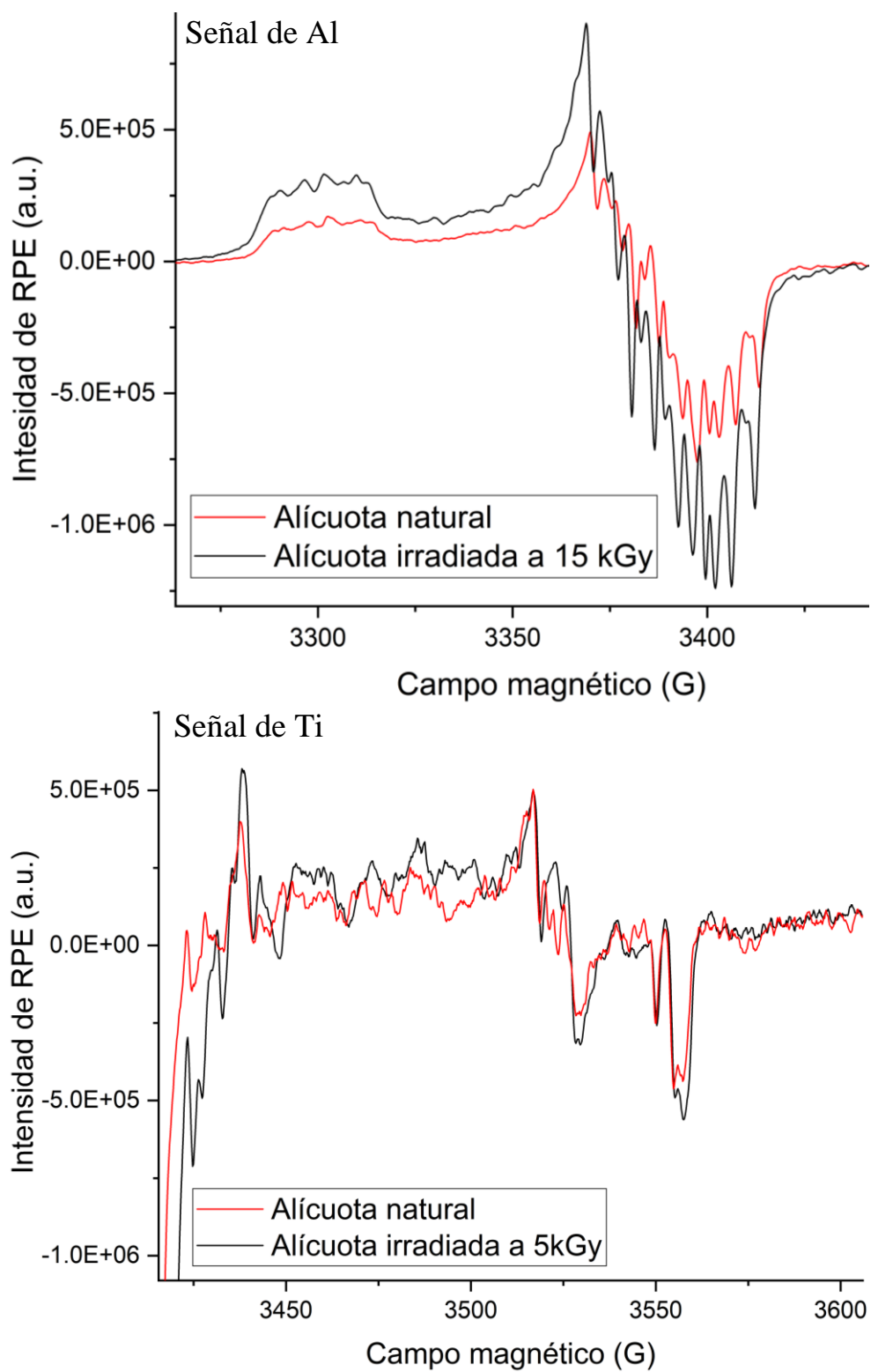


Figura Anexo II.1. Señal de Al y Ti de la muestra ZAR1803 de la Cueva del Silo.

## Cueva del Silo

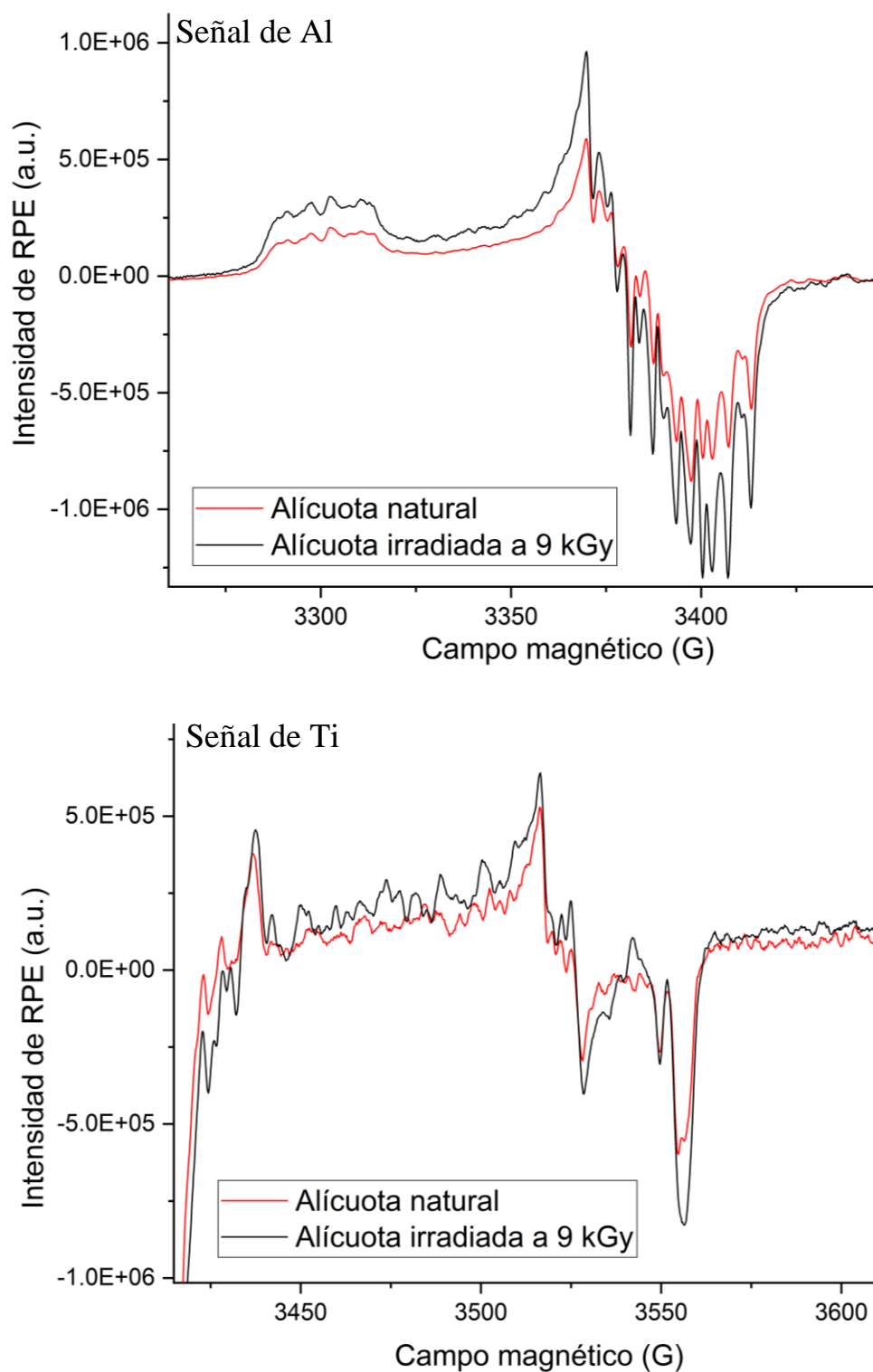


Figura Anexo II.2. Señal de Al y Ti de la muestra SILO1506 de la Cueva del Silo.

## Cueva Peluda

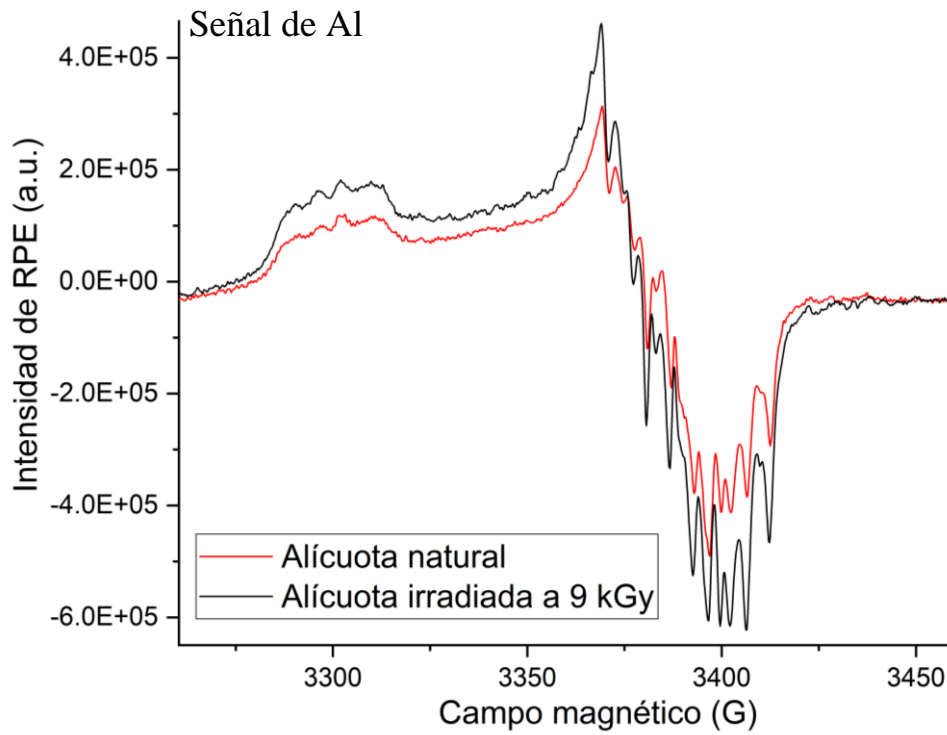


Figura Anexo II.3. Señal de Al de la muestra PEL1501 de la Cueva Peluda.

## Valle del río Arlanzón

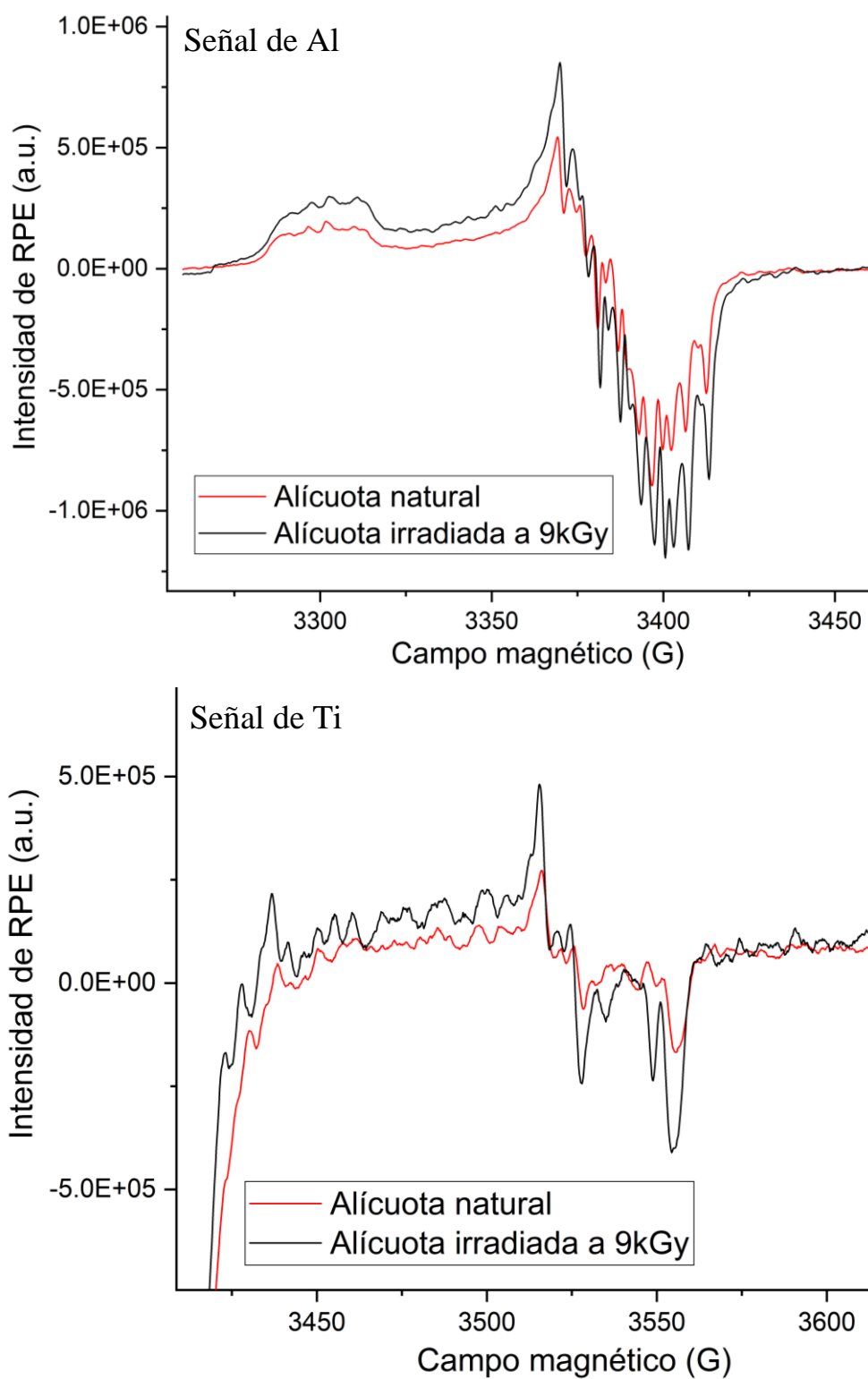


Figura Anexo II.4. Señal de Al y Ti de la muestra SILO1506 del río Arlanzón.

## Valle del río Arlanza

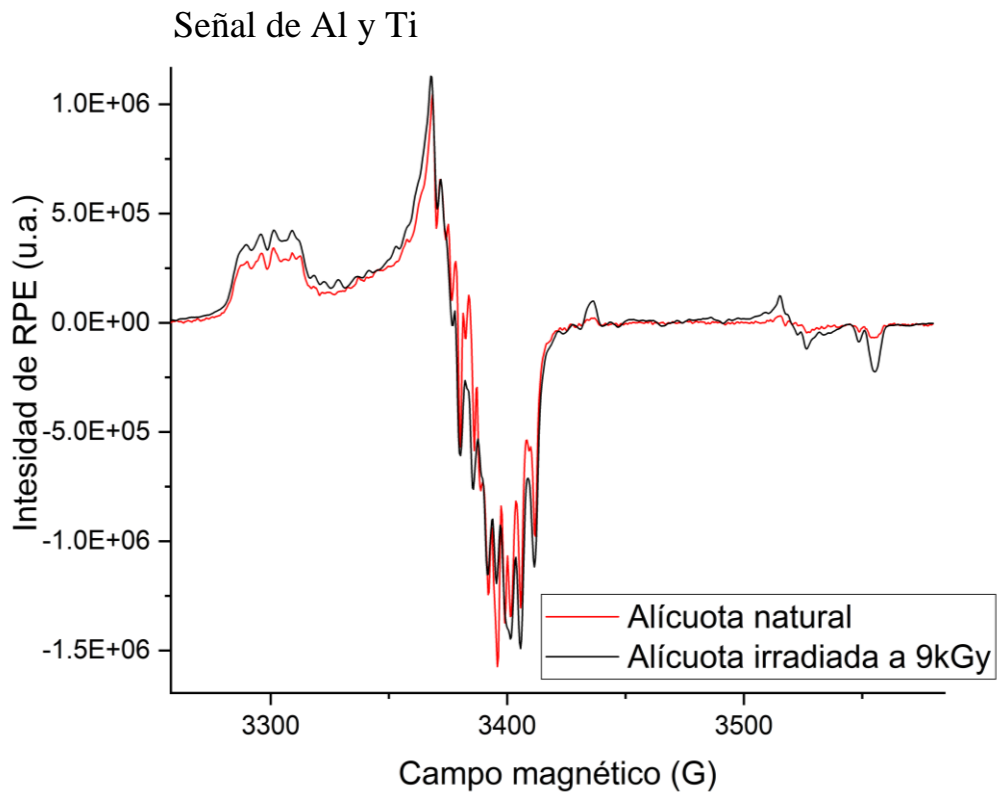
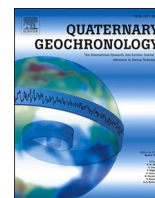


Figura Anexo II.5. Señal de Al y Ti de la muestra AZA1504 del río Arlanza.



**ANEXO III:**  
**Artículos publicados en el transcurso**  
**de la Tesis**



## ESR chronology of the fluvial sequence of Cueva del Silo (Sierra de Atapuerca, Spain)

Isabel Hernando-Alonso<sup>a,\*</sup>, Davinia Moreno<sup>a</sup>, Ana Isabel Ortega<sup>a,b</sup>, Alfonso Benito-Calvo<sup>a</sup>, María Jesús Alonso<sup>a</sup>, Josep María Parés<sup>a</sup>, Adrián Martínez-Fernández<sup>a</sup>, Eudald Carbonell<sup>c,d</sup>, José María Bermúdez de Castro<sup>a</sup>

<sup>a</sup> Centro Nacional de Investigación Sobre la Evolución Humana (CENIEH), Paseo Sierra de Atapuerca 3, Burgos, 09002, Spain

<sup>b</sup> Fundación Atapuerca, Calle Crta. De Logroño 44, Ibeas de Juarros, Burgos, 09198, Spain

<sup>c</sup> Institut Català de Paleoecologia Humana i Evolució Social (IPHES), Edificio W3, Campus Sescelades URV, Zona Educacional 4, Tarragona, 43007, Spain

<sup>d</sup> Universitat Rovira i Virgili, Campus Sescelades URV, Zona Educacional 4, Tarragona, 43007, Spain

### ARTICLE INFO

#### Keywords:

ESR dating  
Fluvial sediments  
Atapuerca karst  
Bleached quartz  
Pleistocene

### ABSTRACT

The Cueva del Silo is part of the lower karst level of the Cueva Mayor-Cueva del Silo karst system (Sierra de Atapuerca, Burgos, Spain), whose evolution has preserved an impressive archeo-paleoanthropological sequence since the Early Pleistocene. Cueva del Silo is remarkable for the presence of fluvial deposits that record the entry of the Arlanzón River water in the cave system, providing a key sequence to investigate the fluvio-karstic relationships that give rise to this endokarst system. In order to provide a chronological framework to these fluvial deposits, six sediment samples were dated by Electron Spin Resonance and 16 samples by paleomagnetism, collected from two outcrops: Galería de las Arenas and Sala del Caos. Our results provide maximum mean age of around 1600 ka and a minimum age of  $916 \pm 136$  ka for the deposits in Sala del Caos. The younger date from Sala del Caos might represent the last fluvial input from Arlanzón River in the lower karst level. In contrast, ESR ages estimates of  $1268 \pm 133$  ka and  $1262 \pm 108$  ka were obtained for Galería de las Arenas sequence, which could indicate re-sedimentation processes from the intermediate karst level where similar ages were published. The annual dose might be wrongly assessed due to the re-sedimentation processes inside the karst, hence, ESR ages for these facies should be treated with extreme caution.

### 1. Introduction

Atapuerca karst system (Burgos, Spain) records an exceptional Pleistocene sedimentary sequence which contains the most complete archeological and paleontological evidence of human presence in Europe during the Quaternary (Bermúdez de Castro et al., 1997, 2017; Parés and Pérez-González, 1999; Carbonell et al., 2005, 2008; Rodríguez et al., 2011; Ollé et al., 2013; Arsuaga et al., 2014, 2017; García-Medrano et al., 2014; Meyer et al., 2016).

In-depth studies of the Atapuerca multilevel endokarst (Fig. 1A) have enabled the establishment of the different stages of human occupation of the cavities (Ortega et al., 2018) preserved in allochthonous facies (Campaña et al., 2016, 2017). Previous works proposed a geomorphological relationship between the subhorizontal endokarstic levels and the water tables imposed by the Pleistocene fluvial terraces of the

Arlanzón River (Benito, 2004; Benito-Calvo et al., 2008, 2017, 2018; Ortega, 2009; Ortega et al., 2014). However, the scarce chronological data about the fluvial sediments contained in the endokarst system (Ortega, 2009) precludes further correlations of these events with the chronological data available of the fluvial terraces (Benito, 2004; Benito-Calvo et al., 2008, 2017, 2018; Benito-Calvo and Pérez-González, 2007; Moreno et al., 2012). So far, the endokarst sedimentary infill has been studied through paleomagnetism (Parés et al., 2000, 2006, 2016, 2020) and mainly by dating entrance facies with archeological and/or paleontological records (Falgüeres et al., 1999, 2013; Bischoff et al., 2003; Berger et al., 2008; Arnold et al., 2014; Demuro et al., 2014, 2019; Moreno et al., 2015), which provide minimum dates for the passages formation. Although, a couple of studies focused on the lowermost stratigraphic units of Gran Dolina have recently been published (Parés et al., 2018; Duval et al., 2022).

\* Corresponding author.

E-mail address: [isabel.hernando@cenieh.es](mailto:isabel.hernando@cenieh.es) (I. Hernando-Alonso).

<https://doi.org/10.1016/j.quageo.2022.101374>

Received 20 December 2021; Received in revised form 4 July 2022; Accepted 21 July 2022

Available online 27 August 2022

1871-1014/© 2022 Elsevier B.V. All rights reserved.

Cueva del Silo contains two well-preserved sedimentary sequences in Sala del Caos and Galería de la Arenas, which have similar altitudes (Fig. 1B and C). These sequences are essential for establishing a complete chronological framework for the Atapuerca multikarst development and to better understand the fluvio-karstic dynamics of the system. In this work, we report new ESR and paleomagnetic data to understand the chronology of these cave fluvial deposits, scarcely dated so far (Ortega, 2009; Parés et al., 2016).

## 2. Cueva del silo site

The Sierra de Atapuerca is a multilevel endokarst system with three main subhorizontal levels passages, perched about 90, 70, and 60 m above the main course of the Arlanzón River (Fig. 1A) (Ortega et al., 2013).

The upper and intermediate levels are the most developed and include the passages of Cueva Mayor (Galería de las Estatuas and Sima del Elefante), Gran Dolina and Galería, while the lower level is represented by Cueva del Compressor, Cueva Peluda, Cueva del Silo and Sima de los Huesos of Cueva Mayor (Fig. 1A) (Ortega et al., 2014). The latter three are key cavities since they preserved fluvial sequences that record

the direct relationship between fluvial evolution of the Arlanzón River and the endokarst system (Ortega, 2009; Aranburu et al., 2017).

Cueva del Silo is described as a network of maze patterns, made up by small conduits that converge to a master passage (Galería Principal-Sala del Caos) (Fig. 1B). Cueva del Silo, and specifically Sala del Caos, is the closest cave to the Arlanzón valley (Fig. 1A). The chimneys and cupolas show a hypogenic speleogenesis in their origin, whose heights correlate with Arlanzón fluvial terrace T3 (+70–78 m) dated to 1140 ± 130 ka by ESR (Al center) (Fig. 1D) (Benito, 2004; Benito-Calvo et al., 2008, 2017, 2018; Moreno et al., 2012; Ortega et al., 2013, 2018; Benito-Calvo and Pérez-González, 2015). The scallops suggest an east-to-west water flow direction, locating the zone of discharge in the old entrance of the cave, in the Valhondo Valley (Eraso et al., 1998; Ortega, 2009; Ortega et al., 2013). The cave formation is related to a steady water-table level, whose elevation suggests a relation with Arlanzón fluvial terraces; T4 (+60–67 m), T5 (+50–54 m) dated of around 930–780 and 700–600 ka respectively using the Al center (Benito, 2004; Benito-Calvo et al., 2008, 2018; Moreno et al., 2012) and, T6 (+44–46 m) (Fig. 1D) (Ortega et al., 2013, 2018; Benito-Calvo and Pérez-González, 2015; Benito-Calvo et al., 2017, 2018).

Cueva del Silo preserves fluvial sediment deposits, consisting of

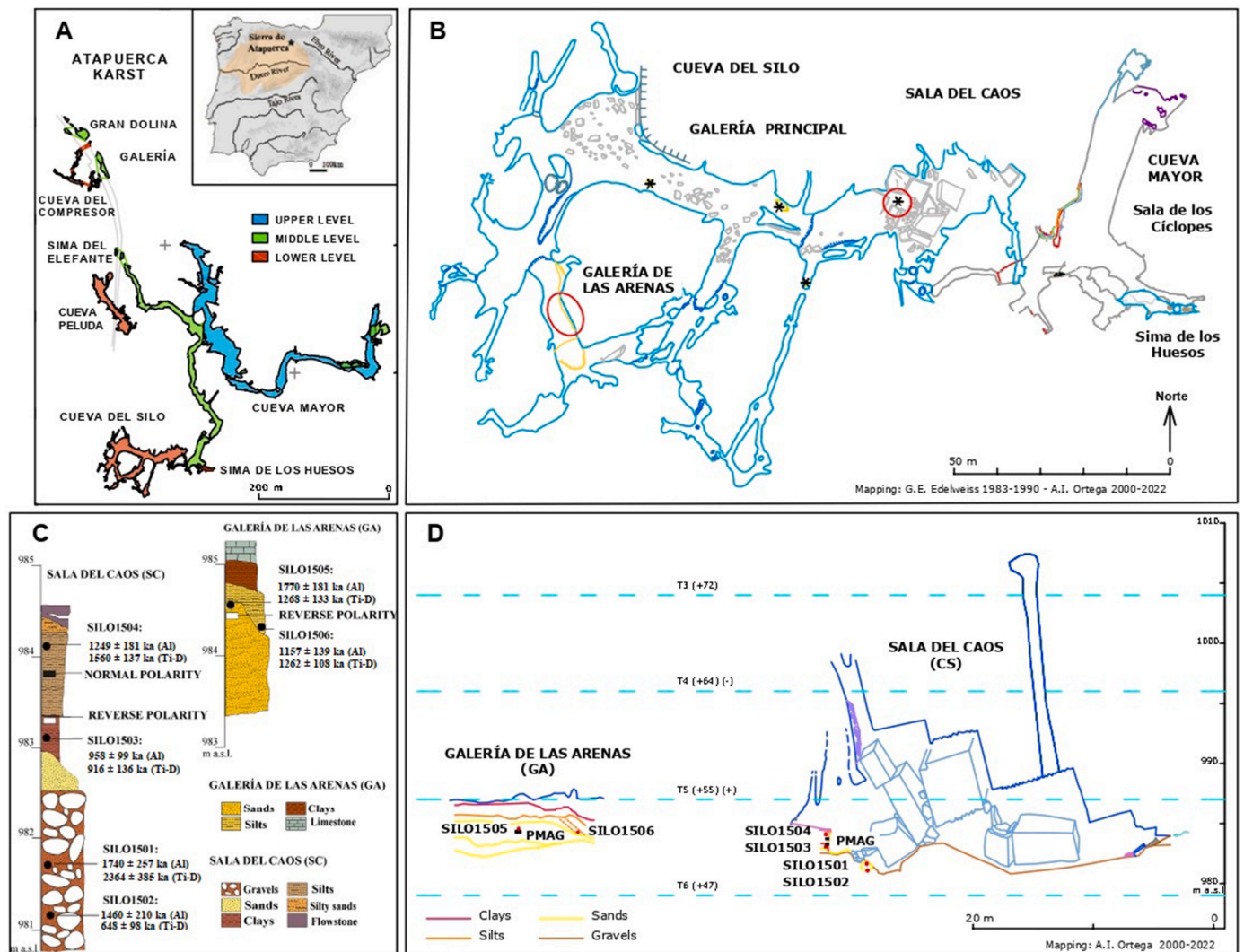


Fig. 1. (A) Location and plan of the Sierra de Atapuerca cave systems showing the main archeological sites (modified from Ortega, 2009). (B) Cueva del Silo map. Asterisk: gravels outcrops, red circumference: sampling areas. (C) Location of the ESR dating ages and paleomagnetic results in the stratigraphical sequences preserved in the Sala del Caos (stratigraphy modified from Ortega 2009), and the Galería de las Arenas. (Al): Al-ESR age, (Ti-D) Ti D option ESR age. (D) Cross sections of Sala del Caos and Galería de las Arenas and its elevation relation with Arlanzón fluvial terraces T3, T4 and T5. Red dots: ESR samples, black squares: paleomagnetism samples. (–): reversed polarity. (+) normal polarity. (modified from Ortega, 2009).

quartzite gravels (Galería Principal-Sala del Caos) (Fig. 1B) and quartz-rich sand and silt facies (Galería de las Arenas), which indicate a source from the Arlanzón River. Sala del Caos is a room with ESE-WNW direction, located beneath and next to the Middle and Lower levels of Cueva Mayor (Sala de los Cíclopes and Sima de los Huesos) (Fig. 1B) (Ortega et al., 2018). The fluvial deposits show upward decreasing grain size, consisting at the base of clast-supported conglomerates composed by rounded well-sorted quartzite pebbles within sandy coarse matrix. In a lateral section, a sequence of coarse sands, sandy clays, dark laminated silts with interbedded fine sand layers, and a flowstone overlay these quartzite pebbles (Fig. 1C). In some areas of the room, instead of a flowstone, red clay unit overlay the sequence. Sandy facies show fluvial structures and compositional similarities with Arlanzón fluvial terraces.

The Galería de las Arenas is a lateral passage of 32-m length (Ortega, 2009) and preserves a homogeneous siliclastic sequence divided into three stratigraphic units. The first unit at the bottom is composed of cross-bedded coarse to fine sands and the second one of silts. Whereas the textural and compositional features of these two units show structural and compositional similarities with Arlanzón fluvial terraces, the last unit composed of red clays at the top of the sequence correspond to stagnant waters developed after the fluvial sequence (Ortega, 2009) (Fig. 1C).

Previous chronological data available about the Cueva del Silo fluvial sequences are scarce. A paleomagnetic study conducted in the clayey sands in Galería Principal-Sala del Caos revealed a normal magnetic polarity, presumably of Brunhes age (Parés et al., 2016).

### 3. Methodology

A total of six samples were collected from Cueva del Silo for ESR dating following the procedure described in (Moreno et al., 2017). Four and two samples were obtained in Sala del Caos (SILO1501 to SILO1504) and in Galería de las Arenas (SILO1505 and SILO1506), respectively (Fig. 1C, D and Fig. S1). SILO1501 and 1502 are fluvial sediments composed of quartzite cobbles within a sandy matrix capped by red silt while SILO1503 and SILO1504 are silty clay sediments. SILO1505 and 1506 samples were collected from sandy sediments. *In situ* gamma spectrometry was performed using a NaI(Tl) probe connected to an Inspector 1000 multichannel analyzer (Canberra) and inserted directly into the section at the exact sampling spot.

A total of 16 samples were taken for paleomagnetism (11 in Sala del Caos, and 5 in Galería de las Arenas. Fig. 2). Sampling was carried out by pushing 8 cm<sup>3</sup> plastic boxes into partially cohesive clay deposits. Vertical surfaces were cleaned before sampling between SILO1503 and 1504 and just below SILO1505. Azimuth and dip of samples were measured *in situ* using a standard compass with an inclinometer. Finally, samples were gently removed from the sediment using a ceramic knife. Fig. 2

#### 3.1. Electron Spin Resonance (ESR) dating of quartz grains

##### 3.1.1. Sample preparation

Sample preparation was performed at the ESR dating Laboratory of the Centro Nacional de Investigación sobre la Evolución Humana (CENIEH) in Burgos (Spain) in a dark room following the protocol described in Moreno et al. (2021) until obtaining a final quartz grain-size fraction between 100–200 μm. The Multiple Aliquots Additive Dose (MAAD) approach was applied, and each sample was divided into 14 aliquots. Twelve of these aliquots were irradiated using a calibrated Gammacell-1000 <sup>137</sup>Cs gamma source to the following doses: 100, 200, 400, 800, 1600, 3200, 6000, 9000, 14000, 20000, 30000, and 50000 Gy. For each sample, one aliquot was bleached using a SOL2 (Dr. Hönle) solar light simulator for approximately 1500 h to evaluate the ESR intensity of the non-bleachable residual signal associated with the Aluminum center of quartz (Voinchet et al., 2003) and one aliquot was preserved natural.

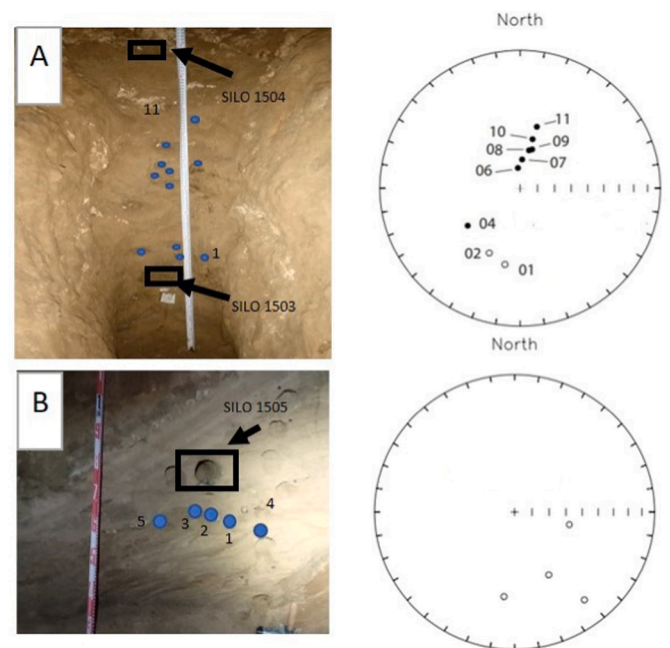


Fig. 2. Pictures of the site where ESR (black boxes) and paleomagnetism (blue dots) samples were collected in: A. Sala del Caos. B. Galería de las Arenas. Paleomagnetic results plotted on stereographic projections (lower hemisphere) are showed on the right side of the figure. Black dots represent normal polarity vectors, while white dots are inverse polarity vectors.

##### 3.1.2. ESR dose reconstruction

The MC approach was previously proposed by Toyoda et al. (2000) to check whether the Al-ESR signal was completely bleached before the sedimentation of the deposit. Although the Al center has been broadly used for dating (Moreno et al., 2012, 2015), due to its slow bleached kinetics, Toyoda et al. (2000) and Duval et al. (2015) proposed to evaluate its behavior using another center which had faster-bleached kinetics as the Ti center. Therefore, the Multiple Center approach was applied to our ESR samples, and both the Al and Ti centers were measured. ESR measurements were carried out at low temperature (90 K) using an EMXmicro 6/1 Bruker X-band ESR spectrometer coupled to a standard rectangular ER4102ST cavity. The acquisition parameters established by Duval et al. (2015) are given in Table S2. To ensure constant experimental conditions over time, the temperature of the room and the water circulating in the magnet are controlled and stabilized at 20 °C by an air conditioning unit and at 18 °C by a water-cooled Thermo Scientific NESLAB thermoflex 3500 chiller, respectively. The angular dependence of the ESR signal due to sample heterogeneity was taken into account by measuring each series of 14 aliquots three times after a ~120° rotation in the cavity. Furthermore, data reproducibility was verified by running repeated ESR measurements over different days. ESR intensities have been corrected by sample weight, receiver gain value, number of scans, and temperature correction factor (Duval and Guilarte, 2012).

The ESR intensity of the Al center was extracted from peak-to-peak amplitude measurements between the top of the first peak ( $g = 2.0185$ ) and the bottom of the 16th peak ( $g = 1.9928$ ) (Toyoda and Faguères, 2003). The ESR intensity of the Ti centers was measured from peak-to-peak amplitude between  $g = 1.979$  and the bottom of the peak at  $g = 1.913$  (Ti Option A), peak-to-baseline amplitude around  $g = 1.913$ – $1.915$  (Ti Option D), and peak-to-baseline amplitude around  $g = 1.915$  (Ti-H Option C) (Duval and Guilarte, 2015).

Equivalent dose values ( $D_E$ ) were calculated using the Microcal OriginPro 8.5 software using the Levenberg-Marquardt algorithm by chi-square minimization. For the Al center, a single saturating exponential + linear function was fitted through the experimental points, and

data were weighted by the inverse of the squared ESR intensity ( $1/I^2$ ) (Duval, 2012). For the Ti centers, the Ti-2 function was used (Woda and Wagner, 2007) and data were weighted by the inverse of the squared error ( $1/s^2$ ) (Duval and Guilarte, 2015).

### 3.1.3. Dose rate evaluation and age calculation

Dose rate values (D) were calculated by combining *in situ* and laboratory measurements. Alpha, beta, and gamma external dose rate values were derived from U, Th, and K contents in raw sediment analyzed by high resolution  $\gamma$ -spectrometry (HRGS) at CENIEH. The external  $\gamma$  dose rate was also calculated using the threshold approach (Duval and Arnold, 2013), based on the *in situ* gamma spectrometry performed at the exact sampling spot. *In situ* measurements of gamma dose rate were used for the dose rate calculation. *In situ* gamma dose was corrected considering the long-term water content assumed.

Total dose rates were calculated and corrected using the dose-rate conversions factors from Guérin et al. (2011), alpha and beta attenuation values for the spherical grain size from Brennan et al. (1991) and Brennan (2003), and alpha efficiency k-value of  $0.07 \pm 0.01$  (Bartz et al., 2019). An HF etching depth of 20  $\mu\text{m}$  was assumed for all the samples, as well as an internal dose rate of  $50 \pm 30 \mu\text{Gy/a}$  as in (Moreno et al., 2021). The cosmic dose rate was calculated using equations of Prescott and Hutton (1994). Water contents were calculated to be 60% of the saturated water content measured in the laboratory conditions as in Moreno et al. (2021) (Table S4). The final long-term water content values range from  $13.5 \pm 0.2$  to  $25.7 \pm 0.4$  and was calculated as % of dry weight.

ESR age calculations were performed using non-commercial software based on DRAC (Durcan et al., 2015), which considers the uncertainties derived from U, Th, and K concentrations, depth, water content, *in situ* gamma dose rate, attenuations, and  $D_E$  values. The errors associated with total dose rate, equivalent dose and ESR age result are given at  $1\sigma$  (Table 1).

### 3.2. Paleomagnetism

All the paleomagnetic measurements were carried out at the Archaeomagnetism Laboratory at CENIEH. Natural remanent magnetization (NRM), as well as progressive demagnetization were measured using a three-axis 2G SQUID cryogenic magnetometer. This instrument is housed in a field-free space (residual field <3000 nT). One sample from Sala del Caos, and Galería de las Arenas were demagnetized thermally using a thermal demagnetizer oven (ASC model TD-48) also placed in the Helmholtz cage. The remaining part of the samples was demagnetized by Alternating Fields. Demagnetization was conducted

for all samples until approximately 100–140 mT. Characteristic remanent magnetization directions (ChRM) were computed by Principal Component Analysis (Kirschvink, 1980) and plotted on stereographic projections (lower hemisphere).

## 4. Results

### 4.1. Electron Spin Resonance (ESR) dating of quartz

The results obtained from the processed samples are displayed in Table 1. The ESR analytical data and all the ESR Dose Response Curves (DRC) derived from the evaluation of the Al, and Ti centers are provided in Supplementary Material (Tables S3, S4, and S5 and Figs. S2–S9).

The Al center shows bleaching coefficients ranging within a relatively narrow range (from 55 to 66%; Table 1) suggesting similar bleaching conditions for all samples. Equivalent Dose ( $D_E$ ) values were calculated using the mean ESR intensities measured on different days. The fitting results derived from this center exhibit an excellent goodness-of-fit for all samples (adjusted  $r^2 > 0.99$ ; Table S5), resulting in relative  $D_E$  errors between 10% and 15%. However, the linear part of the DRCs, driven by the very high irradiated aliquots, seems to cause a small distortion of SILO1502,1504 and 1505 DRCs (Fig. S2). Hence, SILO1502,1504 and 1505  $D_E$  values might be slightly overestimated. The variability of  $D_E$  value over repeated measurements is less than 20% for all the samples (Table S5). Ages obtained from the Al center are older than 1100 ka except for the sample SILO1503 (958 ka) (Table 1).

Regarding the Ti center, the  $D_E$  values were calculated by averaging the ESR intensities measured on three different days. According to Duval and Guilarte (2015), the reliability of the fitting results obtained from the Ti center may be reasonably questioned when the adjusted  $r^2$  value is  $< 0.98$  and the relative errors  $> 50\%$ . In our samples, the Ti center (options D and A) shows  $r^2 > 0.99$  and relative errors  $< 11\%$  for samples SILO1505 and SILO1506 (Galería de las Arenas). In the samples from Sala del Caos, a poorer fit of the data is observed (Table S4). For example, SILO1502 shows  $r^2 < 0.98$  in both options A and option D.  $D_E$  value from Option A could not even be calculated in SILO1504 because ESR intensities were scattered and any curve was impossible to be fitted to the measured intensities. Furthermore,  $D_E$  values from both the Al center and Ti Option D are in agreement at  $1\sigma$  in all the samples except for SILO1502 and SILO1505, in which  $D_E$  values from Ti Option D are lower than values from the Al center. Option D and A yields similar  $D_E$  values for SILO1503, 1505 and 1506 samples, whereas Option A yields higher  $D_E$  values for the rest of the samples.  $D_E$  estimates were also obtained from Ti-H (Option C) but discarded for age calculation. Goodness-of-fit is significantly lower than for Ti Options A and D (0.88

**Table 1**

ESR results obtained on quartz grains for Cueva del Silo. (Bl: bleaching;  $D_{int}$ : internal dose rate;  $D_\alpha$ : alpha dose rate;  $D_\beta$ : beta dose rate;  $D_\gamma$ : gamma dose rate;  $D_{cos}$ : cosmic dose rate; D: total dose rate;  $D_E$ : equivalent dose). The results interpreted as the most reliable dates are in bold.

	CUEVA DEL SILO					
	Sala del Caos				Galería de las Arenas	
	SILO1501	SILO1502	SILO1503	SILO1504	SILO1505	SILO1506
$D_{int}$ ( $\mu\text{Gy/a}$ )	50 $\pm$ 30	50 $\pm$ 30	50 $\pm$ 30	50 $\pm$ 30	50 $\pm$ 30	50 $\pm$ 30
$D_\alpha$ ( $\mu\text{Gy/a}$ )	30 $\pm$ 8	29 $\pm$ 7	50 $\pm$ 13	50 $\pm$ 13	48 $\pm$ 12	53 $\pm$ 13
$D_\beta$ ( $\mu\text{Gy/a}$ )	1140 $\pm$ 23	972 $\pm$ 19	1717 $\pm$ 34	1606 $\pm$ 30	1345 $\pm$ 24	1593 $\pm$ 29
$D_\gamma$ ( $\mu\text{Gy/a}$ )	594 $\pm$ 21	660 $\pm$ 24	987 $\pm$ 35	901 $\pm$ 32	828 $\pm$ 29	685 $\pm$ 24
$D_{cos}$ ( $\mu\text{Gy/a}$ )	22 $\pm$ 2	22 $\pm$ 2	22 $\pm$ 2	22 $\pm$ 2	28 $\pm$ 3	28 $\pm$ 3
Bl (%)	56 $\pm$ 0.3	55 $\pm$ 1	55 $\pm$ 0.8	59 $\pm$ 0.8	58 $\pm$ 0.6	66 $\pm$ 0.4
D ( $\mu\text{Gy/a}$ )	1836 $\pm$ 44	1733 $\pm$ 43	2826 $\pm$ 69	2629 $\pm$ 55	2300 $\pm$ 50	2409 $\pm$ 50
$D_E$ (Gy) Al	3195 $\pm$ 465	2530 $\pm$ 359	2708 $\pm$ 273	3285 $\pm$ 470	4071 $\pm$ 407	2788 $\pm$ 331
$D_E$ (Gy) Ti–Li D option	4340 $\pm$ 700	1122 $\pm$ 167	2589 $\pm$ 381	4101 $\pm$ 351	2917 $\pm$ 300	3041 $\pm$ 253
$D_E$ (Gy) Ti–Li A option	5692 $\pm$ 352	2838 $\pm$ 613	2623 $\pm$ 382	–	3720 $\pm$ 498	3533 $\pm$ 292
$D_E$ (Gy) Ti–H C option	2166 $\pm$ 279	699 $\pm$ 314	931 $\pm$ 203	1031 $\pm$ 365	953 $\pm$ 246	936 $\pm$ 131
Age (ka) Al	<b>1740 <math>\pm</math> 257</b>	<b>1460 <math>\pm</math> 210</b>	<b>958 <math>\pm</math> 99</b>	1249 $\pm$ 181	1770 $\pm$ 181	<b>1157 <math>\pm</math> 139</b>
Age (ka) Ti Option D	2364 $\pm$ 385	648 $\pm$ 98	<b>916 <math>\pm</math> 136</b>	1560 $\pm$ 137	<b>1268 <math>\pm</math> 133</b>	<b>1262 <math>\pm</math> 108</b>
Age (ka) Ti Option A	3100 $\pm$ 206	1638 $\pm$ 356	928 $\pm$ 137	–	1618 $\pm$ 219	1467 $\pm$ 125
Age (ka) Ti–H C option	1180 $\pm$ 155	403 $\pm$ 181	329 $\pm$ 72	392 $\pm$ 139	414 $\pm$ 107	389 $\pm$ 55

$< r^2 < 0.99$ ), with samples SILO1501 and SILO1503 being the only ones with  $r^2$  values higher than 0.99. Moreover, although Ti–H center shows great potential to date late Middle to Late Pleistocene deposits, its reliability for dating samples with  $D_E$  values  $> 1000$  Gy, as in the present study (Table 1), may be reasonably questioned (Duval and Guilarte, 2015; Voinchet et al., 2020). For Ti Option D,  $D_E$  variability varied between 9.2% (SILO1504) and 44.9% (SILO1501) (Table S5). The ESR intensities obtained for the first aliquots in the SILO1501 sample are very similar, consequently the DRCs do not pass through all the experimental data points and yield very different  $D_E$  values for each measurement (Fig. S4). 4/6 samples yield ages for more than 1 million years from the D option, whereas SILO1502 and 1503 have an age of  $648 \pm 98$  and  $916 \pm 136$ , respectively. A Option provides ages between 900 to 3100 ka approximately. Ages from the Ti–H center are between 300 and 1200 ka (Table 1). Their reliability should, however, be treated with extreme caution for the reason mentioned above.

#### 4.2. Dose rate evaluation

The gamma dose rates calculated in the laboratory are systematically higher than those obtained from *in situ* measurements for all the samples (Table S6). Such values could indirectly indicate a potential disequilibrium in the U-238 decay chain. However, no significant differences were observed when calculating dates using both gamma dose rate values. Hence, such possible disequilibrium would have a negligible impact on the final calculated dates. Total dose rate values (D) (Table 1) from Sala del Caos samples are between 1786 and 2776  $\mu\text{Gy/a}$ . In comparison, samples from Galería de las Arenas have similar dose rate values of around 2300  $\mu\text{Gy/a}$ . Variability of dose rate values from Sala del Caos is very likely due to the heterogeneity of the sedimentary sequence in Sala del Caos, whereas the sedimentary outcrop is very homogenous in Galería de las Arenas.

#### 4.3. Paleomagnetism

The results have been represented in several stereographic projections that can be seen in Fig. 2. Black dots correspond to vectors that indicate positive polarity, while the white dots indicate negative polarity. According to the results, paleomagnetic data between ESR SILO1503 and 1504 (Sala del Caos) reveal a switch from reverse to normal polarity. In Galería de las Arenas (ESR SILO 1505 and 1506 samples), paleomagnetic data show exclusively reverse polarity directions. The paleomagnetic inversion in Sala del Caos is most likely correlated to the Matuyama-Brunhes boundary, whereas reverse polarity in Galería de las Arenas suggest a Matuyama age ( $> 0.78$  Ma; Gradstein et al., 2020) for this deposit. Paleomagnetic data are summarized in Table 2.

**Table 2**

Paleomagnetic results. Dec/Inc: Declination/Inclination of the Characteristic Remanent Magnetization (ChRM) directions; MAD: Maximum Angular Deviation.

Site	Sample	Dec	Inc	MAD	
Sala del Caos	21SIL2-01	191.0	−43.0	13.2	
	21SIL2-02	205.0	−47.0	6.3	
	21SIL2-04	234.0	52.0	2.1	
	21SIL2-06	354.0	78.0	3.4	
	21SIL2-07	4.0	73.0	1.0	
	21SIL2-08	13.0	67.0	5.0	
	21SIL2-09	17.0	66.0	7.4	
	21SIL2-10	14.0	60.0	5.4	
	21SIL2-11	15.0	52.0	8.3	
	Galerías de las Arenas	21SIL4-01	152.0	−47.0	12.4
		21SIL4-02	103.0	−57.0	2.5
21SIL4-04		142.0	−20.0	9.7	
21SIL4-05		187.0	−38.0	5.0	

## 5. Discussion

Previous studies have shown the great potential of using Ti Option D ages to date Lower-Middle Pleistocene samples (Duval et al., 2015, 2022; Moreno et al., 2021). In addition, this center yields more reliable estimates of the burial age of quartz grains as it has much faster bleached kinetics (Toyoda et al., 2000). However, in some samples, Al ages have been considered more reliable based on mathematical parameters.

#### 5.1. Sala del caos

Al and Ti Option D centers provided ages of  $1460 \pm 210$  ka and  $648 \pm 98$  ka for SILO1502, respectively. This discrepancy between dates is probably due to the slow bleaching kinetic and unbleached component of the Al center (Toyoda et al., 2000). Although the Al age might be slightly overestimated because the DRC does not pass exactly through the natural experimental point (Fig. S8), this sample shows an excellent goodness-of-fit ( $r^2 = 0.99$ ). In addition, a good  $D_E$  repeatability was calculated from the different measurements, which means the  $D_E$  mean value from the Al center is a representative average of the whole sample. On the contrary, Ti Option D age (SILO1502) is inconsistent with reverse polarity results above SILO1503 (Fig. 1C). Finally, the Ti Option D age is not reliable because of the poor fit of the data ( $r^2 = 0.94$ ).

SILO1501 has an Al age of  $1740 \pm 257$  ka. This age is 1 sigma consistent with the SILO1502 date obtained by the same center. However, Al center ages should be interpreted as maximum possible dates considering its slow bleaching kinetic and its unbleached component (Toyoda et al., 2000; Duval et al., 2015). Ti Option D age of around 2400 ka (SILO1501), which is older than the Al age mentioned above and, disagrees with the stratigraphical sequence. This latter date is also unreliable because a significant variability of  $D_E$  was observed (44.9%) (Table S5). In other words, the mean  $D_E$  value from Ti Option D would not be representative, even if the curve fit was excellent, which is not observed either ( $r^2 = 0.96$ ).

The SILO1503 sample, located in the middle of the sequence, yielded an age of around 900 ka, consistent with the reverse polarity result above this sample (Fig. 1C) and both the Al and Ti Option D center (Table 1). Measurements related to water content for the SILO sample yielded inconsistent data. Therefore, the water content of the sample and the water saturation has been calculated using the average of the data measured in the other Sala del Caos samples. Therefore, these estimates could be causing age uncertainty. Nevertheless, the paleomagnetism confirms that this unit was probably deposited more than 0.78 Ma ago, which agrees with both the Al and Ti Option D dates.

Although SILO1504 age from Al center might be slightly overestimated because the DRC does not pass exactly through all experimental points (Fig. S8), Al and Ti Option D ages are also 1 sigma consistent ( $1249 \pm 181$  and  $1560 \pm 137$  ka, respectively). However, dates are neither stratigraphically consistent (Table 1) nor in agreement with the independent age control at this study in Sala del Caos (Table 1, Fig. 1C). These anomalous data might be due to the present of quartz grains from higher levels of Atapuerca karst (and therefore older) which contaminate younger sediments. Sala del Caos relates to Cueva Mayor (intermediate level) throughout several vertical conduits, so water had paths to migrate from high to low levels. (Ortega, 2009). These re-sedimentation process inside the endokarst were mentioned before by Berger et al. (2008). If so, ESR ages for all the sequence should be treated with extreme caution because they might be based on an incorrect assessment of the dose rate.

A complex sedimentary process is observed in Sala del Caos. The irregular floor of this room is evidence of the different sedimentary and erosional phases that occurred in the cave. In addition, the massive collapse of the ceiling cave complicates the observation of the sedimentary record.

The sedimentary sequence outcrops in a 4-m-thickness subvertical surface formed in several sedimentary phases (Ortega 2009). The first

phase is related to the direct entry of fluvial deposits of metamorphic gravels and coarse sand into the karst through a sinkhole directly connecting the Arlanzón River and the cave. Ferruginous oxidations have been described between the gravels and the overlying coarse sands. This sedimentary phase occurred 1600 ka years ago at most, considering the Al ages obtained from the SILO1501 and 1502 samples. This river channel facies corresponds to high-energy sedimentary environments. At the top of this unit, an erosional surface shows a paleo-relief on which the second sedimentary phase overlays. The second phase corresponds to the settling of clayey sediments in a very low-energy environment, i. e., stagnant water and restricted circulation (SILO1503 sample dated around 900 ka and with reverse polarity). In phase three, a gradual increase in the contribution of sandy material is observed. The environment, therefore, is of higher energy. In this phase, sedimentation gradually changes from clayey sediments (phase 2) to dark silts with centimetric intercalations of medium sands. Sample SILO1504 was sampled in this unit but did not provide a conclusive date (see above). The penultimate phase shows an erosive process and a generalized collapse of the cave ceiling. This phase is related to vadose environments. It is possible to see the entire stratigraphic sequence in the Sala del Caso because of this phase, which allows the top of the gravels to outcrop. Finally, the sequence is filled with the formation of speleothems in zero-energy environments, i.e., stagnant, and percolating water. While the sedimentation of the gravels is only related to the entry of the Arlanzón River into the cave, the fine sediments could have entered in suspension from other levels of the karst (Ortega, 2009).

SILO1502 and 1501 samples yield a maximum possible date of around 1600 ka (Al center). SILO1503 has a reliable age of  $922 \pm 137$ . Anomalous dates of SILO1504 might be because of a re-sedimentation process in the cave. Paleomagnetic data between these two samples confirm the existence of a reversed polarity, presumably Matuyama-Brunhes boundary (0.78 Ma, Gradstein et al., 2020), considering SILO1503 sample.

### 5.2. Galería de las arenas

In the Galería de las Arenas (SILO1505 and SILO1506 samples), two dates with the Ti Option D of  $1268 \pm 133$  ka and  $1262 \pm 108$  ka have been obtained, respectively. Both dates are stratigraphic consistent within the sedimentary sequence (Fig. 1C). Although SILO1505 age from Al center is slightly overestimated due to a small distortion of DRC (Fig. S8), ages from both Al and Ti centers in Galería de las Arenas are consistent (Table 1) (Duval and Guilarte, 2015). Considering the independent age control and ESR analysis, these two samples provide a consistent age of around 1300 ka.

However, considering that Cueva del Silo and Cueva Mayor are connected, it cannot be discarded that there were ancient quartz grains from the intermediate level which contaminated the sediment. In addition, previous studies dated the intermediate level formation before 1300 ka (Parés et al., 2018; Duval et al., 2022). Therefore, there could be quartz grains with an unbleached signal within the karst of at least that age. Consequently, these ages might be overestimated considering the geological context mentioned above and should be treated with extreme caution given the significant uncertainty of the dose rate estimates. However, paleomagnetic sampling just below the SILO1505 sample confirms reverse polarity results at the bottom of the sequence. Therefore, the sedimentation may have occurred at least in the Matuyama chron in Galería de las Arenas.

### 5.3. Cueva del silo cave

Both in the Galería Principal and the Sala del Caos, quite similar sedimentary sequences are described (Ortega, 2009), formed by gravels in the lower part at similar altitudes, followed by a decreasing grain sequence capped by a flowstone layer. The quartzite pebbles outcrop in the Sala del Caos due to a partial re-excavation of the sedimentary

sequence, where the SILO1502 sample was sampled. The gravels also outcrop in the bottom of three Prehistory human-excavated silos in the Galería Principal of Cueva del Silo cave. Normal magnetic polarity, presumably correlate to Brunhes chron, has been described on top of fluvial gravel in one of those silos (Parés et al., 2016). At neither of these sites, is it possible to see the thickness of these gravels, they have a minimum thickness of 2 m in Sala del Caos though. The entry of gravels should be a high-energetic geological event that could have affected the lower and middle levels of Atapuerca karst system. Perhaps, this event could be related to the roof collapsing along the main axis of Cueva del Silo (Galería Principal-Cueva del Silo) (Ortega et al., 2013).

In consequence, the most recent age from SILO1503 sample ( $916 \pm 136$  ka) (Fig. 1C), might date the last fluvial input from the exterior and, therefore, the latest cave formation process. On the contrary, the oldest ages obtained by the SILO1504 ( $1560 \pm 137$  ka), 1505 ( $1268 \pm 133$  ka) and 1506 ( $1262 \pm 108$  ka) samples, could be dating Early Pleistocene quartz grains that record older fluvial inputs, (Parés and Pérez-González, 1999; Berger et al., 2008; Carbonell et al., 2008; Moreno et al., 2015; Parés et al., 2018). If a re-sedimentation process has been occurred inside the cave, the age estimation might be based on an incorrect assessment of the dose rate, meaning ESR results should be treated with extreme caution. Therefore, more dating with other dating methods should be carried out to better explain the sedimentology context in Cueva del Silo and Cueva Mayor to confirm our results.

Sima de Elefante is a cavity above lower level of Cueva Peluda-Cueva del Silo and the lower part of its stratigraphic sequence appears altered by subsidence. This sedimentary subsidence might be due to instability in the lower karst level during the Matuyama chron (Rosas et al., 2006; Ortega, 2009; Ortega et al., 2014, 2018). This collapse could therefore be due to the last direct input of the river event dated by SILO1503 sample. This last entrance of the Arlanzón River in Cueva del Silo might be related to the erosive event described in Sima de los Huesos, as well, during the Matuyama chron (Ortega 2009; Ortega et al., 2013; Aranburu et al., 2017).

Two different stratigraphical sections can be seen in Galería de las Arenas and Sala del Caos, which are separated by just over 100 m (Fig. 1B). Both siliciclastic sequences have been deposited by fluvial system in different areas inside the same subhorizontal karst conduit, but both sections have lithological differences in grain size that do not allow a correlation stratum by stratum.

Reverse polarity sequence reaches heights of 984.40 m a.s.l. (SILO1505) in Galería de las Arenas (Ortega, 2009). At an altitude around 983 m a.s.l., a silty unit placed above the fluvial facies was dated in this study of about 900 ka (SILO1503) in Sala del Caos. Considering altimetric data and SILO1503 sample, sedimentation of sand facies in Galería de la Arenas and the silty clay sediments in Sala del Caos to gravel roof may have occurred around the Matuyama-Brunhes boundary. However, ESR dating do not confirm this correlation, so more geochemical studies should be done to correlate these two sedimentary sequences.

According to its geomorphological position, this fluvial input in Sala del Caos was previously correlated between Arlanzón fluvial terraces T6 (+44–46 m) and T4 (+60–67m), or older (Ortega, 2009; Ortega et al., 2013, 2018; Benito-Calvo et al., 2017, 2018). T4 (+60–67) and T5 (+50–54) yield consistent Al center average ages of about 850 ka ( $780 \pm 120$  and  $930 \pm 100$  ka); and 700 ka ( $700 \pm 100$  ka and  $600 \pm 110$  ka) respectively (Moreno et al., 2012; Benito-Calvo and Pérez-González, 2007, 2015). These ESR ages are in agreement with the paleomagnetic data which reveal a reversed and normal polarity respectively (Benito-Calvo et al., 2008, 2018). Therefore, the sedimentary sequence in both Galería de la Arenas and Sala del Caos may have occurred around the Matuyama-Brunhes boundary considering the T4 (+60–64 m)/T5 (+50–54 m) terrace of the Arlanzón River, as well as other authors have already mentioned (Benito-Calvo et al., 2018; Ortega et al., 2018). This fluvio-karstic dynamic agrees with the previous geomorphological model of the karst formation (Ortega, 2009; Ortega et al., 2010, 2013,

2018; Benito-Calvo and Pérez-González, 2015; Benito-Calvo et al., 2008, 2017, 2018), previous studies of Arlanzón River valley (Moreno et al., 2012), SILO1503 ( $916 \pm 136$  ka) ESR sample, independent age control in this study and, previous paleomagnetic data (Benito-Calvo et al., 2008, 2018; Parés et al., 2016).

## 6. Conclusion

The sedimentary sequence dated in the Sala del Caos might have been deposited in the Early-Middle Pleistocene boundary, possibly between Arlanzón River terraces T3 (+70–78 m) and T5 (+50–54 m). ESR ages from these facies should be treated with extreme caution according to the evidence of re-sedimentation process inside the cave, which would have modified the original sedimentary composition and, therefore, the annual dose rate would be incorrectly evaluated. Maximum age of around 1600 ka (SILO1501 and SILO1502 sample) and minimum age of  $916 \pm 136$  ka (SILO1503) might be possible for the deposits in Sala del Caos, with the youngest date similar to the ages published for T4 (+60–64 m) and T5 (+50–54 m), estimated between  $930 \pm 100$  and  $600 \pm 110$  ka, respectively (Moreno et al., 2012). Re-sedimentation processes inside the cave might explain older dates, especially observed in SILO1505 and 1506 samples at Galería de las Arenas ( $1268 \pm 133$  and  $1262 \pm 108$  ka, respectively) and SILO1504 at Sala del Caos. These data could indicate a complex sedimentation process from the intermediate karst level. However, these ages should be treated with great caution because the re-sedimentation process inside the cave would have modified the original sedimentary composition and, therefore, the annual dose rate would be incorrectly evaluated. An in-depth characterization of the stratigraphy, geochemistry, and geochronology is necessary to better understand these processes in the Sierra de Atapuerca endokarst and their relationships with the evolution of the Arlanzón River valley.

## Declaration of competing interest

The authors declare that they have no known competing financial interests or personal relationships that could have appeared to influence the work reported in this paper.

## Acknowledgments

This study has been funded by the Ministerio de Ciencia e Innovación - Agencia Estatal de Investigación (project PGC2018-093925-B-C31 and PGC2018-093925-B-C32) and “ERDF A way of making Europe” by the “European Union”. IHA is beneficiary of a FPI grant (PRE2019-090919). The archaeo-paleontological fieldwork was funded by the Junta de Castilla y León and Fundación Atapuerca. Partial support was provided by grant CGL2017-89603-R (J.M.P.).

## Appendix A. Supplementary data

Supplementary data to this article can be found online at <https://doi.org/10.1016/j.quageo.2022.101374>.

## References

Aranburu, A., Arsuaga, J.L., Sala, N., 2017. The stratigraphy of the Sima de los Huesos (Atapuerca, Spain) and implications for the origin of the fossil hominin accumulation. *Quat. Int.* 433, 5–21. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2015.02.044>.

Arnold, L.J., Demuro, M., Parés, J.M., Arsuaga, J.L., Aranburu, A., Bermúdez de Castro, J.M., Carbonell, E., 2014. Luminescence dating and palaeomagnetic age constraint on hominins from Sima de los Huesos, Atapuerca, Spain. *J. Hum. Evol.* 67, 85–107. <https://doi.org/10.1016/j.jhevol.2013.12.001>.

Arsuaga, J.L., Gómez-Olivencia, A., Sala, N., Martínez-Pillado, V., Pablos, A., Bonmatí, A., Pantoja-Pérez, A., Lira-Garrido, J., Alcázar de Velasco, A., Ortega, A.I., Cuenca-Bescós, G., García, N., Aranburu, A., Ruiz-Zapata, B., José Gil-García, M., Rodríguez-Álvarez, X.P., Ollé, A., Mosquera, M., 2017. Evidence of paleoecological changes and Mousterian occupations at the Galería de las Estatuas site, Sierra de

Atapuerca, northern Iberian plateau, Spain. *Quat. Res.* 88, 345–367. <https://doi.org/10.1017/qua.2017.46>.

Arsuaga, J.L., Martínez, I., Arnold, L.J., Aranburu, A., Gracia-Téllez, A., Sharp, W.D., Quam, R.M., Falguères, C., Pantoja-Pérez, A., Bischoff, J., Poza-Rey, E., Parés, J.M., Carretero, J.M., Demuro, M., Lorenzo, C., Sala, N., Martínón-Torres, M., García, N., Alcázar de Velasco, A., Cuenca-Bescós, G., Gómez-Olivencia, A., Moreno, D., Pablos, A., Shen, C.-C., Rodríguez, L., Ortega, A.I., García, R., Bonmatí, A., Bermúdez de Castro, J.M., Carbonell, E., 2014. Neandertal roots: cranial and chronological evidence from Sima de los Huesos. *Science* 344, 1358–1363. <https://doi.org/10.1126/science.1253958>.

Bartz, M., Arnold, L.J., Spooner, N.A., Demuro, M., Campaña, I., Rixhon, G., Brückner, H., Duval, M., 2019. First experimental evaluation of the alpha efficiency in coarse-grained quartz for ESR dating purposes: implications for dose rate evaluation. *Sci. Rep.* 9, 19769. <https://doi.org/10.1038/s41598-019-54688-9>.

Benito, A., 2004. Análisis geomorfológico y reconstrucción de paleopaisajes neógenos y cuaternarios en la Sierra de Atapuerca y el valle medio del río Arlanzón. Universidad Complutense de Madrid. <http://purl.org/dc/dcmitype/Text>.

Benito-Calvo, A., Ortega, A.I., Navazo, M., Moreno, D., Pérez-González, A., Parés, J.M., Bermúdez de Castro, J.M., Carbonell, E., 2010. Evolución geodinámica pleistocena del valle del río Arlanzón: implicaciones en la formación del sistema endokárstico y los yacimientos al aire libre de la Sierra de Atapuerca (Burgos, España). *Bol. Geol. Min.* 1129, 59–82. <https://doi.org/10.21701/bolgeomin.129.1.003>.

Benito-Calvo, A., Ortega, A.I., Pérez-González, A., Campaña, I., Bermúdez de Castro, J.M., Carbonell, E., 2017. Palaeogeographical reconstruction of the Sierra de Atapuerca Pleistocene sites (Burgos, Spain). *Quat. Int.* 433, 379–392. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2015.10.034>.

Benito-Calvo, A., Pérez-González, A., 2015. Geomorphology of the Sierra de Atapuerca and the middle Arlanzón valley (Burgos, Spain). *J. Maps* 11, 535–544. <https://doi.org/10.1080/17445647.2014.909339>.

Benito-Calvo, A., Pérez-González, A., 2007. Erosion surfaces and Neogene landscape evolution in the NE Duero Basin (north-central Spain). *Geomorphology* 88, 226–241. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2006.11.005>.

Benito-Calvo, A., Pérez-González, A., Parés, J.M., 2008. Quantitative reconstruction of late cenozoic landscapes: a case study in the Sierra de Atapuerca (Burgos, Spain). *Earth Surf. Process. Landforms* 33, 196–208. <https://doi.org/10.1002/esp.1534>.

Berger, G.W., Pérez-González, A., Carbonell, E., Arsuaga, J.L., Bermúdez de Castro, J.M., Ku, T.L., 2008. Luminescence chronology of cave sediments at the Atapuerca paleoanthropological site, Spain. *J. Hum. Evol.* 55, 300–311. <https://doi.org/10.1016/j.jhevol.2008.02.012>.

Bermúdez de Castro, J.M., Arsuaga, J.L., Carbonell, E., Rosas, A., Martínez, I., Mosquera, M., 1997. A hominid from the lower Pleistocene of Atapuerca, Spain: possible ancestor to neandertals and modern humans. *Science* 276, 1392–1395. <https://doi.org/10.1126/science.276.5317.1392>.

Bermúdez de Castro, J.M., Martínón-Torres, M., Martín-Francés, L., Modesto-Mata, M., Martínez-de-Pinillos, M., García, C., Carbonell, E., 2017. Homo antecessor: the state of the art eighteen years later. *Quat. Int.* 433, 22–31. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2015.03.049>.

Bischoff, J.L., Shamp, D.D., Aramburu, A., Arsuaga, J.L., Carbonell, E., Bermúdez de Castro, J.M., 2003. The Sima de los Huesos Hominids Date to Beyond U/Th Equilibrium (>350kyr) and Perhaps to 400–500kyr: new Radiometric Dates. *J. Archaeol. Sci.* 30, 275–280. <https://doi.org/10.1006/jasc.2002.0834>.

Brennan, B.J., 2003. Beta doses to spherical grains. *Radiat. Meas.* 37, 299–303. [https://doi.org/10.1016/S1350-4487\(03\)00011-8](https://doi.org/10.1016/S1350-4487(03)00011-8).

Brennan, B.J., Lyons, R.G., Phillips, S.W., 1991. Attenuation of alpha particle track dose for spherical grains. *Int. J. Radiat. Appl. Instrum. Part Nucl. Tracks Radiat. Meas.* 18, 249–253. [https://doi.org/10.1016/1359-0189\(91\)90119-3](https://doi.org/10.1016/1359-0189(91)90119-3).

Campaña, I., Benito-Calvo, A., Pérez-González, A., Ortega, A.I., Bermúdez de Castro, J.M., Carbonell, E., 2017. Pleistocene sedimentary facies of the gran Dolina archaeo-paleoanthropological site (Sierra de Atapuerca, Burgos, Spain). *Quat. Int.* 433, 68–84. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2015.04.023>.

Campaña, I., Pérez-González, A., Benito-Calvo, A., Rosell, J., Blasco, R., Bermúdez de Castro, J.M., Carbonell, E., Arsuaga, J.L., 2016. New interpretation of the Gran Dolina-TD6 bearing Homo antecessor deposits through sedimentological analysis. *Sci. Rep.* 6, 34799. <https://doi.org/10.1038/srep34799>.

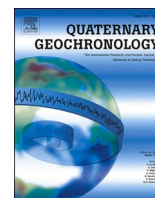
Carbonell, E., Bermúdez de Castro, J.M., Arsuaga, J.L., Allue, E., Bastir, M., Benito, A., Cáceres, I., Canals, T., Díez, J.C., Van der Made, J., Mosquera, M., Ollé, A., Pérez-González, A., Rodríguez, J., Rodríguez, X.P., Rosas, A., Rosell, J., Sala, R., Vallverdú, J., Vergés, J.M., 2005. An early Pleistocene hominin mandible from Atapuerca-TD6, Spain. *Proc. Natl. Acad. Sci. USA* 102, 5674–5678. <https://doi.org/10.1073/pnas.0501841102>.

Carbonell, E., Bermúdez de Castro, J.M., Parés, J.M., Pérez-González, A., Cuenca-Bescós, G., Ollé, A., Mosquera, M., Huguet, R., Van der Made, J., Rosas, A., Sala, R., Vallverdú, J., García, N., Granger, D.E., Martínón-Torres, M., Rodríguez, X.P., Stock, G.M., Vergés, J.M., Allue, E., Burjachs, F., Cáceres, I., Canals, A., Benito, A., Díez, C., Lozano, M., Mateos, A., Navazo, M., Rodríguez, J., Rosell, J., Arsuaga, J.L., 2008. The first hominin of Europe. *Nature* 452, 465–469. <https://doi.org/10.1038/nature06815>.

Demuro, M., Arnold, L.J., Aranburu, A., Sala, N., Arsuaga, J.L., 2019. New bracketing luminescence ages constrain the Sima de los Huesos hominin fossils (Atapuerca, Spain) to MIS 12. *J. Hum. Evol.* 131, 76–95. <https://doi.org/10.1016/j.jhevol.2018.12.003>.

Demuro, M., Arnold, L.J., Parés, J.M., Pérez-González, A., Ortega, A.I., Arsuaga, J.L., Bermúdez de Castro, J.M., Carbonell, E., 2014. New luminescence ages for the Galería complex archaeological site: resolving chronological uncertainties on the acheulean record of the Sierra de Atapuerca, northern Spain. *PLoS One* 9, e110169. <https://doi.org/10.1371/journal.pone.0110169>.

- Durcan, J.A., King, G.E., Duller, G.A.T., 2015. DRAC: dose rate and age calculator for trapped charge dating. *Quat. Geochronol.* 28, 54–61. <https://doi.org/10.1016/j.quageo.2015.03.012>.
- Duval, M., Arnold, L.J., Demuro, M., Parés, J.M., Campaña, I., Carbonell, E., Bermúdez de Castro, J.M., 2022. New chronological constraints for the lowermost stratigraphic unit of Atapuerca Gran Dolina (Burgos, N Spain). *Quat. Geochronol.* 71, 101292 <https://doi.org/10.1016/j.quageo.2022.101292>.
- Duval, M., 2012. Dose Response Curve of the ESR Signal of the Aluminum Center in Quartz Grains Extracted from Sediment, vol. 30, p. 10.
- Duval, M., Arnold, L.J., 2013. Field gamma dose-rate assessment in natural sedimentary contexts using LaBr<sub>3</sub>(Ce) and NaI(Tl) probes: a comparison between the “threshold” and “windows” techniques. *Appl. Radiat. Isot.* 74, 36–45. <https://doi.org/10.1016/j.apradiso.2012.12.006>.
- Duval, M., Guilarte, V., 2015. ESR dosimetry of optically bleached quartz grains extracted from Plio-Quaternary sediment: evaluating some key aspects of the ESR signals associated to the Ti-centers. *Radiat. Meas.* 78, 28–41. <https://doi.org/10.1016/j.radmeas.2014.10.002>.
- Duval, M., Sancho, C., Calle, M., Guilarte, V., Peña-Monné, J.L., 2015. On the interest of using the multiple center approach in ESR dating of optically bleached quartz grains: some examples from the Early Pleistocene terraces of the Alcanadre River (Ebro basin, Spain). *Quat. Geochronol.* 29, 58–69. <https://doi.org/10.1016/j.quageo.2015.06.006>.
- Duval, M., Guilarte, V., 2012. Assessing the influence of the cavity temperature on the ESR signal of Aluminum center in quartz grains extracted from sediment. *Anc. TL* 30, 51–57.
- Eraso, A., Domínguez, M.C., Pérez-González, A., Martín-Merino, M.Á., Ortega, A.I., 1998. Estimación de las paleovegetaciones y sentidos de circulación del agua en el karst donde se emplaza el yacimiento arqueológico de la Sierra de Atapuerca (Burgos). *Geogaceta* 23, 39–42.
- Falguères, C., Bahain, J.-J., Bischoff, J.L., Pérez-González, A., Ortega, A.I., Ollé, A., Quiles, A., Ghaleb, B., Moreno, D., Dolo, J.-M., Shao, Q., Vallverdú, J., Carbonell, E., Bermúdez de Castro, J.M., Arsuaga, J.L., 2013. Combined ESR/U-series chronology of acheulian hominid-bearing layers at trinchera Galería site, Atapuerca, Spain. *J. Hum. Evol.* 65, 168–184. <https://doi.org/10.1016/j.jhevol.2013.05.005>.
- Falguères, C., Bahain, J.-J., Yokoyama, Y., Arsuaga, J.L., Bermúdez de Castro, J.M., Carbonell, E., Bischoff, J.L., Dolo, J.M., 1999. Earliest humans in Europe: the age of TD6 gran Dolina, Atapuerca, Spain. *J. Hum. Evol.* 37, 343–352. <https://doi.org/10.1006/jhev.1999.0326>.
- García-Medrano, P., Ollé, A., Mosquera, M., Cáceres, I., Díez, C., Carbonell, E., 2014. The earliest acheulian technology at Atapuerca (Burgos, Spain): oldest levels of the Galería site (GII unit). *Quat. Int.* 353, 170–194. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2014.03.053>.
- Guérin, G., Mercier, N., Adamiec, G., 2011. Dose-rate conversion factors: update. *Anc. TL* 29, 5–8.
- Gradstein, F.M., Ogg, J.G., Schmitz, M.D., Ogg, G.M., 2020. *The Geologic Time Scale 2020*. Elsevier, Amsterdam.
- Kirschvink, J.L., 1980. The least-squares line and plane and the analysis of palaeomagnetic data. *Geophys. J. Int.* 62, 699–718. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.1980.tb02601.x>.
- Meyer, M., Arsuaga, J.L., de Filippo, C., Nagel, S., Aximu-Petri, A., Nickel, B., Martínez, I., Gracia, A., Bermúdez de Castro, J.M., Carbonell, E., Viola, B., Kelso, J., Prüfer, K., Pääbo, S., 2016. Nuclear DNA sequences from the Middle Pleistocene Sima de los Huesos hominins. *Nature* 531, 504–507. <https://doi.org/10.1038/nature17405>.
- Moreno, D., Falguères, C., Pérez-González, A., Duval, M., Voinchet, P., Benito-Calvo, A., Ortega, A.I., Bahain, J.-J., Sala, R., Carbonell, E., Bermúdez de Castro, J.M., Arsuaga, J.L., 2012. ESR chronology of alluvial deposits in the Arlanzón valley (Atapuerca, Spain): contemporaneity with Atapuerca gran Dolina site. *Quat. Geochronol.* 10, 418–423. <https://doi.org/10.1016/j.quageo.2012.04.018>.
- Moreno, D., Falguères, C., Pérez-González, A., Voinchet, P., Ghaleb, B., Despriée, J., Bahain, J.-J., Sala, R., Carbonell, E., Bermúdez de Castro, J.M., Arsuaga, J.L., 2015. New radiometric dates on the lowest stratigraphical section (TD1 to TD6) of Gran Dolina site (Atapuerca, Spain). *Quat. Geochronol.* 30, 535–540. <https://doi.org/10.1016/j.quageo.2015.05.007>.
- Moreno, D., Gutiérrez, F., del Val, M., Carbonell, D., Jiménez, F., Alonso, M.J., Martínez-Pillado, V., Guzmán, O., López, G.I., Martínez, D., 2021. A multi-method dating approach to reassess the geochronology of faulted Quaternary deposits in the central sector of the Iberian Chain (NE Spain). *Quat. Geochronol.* 65, 101185 <https://doi.org/10.1016/j.quageo.2021.101185>.
- Moreno, D., Richard, M., Bahain, J., Duval, M., Falguères, C., Tissoux, H., Voinchet, P., 2017. ESR dating of sedimentary quartz grains: some basic guidelines to ensure optimal sampling conditions. *Quaternaire* 28, 161–166. <https://doi.org/10.4000/quaternaire.8008>.
- Ollé, A., Mosquera, M., Rodríguez, X.P., de Lombera-Hermida, A., García-Antón, M.D., García-Medrano, P., Peña, L., Menéndez, L., Navazo, M., Terradillos, M., Bargalló, A., Márquez, B., Sala, R., Carbonell, E., 2013. The early and middle Pleistocene technological record from Sierra de Atapuerca (Burgos, Spain). *Quat. Int.* 295, 138–167. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2011.11.009>.
- Ortega, A.I., 2009. *La evolución geomorfológica del karst de la Sierra de Atapuerca (Burgos) y su relación con los yacimientos pleistocenos que contiene* (PhD). Universidad de Burgos, Burgos.
- Ortega, A.I., Benito-Calvo, A., Martín-Merino, M.Á., Pérez-González, A., Parés, J.M., Bermúdez de Castro, J.M., Arsuaga, J.L., Carbonell, E., 2018. Las cuevas de la Sierra de Atapuerca y el uso humano del paisaje kárstico durante el Pleistoceno (Burgos, España). *Bol. Geol. Min.* 1129, 83–105. <https://doi.org/10.21701/bolgeomin.129.1.004>.
- Ortega, A.I., Benito-Calvo, A., Pérez-González, A., Carbonell, E., Bermúdez de Castro, J.M., Arsuaga, J.L., 2014. Atapuerca karst and its palaeoanthropological sites. In: Gutiérrez, F., Gutiérrez, M. (Eds.), *Landscapes and Landforms of Spain, World Geomorphological Landscapes*. Springer Netherlands, Dordrecht, pp. 101–110. [https://doi.org/10.1007/978-94-017-8628-7\\_8](https://doi.org/10.1007/978-94-017-8628-7_8).
- Ortega, A.I., Benito-Calvo, A., Pérez-González, A., Martín-Merino, M.Á., Pérez-Martínez, R., Parés, J.M., Aramburu, A., Arsuaga, J.L., Bermúdez de Castro, J.M., Carbonell, E., 2013. Evolution of multilevel caves in the Sierra de Atapuerca (Burgos, Spain) and its relation to human occupation. *Geomorphology* 196, 122–137. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2012.05.031>.
- Ortega, A.I., Benito-Calvo, A., Porres, J., Pérez-González, A., Martín-Merino, M.Á., 2010. Applying electrical resistivity tomography to the identification of endokarstic geometries in the Pleistocene Sites of the Sierra de Atapuerca (Burgos, Spain). *Archaeol. Prospect.* 17, 233–245. <https://doi.org/10.1002/arp.392>.
- Parés, J.M., Álvarez, C., Sier, M., Moreno, D., Duval, M., Woodhead, J.D., Ortega, A.I., Campaña, I., Rosell, J., Bermúdez de Castro, J.M., Carbonell, E., 2018. Chronology of the cave interior sediments at Gran Dolina archaeological site, Atapuerca (Spain). *Quat. Sci. Rev.* 186, 1–16. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2018.02.004>.
- Parés, J.M., Campaña, I., Duval, M., Sier, M.J., Ortega, A.I., López, G.I., Rosell, J., 2020. Comparing depositional modes of cave sediments using magnetic anisotropy. *J. Archaeol. Sci.* 123, 105241 <https://doi.org/10.1016/j.jas.2020.105241>.
- Parés, J.M., Ortega, A.I., Benito-Calvo, A., Aranburu, A., Arsuaga, J.L., Bermúdez de Castro, J.M., Carbonell, E., 2016. Paleomagnetic constraints on the Atapuerca karst development (N Spain). In: *Geological Society of America Special Papers*. Geological Society of America, pp. 285–300. [https://doi.org/10.1130/2016.2516\(22\)](https://doi.org/10.1130/2016.2516(22)).
- Parés, J.M., Pérez-González, A., 1999. Magnetostratigraphy and stratigraphy at gran Dolina section, Atapuerca (Burgos, Spain). *J. Hum. Evol.* 37, 325–342. <https://doi.org/10.1006/jhev.1999.0331>.
- Parés, J.M., Pérez-González, A., Rosas, A., Benito, A., Bermúdez de Castro, J.M., Carbonell, E., Hugué, R., 2006. Matuyama-age lithic tools from the Sima del Elefante site, Atapuerca (northern Spain). *J. Hum. Evol.* 50, 163–169. <https://doi.org/10.1016/j.jhevol.2005.08.011>.
- Parés, J.M., Pérez-González, A., Weil, A.B., Arsuaga, J.L., 2000. On the Age of the Hominid Fossils at the Sima de los Huesos, Sierra de Atapuerca, Spain: paleomagnetic Evidence, 200004111:4<451::AID-AJPA2>3.0.CO;2-J. *Am. J. Phys. Anthropol.* 111, 451–461. [https://doi.org/10.1002/\(SICI\)1096-8644](https://doi.org/10.1002/(SICI)1096-8644).
- Prescott, J.R., Hutton, J.T., 1994. Cosmic ray contributions to dose rates for luminescence and ESR dating: large depths and long-term time variations. *Radiat. Meas.* 23, 497–500. [https://doi.org/10.1016/1350-4487\(94\)90086-8](https://doi.org/10.1016/1350-4487(94)90086-8).
- Rodríguez, J., Burjachs, F., Cuenca-Bescós, G., García, N., Van der Made, J., Pérez-González, A., Blain, H.-A., Expósito, I., López-García, J.M., García Antón, M., Allué, E., Cáceres, I., Hugué, R., Mosquera, M., Ollé, A., Rosell, J., Parés, J.M., Rodríguez, X.P., Díez, C., Rofes, J., Sala, R., Saladié, P., Vallverdú, J., Bennisar, M.L., Blasco, R., Bermúdez de Castro, J.M., Carbonell, E., 2011. One million years of cultural evolution in a stable environment at Atapuerca (Burgos, Spain). *Quat. Sci. Rev.* 30, 1396–1412. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2010.02.021>.
- Rosas, A., Hugué, R., Pérez-González, A., Carbonell, E., Bermúdez de Castro, J.M., Vallverdú, J., Van der Made, J., Allué, E., García, N., Martínez-Pérez, R., Rodríguez, J., Sala, R., Saladié, P., Benito, A., Martínez-Maza, C., Bastir, M., Sánchez, A., Parés, J.M., 2006. The “Sima del Elefante” cave site at Atapuerca (Spain). *Estud. Geol. (Madr.)* 62, 327–348. <https://doi.org/10.3989/egool.0662129>.
- Toyoda, S., Falguères, C., 2003. The method to represent the ESR signal intensity of the aluminium hole center in quartz for the purpose of dating. *Adv. ESR Appl.* 20, 7–10.
- Toyoda, S., Voinchet, P., Falguères, C., Dolo, J.M., Laurent, M., 2000. Bleaching of ESR signals by the sunlight: a laboratory experiment for establishing the ESR dating of sediments. *Appl. Radiat. Isot.* 52, 1357–1362. [https://doi.org/10.1016/S0969-8043\(00\)00095-6](https://doi.org/10.1016/S0969-8043(00)00095-6).
- Voinchet, P., Falguères, C., Laurent, M., Toyoda, S., Bahain, J.J., Dolo, J.M., 2003. Artificial optical bleaching of the Aluminium center in quartz implications to ESR dating of sediments. *Quat. Sci. Rev.* 22, 1335–1338. [https://doi.org/10.1016/S0277-3791\(03\)00062-3](https://doi.org/10.1016/S0277-3791(03)00062-3).
- Voinchet, P., Pereira, A., Nomade, S., Falguères, C., Biddittu, I., Piperno, M., Moncel, M.-H., Bahain, J.-J., 2020. ESR dating applied to optically bleached quartz - a comparison with 40Ar/39Ar chronologies on Italian Middle Pleistocene sequences. *Quat. Int.* 556, 113–123. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2020.03.012>.
- Woda, C., Wagner, G.A., 2007. Non-monotonic dose dependence of the Ge- and Ti-centres in quartz. *Radiat. Meas.* 42, 1441–1452. <https://doi.org/10.1016/j.radmeas.2007.03.003>.



## Book review

## ESR chronology of the endokarstic deposits of Galería complex (Sierra de Atapuerca, Spain)



Isabel Hernando-Alonso<sup>a,\*</sup>, Davinia Moreno<sup>a,b</sup>, Ana Isabel Ortega<sup>a,c</sup>, Alfonso Benito-Calvo<sup>a</sup>, María Jesús Alonso<sup>a</sup>, Isidoro Campaña<sup>d</sup>, Josep María Parés<sup>a</sup>, Isabel Cáceres<sup>f,g</sup>, Paula García-Medrano<sup>e,f,g,h</sup>, Eudald Carbonell<sup>f,g</sup>, José María Bermúdez de Castro<sup>a</sup>

<sup>a</sup> Centro Nacional de Investigación sobre la Evolución Humana (CENIEH), Paseo Sierra de Atapuerca 3, 09002, Burgos, Spain

<sup>b</sup> Área de Didáctica de las Matemáticas y de las Ciencias Experimentales, Facultad de Educación, Universidad Internacional de La Rioja, Avenida de la Paz, 137, 26006, Logroño, Spain

<sup>c</sup> Fundación Atapuerca, Calle Crta. De Logroño 44, 09198, Ibeas de Juarros, Burgos, Spain

<sup>d</sup> Departamento de Ecología y Geología, Facultad de Ciencias, Universidad de Málaga, Campo de teatinos s/n, 29071, Málaga, Spain

<sup>e</sup> UMR 7194 HNHP (MNHN-CNRS-UPVD), Département Homme et Environnement, Muséum National d'Histoire Naturelle, Paris, France

<sup>f</sup> Institut Català de Paleoecologia Humana i Evolució Social (IPHES), Edificio W3, Campus Sescelades URV, Zona Educativa 4, 43007, Tarragona, Spain

<sup>g</sup> Dep. Història i Història de l' Art, Universitat Rovira i Virgili, Av. Catalunya, 35, 43002, Tarragona, Spain

<sup>h</sup> Department Britain, Europe and Prehistory, British Museum, London, United Kingdom

## ARTICLE INFO

## Keywords:

Geochronology  
ESR dating  
Atapuerca  
Arlanzón valley  
Karstic sediments

## ABSTRACT

The Galería karstic complex, situated within the Atapuerca Multilevel Karst system (Burgos, Spain), records an impressive sedimentary sequence from the Early to Middle Pleistocene period. One of the notable features of this complex is the presence of thick fluvial deposits (waterlain facies), providing a detailed record of the transitional moment between the formation of the middle and lower Atapuerca karst levels. Examining these sediments, barely dated thus far, is crucial for gaining a comprehensive understanding of fluvio-karstic dynamics at the Atapuerca site. In our study, we conducted dating analyses on sediment samples from different areas of the Galería complex using Electron Spin Resonance (ESR) on quartz grains (4 samples from Covacha de los Zarpazos and 1 from Tres Simas Norte outcrops) and paleomagnetism (12 samples). The aim was to refine the chronological framework of the Galería complex, providing ages for the formation of these passages. Considering the geological context, our results revealed underestimated Aluminium (Al) ESR ages ranging from  $372 \pm 78$  to  $569 \pm 80$  ka in Covacha de los Zarpazos, along with consistent dates of  $1184 \pm 120$  and  $1001 \pm 302$  ka in Covacha de los Zarpazos and Tres Simas Central, respectively. Our results agree with previous estimates obtained through luminescence dating methods, indicating Middle Pleistocene ages for the samples. In contrast, reverse polarity estimates disagree with those from radiometric dating methods, except for samples ZAR1501 and TSC1501. Caution should be taken when interpreting these ages, as various geological factors including leaching processes from upper zones, post-sedimentary structures, and lithological variations may indicate alterations in the primitive geochemical composition of the sediment. Consequently, these factors can potentially affect the total Dose rate parameter and introduce uncertainties into the age calculations.

## 1. Introduction

Atapuerca sites are located in the NE Duero Basin in Burgos, Spain. This archaeo-paleontological complex, including some of the major localities of the European Paleolithic record, was found in a multilevel endokarst system described in the Sierra de Atapuerca (Ortega, 2009; Ortega et al., 2013) (Fig. 1). The formation of this multilevel karst

system is due to phreatic groundwater circulation and subsequent Arlanzón river downcutting, controlled by the evolution of the NE Duero basin base levels (Benito-Calvo et al., 2008; Benito-Calvo and Pérez-González, 2015; Hernando-Alonso et al., 2022). Further geographical and geological details are given in the Supplementary Material. Systematic excavations at several localities have yielded abundant archaeo-paleontological remains, contributing valuable

\* Corresponding author.

E-mail address: [isabel.hernando@cenieh.es](mailto:isabel.hernando@cenieh.es) (I. Hernando-Alonso).

<https://doi.org/10.1016/j.quageo.2024.101575>

Received 9 November 2023; Received in revised form 8 May 2024; Accepted 10 June 2024

Available online 26 June 2024

1871-1014/© 2024 Elsevier B.V. All rights reserved, including those for text and data mining, AI training, and similar technologies.

insights into human Pleistocene evolution in Europe (Arsuaga et al., 1997, 2014, 2015, 2017; Arteaga-Bribea et al., 2023; Bermúdez de Castro et al., 1997, 1999, 2017; Carbonell et al., 1999, 2005, 2008; Carbonell and Mosquera, 2006; García-Medrano et al., 2014, 2015, 2017, 2023; Ollé et al., 2013, 2016; Rodríguez et al., 2011; Rodríguez-Hidalgo et al., 2017; Saladié et al., 2012).

The Galería complex is at the middle level of the multilevel karstic system of the Sierra de Atapuerca (see Supplementary Material and Ortega et al., 2013, 2018). It includes different areas named Galería, Covacha de los Zarpazos and Tres Simas (sub-divided into Norte, Central and Sur) (Ortega, 2009; Ortega et al., 2013, 2014). All these karstic sectors were connected through a major passage that disappeared due to XIX<sup>th</sup> Century human activities (Ortega, 2009). Furthermore, they correlate by their altitude with the Arlanzón river base level defined by the fluvial terrace T3 (+70–78 m), while the lower phreatic conduits are placed close to T4 (+60–67 m) and T5 (+50–58 m) levels (Ortega et al., 2013; Benito-Calvo et al., 2017, 2018). The T3 (+70–78 m) terrace was dated to 1140 ± 120 ka by ESR on quartz, while T4 (+60–67 m), whose sediments reveal reverse polarity, and T5 (+50–58 m), displaying normal polarity, were dated to 780 ± 120 and 930 ± 100 ka and, between 600 and 700 ka, respectively (Benito-Calvo et al., 2008; Moreno et al., 2012). The ceiling of Galería conduit is related to T4 (+60–67 m), suggesting a Lower Pleistocene age for the last phreatic/epiphreatic conditions recorded in the Galería Complex (Benito-Calvo et al., 2017) (see Fig. 1 and further information in the Supplementary Material).

Cave sediments can be classified according to transport mechanism that deposited them (Karkanas and Goldberg, 2019). The waterlain facies is defined as fine-grain siliciclastic sediments transported by water flows. These sediments are found at greater depth in caves and show apparent cyclicity resulting from fluctuation of the water table level under phreatic/epiphreatic conditions. In contrast, entrance facies include mainly blocks transported by gravity deposited at the proximity to an entrance cave. In the Atapuerca karst, the waterlain facies is

associated with fluvial flows that introduced sediments derived from sedimentary formations surrounding the Sierra de Atapuerca into the cave (Campaña, 2018; 2022, 2023). The Galería Complex is filled with two main distinct sedimentary facies (Pérez-González et al., 1999; Vallverdú, 1999, 2017). In the lower part, waterlain facies defined by yellowish-brown fine sediments without clasts probably related to an Arlanzón river input and, speleothems formed under vadose conditions. The overlaying sequence (entrance facies) is composed of clastic sediments and rock fragments introduced into the cave by different landslides from the Sierra de Atapuerca slopes and streams (Fig. 1). The latter has provided a large number of archaeo-paleontological remains (Carbonell et al., 1999, and references therein; Cáceres et al., 2010; Huguet et al., 2001; García-Medrano et al., 2014, 2015, 2017; Ollé et al., 2005), including macrofauna (Rodríguez et al., 2011; Rodríguez-Gómez et al., 2017), microfauna (Cuenca-Bescós et al., 2001, 2016), and human fossils (Bermúdez de Castro and Rosas, 1992) (Fig. 1). These entrance facies have been extensively dated using various techniques, including Thermoluminescence (TL), Infrared-Stimulated-Luminescence (IRSL), combined ESR/U-series on teeth and speleothem (ESR/U-series), Post-Infrared Stimulated Luminescence (pIR-IR225 multi-grain aliquots), Thermally Transferred Optically Stimulated Luminescence (SG TT-OSL), and U-series techniques (Grün and Aguirre, 1987; Berger et al., 2008; Falguères et al., 2013; Demuro et al., 2014). In contrast, the waterlain facies have been scarcely studied. In order to provide a minimum age for the formation of the Galería complex, in the present study, we report the first chronological ages of the lowermost part of the waterlain facies, until now excavated of the Galería complex, obtained using the ESR dating method applied on bleached quartz.

## 2. The Galería complex

Previous studies divided the sedimentary infill of the Galería complex into 5 allostratigraphic units separated by unconformities. The

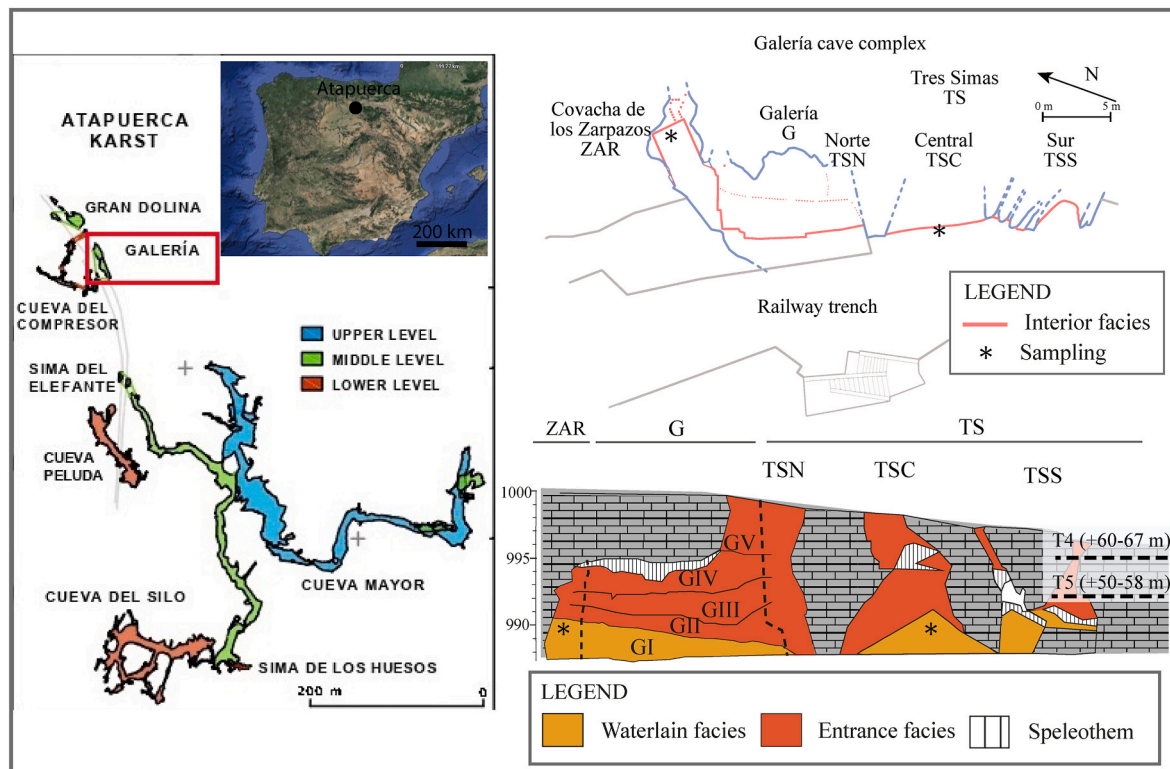


Fig. 1. Description of the Galería complex and its situation in Atapuerca multilevel karst system. On the left, a map of the Atapuerca karst system modified from Ortega (2009). On the right, a general scheme of the sedimentary infill within Galería complex, which comprise different cavities. (Modified from Ortega 2009). Red line corresponds to the areas where interior facies are exposed in Galería complex.

lowest unit (GI) comprises waterlain facies (Campañá et al., 2023). GII to GV units consist of entrance deposits formed by different landslides from the Sierra de Atapuerca slopes (Pérez-González et al., 1999, 2001) (Fig. 1).

The GI unit possesses a total thickness of 21 m, whose the upper 4 m are observed in the Galería section (Bermejo et al., 2020). It is composed of light yellowish brown to red laminated sands, silts and clays, exhibiting sub-horizontal deposition structures, although posterior erosional and reworking processes and sediment accommodation induced brittle and plastic deformation (Pérez-González et al., 1995, 1999; Campañá et al., 2023). These erosional discontinuities and south-dipping layers suggest the presence of an ancient sinkhole in Galería sector (Campañá et al., 2023). Considering the small amount of sands present in the Atapuerca limestone residue, it is likely that these sediments were introduced into the karst from an external source by a river (Aleixandre and Pérez-González, 1999), and deposited when energy levels decreased in the Galería conduit (Campañá et al., 2023). In Galería sector, the Brunhes-Matuyama (B/M) boundary separates this unit into the lower GIa and, the upper GIb sub-units, revealing reversed and normal polarity, respectively (Pérez-González et al., 2001). The high amount of crandallite throughout all this unit evidence leaching of phosphates from the upper parts of the site (Pérez-González et al., 1995; Campañá et al., 2023). In Galería sector, a speleothem beneath the B/M boundary was dated using U-series, providing dates of  $317 \pm 60$  ka and  $>350$  ka (Grün and Aguirre, 1987; Bischoff's unpublished data cited in Falguères et al., 2013). Whereas Demuro et al. (2014) obtained a date of  $374 \pm 33$  ka (SGTT-OSL), Berger et al. (2008) calculated an overestimated TL age of  $3000 \pm 1800$  ka.

GII to GV units are observed in Galería sector and exhibit notable lateral lithological variations due to the different sedimentological inputs in its different areas through the north (Covacha de los Zarpazos conduit), the center (Galería sub-horizontal gallery), and the south (the northernmost Tres Simas conduit named Tres Simas Norte) (Ortega, 2009; Ortega et al., 2013). Archaeological and paleontological remains have been recovered from GII and GIII units, while the other units are sterile. These units are composed of debris flow facies and well-sorted fine gravel levels (entrance facies). GIV shares similar lateral facies and lithology as unit GIII, and GV shows gravity flows of vertical entrance, capped by a soil level (Pérez-González et al., 1999, 2001; Vallverdú, 1999, 2017). The bottom part of the GII unit provided dates that ranges from  $503 \pm 95$  ka (TL) to  $324 \pm 42$  ka (pIR-IR225). At the top of the GIII, ages vary from  $269 + 51/-44$  ka (ESR-U series) to  $224 \pm 42$  ka (TL). The speleothem at the GIV unit was dated to  $211 \pm 32$  and  $222 \pm 31$  ka by U series (Berger et al., 2008; Falguères et al., 2013; Demuro et al., 2014). Further information is provided in the Supplementary Material.

### 2.1. The Covacha de los Zarpazos sector

Covacha de los Zarpazos section is located to the north of the Galería complex. It is a 15 m long, northeast-striking passage that is mainly filled by waterlain deposits. Geophysical surveys suggested a potential connection between Gran Dolina (situated less than 50 m N from Galería complex) and Covacha de los Zarpazos through an NESW conduit at the lower part of both sites (Bermejo et al., 2017). In addition, sedimentological studies suggest that the waterlain facies in both sites could have been deposited simultaneously through alternating water flows ruled by water base levels recorded by T4 (+60–67 m) and T5 (+50–58 m) terraces during the Early Pleistocene (Benito-Calvo et al., 2017; Campañá et al., 2023).

Covacha de los Zarpazos cave offers the best opportunity to observe the GI unit, as it exhibits its thickest outcrop of 9 m. Campañá et al. (2023) have described several small faults affecting this unit and linked to five principal non-tectonic faults and folds, which pass through the bottom to the top of the GI unit. These suggest post-depositional structures likely resulted from moisture-related accommodation of the

sediment and/or erosion of the underlying layers during the Middle Pleistocene. GI unit was separated into two sub-units, GIa and GIb, by the extension of the B/M boundary from the Galería section to Covacha de los Zarpazos sequence. Facies association clearly separates GIa and GIb into two distinct depositional environments. The GIa sub-unit was deposited under phreatic/epiphreatic conditions during the Early Pleistocene, while GIb was deposited during the Middle Pleistocene under vadose condition where erosion and reworking processes occurred (Campañá et al., 2023). This environmental change can be related to the formation of the Arlanzón T4 (+60–67 m) (Benito Calvo et al., 2017, 2018).

Following lithostratigraphic criteria, GIa and GIb sub-units were separated into six layers in each sub-unit. (Campañá et al., 2023) (Table S1). The sedimentary sequence observed in Tres Simas Central is basically composed of the same facies. The lower part consists of yellow, non-cohesive silty and sandy sediments (waterlain facies) with cross laminations and a thickness of  $\sim 3$  m. This facies are capped by a 10-m-thick of entrance facies, corresponding to debris flows deposits with archaeo-paleontological remains (Ortega, 2009). According to Campañá et al. (2023), these fine deposits could correspond to the GIa.5 layer described in Covacha de los Zarpazos due to its color and grain size characteristics. The GI unit in Covacha de los Zarpazos section yielded a range of age estimates from  $310 \pm 28$  to  $322 \pm 32$  ka (ATZ10-3 and ATZ10-4 samples, respectively from Demuro et al., 2014) (Fig. 1 and Table S1).

## 3. Materials and methods

### 3.1. Sampling

Two field campaigns were carried out in July 2015 and July 2018 to collect geochronological samples in the Galería Complex. A total of five samples were collected in two outcrops for ESR dating analyses of optically bleached quartz grains. According to the new stratigraphic classification by Campañá et al. (2023), ZAR1501, ZAR1801 and TSC1501 were sampled in GIa.5 layer and ZAR1802 and ZAR1803 from the siliciclastic sediment interbedded among calcilutites in GIa.6 layer (Fig. 2 and, S2). For details on the sampling technique, see Moreno et al. (2017).

Additionally, 12 and 10 paleomagnetism samples were taken below ZAR1803 and ZAR1802 ESR samples, respectively. Paleomagnetism samples were collected by gently pushing cubic plastic boxes ( $8 \text{ cm}^3$ ) into the GI sub-unit composed mostly of semi-cohesive clay deposits (Fig. S3). Before removing plastic boxes from the sediment using a ceramic knife, both the azimuth and dip of the boxes were measured by an inclinometer compass.

### 3.2. Electron spin resonance (ESR) dating of quartz grains

Sample preparation was carried out at the ESR dating Laboratory of Centro Nacional de Investigación sobre la Evolución Humana (CENIEH), in Burgos (Spain) following standard procedures explained in detail in Moreno et al. (2021).

Samples were dated by using the Multiple Aliquot Additive Dose (MAAD) method. Differences in the amount of quartz available after sample preparation resulted in samples ZAR1501 and TSC1501 being divided into 14 aliquots and ZAR1801, ZAR1802 and ZAR1803 into 10 aliquots. For each sample, one aliquot was preserved as a natural reference and one aliquot was optically bleached using a SOL2 (Dr Hönle) solar light simulator approximately for 1500 h. The remaining aliquots were irradiated using a Gammacell-1000  $^{137}\text{Cs}$  gamma source at different doses (100–50000 Gy for ZAR1501 and TSC1501 and, 150–15000 Gy for ZAR1801, ZAR1802 and ZAR1803) following a sub-exponential dose step distribution. ESR measurements were performed at low temperature (90 K) and the Multiple Center (MC) approach defined by Toyoda et al. (2000) was also applied. Thus, both the

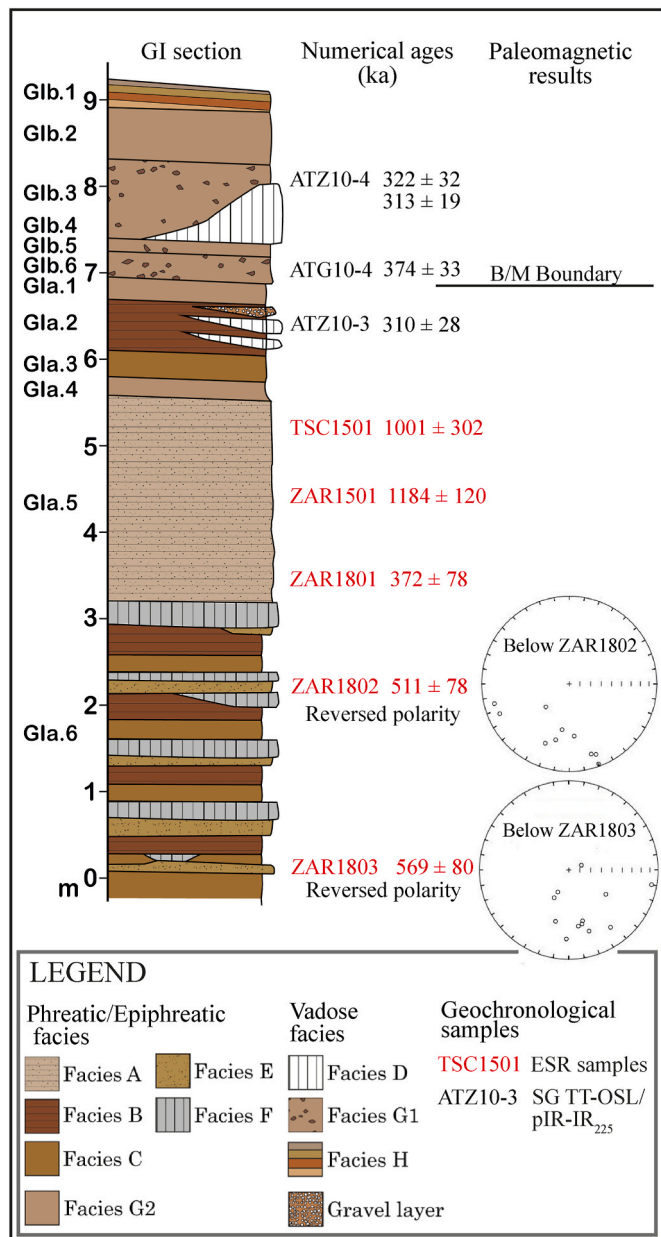


Fig. 2. Scheme of the stratigraphic section of GI unit, where it can be seen; ESR ages result of this work in red and thermoluminescence dates from Demuro et al. (2014) in black, paleomagnetic results of this work represented with a stereographic projection. Facies association are explained in Campaña et al. (2023) (Modified from Campaña et al., 2023).

Aluminium (Al) and Titanium (Ti) centers were measured. The ESR intensity of the Al center was evaluated by peak-to-peak amplitude measurements from the top of the first peak at  $g = 2.0185$  to the bottom of the 16th peak at  $g = 1.19928$  (Toyoda and Falguères, 2003) (Fig. S1). Ti-Li center (option D) and Ti-H (option C) center intensities were extracted from peak-to-baseline amplitude measurement around  $g = 1.913$ – $1.915$  and  $g = \sim 1.915$ , respectively (Duval and Guilarte, 2015). Ti-Li intensity was evaluated by peak-to-peak amplitude measurements between the peak at  $g = 1.979$  and  $g = 1.913$  (option A) (Duval and Guilarte, 2015) (Fig. S1).

The Total Dose rates (D) were derived from a combination of *in situ* and laboratory measurements. *In situ* gamma spectrometry measurements were carried out within each sampled hole inserting a NaI(Tl) probe connected to an Inspector1000 multichannel analyzer (Canberra),

while laboratory analyses were performed using a high-resolution  $\gamma$ -ray spectrometry (HRGS) analysis. See further details in Supplementary Material.

### 3.3. Paleomagnetism

Paleomagnetism analyses have been performed at the Archeomagnetism Laboratory at the CENIEH. Paleomagnetic measurements (natural remanent magnetization, NRM and demagnetization) were derived from a three-axis cryogenic magnetometer (SQUID) (755 SRM, 2G Enterprises).

## 4. Results

### 4.1. Paleomagnetic results

Paleomagnetic results are very homogeneous. All the results have been represented using stereographic projections where mainly negative vectors have been obtained (white dots) (Fig. 2 and Table S2). Paleomagnetic vectors below ZAR1803 and ZAR1802 yielded maximum angular deviation (MAD) ranging from 2.1 to 20.6, and 4.3 to 30.9, respectively. All samples, except 21ZARR1-1, 21ZAR1-2, 21ZAR1-8 and 21ZAR1-9, provided negative inclination vectors (Table S2).

According to these results, the paleomagnetic data obtained from Covacha de los Zarpazos samples reveal reversed polarity magnetization. Considering the geological context previously mentioned, the paleomagnetism data in the present study might suggest that the sedimentation of the entire Covacha de los Zarpazos GI sub-unit may have occurred more than 780 ka years ago, i.e., most likely during the Matuyama chron.

Consequently, all these samples were taken in a reversal unit and are older than 780 ka, considering both paleomagnetic data in this study and the previous stratigraphic description by Campaña et al. (2023). (Fig. 2).

### 4.2. Electron spin resonance (ESR) dating of quartz grains

#### 4.2.1. $D_E$ evaluation

The Multiple Center approach is widely used in ESR dating to analyze whether the Al center has been fully bleached. The Ti-Li center is the most widely used for dating Lower-Middle Pleistocene samples, providing the most reliable burial age estimates as it rapidly bleached, while Ti-H center is mainly used in the Middle-Upper Pleistocene due to the rapid saturation of its signal (Duval and Guilarte, 2015; Voinchet et al., 2020; Moreno et al., 2021; Duval et al., 2022). Although the Al center exhibits a slower bleaching kinetic, if the  $D_E$  values obtained from both centers are similar and/or Al ages agree with an independent age control, it suggests that the Al signal was well bleached at the time of deposition, providing reliable data for dating purposes (Tissoux et al., 2007). ESR Dose Response Curves (DRC) derived from the evaluation of the Al, Ti-Li and Ti-H centers are provided in Fig. from S5 to S8.

$D_E$  values were calculated from Al center by considering the average of the mean ESR intensities obtained over three days. Bleaching coefficients vary within a relatively narrow range between 43% and 55%, indicating similar bleaching conditions for all samples. Fitting results exhibit a good goodness-of-fit for all samples, with adjusted  $r^2$  values  $> 0.98$ , except for sample TSC1501 ( $r^2 = 0.97$ ) (Table S7). Relative  $D_E$  errors range from 10% to 30%. For samples ZAR1801, ZAR1802, and ZAR1803, the experimental data were fitted using the SSE + LIN function, yielding  $D_E$  values ranging from  $963 \pm 201$  Gy to  $1523 \pm 230$  Gy. The SSE + LIN function was first used in ZAR1501 and TSC1501 samples, yielding overestimated  $D_E$  values of  $6633 \pm 1025$  Gy and  $3388 \pm 385$  Gy, respectively as the function does not pass through the natural aliquot (the non-irradiated aliquot). Hence,  $D_E$  data were finally determined by using a SSE function applied on the firsts aliquots instead, resulting in smaller  $D_E$  values ( $3433 \pm 342$  Gy and  $1887 \pm 567$  Gy,

respectively) (Table 1).

The DE values from the Ti centers were also determined by averaging the mean ESR intensities. DE values provided by the Ti–Li (Option D) sub-center are  $857 \pm 186$  Gy,  $836 \pm 262$  Gy and  $1287 \pm 194$  Gy for the samples ZAR1801, ZAR1802 and ZAR1803, respectively, whose derived errors range from 15% to 31%. These DE estimates were determined using both the Ti-2 and SSE functions, resulting in good fitting results of  $r^2 > 0.97$ , 0.98 and 0.99, respectively. The Ti–Li (Option A) sub-center  $D_E$  yielded higher values for samples ZAR1801 and ZAR1803 ( $1189 \pm 314$  Gy and  $2786 \pm 828$  Gy, respectively). In contrast, it was not possible to determine this value for sample ZAR1802, as the experimental points were very scattered and no DRC was possible to fit. In this signal, the SSE function was applied for calculating DE estimates, providing lower fitting results ( $r^2 = 0.95$  for ZAR1801 and  $r^2 = 0.93$  for ZAR1803) and, consequently, large derived errors (>26%). For the Ti–H (Option C) sub-center, DE estimates were calculated using both functions, providing values ranging from  $112 \pm 37$  to  $923 \pm 156$  Gy. Their derived fitting results and errors range from 0.96 to 0.97; and, 17% to 29 %, respectively. In samples ZAR1501 and TSC1501, the Ti–H (Option C) sub-center was extremely weak and could not be measured (Table 1).

Comparing the DE values obtained from the Ti–Li and Al centers show that the Al signal is well bleached in samples ZAR1801 and ZAR1803. However, the DRCs adjust derived from the Al center are greater than those from the Ti–Li sub-center. In spite of having acceptable fitting result for the Ti–Li sub-center, considering evaluating all the samples with the same paramagnetic center, only the Al ages were used for dating the stratigraphic sequence.

**Table 1**

ESR results obtained on quartz grains for Galería Complex (Covacha de los Zarpazos and Tres simas central). \* Equivalent Dose ( $D_E$ ) calculated using SSE function. See explanation in the text. Bl: bleaching; Dint: internal dose rate; D $\alpha$ : alpha dose rate; D $\beta$ : beta dose rate; D $\gamma$ : gamma dose rate; Dcos: cosmic dose rate; D: total dose rate;  $D_E$ : equivalent dose.

	GALERÍA COMPLEX				
	Covacha de los Zarpazos				Tres simas
	ZAR1501	ZAR1801	ZAR1802	ZAR1803	TSC1501
D <sub>int</sub> (μGy/a)	50.0 ± 30	50.0 ± 30	50.0 ± 30	50.0 ± 30	50.0 ± 30
D <sub>α</sub> (μGy/a)	81 ± 19	50 ± 12	48 ± 11	38 ± 10	55 ± 13
D <sub>β</sub> (μGy/a)	1645 ± 30	1553 ± 30	1564 ± 32	1150 ± 20	1023 ± 18
D <sub>γ</sub> (μGy/a)	1085 ± 38	897 ± 32	1286 ± 45	922 ± 33	681 ± 24
D <sub>cos</sub> (μGy/a)	38 ± 4	37 ± 4	34 ± 3	32 ± 3	76 ± 8
D (μGy/a)	2899 ± 60	2587 ± 54	2983 ± 64	2192 ± 52	1884 ± 45
Bl (%)	43 ± 1	53 ± 1	54 ± 1	55 ± 1	50 ± 2
D <sub>E</sub> (Gy) Al center	3433 ± 342*	963 ± 201	1523 ± 230	1248 ± 174	1887 ± 567*
D <sub>E</sub> (Gy) Ti–Li D option		857 ± 186	836 ± 262	1287 ± 194	
D <sub>E</sub> (Gy) Ti–Li A option		1189 ± 314		2786 ± 828	
D <sub>E</sub> (Gy) Ti–H C option		351 ± 68	112 ± 37	923 ± 156	
Age (ka) Al	1184 ± 120	372 ± 78	511 ± 78	569 ± 80	1001 ± 302
Age (ka) Ti–Li D option		331 ± 72	280 ± 88	587 ± 90	
Age (ka) Ti–Li A option		460 ± 122		1271 ± 378	
Age (ka) Ti–H C option		136 ± 26	38 ± 12	421 ± 72	

#### 4.2.2. Total dose rate (D) evaluation

The gamma dose rates derived from laboratory measurements are higher than those obtained from *in situ* measurements excepted for samples ZAR1802 and ZAR1803 (Table S8). Such a difference is very likely due to the heterogeneity of the sedimentary environment in the vicinity of the samples. Total Dose rate values are based on  $\alpha$  and  $\beta$  dose rates derived from radioelement activities measured by high resolution  $\gamma$ -spectrometry (HRGS) and from gamma dose rate *in situ* measurements (Table 1). Total Dose rate varies within a range from  $2192 \pm 25$  to  $2983 \pm 64$  μGy/a for samples taken in Zarpazos (ZAR1501, ZAR1801, ZAR1802 and ZAR1803), whereas TSC1501 has a total Dose rate value of  $1884 \pm 45$  μGy/a.  $^{238}\text{U}$ ,  $^{232}\text{Th}$  and  $^{40}\text{K}$  laboratory concentrations varies within a narrow range of  $2.7 \pm 0.03$  to  $4.1 \pm 0.0$  ppm,  $8.0 \pm 0.2$  to  $15.0 \pm 0.4$  ppm, and  $1.0 \pm 0.0$  to  $1.8 \pm 0.1$  %, respectively (Table S5).

The long-water content was calculated as 60% of the present-day saturated water content expressed as a % of dry mass. However, due to inconsistencies in the laboratory water content measures of the sediment, we opted to utilize a mean long-water content value of 25.5 % determined by Demuro et al. (2014) (see discussion below). Hence, a relative long-water content of 25.5% was assumed for ZAR1801, ZAR1802 and ZAR1803 with a relative error of 20%. ZAR1501 and TSC1501 sample yielded consistent long-water content values of  $13.4 \pm 0.3$  % and  $22.4 \pm 0.63$  %, respectively (Table S6). Some inconsistencies were observed in the laboratory results when calculating the long-water content moisture in samples ZAR1802 and ZAR1803. In addition, ZAR1801 yielded a long-water content value of  $9 \pm 0.5$  % (dry weight). However, this value seems small, when compared to results obtained by Demuro et al. (2014) and those from ZAR1501 and TSC1501. In addition, the G1a was deposited under hydric conditions (Campaña et al., 2023). Hence, it is advisable to consider a higher long-water content values as more accurate estimate. Therefore, long-term water contents have been assumed using the mean of the values published by Demuro et al. (2014) for samples ZAR1801, ZAR1802 and ZAR1803 (Table S6).

#### 4.2.3. Age estimates

Samples from Covacha de los Zarpazos yielded very scattered Al ages. Al dates from ZAR1801, ZAR1802 and ZAR1803 ( $372 \pm 78$ ,  $511 \pm 78$ , and  $569 \pm 80$  ka, respectively) are 2  $\sigma$  consistent, while ZAR1501 was dated to  $1184 \pm 120$  ka. TSC1501 provided a single Al age estimate of  $1001 \pm 302$  ka, being 1  $\sigma$  consistent with ZAR1501. ZAR1501 age has the lowest error (10%), whereas TSC1501 has the highest error of 30%. Derived error from ZAR1801, ZAR1802 and ZAR1803 range between 14% and 21% (Table 1) (Fig. 2 and S4).

Although Ti–Li ages are not employed on the discussion, they were still calculated and presented in Table 1. Ti–Li ages range from  $587 \pm 90$  to  $331 \pm 72$  ka for option D, whereas option A provided dates of  $460 \pm 122$  and  $1271 \pm 378$  ka for ZAR1801 and ZAR1802, respectively. The age derived from the Ti–Li center (option D) in ZAR1803 exhibit the lowest error (15%), in the rest of samples, error range from 20% to 30% within all the Ti centers (Table 1). Ti–H center ages (option C) range between  $421 \pm 72$  and  $38 \pm 12$  ka.

## 5. Discussion

### 5.1. Chronostratigraphical implication of the karstic infilling of Galería complex

The facies association within G1 indicates a hydrological change from phreatic/epiphreatic to vadose conditions, potentially linked to the formation of the Arlanzón T4 (+60–67 m) (Benito-Calvo et al., 2017; Campaña et al., 2023). Considering the ESR Al ages ( $0.78 \pm 0.12$  and  $0.93 \pm 0.10$  Ma) calculated in Arlanzón T4 (+60–67 m) and its reversed polarity magnetization, these last phreatic/epiphreatic conditions in Galería complex may be occurred during the Lower Pleistocene (Benito-Calvo et al., 2008, 2018; Moreno et al., 2012). In addition, the erosive process affecting G1a.1 to G1a.5 layers may occur during the Middle

Pleistocene related to the incision of Arlanzón T5 (+50–58 m) deposition, dated to 0.7 Ma and displaying a normal polarity magnetization (Benito-Calvo et al., 2008; Moreno et al., 2012; Campaña et al., 2023). Hence, this geological context suggests ages close to the B/M boundary (~0.78 Ma) for the GI fluvial sediments. Whereas previous luminescence dating methods (pIR-IR225 multi-grain aliquots, SG TT-OSL and, TL) have provided underestimated ages of ~300 ka (Demuro et al., 2014), or overestimated ages of ~3000 ka (Berger et al., 2008) for GI unit, similar waterlain facies in Dolina (TD1) were consistently dated to ESR, and TT-OSL ages >1 Ma, in agreement with magnetostratigraphic data (Parés et al., 2018; Duval et al., 2022). Thus, it appears that the factors causing data inconsistency at Galería are of local origin and may not affect other sites.

According to the sedimentological description by Campaña et al. (2023), our ESR sampling was carried out in the reversed-polarity GIa sub-unit, as verified by the reverse paleomagnetic evidence recorded on sediment below samples ZAR1802 and ZAR1803 (Fig. 2). Although, samples 21ZARR1-1, 21ZAR1-2, 21ZAR1-8, and 21ZAR1-9 yielded positive vector, that may be interpreted as evidence of some geomagnetic excursion record or demagnetization process. Low MAD values (ranging from 2.1 to 30.9) of the majority of samples exhibiting negative inclination vectors reinforced the validity of these paleomagnetic findings (Table S2). Comparing ages obtained by different trapped-charged dating techniques, they provide similar age estimates. For example, the sample ATZ10-3 (GIa.2 layer), taken around 1.7 and 3.4 m beneath our ESR samples, was dated to  $310 \pm 28$  ka by pIR-IR<sub>225</sub> (Demuro et al., 2014). GIa.6 layer yields a maximum Al age of around 540 ka (ZAR1803:  $569 \pm 80$  and ZAR1802:  $511 \pm 78$  ka), while samples from GIa.5 layer provided varied Al ages of  $372 \pm 78$ ,  $1184 \pm 120$  and  $1001 \pm 302$  ka (ZAR1801, ZAR1501 and TSC1501, respectively). However, Al ages derived from ZAR1801, ZAR1802 and ZAR1803 are underestimated considering our paleomagnetic data (Fig. 2, Fig. S4). On the contrary, ZAR1501 and TSC1501 Al ages ( $1184 \pm 120$  and,  $1001 \pm 302$  ka, respectively) are 1  $\sigma$  consistent with the OSL age of  $3000 \pm 1800$  ka (Berger et al., 2008) and 2  $\sigma$  consistent with the Al T4 age (+60–67 m) (Moreno et al., 2012), indicating an Early Pleistocene age for GI. Nevertheless, TSC1501 Al age is questionable due to its wide range of error (30%). In summary, several semi-independent trapped-charged techniques here provided mainly underestimation dates, indicating that inaccurate age estimation may be due to common factor(s) that prevents the correct calculation of accurate DE and/or D values for GI unit.

## 5.2. DE values

One hypothesis to explain the anomalous ages of these samples is that DE values are underestimated. On the contrary, in samples ZAR1801, ZAR1802 and ZAR1803, it appears that the linear component of the SSE + LIN function slightly overestimates the DE results. In fact, DE estimates from SSE and SSE + LIN functions provide 1  $\sigma$  consistent results (Table S7). It is unlikely that our age were based on underestimated DE results, given that they derived from the Al center, whose DE values are usually considered to be overestimated due to its low bleached kinetic (Toyoda et al., 2000). As previously mentioned, radiometric data exhibit sufficient quality to ensure the accurate estimation of DE values. Underestimated DE values could also be due to a possible entry of sunlight into the cave through the formation of new entrances. However, there is no sedimentary evidence such as debris flow, collapsed blocks or environmental-magnetic proxies (Bógalo et al., 2021) in GI unit that indicate ceiling openings. Another hypothesis is the sedimentary sequence was contaminated with quartz grains with lower D<sub>E</sub> values due to an erosional event that emptied the sequence from GIb.3 to GIa.5. This assumption only applies to sample ZAR1801 as the other samples were collected from the lower GIa6 layer (Fig. S4) (Campaña et al., 2023). TT-OSL samples from GIb.3 and GIa.2 layers in Covacha de los Zarpazos (ATZ10-4 and ATZ10-3, respectively; Fig. 2) yielded D<sub>E</sub> distribution rates lower than 20% (Demuro et al., 2014),

indicating a homogeneous quartz grain population, consistent with observations in Dolina (Duval et al., 2022). In sample ATZ10-4, both TT-OSL and pIR-IR<sub>225</sub> methods were applied, resulting in similar D<sub>E</sub> values ( $937 \pm 66$  and  $1054 \pm 15$  Gy, respectively), whose lower overdispersion rates ( $19 \pm 8$  % and  $0 \pm 0$  %, respectively) indicate the homogeneity of the quartz grain. These findings validate the D<sub>E</sub> estimates by Demuro et al. (2014) and support the homogeneity of the quartz grain population in the GI unit. This might reject the possibility of sediment contamination by recently bleached quartz grains as an explanation for all the inconsistent ages.

## 5.3. D values

Another possibility to explain the underestimated dates from ZAR1801, ZAR1802 and ZAR1803 may be attributed to an overestimation of the D value. From a geological perspective, several factors cast doubt on the accuracy of D values due to potential changes in the primitive sedimentological conditions within GI unit. Firstly, experienced variable hydrological and environmental energy conditions during its deposition. Specially, GIa.5, presents calcilutite interbedded with silts indicate significant water input into the cave and fluctuations in the base water level during this sedimentary phase. Secondly, brittle and plastic deformation affecting from the GIa.6 layer to the upper of GIb.3 subunit that may occurred in the Middle Pleistocene (Campaña et al., 2023) (Fig. S4). A comparable issue has previously been identified as a potential explanation for the discrepancies between ESR dates and paleomagnetism data observed in Cueva del Silo (Hernando-Alonso et al., 2022). However, the absence of mineralogical and geochemical data precluded further investigation of this hypothesis.

Crandallite is an authigenic phosphate formed by alteration of rich-phosphorous material such as guano, bones or wood ashes (Karkanas et al., 2000, 2002). This secondary mineral is the result of a cascade of diagenetic reaction from very acid condition to slightly low/neutral pH, being quite stable and, hence, insoluble (Karkanas et al., 2000). Both Pérez-González et al. (1995) and Campaña et al. (2023) have identified crandallite and apatite all over GI unit suggesting that the source of phosphorous may be the bat guano layer at the top of the GII unit. This points to significant leaching processes and diagenetic chemical variations in GI. Such diagenetic phosphorous reactions have been identified in other caves on metrical scale in both vertical and horizontal directions (Karkanas et al., 2000; Weiner et al., 2002). The presence of crandallite in cave sediments has been related to overestimated total Dose rate probably due to high potassium contents (Mercier et al., 1995). Additionally, anomalous date calculated in GI have been associated with the phosphate layer of Galería complex (Falgüeres et al., 2013). Campaña et al. (2023) suggest that anomalous chronological ages calculated in GI could be due to an enrichment of radioactive elements caused by this leaching process. Bat guano is a significant source of phosphorous in cave sediments and is also rich in other elements such as Ca and K (Karkanas et al., 2000, 2002; Misra et al., 2019). When water pass through a bat guano layer, it becomes highly acid and rich in phosphate. Phosphate reacts with carbonates, triggering a series of diagenetic reactions that lead to the precipitation of phosphorous-rich minerals like crandallite, depending on the ions present and the pH conditions (Karkanas et al., 2000, 2002). Hence, acidity/alkalinity and reduction/oxidation variability may enhance radioactive elements mobility whereas chemical equilibrium would favor the precipitation of insoluble rich-phosphate minerals and the enriched of radioelements in the sediment.

GI unit has reported anomalous <sup>238</sup>U, <sup>232</sup>Th and <sup>40</sup>K concentration values in previous studies. For instance, Berger et al. (2008) obtained an anomalously U value of  $14.4 \pm 1.3$  ppm for 97-2 sample within GIb.6 layer. Comparing radioelement concentration of TD1 and those obtained in the present work is observed that our sample provided systematically higher values of <sup>238</sup>U, <sup>232</sup>Th and <sup>40</sup>K elements. ZAR1801, ZAR1802 and ZAR1803 provided results between 3.16 and 4.04 ppm, 7.92–14.95 ppm and 1.10–1.76 % while Duval et al. (2022) obtained values ranging from

1.24 to 2.39 ppm, 6.95–11.65 ppm and 1.01–1.31 % ( $^{238}\text{U}$ ,  $^{232}\text{Th}$  and  $^{40}\text{K}$  elements, respectively). For example, the mechanisms that affect the mobility of U depend on pH, redox condition and the geochemical characteristic of the environment itself. In oxic condition, Uranium is mobile at neutral to higher pH values (pH 7–9), whereas is immobile in reducing environments precipitating as a crystalline or no-crystalline structure. In addition, U immobility has been associated with the presence of rich-phosphate minerals (Smedley and Kinniburgh, 2023). Considering that Falguères et al. (2013) do not observed post-burial uranium uptake, the overestimation of D rates might be related with a general mobility of radioactive elements. In conclusion, these geochemical changes might be favored the mobility of the radioactive elements. Based on the age of Al age of  $1184 \pm 120$  ka (ZAR1501), consistent with the Matuyama chron, post-depositional geochemical changes may affect the samples resulting in ages 85%, 74%, and 69% younger than the ZAR1501 Al date (samples ZAR1801, ZAR1802 and ZAR1803, respectively).

When calculating our ages using the weighted mean D value from samples taken in TD1 which have provided consistent ages, ( $1674 \pm 54$  Parés et al., 2018; Duval et al., 2022), ZAR1801, ZAR1802 and ZAR1803 yielded Al ages of  $575 \pm 121$ ,  $910 \pm 140$  and  $746 \pm 107$  ka, respectively. These ages agree better with the independent age control, and the lower Pleistocene age of T4 (+60–67 m) Arlanzón terraces dated to  $\sim 850$  ka (Moreno et al., 2012) and are also supported by the sedimentological chronostratigraphical studies (Pérez-González et al., 2001; Campaña et al., 2023). In addition, this assumed chronology is  $2\sigma$  consistent with the range of age from  $840 \pm 120$  ka to  $1026 \pm 113$  ka calculated for samples from the upper part of TD1 in Dolina (Parés et al., 2018; Duval et al., 2022). Considering these data, both cavities may have filled by in the same period of time by the same waterflow as suggested by the tomography results (Bermejo et al., 2017).

Following this dissertation, it may be concluded that, in general, samples taken from GI provide total Dose rates of questionable reliability. Both geochronological and stratigraphical evidence suggest that diagenetic change occurred in GI, modifying primitive geochemical characteristics of the sediments. Finally, when compared with the weighted mean D result from consistently dated sediment (Parés et al., 2018; Duval et al., 2022), the D values obtained by samples ZAR1801, ZAR1802, and ZAR1803 are overestimated by 55%, 78%, and 32%, respectively, due to these diagenetic changes.

## 6. Conclusion

ZAR1501 and TSC1501 samples provide consistent data with the paleomagnetic data and sedimentological description of Galería complex within Atapuerca karst formation. However, the ages derived from the remaining samples of Covacha de los Zarpazos are underestimated, although similar with previous dates obtained by luminescence for the same sequence. Similar discrepancies had been already observed between electron-trapped charged techniques and an independent age control when the fluvial terrace in Cueva del Silo was dated. Such underestimation of ages derived from the Al center could be potentially linked with an overestimation of the total Dose rates. The anomalous ages obtained on sediments from GI unit could be due to the enrichment of radioactive elements such as  $^{238}\text{U}$ ,  $^{232}\text{Th}$  and  $^{40}\text{K}$  derived from leaching process from upper part of the karst as evidenced by the presence of crandallite all over this unit. For accurate assessment of the total dose rate, it is highly recommended to combine chronological studies with exhaustive geological descriptions, accompanied by an independent age control. These geochemical changes might be of local origin and may not affect other sites. In forthcoming studies, more geochemical investigations will be conducted to evaluate their potential impact on the calculation of dates.

## CRedit authorship contribution statement

**Isabel Hernando-Alonso:** Conceptualization, Data curation, Formal analysis, Investigation, Methodology, Visualization, Writing – original draft, Writing – review & editing. **Davinia Moreno:** Conceptualization, Data curation, Investigation, Methodology, Supervision, Validation. **Ana Isabel Ortega:** Conceptualization, Formal analysis, Investigation, Supervision, Validation. **Alfonso Benito-Calvo:** Conceptualization, Formal analysis, Investigation, Supervision, Validation. **María Jesús Alonso:** Methodology, Supervision, Validation. **Isidoro Campaña:** Formal analysis, Resources, Supervision, Validation. **Josep María Parés:** Methodology, Supervision, Validation. **Isabel Cáceres:** Supervision, Validation. **Paula García-Medrano:** Supervision, Validation. **Eudald Carbonell:** Funding acquisition. **José María Bermúdez de Castro:** Funding acquisition.

## Declaration of competing interest

The authors declare that they have no known competing financial interests or personal relationships that could have appeared to influence the work reported in this paper.

## Data availability

Data will be made available on request.

## Acknowledgements

This study has been funded by the Gobierno de España, Ministerio de Ciencia e Innovación - Agencia Estatal de Investigación (project PGC2018-093925-B-C31, PGC2018-093925-B-C32 and, PID2021-122355NB-C33) “ERDF A way of making Europe” by the “European Union”. IHA received support from a FPI grant (PRE2019-090919) funded by MCIN/AEI/ 10.13039/501100011033 and “ESF Investing in your future”. The contribution of PGM is supported by the ERC Lateurope project (ID: 101052653) The archaeo-paleontological fieldwork was funded by the Junta de Castilla y León and Fundación Atapuerca. We would like to thank all the Atapuerca excavation team and CENIEH researchers. Authors are also grateful to Pierre Voinchet, Hélène Tissoux, Maïlys Richard Miren del Val and, Mathieu Duval for their constructive comments that have been of great help in writing the discussion of this paper. Finally, thanks to the constructive comments made by one anonymous reviewer contributed to improve the manuscript.

## Appendix A. Supplementary data

Supplementary data to this article can be found online at <https://doi.org/10.1016/j.quageo.2024.101575>.

## References

- Alexandre, T., Pérez-González, A., 1999. Facies mineralógicas de las arenas de los relleños kársticos de la sierra de Atapuerca (Burgos). *Contrib. Estud. Científico Las Cavernas Kársticas Al Conoc. Geológico Patron. Cueva Nerja* 231–242.
- Arsuaga, J.L., Bermúdez de Castro, J.M., Carbonell, E., 1997. The Sima de los Huesos hominid Site. *J. Hum. Evol.* 33, 105–121.
- Arsuaga, J.L., Carretero, J.-M., Lorenzo, C., Gómez-Olivencia, A., Pablos, A., Rodríguez, L., García-González, R., Bonmatí, A., Quam, R.M., Pantoja-Pérez, A., Martínez, I., Aranburu, A., Gracia-Téllez, A., Poza-Rey, E., Sala, N., García, N., Alcázar de Velasco, A., Cuenca-Bescós, G., Bermúdez de Castro, J.M., Carbonell, E., 2015. Postcranial morphology of the middle Pleistocene humans from Sima de los Huesos, Spain. *Proc. Natl. Acad. Sci. USA* 112, 11524–11529. <https://doi.org/10.1073/pnas.1514828112>.
- Arsuaga, J.L., Gómez-Olivencia, A., Sala, N., Martínez-Pillado, V., Pablos, A., Bonmatí, A., Pantoja-Pérez, A., Lira-Garrido, J., Alcázar de Velasco, A., Ortega, A.I., Cuenca-Bescós, G., García, N., Aranburu, A., Ruiz-Zapata, B., José Gil-García, M., Rodríguez-Álvarez, X.P., Ollé, A., Mosquera, M., 2017. Evidence of paleoecological changes and Mousterian occupations at the Galería de las Estatuas site, Sierra de Atapuerca, northern Iberian plateau, Spain. *Quat. Res.* 88, 345–367. <https://doi.org/10.1017/qua.2017.46>.

- Arzuaga, J.L., Martínez, I., Arnold, L.J., Aranburu, A., Gracia-Téllez, A., Sharp, W.D., Quam, R.M., Falguères, C., Pantoja-Pérez, A., Bischoff, J., Poza-Rey, E., Parés, J.M., Carretero, J.M., Demuro, M., Lorenzo, C., Sala, N., Martín-Torres, M., García, N., Alcázar de Velasco, A., Cuenca-Bescós, G., Gómez-Olivencia, A., Moreno, D., Pablos, A., Shen, C.-C., Rodríguez, L., Ortega, A.I., García, R., Bonmatí, A., Bermúdez de Castro, J.M., Carbonell, E., 2014. Neandertal roots: Cranial and chronological evidence from Sima de los Huesos. *Science* 344, 1358–1363. <https://doi.org/10.1126/science.1253958>.
- Arteaga-Briebe, A., Courtenay, L.A., Cobo-Sánchez, L., Rodríguez-Hidalgo, A., Saladié, P., Ollé, A., Mosquera, M., 2023. An archaeostratigraphic consideration of the Gran Dolina TD10.2 cultural sequence from a quantitative approach. *Quat. Sci. Rev.* 309, 108033 <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2023.108033>.
- Benito-Calvo, A., Pérez-González, A., 2015. Geomorphology of the Sierra de Atapuerca and the Middle Arlanzón Valley (Burgos, Spain). *J. Maps* 11, 535–544. <https://doi.org/10.1080/17445647.2014.909339>.
- Benito-Calvo, A., Pérez-González, A., Parés, J.M., 2008. Quantitative reconstruction of Late Cenozoic landscapes: a case study in the Sierra de Atapuerca (Burgos, Spain). *Earth Surf. Process. Landforms* 33, 196–208. <https://doi.org/10.1002/esp.1534>.
- Benito-Calvo, A., Ortega, A.I., Navazo, M., Moreno, D., Pérez-González, A., Parés, J.M., Bermúdez de Castro, J.M., Carbonell, E., 2018. Evolución geodinámica pleistocena del valle del río Arlanzón: implicaciones en la formación del sistema endokárstico y los yacimientos al aire libre de la Sierra de Atapuerca (Burgos, España). *Bol. Geol. Min.* 1129, 59–82. <https://doi.org/10.21701/bolgeomin.129.1.003>.
- Benito-Calvo, A., Ortega, A.I., Pérez-González, A., Campaña, I., Bermúdez de Castro, J.M., Carbonell, E., 2017. Palaeogeographical reconstruction of the Sierra de Atapuerca Pleistocene sites (Burgos, Spain). *Quat. Int.* 433, 379–392. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2015.10.034>.
- Berger, G.W., Pérez-González, A., Carbonell, E., Arsuaga, J.L., Bermúdez de Castro, J.M., Ku, T.L., 2008. Luminescence chronology of cave sediments at the Atapuerca paleoanthropological site, Spain. *J. Hum. Evol.* 55, 300–311. <https://doi.org/10.1016/j.jhevol.2008.02.012>.
- Bermejo, L., Ortega, A.I., Guérin, R., Benito-Calvo, A., Pérez-González, A., Parés, J.M., Aracil, E., Bermúdez de Castro, J.M., Carbonell, E., 2017. 2D and 3D ERT imaging for identifying karst morphologies in the archaeological sites of Gran Dolina and Galería Complex (Sierra de Atapuerca, Burgos, Spain). *Quat. Int.* 433, 393–401. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2015.12.031>.
- Bermejo, L., Ortega, A.I., Parés, J.M., Campaña, I., Bermúdez de Castro, J.M., Carbonell, E., Conyers, L.B., 2020. Karst features interpretation using ground-penetrating radar: A case study from the Sierra de Atapuerca, Spain. *Geomorphology* 367, 107311. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2020.107311>.
- Bermúdez de Castro, J.M., Arsuaga, J.L., Carbonell, E., Rosas, A., Martín, E., I., Mosquera, M., 1997. A hominid from the lower Pleistocene of Atapuerca, Spain: possible ancestor to neandertals and modern humans. *Science* 276, 1392–1395. <https://doi.org/10.1126/science.276.5317.1392>.
- Bermúdez de Castro, J.M., Carbonell, E., Arsuaga, J.L., 1999. The gran Dolina site: TD6 Aurora Stratum (Atapuerca, Burgos, Spain). *J. Hum. Evol.* 37, 309–700.
- Bermúdez de Castro, J.M., Martín-Torres, M., Martín-Francés, L., Modesto-Mata, M., Martínez-de-Pinillos, M., García, C., Carbonell, E., 2017. Homo antecessor: the state of the art eighteen years later. *Quat. Int.* 433, 22–31. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2015.03.049>.
- Bermúdez de Castro, J.M., Rosas, A., 1992. A human mandibular fragment from the Atapuerca Trench (Burgos, Spain). *J. Hum. Evol.* 22, 41–46. [https://doi.org/10.1016/0047-2484\(92\)90028-8](https://doi.org/10.1016/0047-2484(92)90028-8).
- Bógallo, M.F., Bradáň, B., Villalán, J.J., Calvo-Rathert, M., González, M.I., Heller, F., Ortega, A.I., Parés, J.M., 2021. High-resolution late Middle Pleistocene paleoclimatic record from the Galería Complex, Atapuerca archaeological site, Spain - An environmental magnetic approach. *Quat. Sci. Rev.* 251, 106721. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2020.106721>.
- Cáceres, I., Huguet Pàmies, R., Rosell Ardèvol, J., Esteban Nadal, M., Saladié, P., Ballesté, P., Díez Fernández-Lomana, J.C., Ollé Cañellas, A., Vallverdú Poch, J., García Medrano, P., Carbonell Roura, E., 2010. El yacimiento de Galería (Sierra de Atapuerca, Burgos, España): un enclave para la obtención de recursos cármicos en el Pleistoceno Medio. *Zona Arqueol* 13, 186–196.
- Campaña, I., 2018. Estratigrafía y sedimentología del yacimiento de Gran Dolina (Sierra de Atapuerca, Burgos). Universidad de Burgos. <https://doi.org/10.36443/10259/5550>.
- Campaña, I., Benito-Calvo, A., Pérez-González, A., Álvaro-Gallo, A., Miguens-Rodríguez, L., Iglesias-Cibanal, J., Bermúdez de Castro, J.M., Carbonell, E., 2022. Revision of TD1 and TD2 stratigraphic sequence of Gran Dolina cave (Sierra de Atapuerca, Spain). *J. Iber. Geol.* 48, 425–443. <https://doi.org/10.1007/s41513-022-00200-8>.
- Campaña, I., Benito-Calvo, A., Pérez-González, A., Ortega, A.I., Álvaro-Gallo, A., Miguens-Rodríguez, L., Iglesias-Cibanal, J., Bermúdez de Castro, J.M., Carbonell, E., 2023. Reconstructing depositional environments through cave interior facies: The case of Galería Complex (Sierra de Atapuerca, Spain). *Geomorphology* 108864. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2023.108864>.
- Carbonell, E., Bermúdez de Castro, J.M., Arsuaga, J.L., Allue, E., Bastir, M., Benito, A., Cáceres, I., Canals, T., Díez, J.C., Van der Made, J., Mosquera, M., Ollé, A., Pérez-González, A., Rodríguez, J., Rodríguez, X.P., Rosas, A., Rosell, J., Sala, R., Vallverdú, J., Vergés, J.M., 2005. An early Pleistocene hominin mandible from Atapuerca-TD6, Spain. *Proc. Natl. Acad. Sci. USA* 102, 5674–5678. <https://doi.org/10.1073/pnas.0501841102>.
- Carbonell, E., Bermúdez de Castro, J.M., Parés, J.M., Pérez-González, A., Cuenca-Bescós, G., Ollé, A., Mosquera, M., Huguet, R., Van der Made, J., Rosas, A., Sala, R., Vallverdú, J., García, N., Granger, D.E., Martín-Torres, M., Rodríguez, X.P., Stock, G.M., Vergés, J.M., Allué, E., Burjachs, F., Cáceres, I., Canals, A., Benito, A., Díez, C., Lozano, M., Mateos, A., Navazo, M., Rodríguez, J., Rosell, J., Arsuaga, J.L., 2008. The first hominin of Europe. *Nature* 452, 465–469. <https://doi.org/10.1038/nature06815>.
- Carbonell, E., Mosquera, M., 2006. The emergence of a symbolic behaviour: the sepulchral pit of Sima de los Huesos, Sierra de Atapuerca, Burgos, Spain. *Comptes Rendus Palevol* 5, 155–160. <https://doi.org/10.1016/j.crpv.2005.11.010>.
- Carbonell, E., Rosas, A., Díez, J.C., 1999. Atapuerca: Ocupaciones humanas y paleoecología del yacimiento de Galería. *Memorias, Arqueología en Castilla y León. Arqueología en Castilla y León. Junta de Castilla y León, Consejería de Educación y Cultura, Zamora*.
- Cuenca-Bescós, G., Blain, H.-A., Rofes, J., López-García, J.M., Lozano-Fernández, I., Galán, J., Núñez-Lahuerta, C., 2016. Updated Atapuerca biostratigraphy: small-mammal distribution and its implications for the biochronology of the Quaternary in Spain. *Comptes Rendus Palevol* 15, 621–634. <https://doi.org/10.1016/j.crpv.2015.09.006>.
- Cuenca-Bescós, G., Canudo, J.I., Laplana, C., 2001. La séquence des rongeurs (Mammalia) des sites du Pléistocène inférieur et moyen d'Atapuerca (Burgos, Espagne). *L'Anthropologie* 105, 115–130. [https://doi.org/10.1016/S0003-5521\(01\)80009-1](https://doi.org/10.1016/S0003-5521(01)80009-1).
- Demuro, M., Arnold, L.J., Parés, J.M., Pérez-González, A., Ortega, A.I., Arsuaga, J.L., Bermúdez de Castro, J.M., Carbonell, E., 2014. New Luminescence Ages for the Galería Complex Archaeological Site: Resolving Chronological Uncertainties on the Acheulean Record of the Sierra de Atapuerca, Northern Spain. *PLoS One* 9, e110169. <https://doi.org/10.1371/journal.pone.0110169>.
- Duval, M., Guilarte, V., 2015. ESR dosimetry of optically bleached quartz grains extracted from Plio-Quaternary sediment: evaluating some key aspects of the ESR signals associated to the Ti-centers. *Radiat. Meas.* 78, 28–41. <https://doi.org/10.1016/j.radmeas.2014.10.002>.
- Duval, M., Arnold, L.J., Demuro, M., Parés, J.M., Campaña, I., Carbonell, E., Bermúdez de Castro, J.M., 2022. New chronological constraints for the lowermost stratigraphic unit of Atapuerca Gran Dolina (Burgos, N Spain). *Quat. Geochronol.* 71, 101292. <https://doi.org/10.1016/j.quageo.2022.101292>.
- Falguères, C., Bahain, J.-J., Bischoff, J.L., Pérez-González, A., Ortega, A.I., Ollé, A., Quiles, A., Ghaleb, B., Moreno, D., Dolo, J.-M., Shao, Q., Vallverdú, J., Carbonell, E., Bermúdez de Castro, J.M., Arsuaga, J.L., 2013. Combined ESR/U-series chronology of Acheulean hominid-bearing layers at trinchera galería site, Atapuerca, Spain. *J. Hum. Evol.* 65, 168–184. <https://doi.org/10.1016/j.jhevol.2013.05.005>.
- García-Medrano, P., Cáceres, I., Ollé, A., Carbonell, E., 2017. The occupational pattern of the Galería site (Atapuerca, Spain): a technological perspective. *Quat. Int.* 433, 363–378. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2015.11.013>.
- García-Medrano, P., Moncel, M.-H., Maldonado-Garrido, E., Ollé, A., Ashton, N., 2023. The Western European Acheulean: reading variability at a regional scale. *J. Hum. Evol.* 179, 103357. <https://doi.org/10.1016/j.jhevol.2023.103357>.
- García-Medrano, P., Ollé, A., Mosquera, M., Cáceres, I., Carbonell, E., 2015. The nature of technological changes: the Middle Pleistocene stone tool assemblages from Galería and Gran Dolina-subunit TD10.1 (Atapuerca, Spain). *Quat. Int.* 368, 92–111. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2015.03.006>.
- García-Medrano, P., Ollé, A., Mosquera, M., Cáceres, I., Díez, C., Carbonell, E., 2014. The earliest Acheulean technology at Atapuerca (Burgos, Spain): oldest levels of the galería site (GII unit). *Quat. Int.* 353, 170–194. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2014.03.053>.
- Grün, R., Aguirre, E., 1987. Datación por ESR y por la serie del U, en los depósitos cármicos de Atapuerca. *El Hombre Fósil Ibeas El Pleistoceno Sierra Atapuerca Junta Castilla On Valladolid*, pp. 201–204.
- Hernando-Alonso, I., Moreno, D., Ortega, A.I., Benito-Calvo, A., Alonso, M.J., Parés, J.M., Martínez-Fernández, A., Carbonell, E., Bermúdez de Castro, J.M., 2022. ESR chronology of the fluvial sequence of Cueva del Silo (Sierra de Atapuerca, Spain). *Quat. Geochronol.* 101374. <https://doi.org/10.1016/j.quageo.2022.101374>.
- Huguet, R., Díez, C., Rosell Ardèvol, J., Cáceres, I., Moreno, V., Ibáñez, N., Saladié, P., 2001. Le gisement de Galería (Sierra de Atapuerca, Burgos, Espagne) : un modèle archéozoologique de gestion du territoire au Pléistocène. *Anthropol* 105, 237–257. [https://doi.org/10.1016/S0003-5521\(01\)80015-7](https://doi.org/10.1016/S0003-5521(01)80015-7).
- Karkanas, P., Goldberg, P., 2019. Reconstructing Archaeological Sites: Understanding the Geoarchaeological Matrix.
- Karkanas, P., Bar-Yosef, O., Goldberg, P., Weiner, S., 2000. Diagenesis in prehistoric caves: the use of minerals that form in situ to assess the completeness of the archaeological record. *J. Archaeol. Sci.* 27, 915–929. <https://doi.org/10.1006/jasc.1999.0506>.
- Karkanas, P., Rigaud, J.-P., Simek, J.F., Albert, R.M., Weiner, S., 2002. Ash bones and guano: a study of the minerals and phytoliths in the sediments of Grotte XVI, Dordogne, France. *J. Archaeol. Sci.* 29, 721–732. <https://doi.org/10.1006/jasc.2001.0742>.
- Mercier, N., Valladas, H., Joron, J.L., Schiegl, S., Bar Yosef, O., Weiner, S., 1995. Thermoluminescence dating and the problem of geochemical evolution of sediments — a case study: the Mousterian levels at Hayonim. *Isr. J. Chem.* 35, 137–141. <https://doi.org/10.1002/ijch.199500021>.
- Misra, P.K., Gautam, N.K., Elangovan, V., 2019. Bat guano: a rich source of macro and microelements essential for plant growth. *Ann. Plant Soil Res.* 21, 82–86.
- Moreno, D., Falguères, C., Pérez-González, A., Duval, M., Voinchet, P., Benito-Calvo, A., Ortega, A.I., Bahain, J.-J., Sala, R., Carbonell, E., Bermúdez de Castro, J.M., Arsuaga, J.L., 2012. ESR chronology of alluvial deposits in the Arlanzón valley (Atapuerca, Spain): contemporaneity with Atapuerca gran Dolina site. *Quat. Geochronol.* 10, 418–423. <https://doi.org/10.1016/j.quageo.2012.04.018>.
- Moreno, D., Gutiérrez, F., del Val, M., Carbonell, D., Jiménez, F., Alonso, M.J., Martínez-Pillado, V., Guzmán, O., López, G.I., Martínez, D., 2021. A multi-method dating approach to reassess the geochronology of faulted Quaternary deposits in the central

- sector of the Iberian Chain (NE Spain). *Quat. Geochronol.* 65, 101185 <https://doi.org/10.1016/j.quageo.2021.101185>.
- Moreno, D., Richard, M., Bahain, J., Duval, M., Falguères, C., Tissoux, H., Voinchet, P., 2017. ESR dating of sedimentary quartz grains: some basic guidelines to ensure optimal sampling conditions. *Quaternaire* 161–166. <https://doi.org/10.4000/quaternaire.8008>.
- Ollé, A., Cáceres, I., Vergès, J.M., 2005. Human occupations at Galería site (Sierra de Atapuerca, Burgos, Spain) after the technological and taphonomical data. In: *Données Récentes Sur Les Modalités de Peuplement et Sur Le Cadre Chronostratigraphique, Géologique et Paléanthropologique Des Industries Du Paléolithique Inférieur et Moyen En Europ.*, pp. 269–280.
- Ollé, A., Mosquera, M., Rodríguez, X.P., de Lombera-Hermida, A., García-Antón, M.D., García-Medrano, P., Peña, L., Menéndez, L., Navazo, M., Terradillos, M., Bargalló, A., Márquez, B., Sala, R., Carbonell, E., 2013. The Early and Middle Pleistocene technological record from Sierra de Atapuerca (Burgos, Spain). *Quat. Int.* 295, 138–167. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2011.11.009>.
- Ollé, A., Mosquera, M., Rodríguez-Álvarez, X.P., García-Medrano, P., Barsky, D., De Lombera-Hermida, A., Carbonell, E., 2016. The Acheulean from Atapuerca: three steps forward, one step back. *Quat. Int.* 411, 316–328. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2016.01.042>.
- Ortega, A.I., 2009. La evolución geomorfológica de la sierra de Atapuerca (Burgos) y su relación con los yacimientos pleistocenos que contiene. Universidad de Burgos.
- Ortega, A.I., Benito-Calvo, A., Martín-Merino, M.Á., Pérez-González, A., Parés, J.M., Bermúdez de Castro, J.M., Arsuaga, J.L., Carbonell, E., 2018. Las cuevas de la Sierra de Atapuerca y el uso humano del paisaje kárstico durante el Pleistoceno (Burgos, España). *Bol. Geol. Min.* 1129, 83–105. <https://doi.org/10.21701/bolgeomin.129.1.004>.
- Ortega, A.I., Benito-Calvo, A., Pérez-González, A., Carbonell, E., Bermúdez de Castro, J.M., Arsuaga, J.L., 2014. Atapuerca karst and its Palaeoanthropological sites. In: Gutiérrez, F., Gutiérrez, M. (Eds.), *Landscapes and Landforms of Spain, World Geomorphological Landscapes*. Springer, Netherlands, Dordrecht, pp. 101–110. [https://doi.org/10.1007/978-94-017-8628-7\\_8](https://doi.org/10.1007/978-94-017-8628-7_8).
- Ortega, A.I., Benito-Calvo, A., Pérez-González, A., Martín-Merino, M.Á., Pérez-Martínez, R., Parés, J.M., Aramburu, A., Arsuaga, J.L., Bermúdez de Castro, J.M., Carbonell, E., 2013. Evolution of multilevel caves in the Sierra de Atapuerca (Burgos, Spain) and its relation to human occupation. *Geomorphology* 196, 122–137. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2012.05.031>.
- Parés, J.M., Álvarez, C., Sier, M., Moreno, D., Duval, M., Woodhead, J.D., Ortega, A.I., Campaña, I., Rosell, J., Bermúdez de Castro, J.M., Carbonell, E., 2018. Chronology of the cave interior sediments at Gran Dolina archaeological site, Atapuerca (Spain). *Quat. Sci. Rev.* 186, 1–16. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2018.02.004>.
- Pérez-González, A., Aleixandre, T., Pinilla, A., Gallardo, J., Benayas, J., Martínez, M.J., Ortega, A.I., 1995. Aproximación a la estratigrafía de galería en la trinchera de la Sierra de Atapuerca (Burgos). In: Bermúdez de Castro, J.M., Arsuaga, J.L., Carbonell, E. (Eds.), *Evolución Humana En Europa y Los Yacimientos de La Sierra de Atapuerca*. Junta de Castilla y León, Consejería de Cultura y Turismo, Valladolid, pp. 99–121.
- Pérez-González, A., Parés, J.M., Carbonell, E., Aleixandre, T., Ortega, A.I., Benito-Calvo, A., Martín Merino, M.Á., 2001. Géologie de la Sierra de Atapuerca et stratigraphie des remplissages karstiques de Galería et Dolina (Burgos, Espagne). *L'Anthropologie* 105, 27–43. [https://doi.org/10.1016/S0003-5521\(01\)80004-2](https://doi.org/10.1016/S0003-5521(01)80004-2).
- Pérez-González, A., Parés, J.M., Gallardo, J., Aleixandre, T., Ortega, A.I., Pinilla, A., 1999. Geología y estratigrafía del relleno de Galería de la Sierra de Atapuerca (Burgos). In: *Atapuerca: Ocupaciones Humanas y Paleocología Del Yacimiento de Galería, Arqueología En Castilla y León*. Junta de Castilla y León, Consejería de Educación y Cultura, Zamora, pp. 31–42.
- Rodríguez, J., Burjachs, F., Cuenca-Bescós, G., García, N., Van der Made, J., Pérez-González, A., Blain, H.-A., Expósito, I., López-García, J.M., García Antón, M., Allué, E., Cáceres, I., Huguet, R., Mosquera, M., Ollé, A., Rosell, J., Parés, J.M., Rodríguez, X.P., Díez, C., Rofes, J., Sala, R., Saladié, P., Vallverdú, J., Bennisar, M.L., Blasco, R., Bermúdez de Castro, J.M., Carbonell, E., 2011. One million years of cultural evolution in a stable environment at Atapuerca (Burgos, Spain). *Quat. Sci. Rev.* 30, 1396–1412. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2010.02.021>.
- Rodríguez-Gómez, G., Rodríguez, J., Martín-González, J.A., Mateos, A., 2017. Carnivores and humans during the Early and Middle Pleistocene at Sierra de Atapuerca. *Quat. Int.* 433, 402–414. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2015.12.082>.
- Rodríguez-Hidalgo, A., Saladié, P., Ollé, A., Arsuaga, J.L., Bermúdez de Castro, J.M., Carbonell, E., 2017. Human predatory behavior and the social implications of communal hunting based on evidence from the TD10.2 bison bone bed at Gran Dolina (Atapuerca, Spain). *J. Hum. Evol.* 105, 89–122. <https://doi.org/10.1016/j.jhevol.2017.01.007>.
- Saladié, P., Huguet, R., Rodríguez-Hidalgo, A., Cáceres, I., Esteban-Nadal, M., Arsuaga, J.L., Bermúdez de Castro, J.M., Carbonell, E., 2012. Intergroup cannibalism in the European Early Pleistocene: the range expansion and imbalance of power hypotheses. *J. Hum. Evol.* 63, 682–695. <https://doi.org/10.1016/j.jhevol.2012.07.004>.
- Smedley, P.L., Kinniburgh, D.G., 2023. Uranium in natural waters and the environment: distribution, speciation and impact. *Appl. Geochem.* 148, 105534 <https://doi.org/10.1016/j.apgeochem.2022.105534>.
- Tissoux, H., Falguères, C., Voinchet, P., Toyoda, S., Bahain, J.J., Despriée, J., 2007. Potential use of Ti-center in ESR dating of fluvial sediment. *Quat. Geochronol.* 2, 367–372. <https://doi.org/10.1016/j.quageo.2006.04.006>.
- Toyoda, S., Falguères, C., 2003. The method to represent the ESR signal intensity of the aluminium hole center in quartz for the purpose of dating. *Adv. ESR Appl.* 20, 7–10.
- Toyoda, S., Voinchet, P., Falguères, C., Dolo, J.M., Laurent, M., 2000. Bleaching of ESR signals by the sunlight: a laboratory experiment for establishing the ESR dating of sediments. *Appl. Radiat. Isot.* 52, 1357–1362. [https://doi.org/10.1016/S0969-8043\(00\)00095-6](https://doi.org/10.1016/S0969-8043(00)00095-6).
- Vallverdú, J., 2017. Soil-stratigraphy in the cave entrance deposits of Middle Pleistocene age at the Trincheras del Ferrocarril sites (Sierra de Atapuerca, Spain). *Quat. Int.*, What's happening now in Atapuerca? Latest research at the Sierra de Atapuerca sites 433, 199–210. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2015.09.031>.
- Vallverdú, J., 1999. Microfacies y micromorfología de las unidades GII y GIII de Galería (Sierra de Atapuerca). In: *Atapuerca: ocupaciones humanas y paleocología del yacimiento de Galería*. Consejería de Educación y Cultura, pp. 43–54.
- Voinchet, P., Pereira, A., Nomade, S., Falguères, C., Biddittu, I., Piperno, M., Moncel, M.-H., Bahain, J.-J., 2020. ESR dating applied to optically bleached quartz - a comparison with <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar chronologies on Italian Middle Pleistocene sequences. *Quat. Int.* 556, 113–123. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2020.03.012>.
- Weiner, S., Goldberg, P., Bar-Yosef, O., 2002. Three-dimensional distribution of minerals in the sediments of Hayonim cave, Israel: diagenetic processes and archaeological implications. *J. Archaeol. Sci.* 29, 1289–1308. <https://doi.org/10.1006/jasc.2001.0790>.