

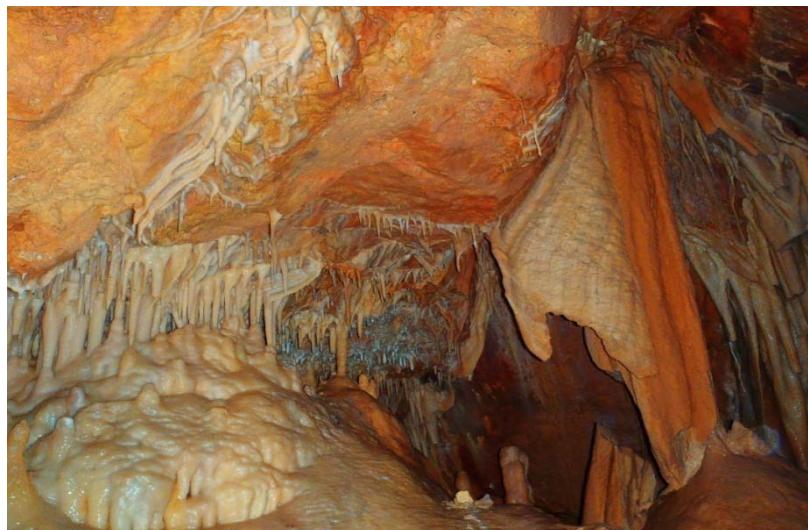


TRABAJO FIN DE MÁSTER

MÁSTER EN INICIACIÓN A LA INVESTIGACIÓN EN GEOLOGÍA (2012-13).

Zaragoza, Septiembre 2013

La cueva de El Recuenco (Ejulve, Teruel): Espeleogénesis y registro de cambios climáticos rápidos durante el Holoceno.



Autor:

Carlos Pérez-Mejías

Directores:

Ana Moreno Caballud (IPE-CSIC)

Carlos Sancho Marcén (Universidad de Zaragoza)



Departamento de
Ciencias de la Tierra
Universidad Zaragoza



La Cueva del Recuenco (Ejulve, Teruel): Espeleogénesis y registro de cambios climáticos rápidos durante el Holoceno by Carlos Pérez-Mejías se encuentra bajo una Licencia [Creative Commons Reconocimiento-CompartirIgual 3.0 Unported License.](http://creativecommons.org/licenses/by-sa/3.0/deed.es_ES) (http://creativecommons.org/licenses/by-sa/3.0/deed.es_ES)

*Hasta la más larga caminata
empieza por un pequeño paso*

Lao-Tsé

Agradecimientos

En primer lugar, agradecer al IPE-CSIC y la DGA por poner a mi alcance los medios necesarios para el desarrollo de este trabajo. Especial agradecimiento merecen mis directores Ana Moreno (IPE-CSIC) y Carlos Sancho (Universidad de Zaragoza) por brindarme la oportunidad de trabajar con ellos, por su tiempo y su paciencia. Sin su ayuda el presente trabajo no habría podido salir adelante.

A todos los compañeros del IPE-CSIC, especialmente a Miguel Bartolomé por su ayuda prestada en todo momento en labores de campo y laboratorio, y Belén Oliva por su ayuda en campo especialmente en la medición y tratamiento de los datos procedentes de planos de falla. A los compañeros de laboratorio, Alberto y Mercedes por la realización de análisis de alcalinidad de agua, Raquel y Victoria por el tratamiento de muestras, y los demás compañeros que ayudaron en los muestreos.

A los profesores de la Universidad de Zaragoza: Cinta Osácar por su ayuda en la difracción de rayos X, Luis Auqué por sus consejos en el manejo e interpretación de resultados de PHREEQC, y Antonio Meléndez por la identificación de la estratigrafía en campo.

A los ayuntamientos de Ejulve y Molinos, especialmente a Emilio por la toma de muestras de lluvia.

A Ana Alonso-Zarza y Rebeca Martín-Pérez (Universidad Complutense de Madrid) por la realización de la lámina delgada de la estalagmita, Joaquín Perona e Isabel Cacho (Universidad de Barcelona) por los análisis de isótopos estables en carbonatos, Antonio Delgado-Huertas (Universidad de Granada) por los análisis de isótopos estables en aguas, y Hai Cheng (University of Minnesota – Xi'an Jiatong University) por la datación de muestras de estalagmita.

A los compañeros de la Universidad de Oviedo, especialmente a Heather Stoll por su ayuda y consejos recibidos en el manejo del ICP.

Finalmente agradecer a los compañeros del máster todo el tiempo compartido durante este último año.

ÍNDICE

Abstract.....	0
---------------	---

Capítulo I: INTRODUCCIÓN

1.1 Los espeleotemas como indicadores paleoclimáticos	1
1.2 Los registros climáticos holocenos a escala regional	2
1.3 Objetivos del presente trabajo	4

Capítulo II: MARCO REGIONAL

2.1 Marco geológico	5
2.2 Clima y vegetación	9

Capítulo III: METODOLOGÍA

3.1 Trabajo de campo	10
3.2 Técnicas de laboratorio.....	11
3.3 Tratamiento de datos	13

Capítulo IV: ESPELEOGÉNESIS

4.1 Aspectos morfológicos	14
4.2 Tipología de los depósitos internos	16
4.3 Espeleogénesis.....	23

Capítulo V: DINÁMICA ACTUAL

5.1 Parámetros ambientales	26
5.2 Agua de goteo	28
5.3 Carbonato resultante	36

Capítulo VI: EVOLUCIÓN CLIMÁTICA HOLOCENA

6.1 La stalagmita HOR.	41
6.2 Dataciones y cronología	42
6.3 Geoquímica isotópica y de elementos traza	45
6.4 Consideraciones paleoclimáticas	48

CONCLUSIONES.....	52
--------------------------	-----------

BIBLIOGRAFÍA	54
---------------------------	-----------

RESUMEN

Este estudio ha consistido en (1) investigar la espeleogénesis de la cueva de El Recuento (Ejulve, Teruel) analizando su contexto geológico, y geomorfológico; (2) realizar un seguimiento instrumental de la dinámica espeleotémica actual (lluvia, goteo y carbonato precipitado) y (3) reconstruir la variabilidad climática durante el Holoceno Medio en la región a partir de los análisis geoquímicos de alta resolución realizados en una estalagmita.

La cueva estudiada presenta un desarrollo de galerías de 794 m con una profundidad de 55 m y su morfología y topografía están controladas fundamentalmente por la red de fracturas en la roca soporte. El seguimiento de su dinámica actual revela una temperatura constante de 11 °C, humedad relativa del 100% y mayor concentración de CO₂ en la parte más interna de la cueva, aumentando la ventilación en los meses de invierno. A pesar de que se observa una falta de respuesta hidrológica de la cueva a la precipitación, los análisis de isótopos estables en goteos y vidrios revelan un claro patrón estacional, con valores más negativos en invierno respecto a primavera.

La estalagmita estudiada cuenta con un preciso marco cronológico (23 dataciones) y una resolución analítica decadal, idóneas para la reconstrucción climática de los últimos milenios. Se observa un hiato durante el Holoceno Temprano y un crecimiento continuo entre 9969 y 2715 años BP. Además, el registro isotópico ($\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^{13}\text{C}$) y de elementos traza (relaciones Ba/Ca, Sr/Ca y Mg/Ca) permite identificar dos eventos de aridificación entre 5.2-4.7 ka BP y 3.8-3.6 ka BP, coincidentes con períodos cálidos de los ciclos de Bond. Así, a pesar de que estudios previos del Holoceno en latitudes medias y altas asociaban períodos áridos con fases frías de Bond, en esta región la asociación frío – aridez no es válida para el Holoceno.

Palabras clave: Cueva de El Recuento (Teruel), espeleogénesis, registro estalagmítico, Holoceno.

ABSTRACT

This study is focused on (1) the research of the speleogenesis of El Recuenco Cave (Ejulve, Teruel, NE Spain) analyzing both geological and geomorphological context; (2) monitoring the present speleothemic dynamics (rainfall, dripwaters and carbonate precipitates) and (3) the reconstruction of the Middle Holocene climate variability at this region by high resolution geochemical analysis on the stalagmite.

The cave galleries develop along 794m reaching 55m depth, with morphology and topography controlled by host rock fractures. Monitoring tasks reveal a constant temperature, (11°C), relative humidity at 100% and high content of CO₂ in the deeper section of the cave, with higher ventilation rates in winter. There is no hidrological response of the cave due to rainfall, and stable isotopic analysis on dripwaters and artificial supports reveal a seasonal pattern, with more negative values on winter than spring.

The studied stalagmite has a constrained chronology based on 23 U-Th dates and 10-years resolution analysis, appearing suitable for climatic reconstruction of the last millennia. There is a hiatus covering the Early Holocene and a continuous growth between 9969 – 2715 years BP. Moreover, isotopic values ($\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^{13}\text{C}$) and trace element ratios (Ba/Ca, Sr/Ca and Mg/Ca) show two dry events between 5.2-4.7 ky BP and 3.8-3.6 ky BP, in agreement with warm periods of Bond's cycles. Then, although previous Holocene studies at middle-high latitudes associate dry periods with cold Bond events, dry periods in the studied region correlate to warm intervals during the Holocene.

Key words: El Recuenco Cave (Teruel), speleogenesis, stalagmites, Holocene.

Capítulo I: INTRODUCCIÓN

1.1 Los espeleotemas como indicadores paleoclimáticos

La investigación de los cambios climáticos del pasado es una disciplina fundamental para extender las series de datos instrumentales de las últimas décadas hasta los últimos miles de años y ayudar así a entender la variabilidad climática natural a diferentes escalas de tiempo. Es particularmente interesante el estudio de los cambios climáticos que tienen lugar en períodos de tiempo muy corto y de manera rápida por su posible analogía con el Calentamiento Global de nuestros días.

En las últimas décadas, con la obtención de sondeos de los casquetes glaciares de Groenlandia (Svensson *et al.*, 2005) y la Antártida (Epica, 2004) y con la puesta en marcha de grandes proyectos de perforación oceánica (ej. ODP-Ocean Drilling Project) se ha conseguido información de mucho detalle sobre la variabilidad climática de los últimos ciclos glaciares. Recientemente se está demostrando la creciente necesidad de obtención de registros paleoclimáticos terrestres que permitan estudios de la variabilidad climática de alta resolución para comprobar la validez de los modelos generales de circulación a escala regional, y para investigar posibles avances o retardos entre diferentes componentes del sistema climático (McDermott, 2004).

Entre los archivos del pasado que nos pueden ayudar a conocer cómo fue el clima, con especial hincapié en el balance hídrico, destacan los espeleotemas. Se trata de formaciones carbonatadas que precipitan en cuevas a partir de agua saturada en carbonato cálcico. Representan una excelente oportunidad de obtener registros continentales a alta resolución en latitudes medias con una cronología robusta (Fairchild *et al.* 2009). Precisamente esta es una de sus ventajas, ya que se requiere tan solo 100-200 mg de calcita (Dorale *et al.*, 2004) para asignar una edad muy precisa dentro de un amplio intervalo temporal (0-500ka) con bajas tasas de error gracias al desarrollo de nuevas técnicas analíticas cada vez más precisas (McDermott, 2004). Además, los factores que controlan la tasa de crecimiento en los espeleotemas, así como la naturaleza de su estructura interna y su composición química, responden a cambios en el clima (Baker *et al.*, 1998; McDermott, 2004; Fairchild *et al.*, 2006).

De esta manera, los espeleotemas almacenan la señal climática original, suavizada por la mezcla con aguas de diferente origen en el acuífero kárstico antes de entrar a la cueva como agua de goteo (McDermott, 2004; McDermott *et al.* 2006; Fairchild *et al.* 2006). Es a través de dicho goteo como estas formaciones incorporan en sus minerales determinados elementos (Ba, Sr, Mg) o determinadas variaciones isotópicas ($\delta^{18}\text{O}$, $\delta^{13}\text{C}$) que podemos asociar a un escenario climático particular. Así, se pueden interpretar aspectos de variabilidad climática como la temperatura media anual, variaciones en la precipitación, cambios en la circulación atmosférica e incluso la respuesta del sistema suelo-vegetación existente sobre la cueva a dichos fenómenos.

No obstante, una limitación de los estudios paleoclimáticos con espeleotemas es que cada cueva responde de manera diferente al clima exterior lo que hace necesario identificar, a través de la monitorización de variables ambientales y de la hidrología actual, cuáles son los

factores que condicionan la composición isotópica y geoquímica de los espeleotemas. Obtener esos datos a escala local es fundamental para conocer qué variables son más importantes en cada cueva de cara a la interpretación posterior de los datos paleoclimáticos (Fairchild *et al.*, 2000; Cruz *et al.*, 2005; Baldini *et al.*, 2008; Baker *et al.*, 2007; Mattey *et al.*, 2008).

El hecho que la composición geoquímica de los espeleotemas sea sensible a las variaciones climáticas, junto con la precisión cronológica que estos archivos ofrecen, está haciendo que el estudio de espeleotemas como registros paleoclimáticos aumente espectacularmente. Así, la Península Ibérica posee un extraordinario desarrollo de espeleotemas, como evidenciaron los trabajos de Durán (2004), si bien han sido escasamente estudiados como registros paleoclimáticos. Estudios pioneros supusieron la Gorham Cave en Gibraltar (Finlayson *et al.*, 2008), el karst de Mallorca (Dorale *et al.*, 2010) y los estudios en el noroeste peninsular, donde destacan la cueva de Kaite (Domínguez-Villar *et al.*, 2008, 2009), cueva del Cobre (Muñoz-García *et al.* 2007) y cueva del Soplao (Gázquez *et al.* 2011) en la Cantábrica, la cueva Mayor en Atapuerca (Martín-Chivelet *et al.*, 2006, 2011) y la cueva del Pindal (Moreno *et al.* 2010), la Vallina, Cueva Rosa y Cueva Fría (Stoll *et al.*, 2013) en Asturias. De manera general, el Holoceno (último interglaciar/estadio isotópico 1) aparece bien registrado en todas ellas.

Sin embargo, son muy escasos los registros en el noreste peninsular, contando como únicos ejemplos la cueva de Ortigosa en La Rioja (Muñoz *et al.* 2008), la cueva de Molinos en la Cordillera Ibérica (Moreno *et al.* en revisión) y la cueva de Seso en Pirineos (Bartolomé, 2012). Este trabajo pretende así aportar nuevos datos paleoclimáticos, a partir del registro espeleotémico de la Cueva de El Recuenco (Ejulve, provincia de Teruel).

1.2. Los registros climáticos holocenos a escala regional

Durante las últimas décadas ha crecido el número de secuencias paleoambientales holocenas en la Península Ibérica (Carrión *et al.*, 2010) sin embargo, su número es todavía reducido en la Cordillera Ibérica y su entorno (Fig. 1.1).

Entre las secuencias más cercanas a la Cueva de El Recuenco, destacan diversos estudios de secuencias tobáceas de época holocena, desarrolladas en períodos relativamente húmedos. Es el caso del sistema de barreras tobáceas holocenas de las Parras de Martín (Rico-Herrero *et al.*, 2013) formadas entre 9,9 y 3,1 ka BP, con un período de mayor desarrollo entre 5,5 y 3,1 ka BP. Coincidieron en tiempo con los depósitos de tobas del cañón del río Mijares (Peña *et al.*, 2000) desarrolladas en el período de 10 a 5 ka BP. De la misma época datan las tobas holocenas del río Guadalaviar (Sancho *et al.*, 1997) que crecen desde 6,8 a 7,3 ka BP y durante 4.6 ka BP, así como los identificados en el río Matarraña por Martínez-Tudela *et al.* (1986) que diferenciaron tres episodios con edades comprendidas entre 8-7,2 ka, 4,9 – 4 ka y 3-2,6 ka BP. Aunque no se encuentra coincidencia en el período de inicio de su crecimiento o en el de mayor desarrollo sí que es notable que todos estos depósitos detengan su crecimiento antes de llegar a los últimos dos mil años, momento de mínima insolación estival del Holoceno (Berger, 1978).

A través de registros aluviales en el río Guadalupe, Fuller *et al.* (1998) determinan una etapa de incisión fluvial al comienzo del Holoceno, seguida por un relleno aluvial entre 8 y 3,4 ka BP en Mas de las Matas. Realmente entre 6-5 ka BP se data un episodio de agradación, fenómeno que volvería a registrarse posteriormente entre 3,4 y 3 ka BP. La incisión después de 3 ka BP fue seguida por sedimentación en el valle del río Bergantes, y en el Guadalupe en 0,5-0,4 ka BP, al principio de la Pequeña Edad de Hielo, un período frío acompañado por un incremento en la magnitud y frecuencia de las inundaciones (Benito *et al.*, 1996, Moreno *et al.*, 2008).



Fig 1.1: Localización de las secuencias paleoambientales estudiadas en la región: tobas (verde), lagos (azul), registros aluviales (amarillo) y cuevas (rojo).

Especial atención requiere la reconstrucción paleoambiental de la laguna del Cañizar de Villarquemado (Aranbarri *et al.*, 2013, en revisión). El sondeo obtenido en dicha paleolaguna cubre los últimos 135 ka y es durante el Holoceno y el último interglaciar (Emiense, MIS5e) cuando se observa una mayor lámina de agua (Moreno *et al.*, 2012). En particular, durante el Holoceno, desde 7,7 a 5 ka BP es cuando el lago registró una fase más húmeda. Posteriormente, en la transición del Holoceno Medio al Holoceno Tardío, se produce un incremento de la aridez. Finalmente se empieza a detectar impacto antrópico en el período húmedo Ibero-Romano debido a la notable deforestación ocasionada.

Por último, es necesario destacar el trabajo de monitorización durante los años 2010-2012 en la cueva de Molinos (Moreno *et al.*, en revisión). Este estudio realiza un seguimiento de la transferencia de la señal isotópica desde la lluvia a la cueva a través de suelo y epikarst. Estudia el efecto que tiene la temperatura del aire y la cantidad de precipitación en los valores

$\delta^{18}\text{O}$. Además establece las influencias que ejercen en el $\delta^{18}\text{O}$ factores como la fuente origen de la precipitación (“source effect”) o la intensidad o frecuencia de los eventos de lluvia (“amount effect”), además de la circulación atmosférica (Oscilación del Atlántico Norte –NAO– y Oscilación del Mediterráneo Occidental –WeMOi–). En la cueva de Molinos, además del seguimiento de variables ambientales, hay un estudio en marcha que intenta reconstruir la variabilidad climática durante el Holoceno a partir de las estalagmitas basándose en su composición isotópica y elemental (Moreno *et al.*, 2013).

El estudio de la Cueva de El Recuento de Ejulve proporcionará nuevos datos sobre la variabilidad climática pasada en la región de la Cordillera Ibérica

1.3 Objetivos del presente trabajo

El objetivo general de este trabajo consiste en estudiar el registro paleoclimático contenido en las formaciones espeleotémicas desarrolladas en la cueva de El Recuento (Ejulve, Teruel). Este análisis requiere contextualizar desde el punto de vista espeleogenético los registros estudiados, así como valorar la dinámica espeleotémica actual y su relación con las variables ambientales de la cavidad y el clima reinante. Así, los objetivos específicos son los siguientes:

1. Caracterización morfológica de la cavidad y de los registros sedimentarios endokársticos, estableciendo diferentes etapas de su génesis, atendiendo especialmente a las fases de desarrollo espeleotémico.
2. Realización de un seguimiento instrumental de variables ambientales en la cueva (temperatura, humedad relativa, CO_2).
3. Determinar la dinámica espeleotémica actual, a partir del control de lluvias, goteo y precipitación de carbonato en la cueva.
4. Establecer una cronología a través de las series de desintegración radioactiva del Urano que ofrezca un marco temporal preciso para estalagmitas correspondientes a las últimas etapas de desarrollo espeleotémico.
5. Análisis de alta resolución de isótopos estables ($\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^{13}\text{C}$) y de elementos traza.
6. Interpretación paleoambiental de los indicadores geoquímicos contenidos en el marco cronológico obtenido, identificando y caracterizando cambios climáticos rápidos de temperatura y/o humedad.
7. Integración de los resultados paleoclimáticos obtenidos a escala regional (noreste peninsular).

Capítulo II: MARCO REGIONAL

2.1. Marco geológico

La cueva de El Recuento se localiza al suroeste de la localidad de Ejulve, dentro de la comarca de Andorra-Sierra de Arcos (Fig. 2.1). Desde el punto de vista geológico se enmarca en la unidad del Maestrazgo dentro de la Cordillera Ibérica, una cadena montañosa alpina intraplaca de orientación principal NO-SE localizada en el noreste peninsular (Simón *et al.*, 2002). El Maestrazgo constituye el sector más oriental de la Cadena y sirve de enlace con la Cordillera Costero Catalana. Concretamente, la Cueva de El Recuento aparece en el sector septentrional de esta unidad. En el área de estudio, aflora una cobertura mesozoica adelgazada afectada por el sistema de cabalgamientos de Portalrubio-Vandellós (Canérot, 1974; Guimerà, 1988; Liesa, 1998; Simón *et al.*, 2002).



Fig 2.1: Foto aérea del entorno de la cueva

a) Contexto estratigráfico

La Cueva de El Recuento de Ejulve se desarrolla, probablemente de manera íntegra, en la Fm Mosqueruela (Canerot, 1982) de edad Cenomaniana (Cretácico superior) (Figs. 2.2 y 2.3). En el entorno de la cavidad, esta unidad se apoya sobre las Arenas de Utrillas y presenta hasta 90 m de potencia con una disposición 080/65 S. Se diferencia una sucesión compuesta principalmente por dolomías masivas y carniolas (entrada de la cavidad), brechas dolomíticas, calizas tableadas con ostrídeos y calizas dolomíticas masivas bioturbadas.

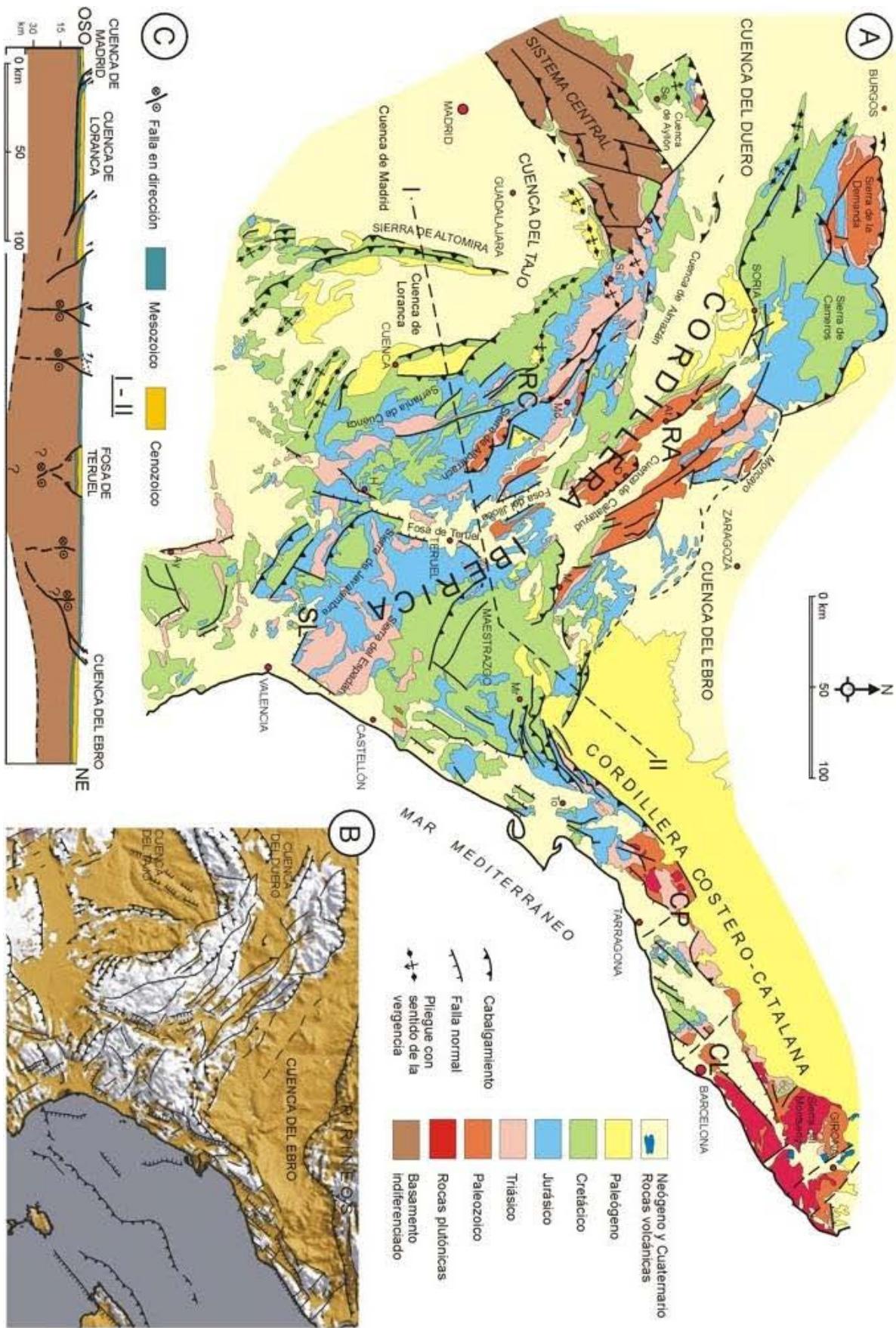


Fig 2.2: Esquema geológico de la Cadena Ibérica. Leyenda: CL: Cordillera Litoral Costero-Catalana. CP: Cordillera Prelitoral Costero-Catalana. RA: Rama Aragonesa de la Cordillera Ibérica. RC: Rama Castellana de la Cordillera Ibérica. SL: Sector Levantino de la Cordillera Ibérica. B: Principales fracturas que conforman su estructura. C: Corte esquemático y transversal de la Cordillera Ibérica. Extraído de Vera, 2004.

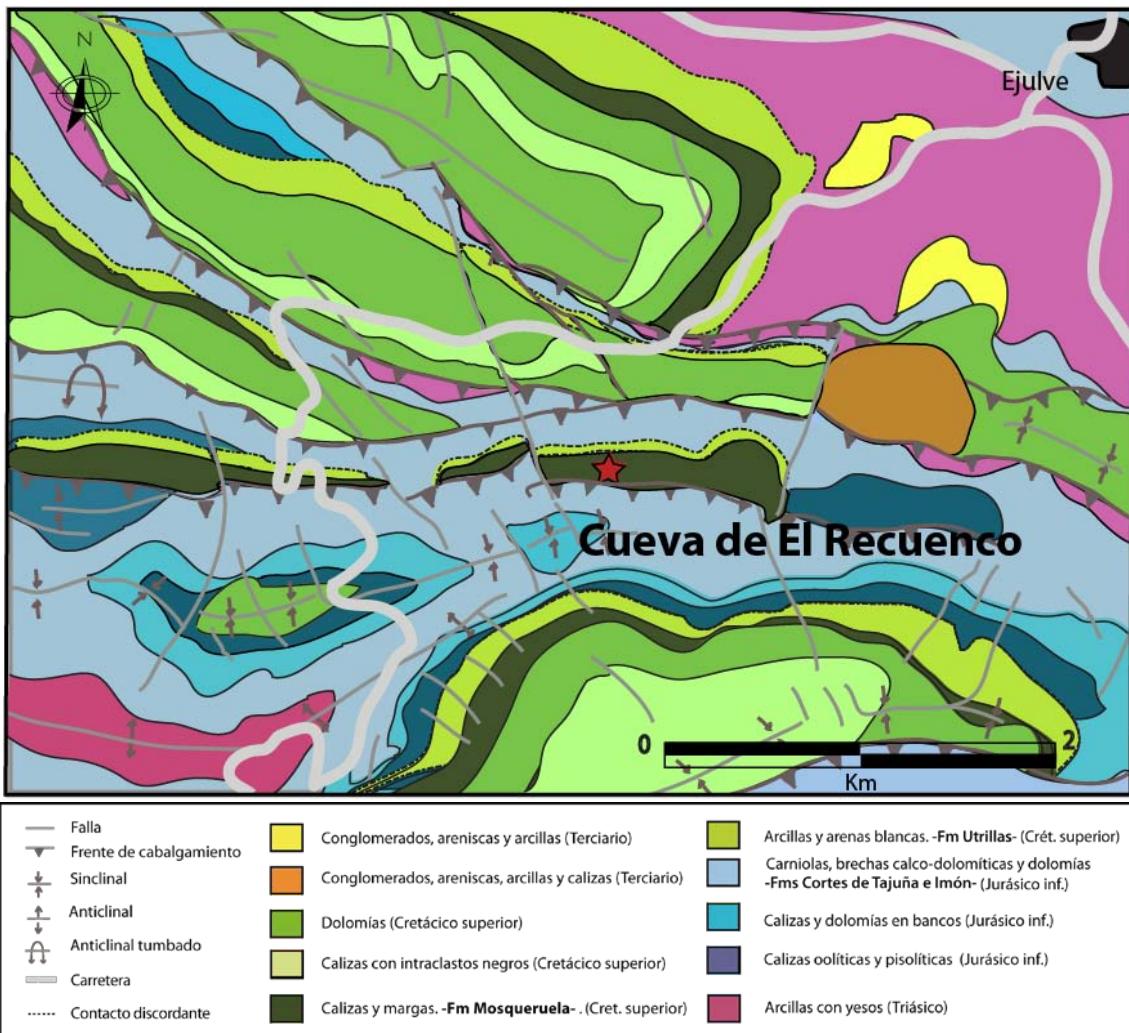


Fig. 2.3: Cartografía geológica esquemática del entorno de la Cueva de El Recuento (modificada de Crespo y Navarro, IGME, 1979).

Los materiales de la Fm Mosqueruela fueron depositados en ambientes transicionales de estuarios y llanuras de marea (Aurell *et al.*, 2001). Representan el inicio de un importante impulso transgresivo que desarrolló una amplia plataforma carbonatada e invadió amplios dominios del noreste de la península Ibérica (Alonso *et al.*, 1993).

b) Estructura

En el entorno de la Cueva de El Recuento de Ejulve, la cubierta mesozoica se encuentra afectada por cabalgamientos con orientaciones NO-SE y O-E y vergencia hacia el norte (Fig. 2.2), pertenecientes al arco de Portalrubio-Vandellós (Guimerá, 1988). El sistema imbricado de cabalgamientos se estructuró en dos etapas durante el Oligoceno y el Mioceno inferior con direcciones de transporte hacia el NNE-NE y NNO respectivamente (Liesa, 1998). Estas estructuras representan la reactivación de importantes fallas normales funcionales durante las etapas extensionales del Cretácico inferior (Soria, 1997; Liesa, 1998; Simón *et al.*, 2002).

El conjunto se encuentra compartimentado por una red de fracturas (Fig. 2.4) que se agrupan, básicamente, en dos familias conjugadas de orientación NNE-SSO y NNO-SSE, respectivamente.

c) Geomorfología

Desde el punto de vista geomorfológico, en el entorno de la Cueva de El Recuento el rasgo más significativo está representado por amplios restos aplanados correspondientes a la Superficie de Erosión Fundamental de la Cordillera Ibérica (Peña *et al.*, 1984; Gutiérrez y Peña, 1994) (Fig. 2.4).

Esta superficie de erosión terminó de elaborarse entre finales del Mioceno y principios del Plioceno (Simón, 1984; Gutiérrez y Peña, 1994). Aproximadamente, en el Plioceno superior tiene lugar una etapa de kárstificación importante con desarrollo de importantes morfologías exokársticas sobre los afloramientos calcáreos mesozoicos aplanados (Peña, 1984; Gutiérrez y Peña, 1994). No se descarta la idea de que el inicio espeleogenético de los sistemas endokársticos de la Cordillera Ibérica, entre ellos la Cueva de El Recuento, coincida con esta fase de karstificación.

Entre los restos erosivos del entorno de la cueva y las grandes extensiones aplanadas al N de Ejulve existen desniveles asociados a la deformación de la Superficie de Erosión Fundamental durante el Plio-Pleistoceno (Simón, 1989; Gutiérrez y Peña, 1994). De este modo, quedan configurados los principales rasgos morfoestructurales a escala regional. Sobre este armazón compartimentado, se encaja la red de drenaje cuaternaria, guiada por el río Guadalupe, que favorece el desarrollo de modelados estructurales aprovechando la resistencia diferencial de las formaciones litológicas que constituyen el sustrato.

Si la etapa de karstificación del Plioceno superior pudo marcar el inicio de la espeleogénesis de la cueva de El Recuento, el encajamiento de la red de drenaje durante el Cuaternario debió de influir decisivamente en su desarrollo posterior.

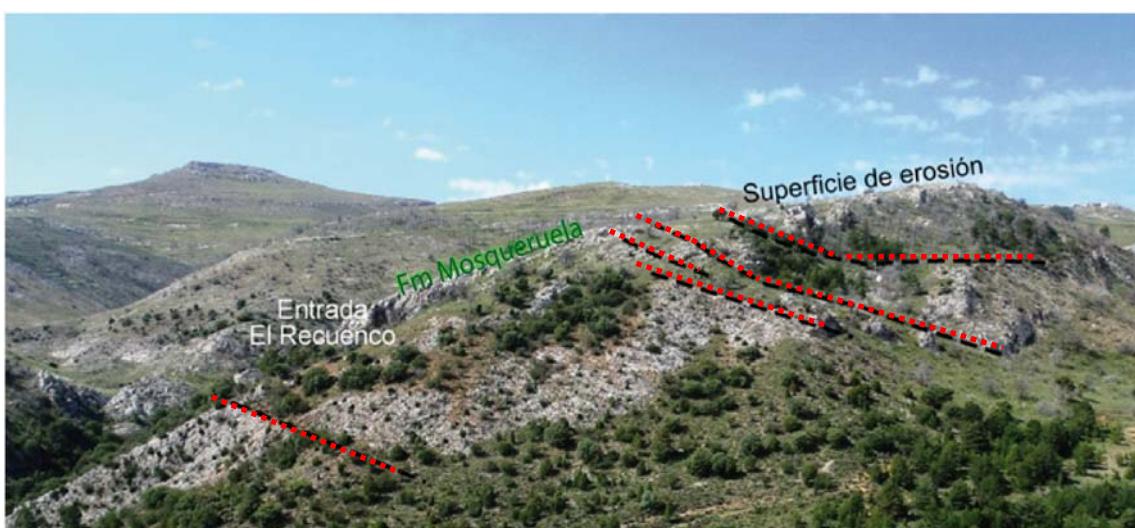


Fig. 2.4: Localización de la entrada de la Cueva de El Recuento en la base de la Fm Mosqueruela. Se señalan algunas fallas y restos de la Superficie de Erosión Fundamental.

2.2 Clima y vegetación

El clima en Ejulve es mediterráneo templado con fuerte continentalidad, con veranos cortos y calurosos e inviernos largos y fríos. Las precipitaciones anuales están en torno a los 600 mm (Angosto y Latorre, 2000).

La figura 2.5 muestra a través de un ombrotermograma las precipitaciones, temperatura máxima y mínima de la cercana estación meteorológica del Embalse de Gallipué (gestionada por la Confederación Hidrográfica del Ebro) con datos promediados de los últimos cinco años. Las lluvias se registran en primavera y otoño, con una acusada aridez estival. Las temperaturas varían entre los 30°C de máxima y 15°C de mínima en verano, con un fuerte descenso en invierno, que sitúa las temperaturas en el entorno de los 10°C de máxima y 0°C de mínima.

La vegetación del territorio se encuadra dentro de la Región Mediterránea en el Sector Maestrazcense, entre los pisos bioclimáticos mesomediterráneo superior y suprameditárraneo. A grandes rasgos se trata de una vegetación calcícola de suelos básicos compuesta por carrascal seco, con aliagar, tomillar, lastonar, pinos carrascos y romeros. Se mezclan asimismo, según ombroclimas favorables, los quejigos, guillomos, pinos laricios, sabina negral y enebros (Angosto y Latorre, 2000).

Esta zona se vio devastada por un incendio forestal en el verano de 2009, el cual afectó a la ladera donde se ubica la Cueva y a todo el sotobosque existente en ese momento. Por ello, la vegetación que se aprecia hoy día es muy escasa (Fig. 2.6), factor que se ve reforzado por la escasez de suelo, aflorando directamente el sustrato geológico.

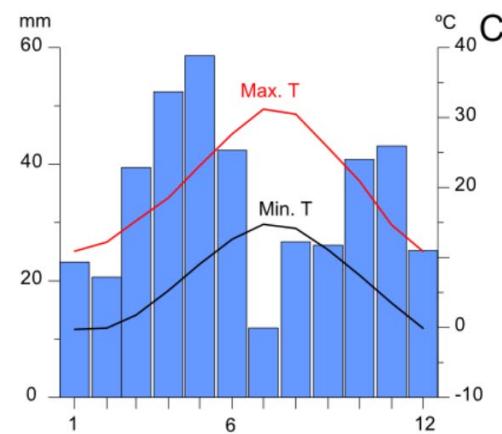


Fig. 2.5: Diagrama ombrotérmico de la estación Gallipué



Fig. 2.6: Aspecto actual de la vegetación en el entorno de la entrada a la cueva.

CAPÍTULO III: METODOLOGÍA

La metodología adoptada en el estudio de la cavidad se divide fundamentalmente en tres apartados, el trabajo realizado en el campo, los análisis de laboratorio y las labores de gabinete, solapados en el tiempo.

3.1 Trabajo de campo

El trabajo de campo incluye los siguientes aspectos:

1. Reconocimiento estratigráfico, estructural y geomorfológico del entorno de la cavidad.
2. Caracterización morfológica y morfosedimentaria de la cavidad. Geometría de galerías y salas y control de la fracturación, identificación de formas erosivas y acumulativas y ordenación morfoestratigráfica de los espeleotemas en fases deposicionales sucesivas.
3. Selección y muestreo de material estalagmítico de interés paleoclimático.
4. Determinación de parámetros ambientales durante el primer semestre de 2013: registro continuo de temperatura y humedad relativa (mediante sensores HOBO Pro v2 U23-001) y medida puntual de la concentración de CO₂ en la atmósfera de la cueva (CO2 meter CM-0019)
5. Monitorización de la dinámica espeleotémica actual. Se diseñó un plan de seguimiento, de cara a establecer relaciones entre la lluvia, el goteo y el carbonato precipitado en la actualidad, que incluye los siguientes aspectos:
 - a. Muestreo de los eventos de lluvia en la localidad de Molinos (a 10 km de Ejulve).
 - b. Respuesta hidrológica de la cavidad a partir del control continuo de la tasa de goteo mediante un pluviómetro modelo 7852M de Davis Instruments (Fig. 3.1) conectado a un datalogger HOBO Pendant® Event UA-003-64.
 - c. Muestreo semanal puntual del goteo mediante un tomamuestras automatizado (Fig. 3.1) de cara a analizar isótopos estables y elementos traza.
 - d. Determinación mensual de tasas de goteo en 9 puntos seleccionados previamente (ver capítulo V) y representativos de la funcionalidad estalagmítica de la cavidad. A su vez se muestreó el goteo para determinar la composición isotópica y de elementos traza. Además en dos puntos se recogió agua para determinaciones hidroquímicas. En este caso se midieron in situ pH, temperatura, conductividad eléctrica (CE) y total de sólidos disueltos (TSD).
 - e. Muestreo trimestral del carbonato precipitado. Mediante soportes artificiales (vidrios de 10x7 cm y 7x5 cm) colocados bajo goteos de actividad variable se recogió el carbonato estacional de invierno y primavera.



Fig 3.1. Tomamuestras automatizado y pluviómetro instalados en la cueva

3.2 Técnicas de laboratorio

Las muestras a analizar son fundamentalmente de cuatro tipos: agua de lluvia, agua de goteo, precipitados de carbonato actual y estalagmita fósil. Las técnicas que se han aplicado a cada tipo de muestra se indican en la Fig. 3.2.

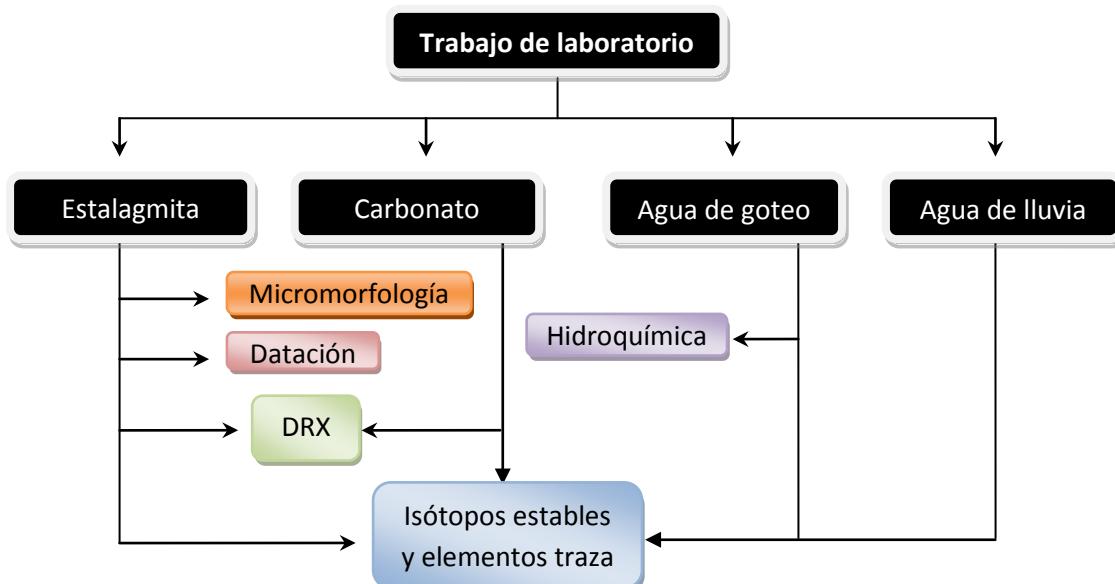


Fig 3.2: Técnicas utilizadas en el trabajo de laboratorio

a) Micromorfología y mineralogía de la estalagmita y del precipitado actual

De manera puntual se procedió a la caracterización micromorfológica de la estalagmita mediante la utilización de un microscópico óptico de polarización sobre una sección delgada. También se determinó su mineralogía y la de los precipitados actuales mediante un difractómetro Phillips PW 206 1729, equipado con monocromador de grafito, en la Universidad de Zaragoza.

b) Cronología y geoquímica del carbonato

Una vez cortada la stalagmita a estudiar por la mitad a lo largo de su eje de crecimiento con una sierra radial, se pulieron las mitades para la perfecta observación de su estructura interna. Se escogió una de las mitades para tomar muestras, mientras que la otra se reserva para archivo.

El muestreo se realizó con un microtaladro utilizando fresas de 0.5 mm de grosor (Fig. 3.3). Una vez se obtiene el polvo de carbonato se introduce en un pequeño bote previamente limpiado con 10% HNO₃. Al finalizar cada muestra, el orificio resultante es cuidadosamente limpiado con aire comprimido y las fresas son pasadas por 10% HNO₃ y etanol para evitar posible contaminación entre muestras. El carbonato de los precipitados actuales se obtuvo directamente de la superficie de los vidrios soporte.

Las muestras obtenidas fueron destinadas a:

1. Determinaciones cronológicas absolutas mediante series de desintegración de U-Th. Se extrajeron 23 muestras (100-400 mg de calcita) que fueron enviadas a la Universidad de Minnesota (EEUU) y a la Xi'an Jiaotong University (China) para su datación por U-Th utilizando la metodología descrita en Cheng *et al.* (2000) mediante un MC-ICP-MS (Thermo-Finnigan™ Neptune). Esta nueva generación de espectrómetros mejora la eficiencia en la ionización para elementos como el torio y el proactinio (Shen *et al.* 2002).
2. Análisis de isótopos estables ($\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^{13}\text{C}$) de los carbonatos, se extrajeron 297 muestras (280 de stalagmita fósil y 17 de precipitados actuales) analizadas en un equipo Carbonate Kiel Device III (Thermo Finnigan™) en la Universidad de Barcelona, reproduciendo de manera automatizada el método de McCrea (1950). El Carbonate Device está acoplado a un espectrómetro de relación de masas isotópicas MAT-252. Para estimar la reproducibilidad del método analítico, se ha tomado el valor de la desviación estándar de $\leq 0,02$ para $\delta^{13}\text{C}$, y $\leq 0,06$ para $\delta^{18}\text{O}$. Los valores se indican en tanto por mil PDB.
3. Composición de elementos químicos (análisis de elementos traza) se analizaron utilizando los estándares en un ICP-AES (Thermo Scientific™ iCAP DUO 6300) en la Universidad de Oviedo. Para las muestras de calcita se extraen 300 µg a las que se agregan 2 ml de 2% HNO₃ y 3 ml de agua destilada, usando tubos Falcón de 15 ml que serán colocados en el autosampler para su análisis.



Fig 3.3: Proceso de muestreo de la stalagmita fósil

c) Muestras de agua

Se ha trabajado con dos tipos de muestras: agua de lluvia y agua de goteos. Los análisis de hidroquímica aplicados a los goteos consisten en alcalinidad y cuantificación de aniones y cationes (SO_4^{2-} , Cl^- , Ca^{2+} , Mg^{2+} y K^+), y se realizaron en el laboratorio de aguas del IPE-CSIC en Zaragoza, con un cromatógrafo iónico Metrohm 761.

Por su parte, los análisis de elementos traza en goteos (Fig. 3.4) se efectuaron en la Universidad de Oviedo. Allí se prepararon las muestras mediante acidificación agregando 20 μl de 70% HNO_3 Tracepur® en 5 ml de muestra. Posteriormente se diluyen 0.6 ml de muestra en 1,2 ml de agua destilada y se colocan en el autosampler del ICP en tubos Falcón de 15 ml.

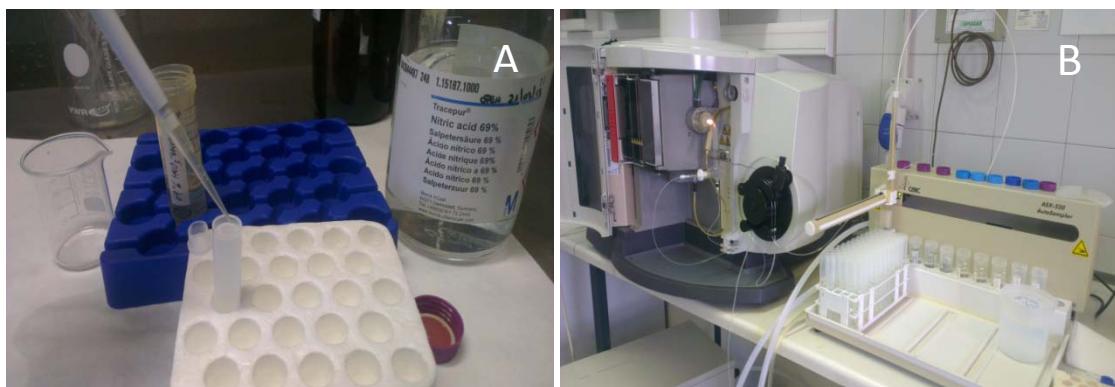


Fig 3.4: A: proceso de acidificación de las muestras. B: Equipo ICP-AES utilizado

Finalmente los análisis de composición isotópica de oxígeno e hidrógeno ($\delta^{18}\text{O}$ y δD) tanto de agua de lluvia como de goteos se realizaron en el IACT-CSIC de Granada, utilizando un espectrómetro Finnigan™ Delta Plus XL. Las muestras de agua se equilibraron con CO_2 para el análisis de $\delta^{18}\text{O}$ (Epstein y Mayeda, 1953), mientras que en el análisis de δD se midieron con el H_2 producido por la reacción de 10 μl de agua con zinc a 500 °C, siguiendo el procedimiento utilizado por Coleman *et al.* (1982). El error es de $\pm 0.1\text{ ‰}$ en $\delta^{18}\text{O}$ y $\pm 1\text{ ‰}$ para el δD .

3.3 Tratamiento de datos

Se han analizado las series de temperatura y precipitación correspondientes a la estación meteorológica localizada en el Embalse de Gallipuén (31 Km de Ejulve) y gestionada por la Confederación Hidrográfica del Ebro, cuyos datos se pueden obtener a través de <http://www.saihebro.com>.

Los datos procedentes de la medición de planos de falla realizada en campo fueron tratados con el software “Stereonet”, utilizando los algoritmos científicos descritos en Allmendinger (2013) y Cardozo (2013). El modelo de edad se ha elaborado mediante el algoritmo StalAge utilizando la metodología descrita en Scholz *et al.* (2011).

Por último para determinar el índice de saturación de las aguas de goteo se utilizó el código PHREEQC a través del cual se realizaron cálculos de especiación-solubilidad según se describe en Parkhurst y Appelo (1999).

Capítulo IV: ESPELEOGÉNESIS

4.1. Aspectos morfológicos

a) Dimensiones, distribución y geometría de salas y galerías

La entrada de la Cueva del Recuento de Ejulve se sitúa a unos 1.240 m. de altitud. Posee un recorrido total de 794 m y una profundidad de 55 m, con angostos pasajes, intrincadas galerías y amplias salas que conforman una topografía compleja (Fig. 4.1) (GEM y CEA, 1992), controlada fundamentalmente por la red de fracturas que afectan al sustrato geológico

Una vez pasada la estrecha entrada se llega a una amplia sala tras un descenso vertical entre 3 y 4 metros. Posteriormente la pendiente va disminuyendo hasta llegar a la zona central de dicha sala a unos 15 m de profundidad (sección A-A') (Fig. 4.1). Hacia el S, tras salvar un pequeño desnivel, se llega a una gatera en sentido descendente (sección B-B') (Fig. 4.1), que conduce hasta una amplia sala con un descenso realmente brusco hasta alcanzar los 52 metros de profundidad (sección C-C') (Fig. 4.1). Es en este sector inferior donde se observa un elevado grado de ornamentación espeleotémica.

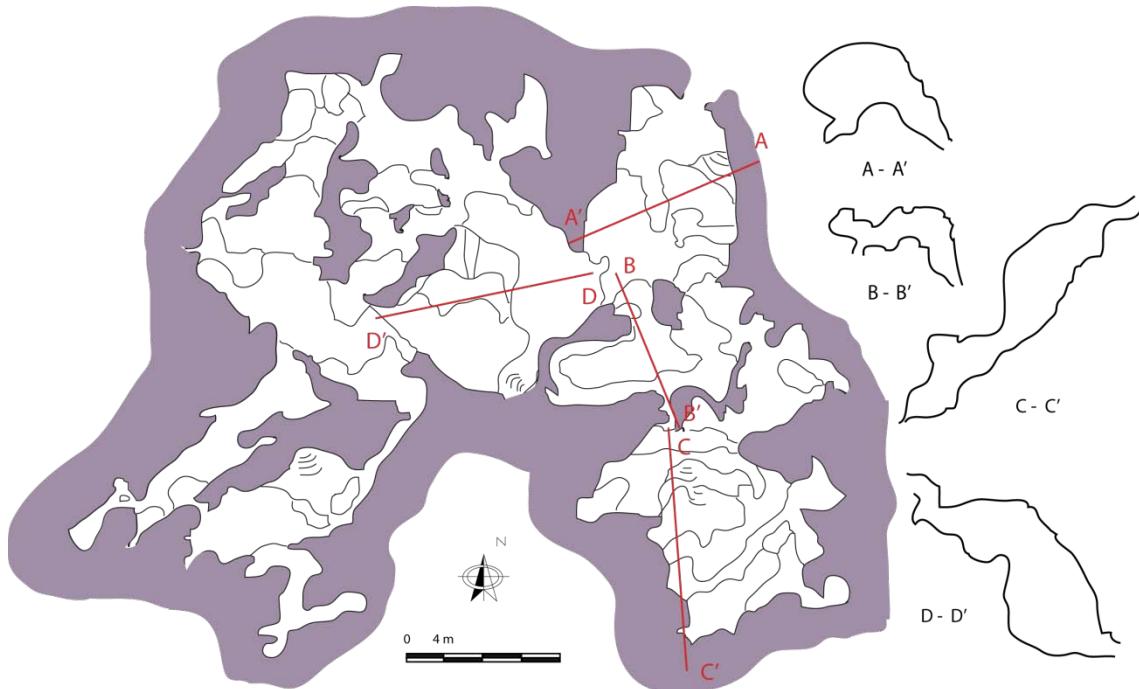


Figura 4.1: Topografía de la cueva. Modificado de GEM (Montalbán) y CEA (Zaragoza) (1992)

Hacia el O, se abren nuevas salas y galerías (sección D-D') (Fig. 4.1). Es la zona donde se han realizado las tareas de seguimiento del goteo, monitorización y muestreo, además de ser el lugar en el cual se localizaba la estalagmita que ha sido estudiada. Progresivamente se va descendiendo hasta alcanzar según la topografía de GEM y CEA la zona más baja de la cueva a 55 m, una profundidad muy similar a la alcanzada en el sector sur.

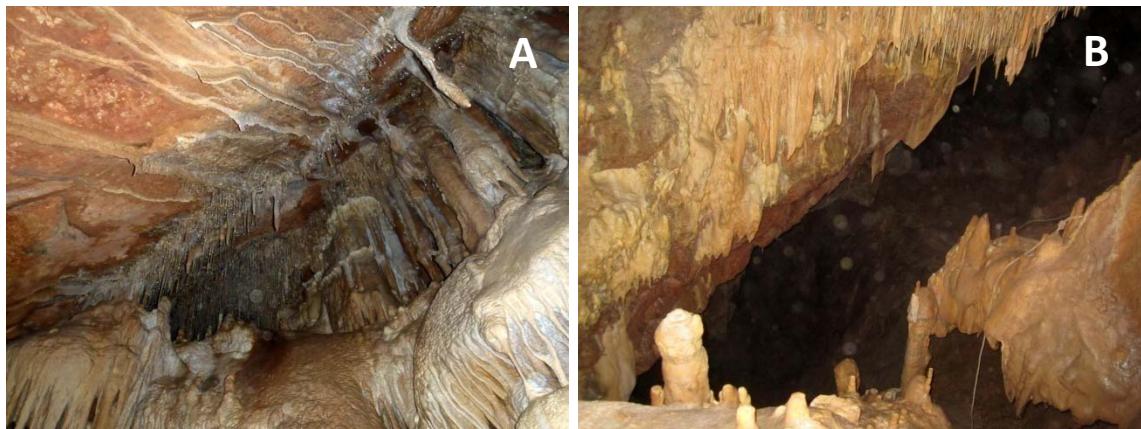


Figura 4.2: Vistas parciales de la sección C-C' (A) y de la sección D-D' (B).

Las galerías poseen una orientación condicionada por la red de fracturación (Figs. 4.1 y 4.3). Así, la orientación de los planos de falla del interior de la cueva presenta una dirección dominante NO-SE que coincide con una de direcciones de desarrollo de galerías y salas. Además se observa otra clara dirección de galerías que coinciden con una orientación conjugada (NE-SO).

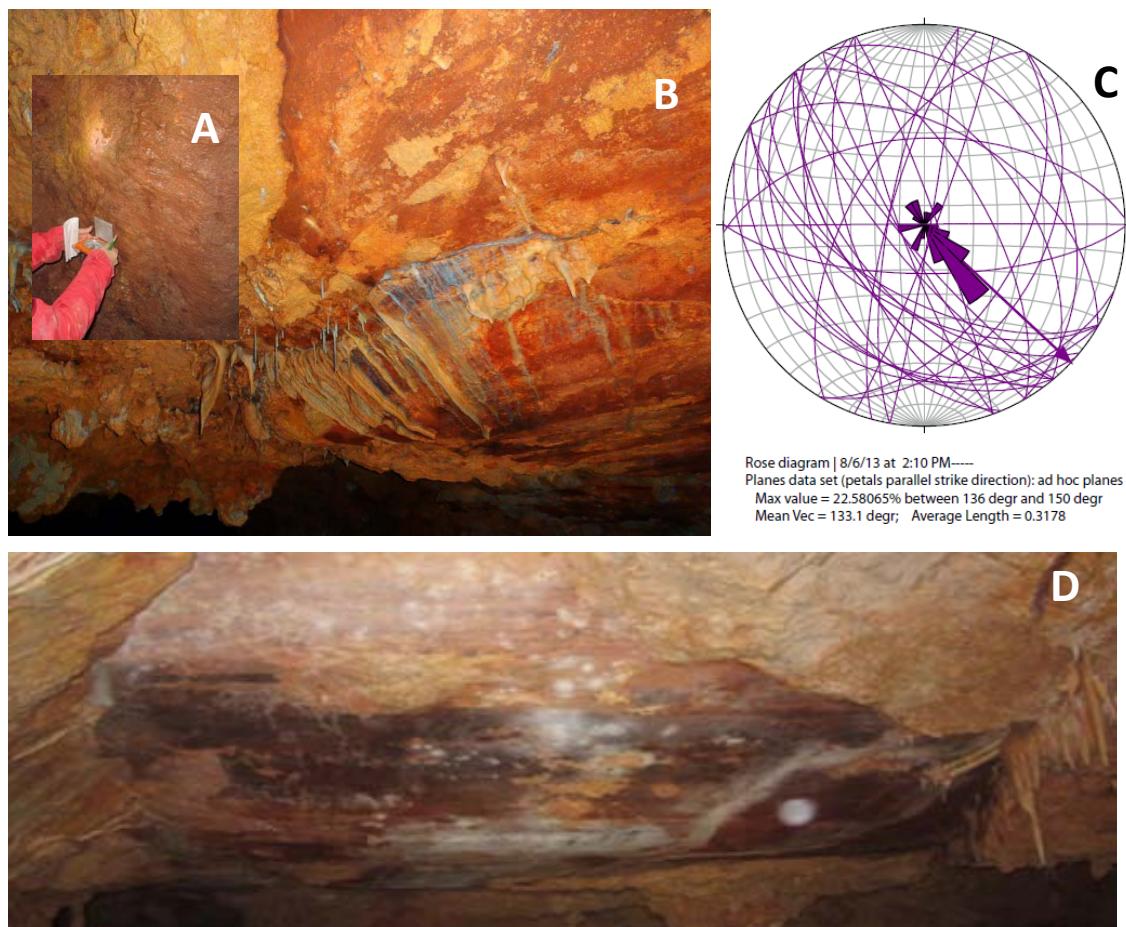


Figura 4.3: A. Medición de los planos de falla en campo. B. Plano de falla sobre el que han crecido pequeñas banderas siguiendo la fracturación. C: Rosa de orientaciones de las fracturas en proyección sobre elipsoide con representación de los planos de falla. D: plano de falla semihorizontal.

La inclinación variable de los planos de falla junto con el buzamiento de las capas del soporte geológico explicaría el desarrollo eminentemente vertical de la cavidad.

b) Rasgos erosivos freáticos

No es frecuente el reconocimiento de rasgos de erosión en condiciones freáticas en toda la cavidad. No obstante, en algunos techos se observan cúpulas irregulares (Fig. 4.4) claramente asociadas con procesos de disolución en etapas de circulación de agua forzada. Adicionalmente, y también de manera puntual, aparecen morfologías de disolución diferencial en condiciones freáticas asociadas con diferencias litológicas.

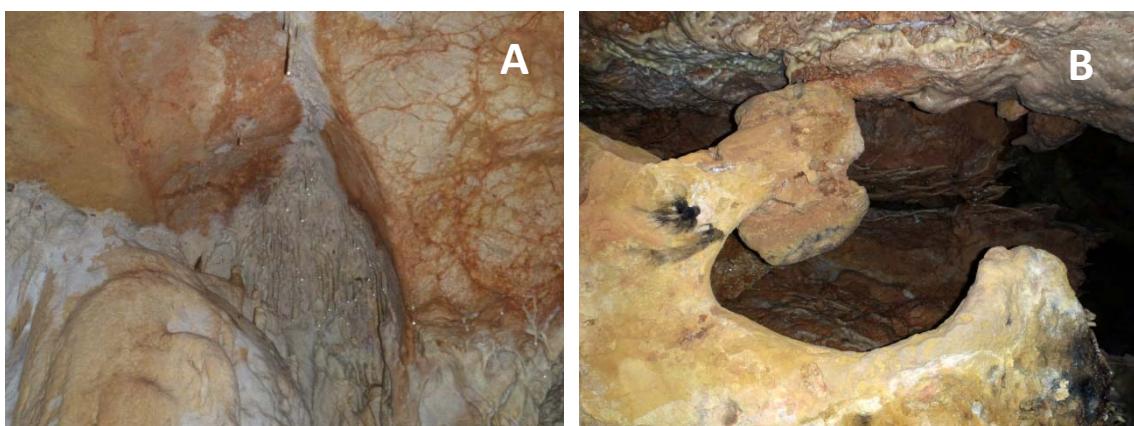


Figura 4.4: A. Erosión freática en los techos. B: Morfologías de disolución diferencial

4.2. Tipología de los depósitos internos

Siguiendo la diferenciación de depósitos de cuevas propuesta por Ford y Williams (2008), en la Cueva de El Recuento se han reconocido formaciones autóctonas de tipo clástico y otras procedentes de precipitación química. No se observan acumulaciones de origen externo.

4.2.1 Clásticos

De manera sintética es posible diferenciar dos tipos depósitos gravitacionales formados por bloques caídos y conos de derrubios, respectivamente. No son habituales acumulaciones de arcillas de descalcificación.

a) Bloques caídos: aparecen en la base de las secciones A-A' y D-D' (ver capítulo 4.1) (Fig. 4.5) y también en algunas galerías (parte inferior de la cueva). Su origen es gravitacional a partir de elementos individualizados debido a intersección de planos de fracturas y/o de estratificación.



Figura 4.5: A: Bloques caídos recubiertos por coladas.

- b) **Conos de derrubios:** aparecen en los laterales de salas desarrolladas a favor de planos de falla (4-5 metros de altura, 35-40º inclinación del talud) (Fig. 4.6). Están formados por fragmentos heterométricos y angulosos procedentes de brechas de falla generadas por el movimiento de las mismas. El propio plano de falla actúa como canal de alimentación de los conos.



Figura 4.6: A: Cono de derrubios alimentado desde el plano de falla. B: Detalle de la fracción fina

4.2.2 Químicos

Los depósitos internos químicos son aquellos que tienen su origen en la precipitación química, dando lugar a diferentes formaciones (Fig. 4.7).

Para referirse genéricamente a estos depósitos se usa la palabra espeleotema (del griego: spelaion, cueva, y thema, depósito) (Moore, 1952). El mineral predominante de los espeleotemas es la calcita y su origen se asocia con la desgasificación mecánica de CO₂ que se produce cuando el agua infiltrada a través del epikarst alcanza la atmósfera de la cueva.

La Cueva de El Recuento de Ejulve presenta una ornamentación espeleotémica variada pero irregularmente repartida. Fundamentalmente aparece en galerías y huecos de acceso a las grandes salas. En la cueva es posible diferenciar distintos tipos de formaciones espeleotémicas, atendiendo a mecanismos genéticos, según sea goteo (dripping), escorrentía (running) o rezume (seeping).

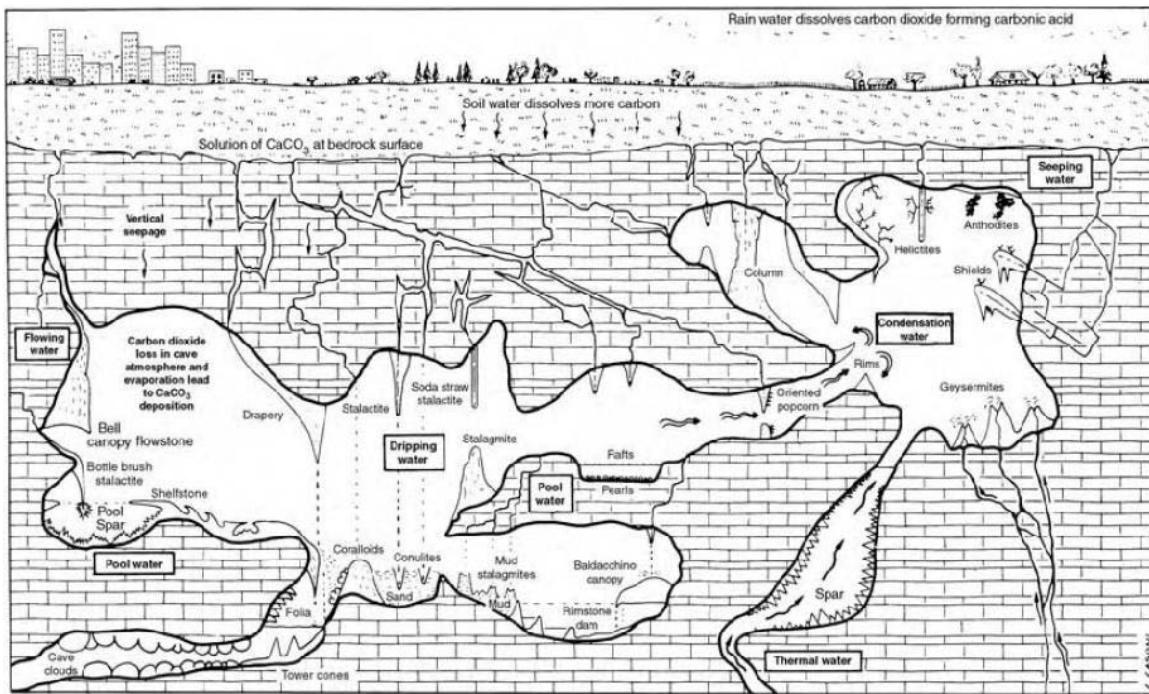


Figura 4.7: Formaciones espeleotémicas. Extraído de Hill y Forti (1997)

a) Espeleotemas asociados con goteo (dripping)

Estalactitas y macarrones (straws)

Según el agua de goteo penetra en la cueva, se produce un fenómeno de desgasificación de CO₂ y la calcita se deposita como un anillo de pequeño tamaño donde la superficie del goteo entra en contacto con el techo de la cueva.

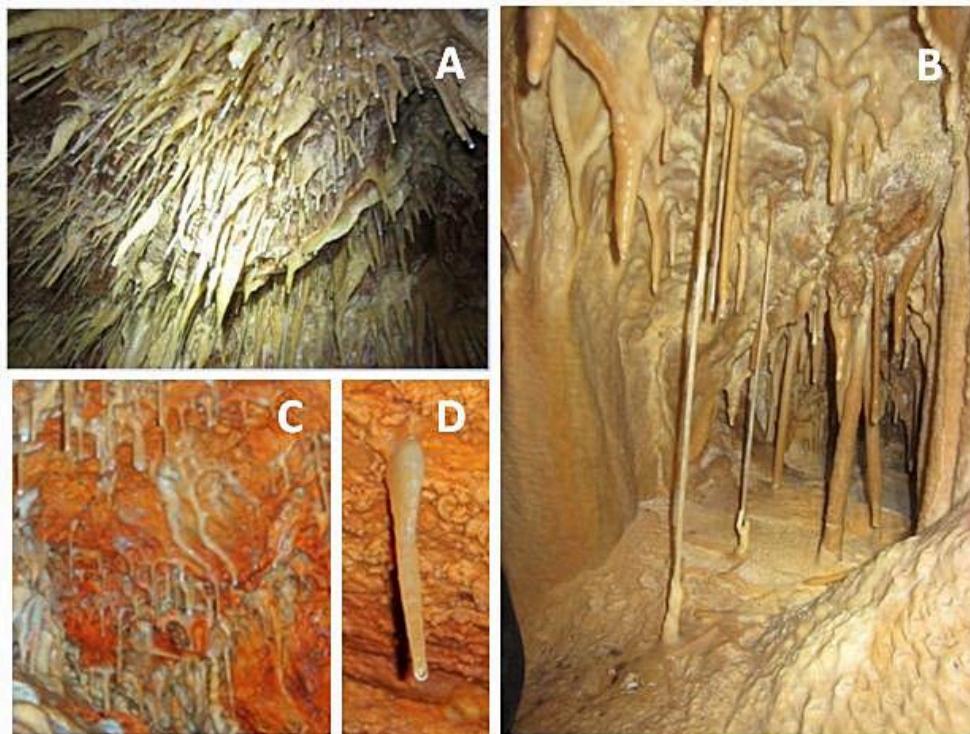


Figura 4.8: A: Techo de cavidad con gran número de macarrones de gran tamaño. B: Macarrón que entra en contacto con el suelo y forma una columna. C: Techo de cavidad donde los macarrones son aún incipientes. D: Detalle de un macarrón.

Así surgen los macarrones (Fig. 4.8) que fundamentalmente son estalactitas huecas de diámetro reducido (2-9 mm, coincidente con el diámetro de la gota) con una estructura formada por cristales que se extienden longitudinalmente hacia la parte inferior, según el cilindro interno por el cual circula el agua en sentido vertical (Sweeting, 1972).

Los macarrones aparecen a lo largo de toda la cueva, especialmente numerosos a partir de la primera sala donde se localiza la entrada a la misma. Hay zonas en las que son muy largos y numerosos (Fig. 4.8A) y otras en las que su tamaño es mucho más reducido (Fig. 4.8C). En ocasiones, en espacios de pequeño tamaño, dichos macarrones pueden formar columnas al contactar con la superficie inferior (figura 4.8B).

Estalagmitas.

Una tasa de goteo lenta, desgasificación rápida de CO₂ y tasas de evaporación igualmente rápidas favorecen el desarrollo de estalactitas. Por el contrario una tasa de goteo rápida, desgasificación lenta de CO₂ y escasa evaporación favorecerá el desarrollo de estalagmitas (Sweeting, 1972).

Las estalagmitas de la Cueva de El Recuento (Fig. 4.9) son de aspecto y tamaño variados. Pueden aparecer desactivadas o mantener el crecimiento en la actualidad. Se trata de la formación espeleotémica más extendida junto a los macarrones. Una de ellas fue muestreada para realizar determinaciones paleoclimáticas (Fig. 4.9B).

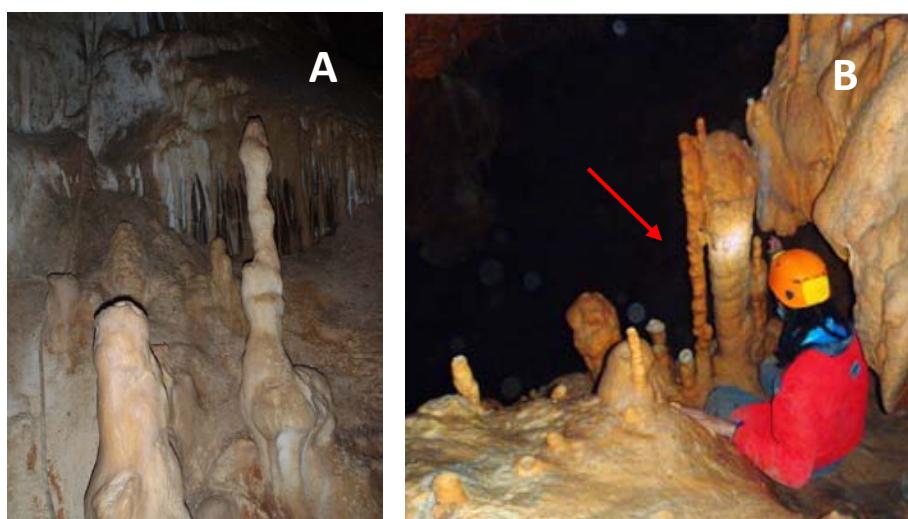


Figura 4.9: A: Estalagmitas del interior de la cueva. B: Posición de la estalagmita estudiada con fines paleoclimáticos.

b) Espeleotemas asociados a la escorrentía (running)

Banderas

Se producen cuando una corriente de agua fluye a través del techo inclinado dejando atrás una acumulación sinuosa de CaCO₃. Esto se ve continuado por otra corriente y el depósito va construyendo cortinas o banderas hacia abajo, capa a capa (Sweeting, 1972). Las impurezas en los depósitos de CaCO₃ suelen formar estructuras bandedas o franjas en dichas formaciones

(Figs. 4.10A y 4.10C). La bandera se va desarrollando en el sentido de circulación del agua, y en algunos casos llegan a generarse stalactitas, que actúan como límite de dicha bandera (Fig. 4.10B). En la cueva existen a lo largo de todas las salas, con muy diversos tamaños, si bien un gran número de ellas se encuentran parcialmente fragmentadas o deterioradas.

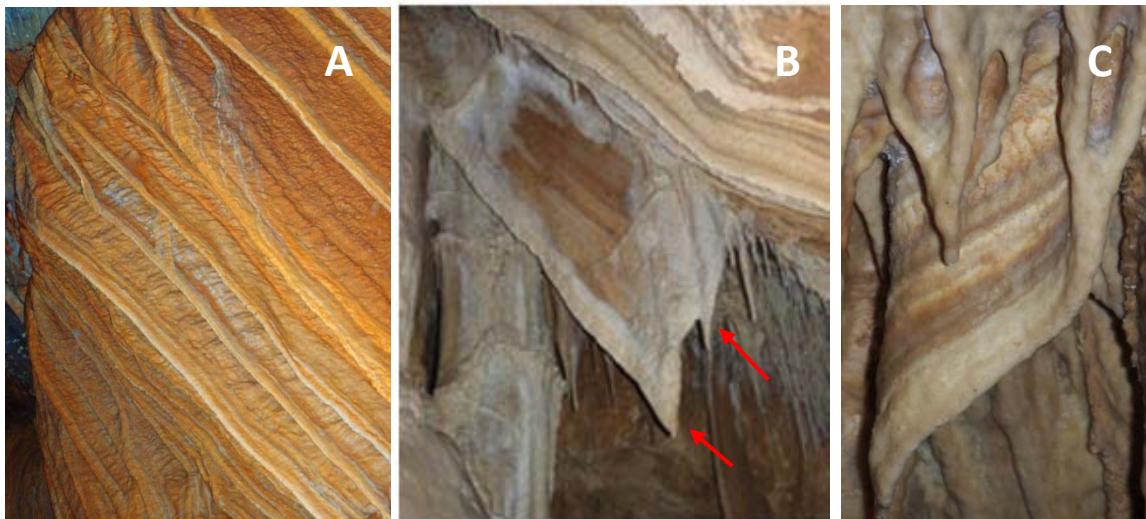


Figura 4.10: A: Banderas originadas en el techo que se desarrollan a lo largo de la pared vertical, y en las cuales se observa perfectamente franjas de distintas tonalidades. B: Banderas que en su desarrollo llegan hasta una stalactita que actuará como límite de la misma. C: Detalle de bandera.

Coladas

Tienen tendencia a mostrar ondulaciones en su superficie y una estructura laminar predominantemente paralela a la superficie. Se diferencian varios subtipos en función de la pendiente del depósito, la reserva de agua disponible y a otros factores (Hill and Forti, 1997). Es común encontrarlas en bases horizontales (Fig. 4.11A) o en suaves pendientes (Ford y Williams, 2007).

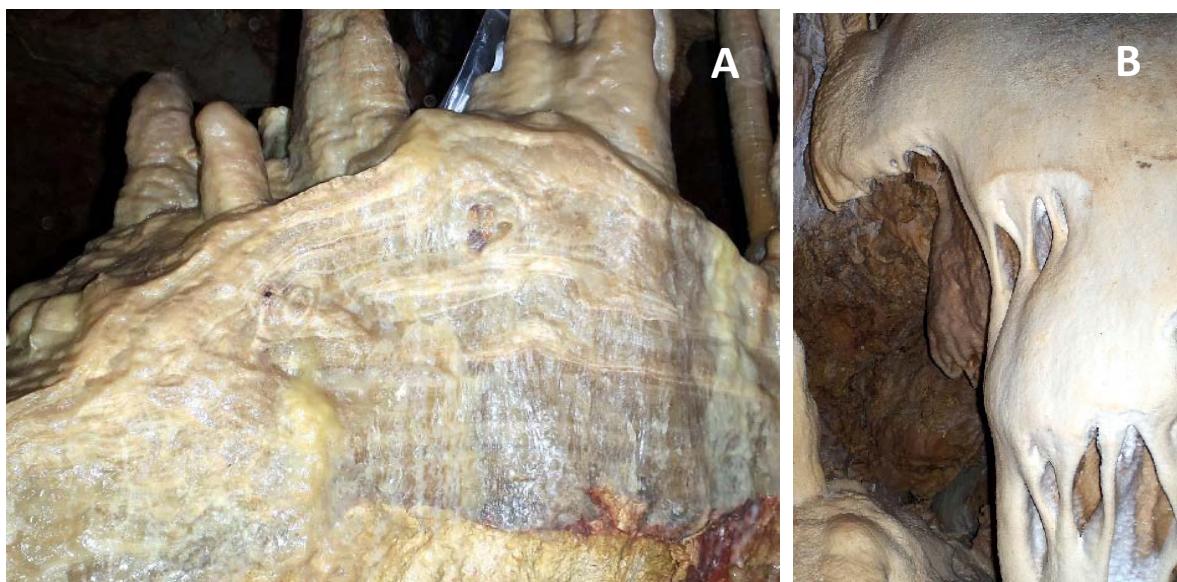


Figura 4.11: A: Detalle de laminación en colada semihorizontal. B: Colada a gran pendiente

Las coladas son numerosas y de muy variada escala en la Cueva del Recuento. Su laminación es muy visible en los ejemplares que aparecen fragmentados (Fig. 4.11A). En algunos casos aparecen pequeñas formaciones, normalmente asociadas a la escorrentía sobre estalagmitas, que se conocen como microgours (Fig. 4.12). Estas formaciones se originan en alguna de las irregularidades que se encuentran en una lámina de agua, provocando un incremento en la turbulencia y de la desgasificación mecánica de CO₂ (Géze, 1965).

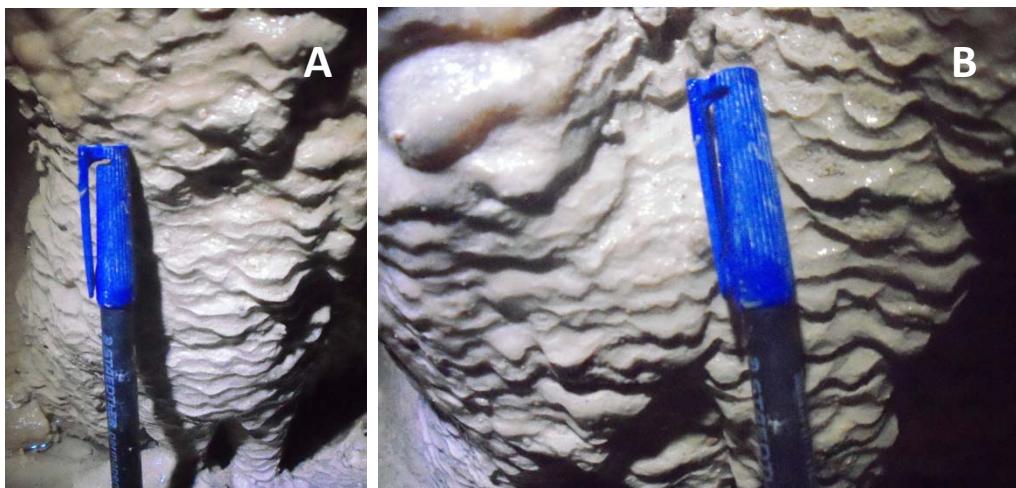


Figura 4.12: A: Microgours sobre una estalagmita. B: Detalle de los microgours

c) Espeleotemas asociados a rezume (seeping)

Espeleotemas excéntricos

Estas formaciones crecen en diferentes lugares, aparentemente desafiando a la gravedad (Fig. 4.13). El rezume implica la llegada de agua por el sistema poroso de la roca soporte, a una velocidad suficientemente lenta como para prevenir la formación y caída de la gota (White, 1976). Se pueden dividir en formas lineales o helictitas y en formas globulares (coraloides) o semi-esféricas (Ford y Williams, 2007).

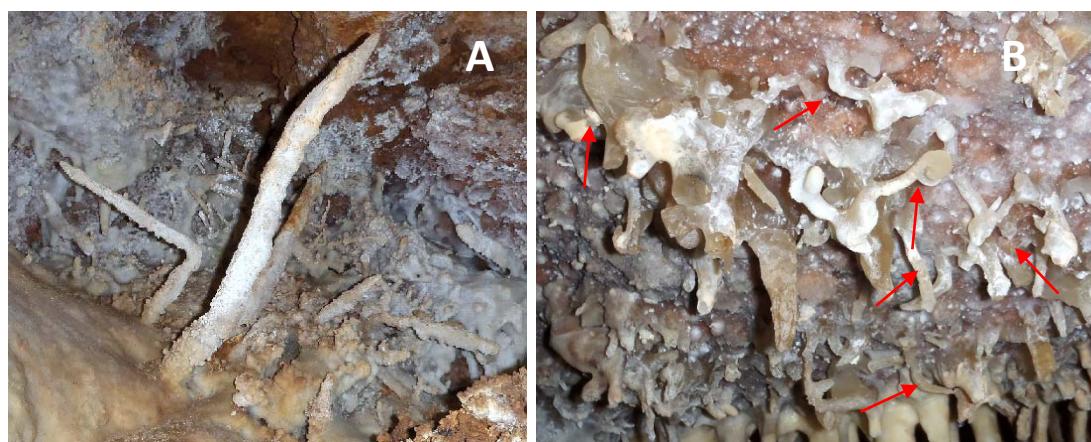


Figura 4.13: A: Helictitas de cierta envergadura. B: Formación de helictitas cerca de macarrones.

Por su parte, las formas globulares o corales (Fig. 4.14A y B) se constituyen cuando el agua del interior de un espeleotema queda expuesta al exterior a través de microporos, y se evapora lentamente de la superficie globular (Ford y Williams, 2007). En ocasiones aparecen formas aciculares que crecen hacia el exterior de la forma globular (Fig. 4.14C).



Figura 4.14: A: Corales ubicados en una stalactita, B: Detalle de corales establecidos en la pared, C: Formas aciculares sobre morfologías coraliformes.

Moonmilk

Es un término que se aplica a la masa blanca y amorfa de cristales, de aspecto polvoriento (Fig. 4.15A) cuando está seco, y pastoso o plástico (Fig. 4.15B) cuando está húmedo (Ford y Williams, 2007) cuya génesis se ve favorecida por algunos microorganismos (Sweeting, 1972).

Aparecen puntualmente en la cueva, localizados en la sala de entrada y en las cavidades inferiores, indicando condiciones importantes de ventilación.



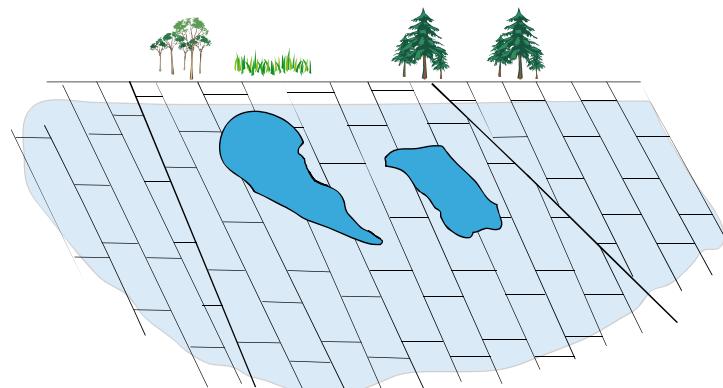
Figura 4.15: A: Moonmilk de aspecto seco y polvoriento ubicado sobre estalactita. B: Moonmilk de aspecto pastoso o plástico sobre la pared.

4.3 Espeleogénesis

El análisis del conjunto de morfologías erosivas y de depósitos internos y su ordenación temporal relativa permite establecer una serie de fases que conforman la evolución espeleogenética de la Cueva de El Recuento.

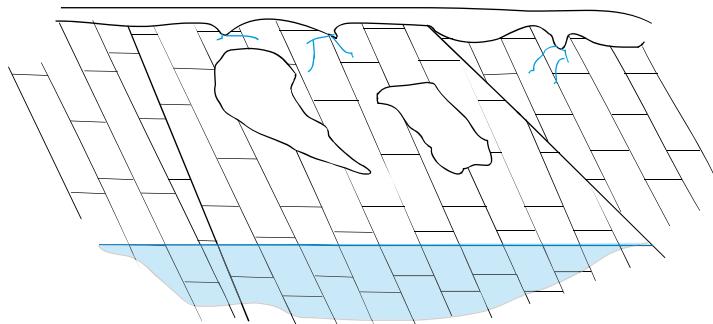
A: FASE FREÁTICA PREVIA.

1. Rasgos erosivos poco evidentes, probablemente coincidiendo con las etapas finales de formación de la superficie de erosión fundamental de la Cordillera Ibérica. Karstificación a finales del Plioceno (Peña et al. 1984, Gutiérrez y Peña, 1994)



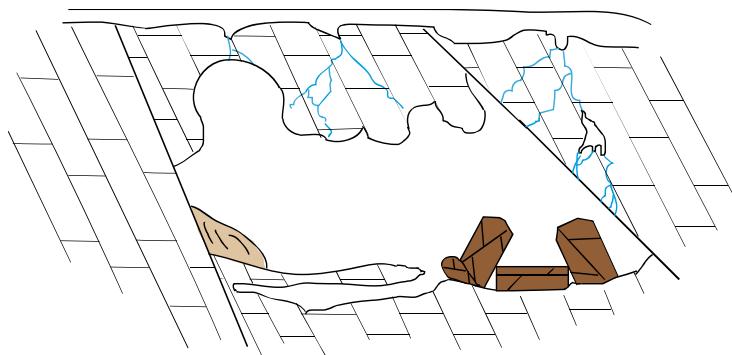
B. FASE DE ENCAJAMIENTO

2. Deformación de la superficie de erosión fundamental y encajamiento del drenaje posterior.



C: FASE VADOSA PLEISTOCENA

3. Caída gravitacional de bloques, cono de derrubios, movilización gravitacional de las brechas de falla (se mantiene en el tiempo).



4. Aparición de las primeras banderas y coladas estalagmíticas. La localización de estalagmitas encima de coladas indican las relaciones temporales entre ambos espeleotemas (Fig. 4.16).

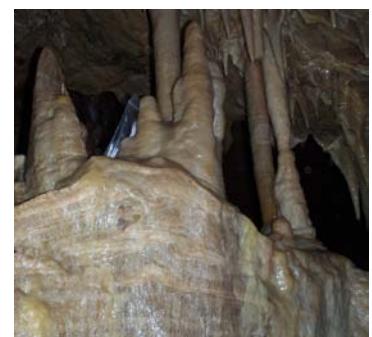
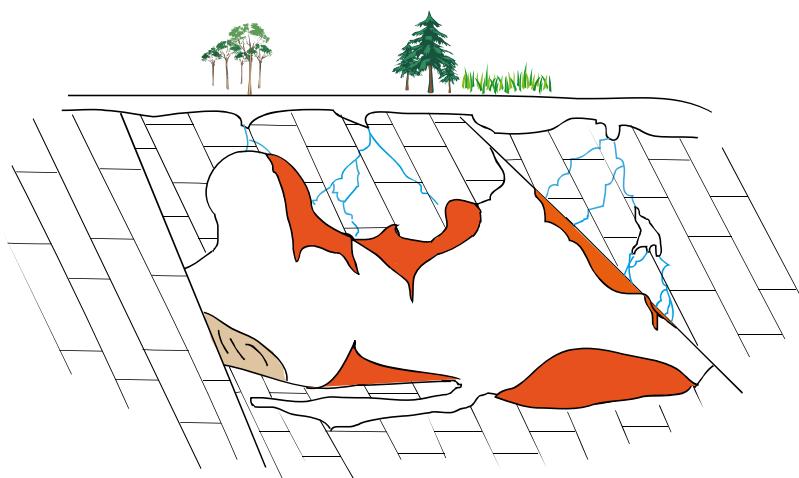
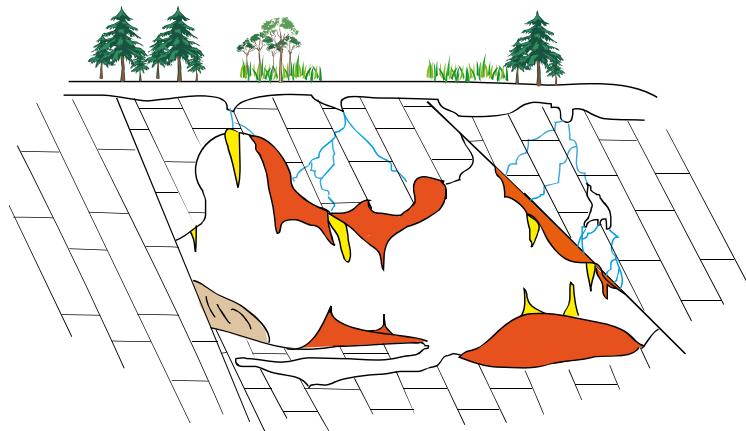


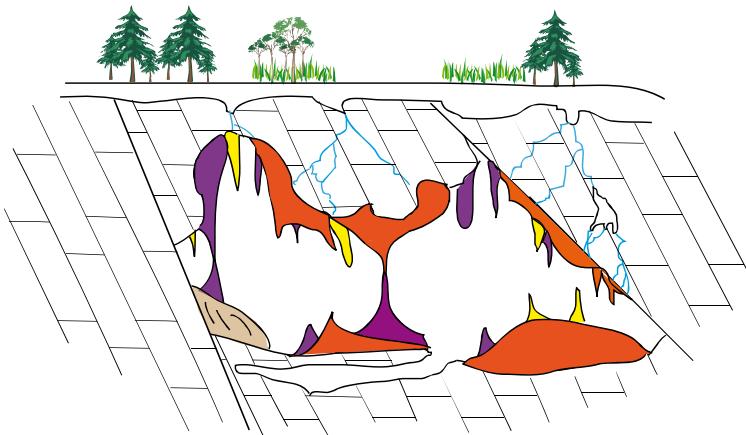
Fig. 4.16: Estalagmitas sobre coladas

Se pueden diferenciar dos fases de desarrollo estalagmítico, debido a las diferentes condiciones de crecimiento observadas en muestras de la cueva (Fig. 4.17).

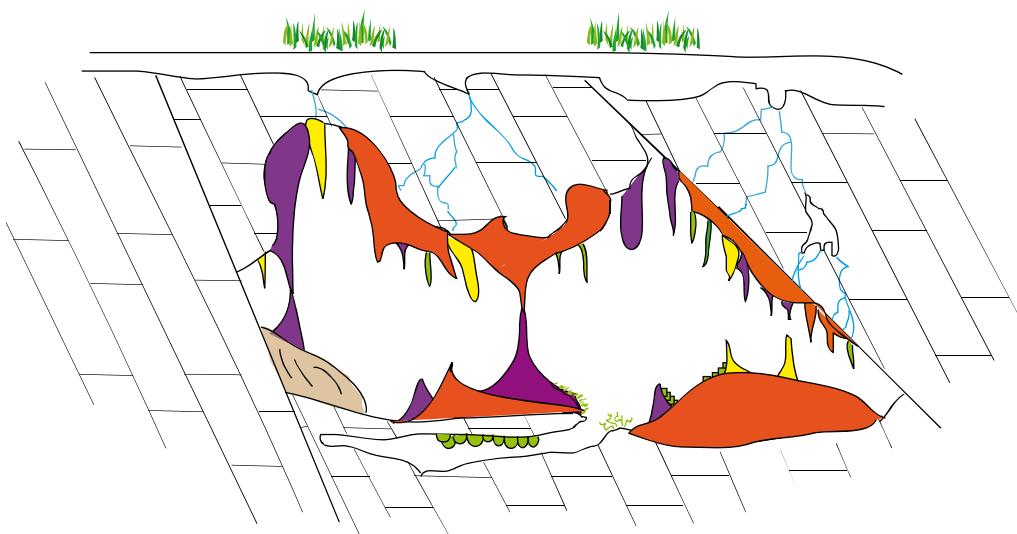
5. FASE DE DESARROLLO ESTALAGMÍTICO I



6. FASE DE DESARROLLO ESTALAGMÍTICO II



7. DESARROLLO SUBACTUAL DE FORMACIONES ESPELEOTÉMICAS: CORALOIDES SUBAÉREOS Y SUBACUÁTICOS, CRISTALES ACICULARES, MACARRONES, MOONMILK, MICROGOURS.



Para más información sobre el sustrato geológico utilizado consultar el capítulo II: Marco Geológico

CAPÍTULO V: DINÁMICA ACTUAL

De acuerdo con el plan de trabajo y con el propósito de conocer el funcionamiento espeleotémico de la cueva en la actualidad, se ha procedido al seguimiento de diferentes variables y parámetros de la Cueva de El Recuento durante el primer semestre de 2013. La localización de sensores y de puntos de control se indica en la figura 5.1.

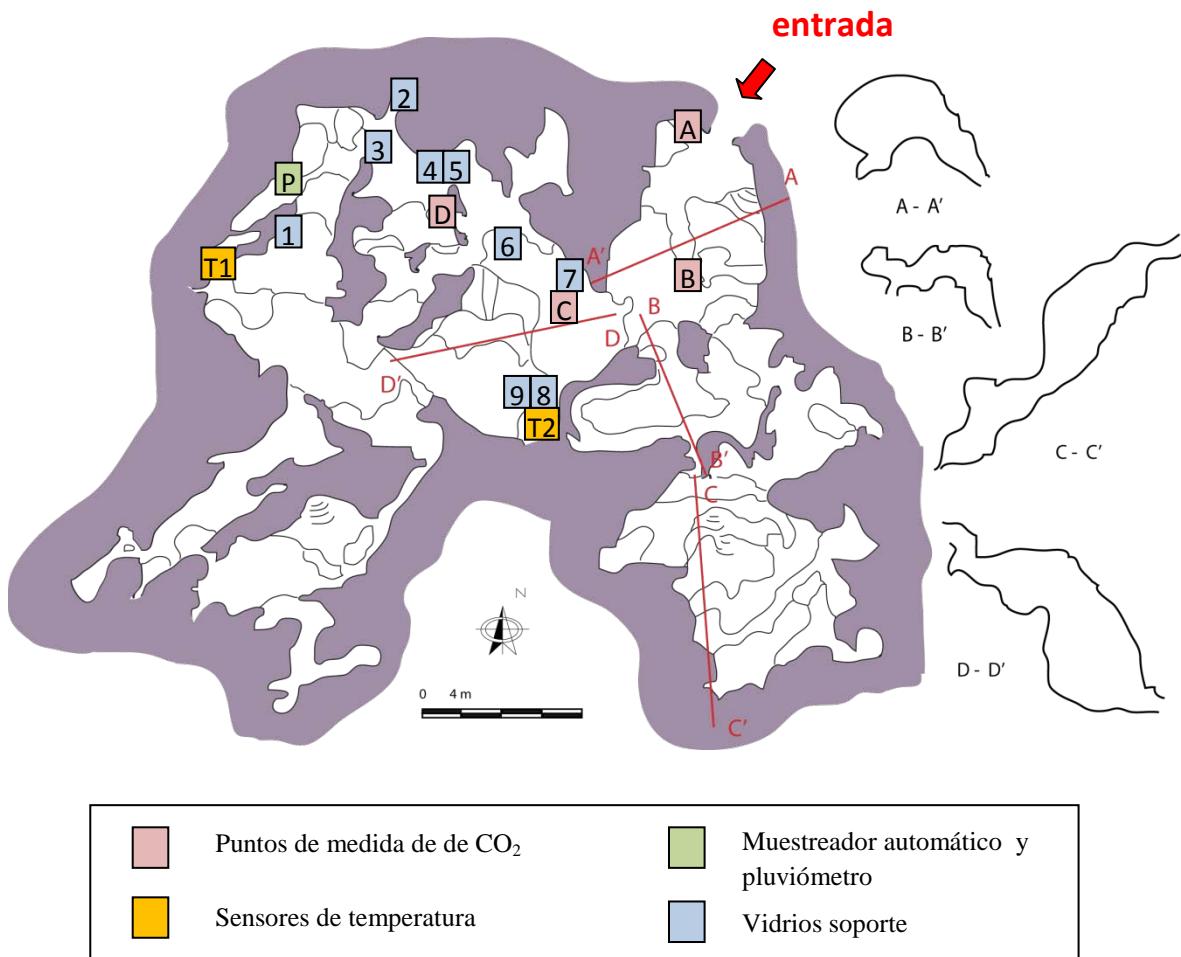


Figura 5.1: Ubicación de las zonas de seguimiento y control de parámetros en el interior de la cueva. Cartografía modificada de GEM (Montalbán) y CEA (Zaragoza) (1992)

5.1 Parámetros ambientales

a) Temperatura

En la Fig. 5.2 se observa la variación de temperatura de la cueva en los meses de monitorización. El sensor T1 (situado en una zona más interna de la cueva) posee una variación de temperaturas muy escasa, lo cual evidencia una ausencia de ventilación de la misma. La temperatura media indicada es de 11,13 °C.

Por su parte, el sensor T2 registró mayores variaciones, aunque siempre en rangos muy pequeños, con una variación absoluta inferior a 0,4 grados. Presenta una temperatura media de 11,01°C, ligeramente inferior al T1. Ello puede deberse a estar ubicado en una zona más externa de la cueva que pueda posibilitar una relativa ventilación de este sector. En general, la temperatura registrada por el sensor T2 desciende ligeramente hasta junio, donde parece que comienza a ascender. Es necesario completar al menos un ciclo anual para avanzar en el conocimiento de la evolución térmica estacional de la cavidad.

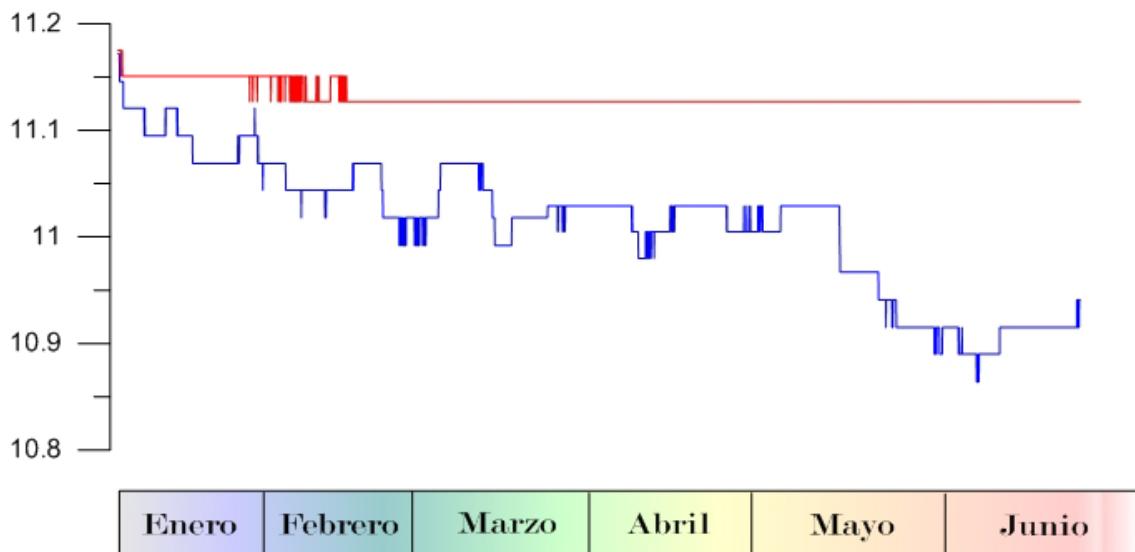


Fig 5.2: Temperatura (°C) medida por los sensores T1 (rojo) y T2 (azul)

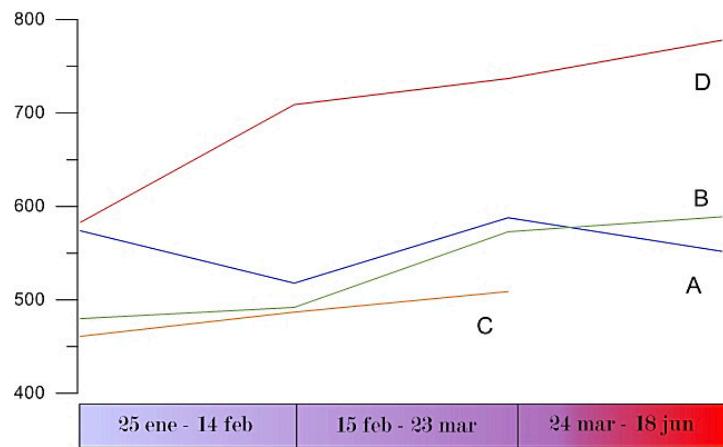
b) HR

La tasa de humedad relativa en la cueva es del 100%, una cifra que no varía pese a los cambios estacionales, indicando así falta de ventilación en la cavidad. No obstante, se necesita disponer de los valores de humedad relativa durante el período estival para establecer la constancia de la humedad relativa.

c) CO₂

La medición de la concentración de CO₂ en la atmósfera de la Cueva se realizó de manera puntual en cuatro lugares seleccionados (Fig 5.3).

La mayor concentración de CO₂ se registra en la parte más interna de la cueva, donde la ventilación es mínima (punto D), mientras que las mediciones realizadas en las zonas más externas (puntos A y B) evidencian concentraciones más bajas. En términos generales, se observa una tendencia a incrementarse la concentración de CO₂ en la atmósfera de la cueva desde los meses de invierno hasta la entrada del verano, en relación probablemente con las diferencias de temperatura estacionales entre el interior y exterior de la cavidad y, por tanto, una ventilación diferencial de la misma, más eficaz en invierno.

Fig 5.3: Mediciones de CO₂ (ppm)

5.2. Agua de goteo

a) Tasa de goteo

La recogida de datos del pluviómetro y la determinación mensual de tasas de goteo son fundamentales para conocer la respuesta hidrológica de la cueva a los diferentes eventos de precipitación (Fig. 5.4).

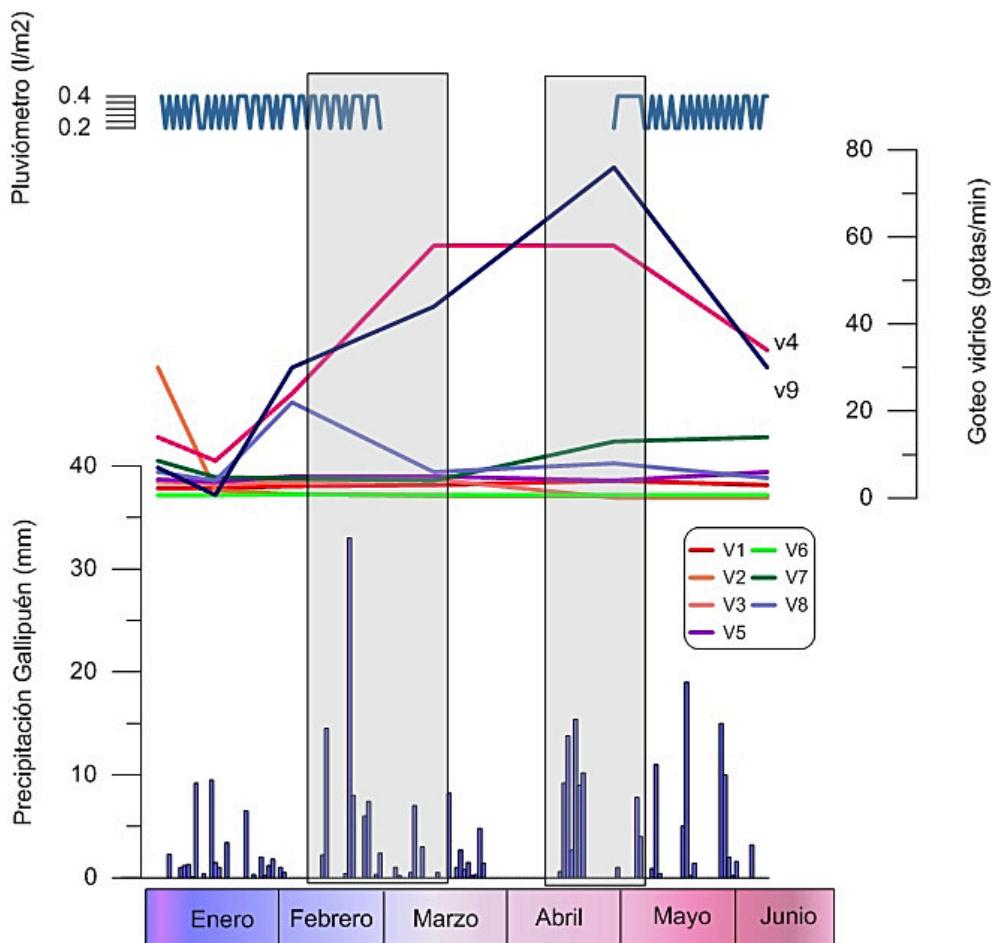


Fig. 5.4: Precipitación en mm registrada en la estación meteorológica de Gallipuén, tasas de goteo mensuales en los vidrios soporte y cantidad de goteo registrada por el pluviómetro en la cueva. La falta de datos en este último entre los meses de marzo a abril se debe a causas técnicas.

En la Fig. 5.4. se observa una falta de respuesta de la cueva a los eventos de precipitación exterior registrados en la estación de Gallipué, como manifiesta la escasa variación de goteo registrada por el pluviómetro en los seis meses de muestreo y por la mayoría de vidrios soporte.

No obstante, algunos de los vidrios instalados tuvieron notables aumentos de su tasa de goteo coincidiendo con los dos períodos principales de precipitación en Gallipué (Fig. 5.4) indicando una respuesta diferencial en las distintas secciones de la cueva. El aumento en las tasas de goteo comienza en el mes de febrero-marzo y continúan hasta el final de primavera. El hecho de que tan solo disponemos de seis medidas de las tasas de goteo en los vidrios instalados hace difícil precisar más la respuesta hidrológica de la cueva a la lluvia exterior. Sin embargo, si que los datos apuntan a una diferencia de acuerdo con su localización (Tabla 1).

Así, se constata como los goteos situados en la parte más occidental de la cueva tienden a ser constantes mientras que los del sector oriental tienen ciertas variaciones temporales. Estas diferencias se explican por el proceso de infiltración del agua a lo largo del epikarst que puede ocurrir de una manera muy lenta y constante a través del sistema poroso de la roca soporte o de un modo más rápido y estacional utilizando la propia fracturación de la roca, o una combinación de ambos.

	GOTEO (gotas/min)					
	10/01/2013	25/01/2013	14/02/2013	23/03/2013	09/05/2013	18/06/2013
EJ-V1	2,31	2,3	2,73	3	4	3
EJ-V2	-	1,82	0,9	0,58	0,47	0,56
EJ-V3	3,75	3,33	3,75	4,29	0,09	0,03
EJ-V4	14	8,57	24	58	58	34
EJ-V5	4,28	3,75	5	5	4	6
EJ-V6	0,67	0,67	0,86	0,65	0,64	0,64
EJ-V7	8,57	4,8	-	4	13	14
EJ-V8	6	4	22	6	8	4,62
EJ-V9	7	0,7	30	44	76	30

Tabla 1: Tasas de goteo de los diferentes vidrios a lo largo del tiempo. En color azul los goteos que permanecen constantes a lo largo del tiempo. En naranja, los que muestran variaciones estacionales.

Estas diferencias en la tasa de goteo son importantes para los estudios paleoclimáticos posteriores. Así, el $\delta^{18}\text{O}$ procedente de goteos con escasa frecuencia indicará un cierto tiempo de residencia en el sistema kárstico y reflejarán aproximadamente el valor isotópico medio de la precipitación (Yonge *et al.*, 1985; Caballero *et al.*, 1996) con lo cual los espeleotemas procedentes de estos goteos serán apropiados para estudios paleoclimáticos. Sin embargo, goteos muy rápidos mostrarán poca saturación en calcita (Baldini, 2004) y no producirán estalagmitas propicias para reconstrucciones paleoclimáticas generales, aunque quizás pueden ser interesantes si el propósito es la reconstrucción de alta resolución de los cambios estacionales en $\delta^{18}\text{O}$ (McDermott 2005).

b) Hidroquímica

El agua de goteo recogida en los vidrios 2 y 7 fue analizada químicamente (tabla 2) y se realizaron cálculos de especiación-solubilidad con el código PHREEQC de cara a valorar su estado de saturación respecto a diferentes fases minerales carbonatadas (tabla 3).

	Cl	S	C	Na	K	Ca	Mg
EJ-2 enero	0,511	1,281	50,490	0,318	0.0000e+000	19,849	3,621
EJ-2 marzo	0,367	1,126	38,859	0,152	0.0000e+000	19,290	3,189
EJ-7 marzo	0,736	1,765	35,603	0,587	0.0000e+000	22,260	2,637
EJ-2 mayo	0,296	1,152	37,160	0,091	0.0000e+000	17,745	3,176
EJ-7 mayo	0,672	1,743	41,360	0,453	0.0000e+000	21,477	2,506
EJ-2 junio	0,288	1,109	31,892	0,265	0.0000e+000	15,645	3,139
EJ-7 junio	0,728	1,853	36,050	0,644	0,003	13,774	4,082

Tabla 2: Concentración de aniones y cationes en las muestras de goteo en ppm

El resultado muestra aguas bicarbonatadas cálcicas con algo de Mg^{2+} y SO_4^{2-} como indica el diagrama de Piper (Fig. 5.5). A su vez, se observa que el índice de saturación (IS) de las muestras tanto para aragonito como para calcita o dolomita es negativo o ligeramente positivo. Solo los meses de marzo y junio aparecen como períodos de posible precipitación de calcita.

	pH	temp	IS Calcita	IS Aragonito	IS Dolomita	IS CO_2 (g)
EJ-2 enero	6.84	11.8	-0.5435	-0.6972	-18.900	-15.728
EJ-2 marzo	7.55	11.6	0.1441	-0.0098	-0.5608	-22.926
EJ-7 marzo	7.9	11.1	0.5155	0.3612	0.0295	-26.707
EJ-2 mayo	7.37	12.8	-0.0798	-0.2328	-0.9530	-21.376
EJ-7 mayo	7.39	11.7	0.0399	-0.1139	-0.9187	-21.185
EJ-2 junio	7.92	11.9	0.3697	0.2161	-0.0192	-27.283
EJ-7 junio	7.83	13.0	0.2872	0.1344	0.0043	-25.814

Tabla 3: pH, temperatura e índices de saturación en cada muestra. El rango de incertidumbre de la calcita se sitúa en 0.3, siendo de 0.5 para el aragonito.

Sin embargo, los valores de presión parcial CO_2 en el agua (tal y como señalan los valores tan negativos en la tabla 3) indican que cualquier proceso de desgasificación mecánica inducirá la precipitación de carbonatos. Este resultado concuerda con la presencia generalizada de carbonato en los vidrios soporte instalados para los dos períodos trimestrales muestreados (ver apartado 5.3). Lógicamente existe una relación directa entre la presión parcial de CO_2 en el agua y el pH.

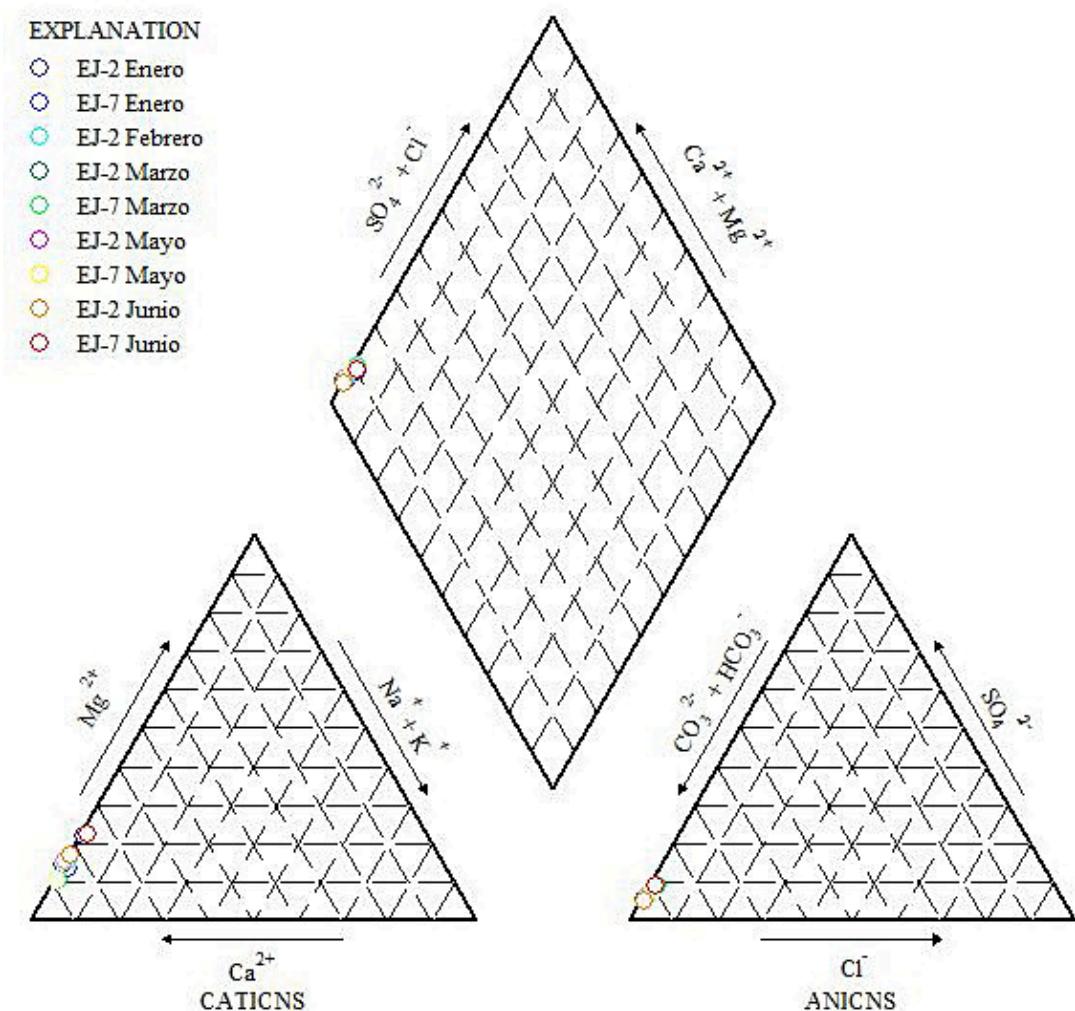


Fig. 5.5: Diagrama de Piper indicativo de la composición de las aguas de goteo.

c) Composición isotópica

Además de los valores isotópicos obtenidos del agua de goteo, se han analizado también isotópicamente las precipitaciones recogidas en la próxima localidad de Molinos (Fig. 5.6), de cara a establecer posibles relaciones.

Los valores isotópicos del agua de lluvia para el período muestreado son muy variables, situados entre -3,8 y -20,5 ‰ para $\delta^{18}\text{O}$, mientras que los valores de δD se sitúan entre -25,3 y -129,2 ‰. Estas grandes variaciones responden al hecho que al menos existen dos grandes áreas fuente de la precipitación: el océano Atlántico y el mar Mediterráneo (Moreno *et. al.* en revisión). Así, a pesar de que todavía es corto el período de tiempo analizado, se observa un enriquecimiento isotópico, tanto en $\delta^{18}\text{O}$ como en δD , desde enero a junio, ligado al aumento de temperaturas y a la mayor influencia del Mediterráneo como origen de la precipitación.

Se puede observar que la línea de agua meteórica local definida a partir de las muestras de lluvia ofrece una menor pendiente que la de agua meteórica global (Fig. 5.6). Así, valores cercanos a 8 en la pendiente indican un origen común en todos los eventos o al menos condiciones cinéticas similares (humedad relativa y temperatura) en el área fuente. Sin embargo, valores inferiores a 8 pueden indicar evaporación durante el proceso de precipitación o el resultado de la interacción entre sectores que poseen vapor de agua de

diferentes orígenes (Vandenschrick *et al.* 2002). Los datos isotópicos distribuidos a lo largo del rango de la línea de agua meteórica global favorecen esta segunda opción, sobre todo por la certidumbre de que dos diferentes masas de agua son responsables de la lluvia en la zona, aunque no se puede descartar que alguna muestra haya sufrido evaporación en los meses más cálidos de mayo a junio.

En cuanto al agua de goteo, los valores isotópicos se sitúan entre la línea de agua meteórica del Mediterráneo Occidental y la línea de agua meteórica local definida a partir de las muestras de lluvia. Los valores de δD varían entre -62,51 y -74,48 ‰, registrando valores más bajos en el mes de enero. Por su parte, los valores de $\delta^{18}\text{O}$ varían entre -8,85 y -11,62 ‰. El bajo rango de variación de la composición isotópica del goteo comparado con la variación en la lluvia es habitual en las cuevas y se asocia a los efectos del suelo y el epikarst amortiguando y homogeneizando la señal isotópica (Caballero, 1996; Matthey, 2008).

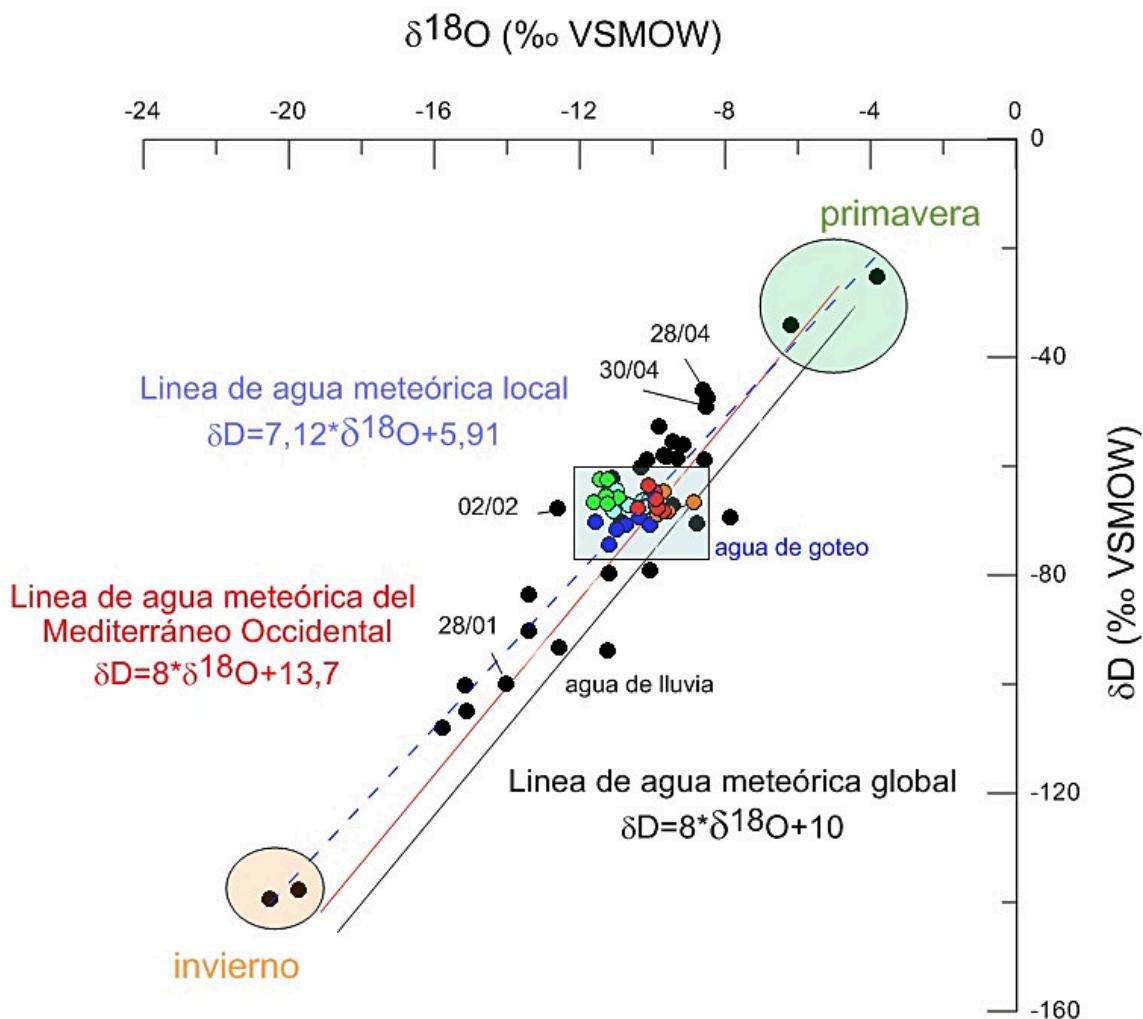


Fig. 5.6: Valores de $\delta^{18}\text{O}$ y δD de agua de lluvia y agua de goteo. Las líneas de aguas meteóricas son representadas en color negro (global), rojo (Mediterráneo Occidental), y azul (local). Los puntos negros representan el agua de lluvia. Los puntos coloreados representan el agua de goteo, con el siguiente orden: azul marino (enero), azul celeste (febrero), verde (marzo), naranja (mayo) y rojo (junio).

Además del bajo rango de variación, destacar la estacionalidad que se intuye con estas muestras de goteo que presentan valores más ligeros en febrero y marzo y más pesados en mayo y junio. La estacionalidad intuida en los valores del goteo se comprueba perfectamente con los valores de $\delta^{18}\text{O}$ procedentes del muestreador automático que proporcionan un registro más continuo. Así, y a pesar de disponer de solo seis meses de datos, se observa claramente una notable correlación positiva entre el $\delta^{18}\text{O}$ del goteo y el $\delta^{18}\text{O}$ de la lluvia y la temperatura media del aire (Fig. 5.7), registrando valores de $\delta^{18}\text{O}$ más pesados en primavera que en invierno.

Conviene destacar que las variaciones actuales en $\delta^{18}\text{O}$ del agua de lluvia se atribuyen a diversos efectos entre los cuales se encuentra la latitud, altitud, distancia al mar, cantidad de precipitación o temperatura del aire en superficie (Rozanski *et al.* 1982; Gat 1996; Fricke and O’Neil 1999) pero que en estas latitudes se puede considerar a la temperatura del aire y al origen de la precipitación como los factores principales (Moreno *et al.*, en revisión).

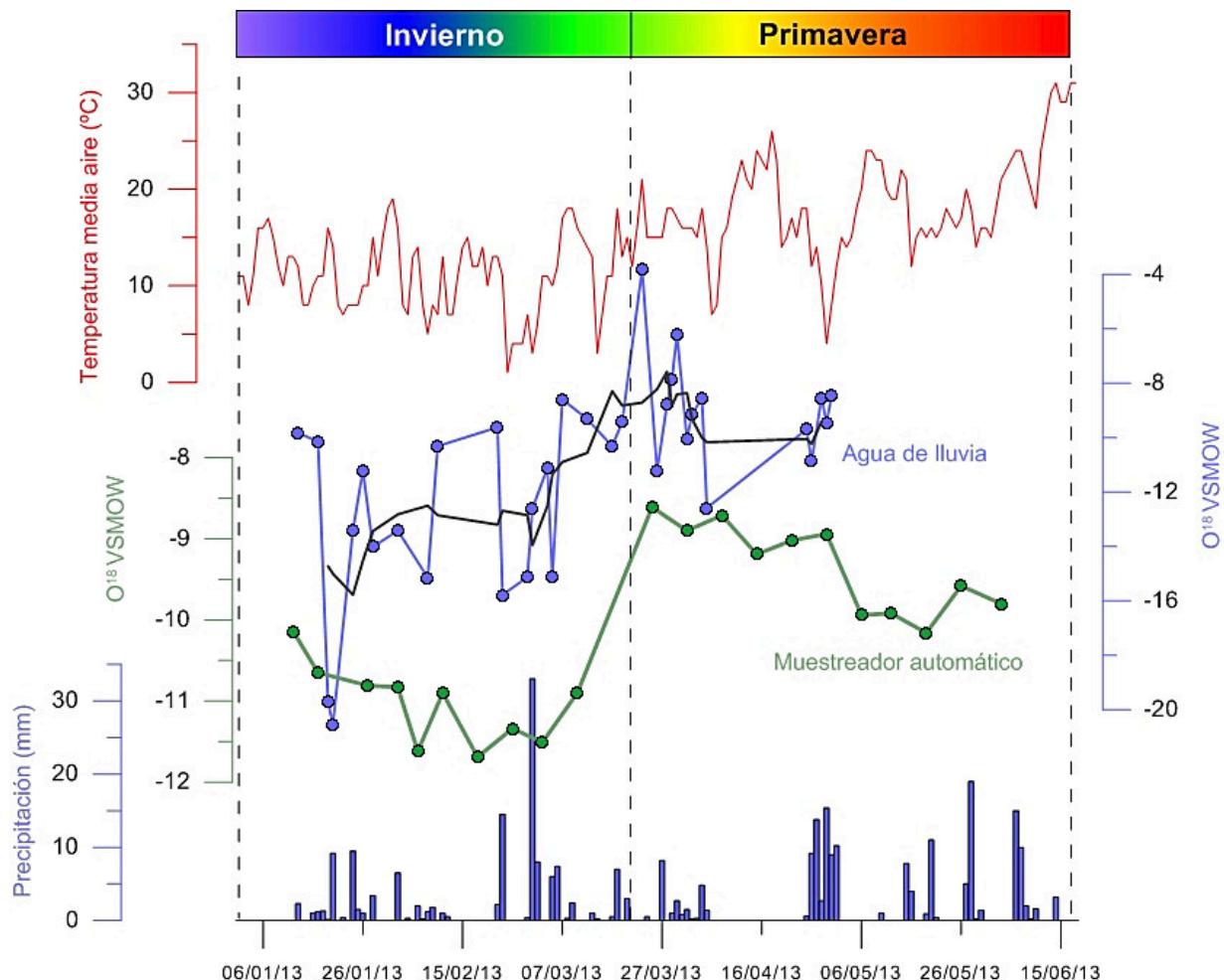


Fig. 5.7: Valores de $\delta^{18}\text{O}$ de agua de lluvia y de muestreador automático instalado en la cueva, comparados con la temperatura media del aire y cantidad de precipitación en Gallipuéen.

Por último, análisis puntuales de $\delta^{13}\text{C}$ en los meses de enero y mayo en los diferentes goteos (Fig. 5.8) reflejan valores más enriquecidos en mayo, acordes a un período de menores lluvias (Fig. 5.4) y con valores isotópicos $\delta^{18}\text{O}$ y δD de goteo diferentes (Fig. 5.6).

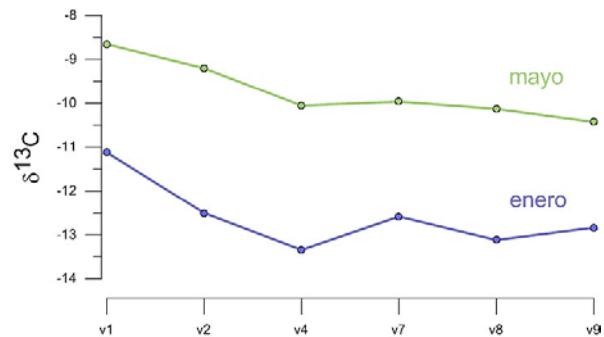


Fig. 5.8: Valores de $\delta^{13}\text{C}$ correspondientes a goteos de enero y mayo.

El mayor tiempo de residencia del agua en el suelo y epikarst en los meses relativamente más secos podría ser responsable de esos valores más pesados en $\delta^{13}\text{C}$. Habitualmente, esta hipótesis puede ser contrastada con la concentración de elementos traza.

d) Elementos traza

El análisis de elementos traza en el agua de goteo de la Cueva de El Recuento queda reflejado mediante las relaciones Mg/Ca, Sr/Ca y Ba/Ca (Fig. 5.9).

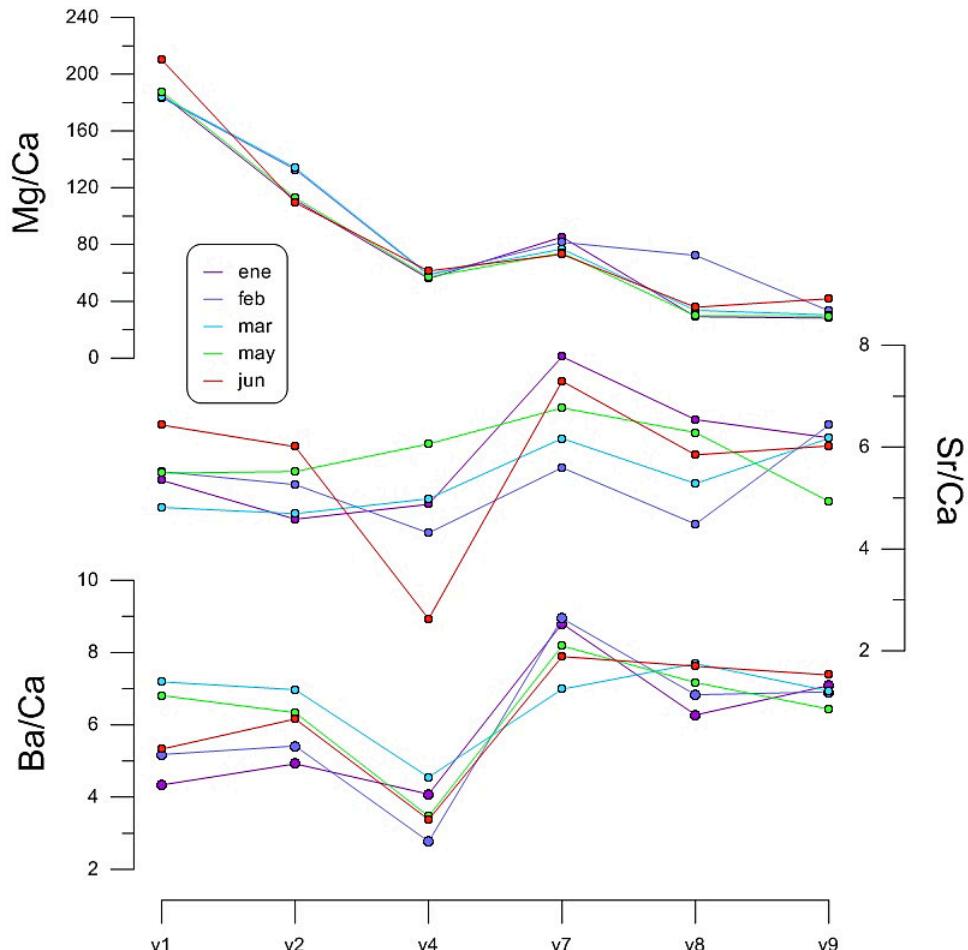


Fig. 5.9: Ratios de Mg/Ca, Sr/Ca y Ba/Ca en diferentes goteos de la cueva.

Por lo general, y de manera diferente al $\delta^{13}\text{C}$, no se aprecia una tendencia clara que explique diferencias entre los meses analizados. Mientras Sr y Ba muestran patrones similares (con valores mínimos en v1, v2 y v4), el Mg muestra una tendencia completamente diferente (recogiendo valores mínimos en v8 y v9).

En esta situación, a través de la monitorización de diferentes puntos de goteo y considerando la elevada componente dolomítica del sustrato geológico es posible discernir el papel del Mg en las interpretaciones paleohidrológicas (Fairchild y Treble, 2009).

Así, el agua de goteo puede mostrar diferentes enriquecimientos en elementos traza dependiendo de la interacción entre los procesos de disolución en el epikarst y el comportamiento hidrológico relativo a condiciones de alto o bajo goteo. En este sentido son llamativas las diferencias existentes en Mg/Ca entre los diferentes vidrios, con cifras realmente altas respecto a los demás vidrios en v1 y v2 (goteos más lentos), atribuyéndose a largos tiempos de reacción en acuíferos de escasa permeabilidad y lenta infiltración (Baker *et al.*, 2000), como ya apuntaban los datos del pluviómetro (Fig. 5.4) y los datos de $\delta^{13}\text{C}$, más pesados en estos dos goteos.

El registro continuo que ofrece el muestreador automático permite ver su evolución en el tiempo (Fig. 5.10), registrando tanto Mg/Ca como Sr/Ca valores máximos cuando el $\delta^{18}\text{O}$ de lluvia y muestreador son más pesados, debido a las precipitaciones recogidas en marzo, que no son muy cuantiosas pero sí prolongadas en el tiempo.

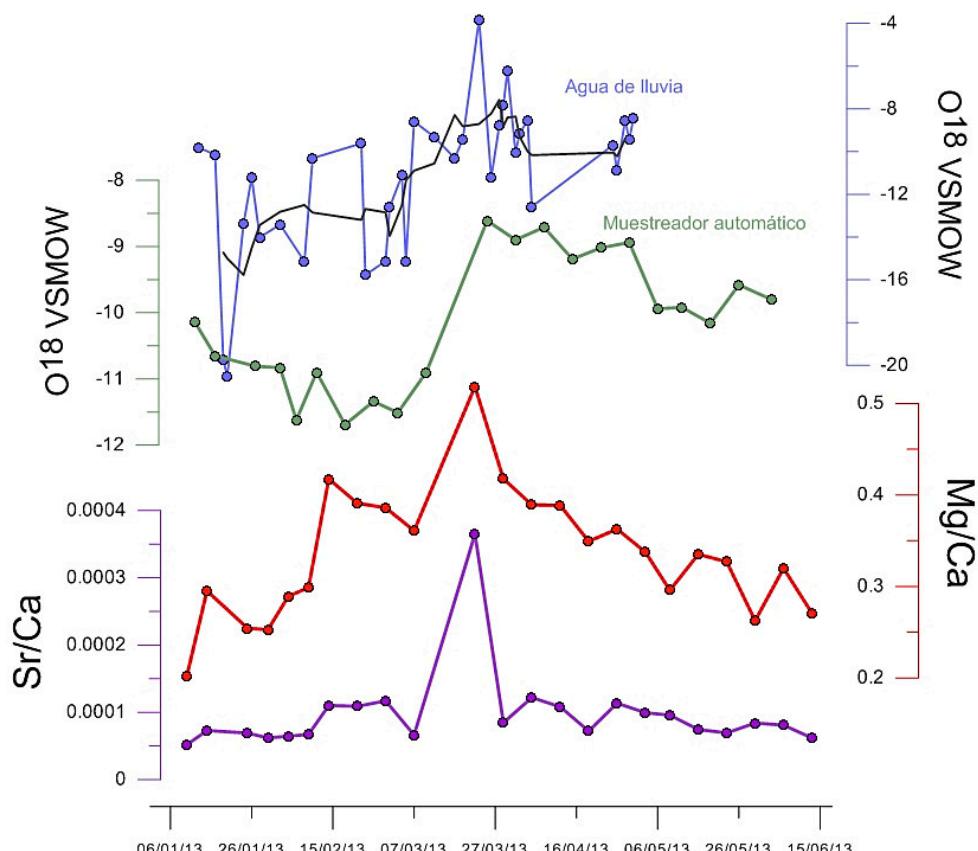


Fig. 5.10: Relaciones de Mg/Ca y Sr/Ca del muestreador automático junto a valores isotópicos de $\delta^{18}\text{O}$ del agua de lluvia y muestreador.

5.3. Carbonato resultante

a) Tasa de precipitación de carbonato

En nueve localizaciones de la cueva se instalaron vidrios que actúan como soporte artificial en el que se recoge el carbonato precipitado durante las estaciones de invierno y primavera (Fig. 5.11). Una vez secados se procede a su pesado inicial, y posteriormente tras limpiarlo completamente de carbonatos (guardando muestras para análisis isotópicos y elementos traza) se vuelve a realizar un nuevo pesado de cara cuantificar la cantidad de carbonato precipitado.

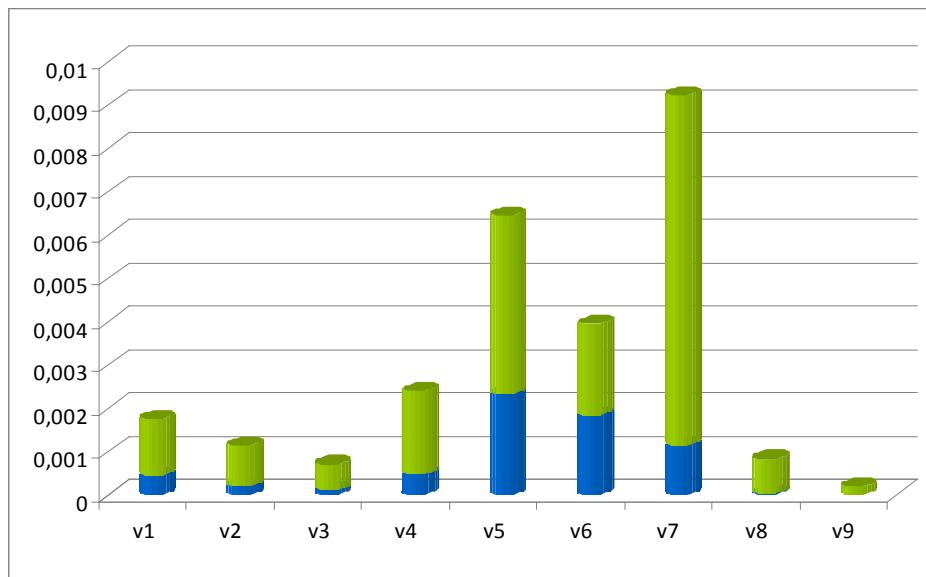


Fig 5.11: Carbonato precipitado por unidad de superficie (g/cm^2) en invierno (azul) y primavera (verde) para cada vidrio.

Aunque comparando los vidrios destaca la diferente cantidad de carbonato precipitado (ej. v7 respecto a v3) sí que se observa en todos ellos una mayor precipitación de carbonatos en primavera, registrando v5 y v7 la mayor cantidad (Fig. 5.12).



Fig. 5.12: Aspecto del vidrio soporte 5 en primavera.

La tasa de precipitación de carbonato está ligada a multitud de variables, como pueden ser la tasa de goteo, la altura desde la que se produce el impacto (distancia del macarrón al vidrio), el estado de saturación de las aguas infiltradas, etc.

Observando los valores de saturación del agua de goteo sobre v2 y v7 (tabla 2), se confirma que, en general, v7 aparece con un goteo más saturado que v2 lo que podría explicar la diferencia de peso entre ellos. No se dispone de datos de saturación del goteo sobre v5, tan solo sabemos que es un goteo bastante estable (tabla 1).

Por otro lado, el mayor peso de carbonato registrado en primavera frente al invierno es concordante con el resultado de la saturación de las aguas de goteo que alcanzaba sus valores más positivos en esa estación (tabla 2).

b) Mineralogía

Los análisis de DRX del carbonato acumulado en los vidrios de primavera v1 (Fig. 5.13) y v7 (Fig. 5.14) dan como resultado la precipitación de calcita en el primer caso, y calcita junto con trazas de dolomita en el segundo. No obstante, el análisis puntual del goteo 7 (tabla 3) muestra aguas en equilibrio en mayo y ligeramente saturadas en calcita en junio. No se observa saturación en dolomita en dicho análisis. Es necesario, por tanto, profundizar en este tipo de análisis de cara a validar la precipitación de dolomita.

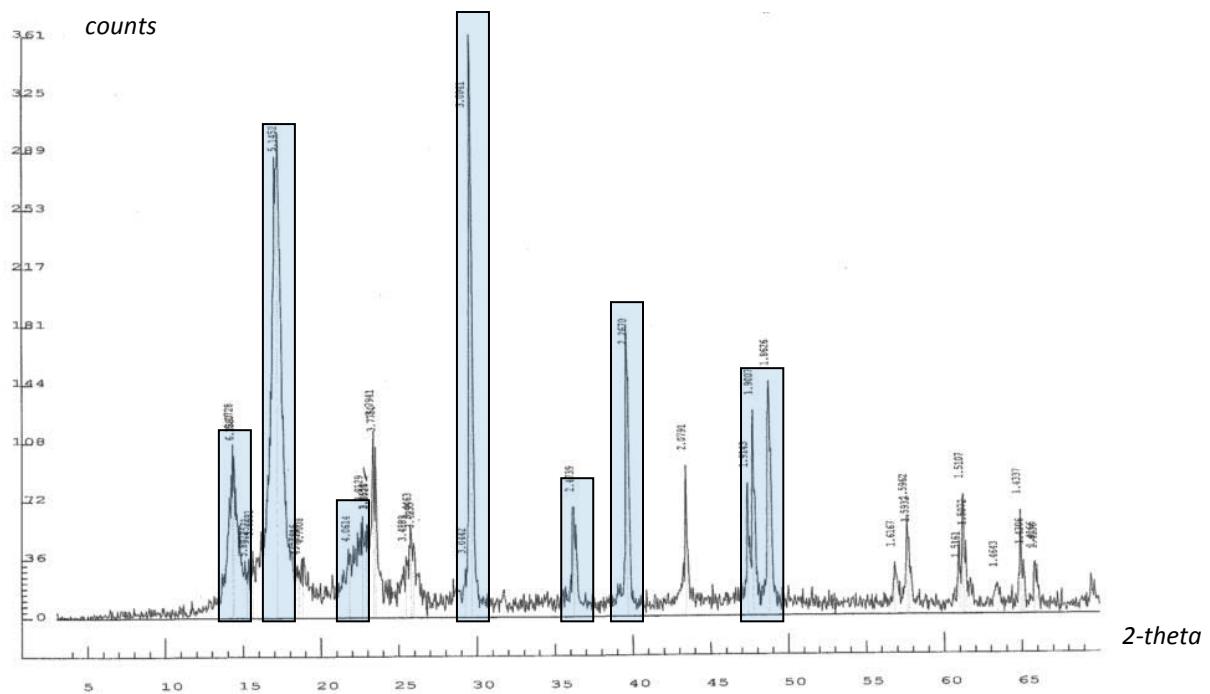


Fig 5.13: Diffractograma de v1. Los tonos azules se corresponden con la calcita

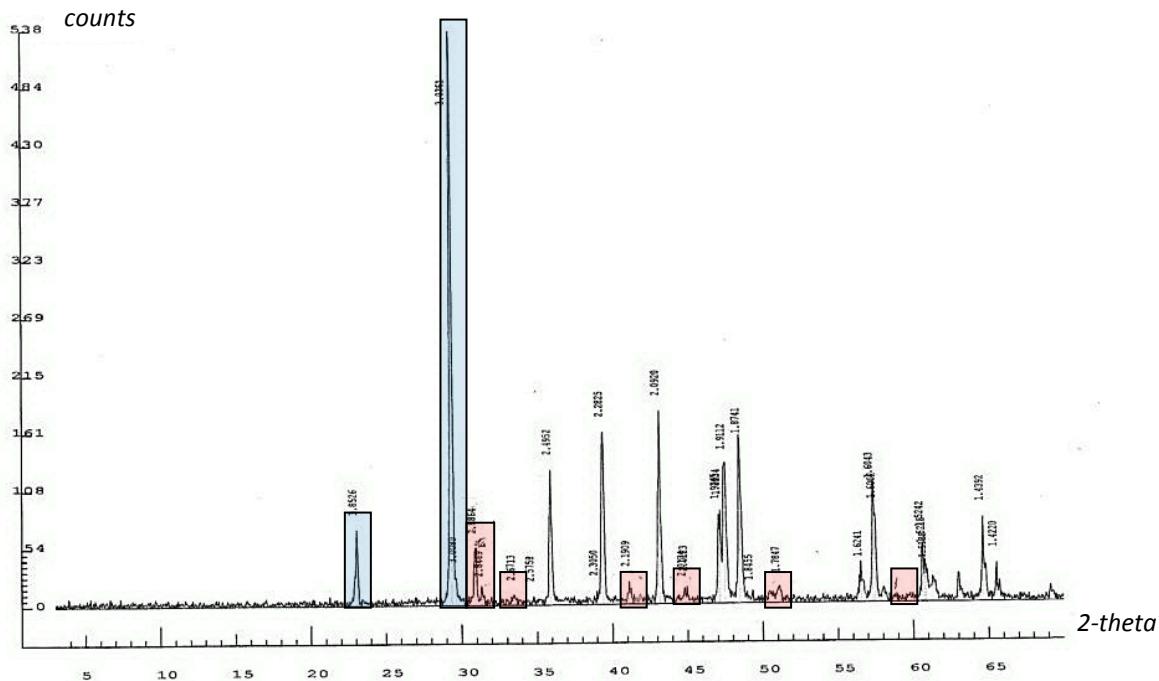


Fig 5.14: Diffractograma de v7. Los tonos azules se corresponden con la calcita, los tonos rojos con la dolomita

c) Composición isotópica

El análisis de isótopos estables ($\delta^{18}\text{O}$, $\delta^{13}\text{C}$) muestra cómo seis de los ocho vidrios comparados en ambas estaciones (se descarta el v9 del que no se dispone de datos de primavera) muestran unos valores isotópicos más pesados en primavera que en invierno (Fig. 5.15). Tan solo v8 se escapa a esta tendencia generalizada (y en menor medida v5, que posee los mismos valores isotópicos tanto en invierno y en primavera). El vidrio 8 registró en el mes de febrero un goteo inusualmente alto (ver tabla 1) mostrando muy poca saturación en calcita como se observa en la cantidad de carbonato precipitado (Fig. 5.11).

Estos datos son concordantes con el agua de lluvia, que registraba valores isotópicos más ligeros en invierno y más pesados en primavera (Fig. 5.6), atendiendo al área fuente de las precipitaciones y al aumento térmico. Además, es concordante asimismo con el agua de goteo, con un rango isotópico más suavizado que las precipitaciones, muestra valores más ligeros en enero, febrero y marzo, y valores más pesados en mayo y junio. En conclusión, los carbonatos registran la estacionalidad isotópica.

Por último cabe resaltar la diferencia de valores isotópicos del carbonato procedente de goteos lentos (estacionales) frente al procedente de goteos rápidos (Fig. 5.15). El goteo estacional posee valores de $\delta^{18}\text{O}$ generalmente más ligeros que el goteo rápido, unas cifras que reflejan el valor medio isotópico de la precipitación.

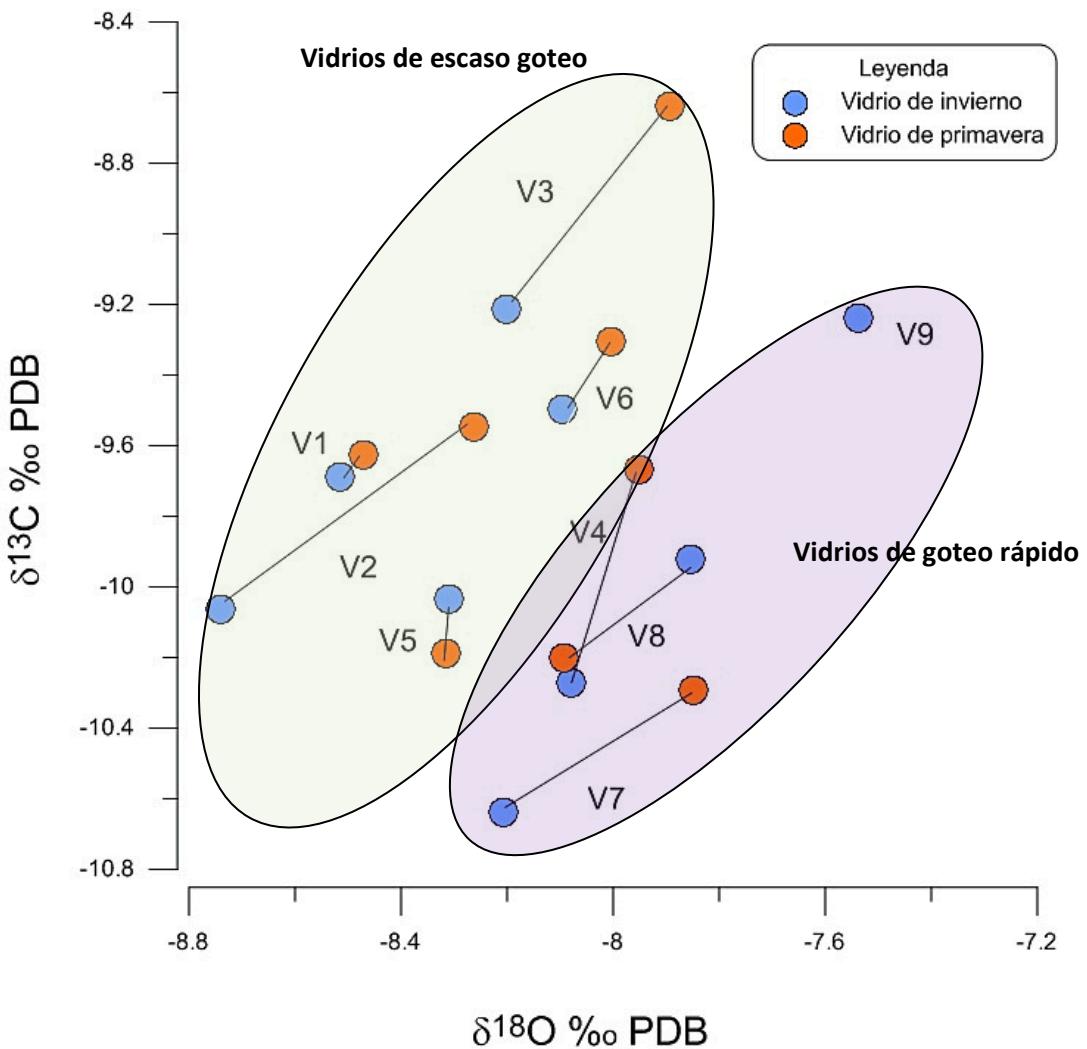


Fig 5.15: Valores isotópicos del carbonato de los vidrios en ambas estaciones

Por lo tanto, se puede concluir que existe un aligeramiento isotópico del $\delta^{18}\text{O}$ a lo largo de todo el proceso desde que el agua de lluvia llega al suelo, se infiltra en el sustrato geológico y ya en la cueva se desgasifica y precipitan los carbonatos. Así lo evidencian los valores de $\delta^{18}\text{O}$ de la lluvia que varían entre -8‰ y -16‰ (eliminando una muestra de $\delta^{18}\text{O} = -20$, un valor atípico), señal que queda homogeneizada tras la infiltración de agua en el rango -8‰ y -12‰ (agua de goteo), y finalmente $-8,1\text{‰}$ y $-8,7\text{‰}$ en el caso del carbonato recogido de los vidrios.

d) Elementos traza

El análisis de elementos traza del carbonato recogido en ambas estaciones para siete de los vidrios se indica en la Fig. 5.16. Tanto las relaciones Ba/Ca como Sr/Ca muestran cifras muy similares en invierno y primavera en todos los vidrios, concordante al análisis de trazas en el agua de goteo (Fig. 5.9). Por el contrario, invierno y primavera presentan valores muy distintos en el ratio Mg/Ca, siendo mayor en primavera, especialmente en v4 y v7. Las mínimas diferencias entre vidrios, con valores más altos en v7 y v8 (atendiendo al Ba/Ca) y en v1, v7 y

v8 (atendiendo al Sr/Ca), concuerdan con el agua de goteo, que posee cifras más altas de estos elementos en v7 y v8.

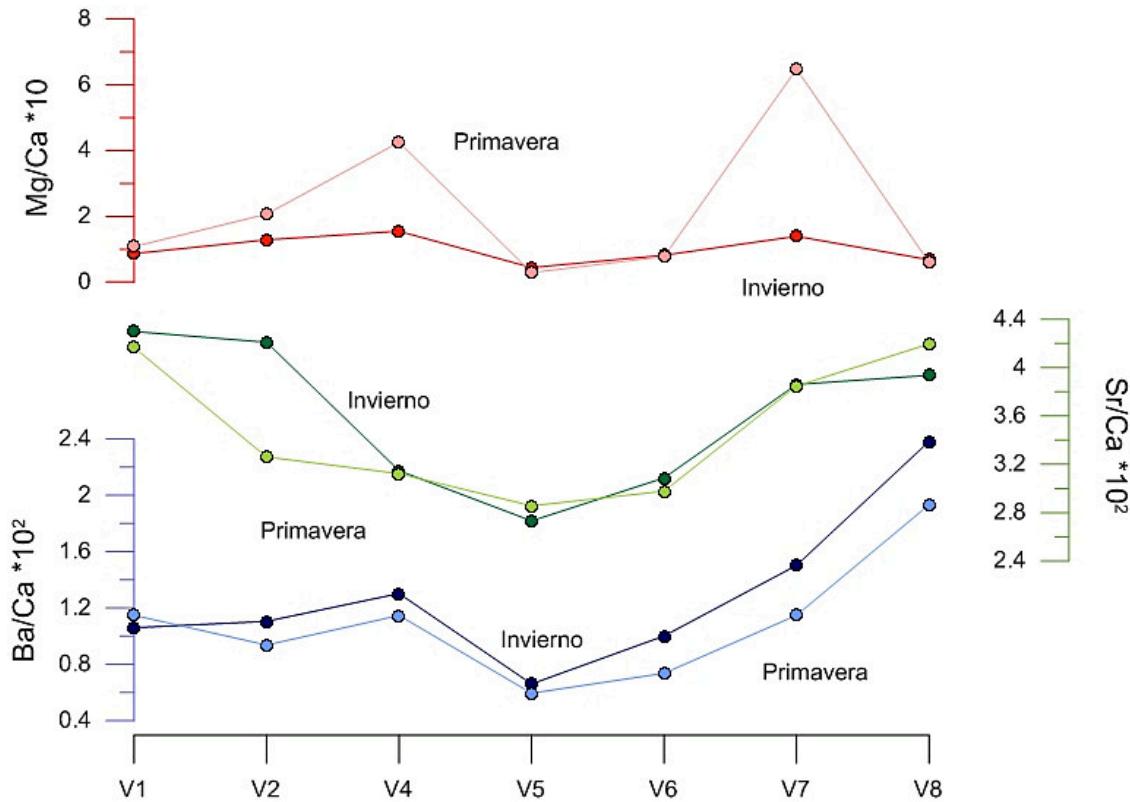


Fig 5.16: Contenido en elementos traza para los distintos vidrios en las estaciones de invierno y primavera.

Capítulo VI: EVOLUCIÓN CLIMÁTICA HOLOCENA

6.1. La estalagmita HOR

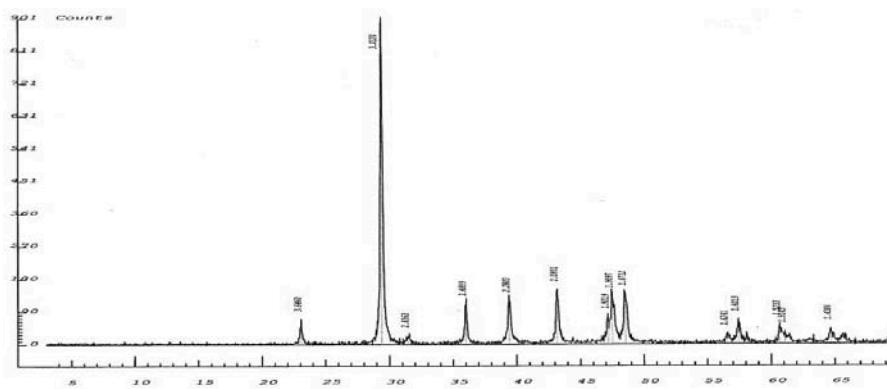
La estalagmita seleccionada para este estudio (Fig. 6.1) posee unas dimensiones de 164 cm de largo por 5 cm de ancho. Fue escogida para realizar determinaciones paleoclimáticas debido a su longitud, aspecto uniforme y goteo activo.

La estalagmita está finamente laminada, alternando láminas blancas con láminas marrones. Dicha laminación es difícil de seguir en el eje de crecimiento (sector central de la estalagmita), una zona mucho más irregular, producto probablemente del impacto del goteo. Así, la zona de muestreo se sitúa a ambos lados del eje de crecimiento, libre, en principio, de cualquier alteración.

Las características de la laminación apuntan a un origen estacional de la misma, alternando láminas porosas de tonalidad blanca con láminas compactas más oscuras. Como se ha observado en otras cavidades, las láminas oscuras se forman en los momentos de mayor goteo (invierno) mientras que las láminas claras se generan durante los de menor goteo (primavera y verano) (Genty y Quinif, 1996; Muñoz *et al.*, 2009). Este hecho se ve confirmado en la Cueva de El Recuento gracias al estudio llevado a cabo en los vidrios (capítulo 5.3) donde se ha observado claramente una diferencia estacional tanto en la cantidad de carbonato precipitado como en su composición isotópica.

El aspecto de la estalagmita HOR es muy homogéneo y el crecimiento de aspecto constante. Sin embargo, como se analizará con más detalle en el próximo apartado, se ha identificado un hiato entre los 3.5 - 7 cms. desde la base a partir de las dataciones de U-Th.

Con motivo de analizar la composición de la estalagmita HOR se extrajo una muestra para análisis mineralógico por difracción de rayos-X y micromorfológico con la preparación y observación de una lámina delgada (Fig. 6.3). Como se observa en la Fig. 6.2, el difractograma indica que la estalagmita HOR está formada exclusivamente de calcita.



Sin embargo, la observación al microscopio de la lámina delgada muestra claramente morfologías radiales que corresponden a la típica textura del aragonito. Muy probablemente, la estalagmita HOR se formó por la superposición de láminas de aragonito que, posteriormente, se transformaron a calcita.

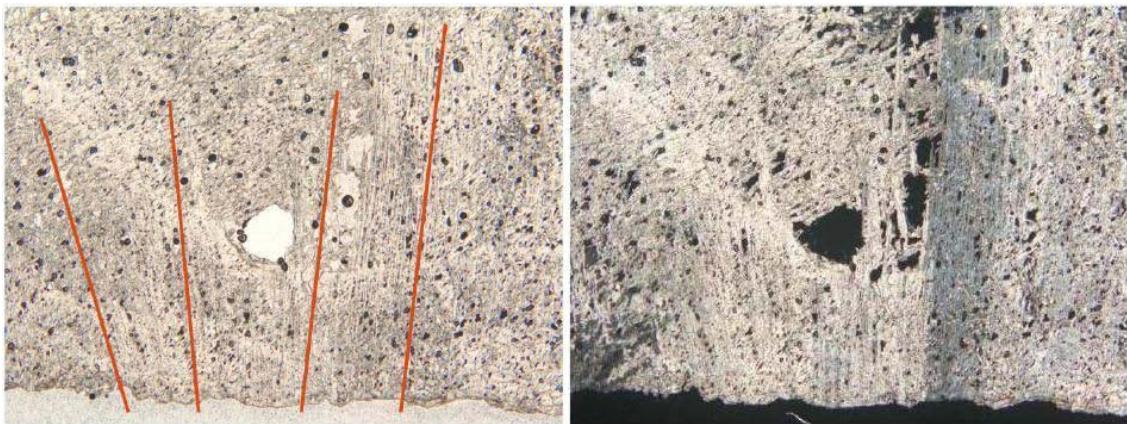


Fig. 6.3: Morfologías que recuerdan a abanicos y que además tienen extinción ondulante típica de los abanicos de aragonito fibroso.

6.2 Dataciones y cronología

a) Geoquímica del sistema U-Th

Al contrario que otros registros continentales, los espeleotemas no son propicios para la datación por carbono 14 ya que es muy difícil establecer la proporción (varía entre 5-20%) de "carbono 14 muerto" proveniente de la disolución de la caliza del soporte geológico en el total precipitado (Genty *et al.* 2001). Sin embargo, el contenido en uranio de los espeleotemas calcíticos (0.1-10 micrógramos/g ^{238}U) y aragoníticos (con cifras superiores) facilita que puedan ser datados mediante las series de desintegración de U (McDermott *et al.*, 1999). Son candidatos para datar por este método materiales con una antigüedad de tan solo decenas de años hasta los 600.000 años (Dorale, 2004).

El método de datación basado en la desintegración de las series de Urano se sustenta en la existencia de dos isótopos padres naturales (^{238}U y ^{235}U) relativamente abundantes en la corteza, cuya evolución radiactiva final genera isótopos estables como el ^{206}Pb y ^{207}Pb , aunque existen hijos intermedios como ^{234}U , ^{230}Th , ^{226}Ra y ^{231}Pa , que a su vez son usados para datar porque comparativamente tienen una vida media larga (Ford y Williams, 2007). La estimación más acertada de dicha vida media fue realizada por Cheng *et al.* (2000) ofreciendo un resultado de 245.250 ± 490 años para el ^{234}U y 75.690 ± 230 años para el ^{230}Th .

El uranio es un elemento muy móvil y soluble, por tanto se incorpora rápidamente al ciclo hidrológico, oxidándose rápidamente y pudiendo ser transportado por aguas bicarbonatadas. Las concentraciones de uranio en las aguas meteóricas son muy variables, dependiendo del potencial de ionización, pH, solubilidad de la fase mineral en el sustrato, etc. Las aguas con mayor contenido en uranio se asocian con áreas mineralizadas o depósitos ricos en materia orgánica (Richards *et al.*, 2003).

Por su parte, el torio puede ser absorbido por partículas detríticas, arcillas o hidróxidos de hierro. Así, puede ser transportado en asociación con coloides o ácidos húmicos, por lo tanto, las aguas turbias pueden tener mayores concentraciones de Th (Richards *et al.*, 2003).

Los carbonatos disueltos pueden acabar precipitando como calcita o aragonito, aceptando que este último contendrá diez veces más átomos de U debido a su mayor red cristalina. Los isótopos hijos ^{231}Pa y ^{230}Th son insolubles, por lo cual no aparecerán precipitados en la calcita (Ford y Williams, 2007). Además, episodios de inundación pueden transportar material detrítico y posibles fuentes de Th adicionales (Richards *et al.*, 2003). Por lo tanto en un sistema cerrado (sin posteriores intercambios de uranio o torio), este método de datación de espeleotemas se basará en la descomposición del isótopo intermedio ^{234}U dando lugar a ^{230}Th procedentes a su vez del ^{238}U .

No obstante, son tres los requisitos básicos que se deben cumplir para que este método resulte fiable: Primero, el contenido en uranio de la calcita o aragonito debe ser superior a 0.01 ppm para poder establecer así la relación $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$. Aproximadamente el 80% de los espeleotemas de calcita y todos los de aragonito contienen esta mínima concentración.

Segundo, el sistema debe permanecer cerrado después de la precipitación de la calcita (evitando de esta manera posteriores incorporaciones de U o Th), algo que no se produce en aquellos que han sufrido una recristalización parcial o completa.

Tercero, y quizás el más importante, no se debe depositar ^{230}Th o ^{231}Pa en la calcita. Los espeleotemas normalmente contienen una pequeña proporción de Th asociado a la entrada de detríticos lo que impide cuantificar cuánto Th corresponde a la desintegración del U y cuánto se ha añadido después. Una manera de evaluar dicha “contaminación” es mediante la relación $^{230}\text{Th}/^{232}\text{Th}$ que debe ser alta, con lo cual se asume que predomina el ^{230}Th radiogénico y la contaminación debida a detríticos es poco significante (Ford y Williams, 2007).

b) Dataciones

Un total de 23 muestras han sido analizadas por medio de la técnica U-Th (tabla 4). El contenido en uranio de dichas muestras varía entre 99 y 153 ppb, una cifra realmente baja que lo sitúa prácticamente en los límites de aplicación de dicha técnica de datación.

La relación $^{230}\text{Th} / ^{232}\text{Th}$ generalmente es alta, si bien existen muestras con alto contenido en ^{232}Th detrítico que ofrecen un mayor grado de error, que en ningún caso supera los 250 años. Como consecuencia, y de manera general, desde el punto de vista geoquímico las edades obtenidas se pueden considerar consistentes con errores no excesivamente altos. Esta consistencia viene avalada también por la posición estratigráfica de las muestras.

muestra (mm desde la base)	^{238}U (ppb)	^{232}Th (ppt)	$^{230}\text{Th} / ^{232}\text{Th}$ ^a (atomic x10 ⁻⁶)	$^{230}\text{Th} / ^{238}\text{U}$ (actividad)	$\delta^{234}\text{U}_{\text{Inicial}}$ ^b (corregido)	^{230}Th edad (BP) ^c (corregido)
HOR-35	128, ±0,2	255 ±5	810 ±17	0,097 ±0,00	106 ±2	9969,6 ±58,4
HOR-70	127, ±0,2	379 ±8	330 ±7	0,059 ±0,00	75 ±2	6063,4 ±67,0
HOR-130	114, ±0,2	899 ±18	126 ±3	0,060 ±0,00	75 ±2	6027 ±155,
HOR-190	134, ±0,3	480 ±10	259 ±6	0,056 ±0,00	64 ±3	5735,0 ±92,2
HOR-250	133, ±0,3	867 ±17	139 ±3	0,054 ±0,00	78 ±2	5417,7 ±129,
HOR 355	112, ±0,1	106 ±2	967 ±21	0,055 ±0,00	104 ±2	5519,3 ±49,7
HOR-370	122, ±0,3	157 ±32	67 ±1	0,052 ±0,00	86 ±2	4957,8 ±250,
HOR-430	123, ±0,3	324 ±7	315 ±7	0,050 ±0,00	85 ±2	5039,9 ±59,5
HOR-490	104, ±0,2	667 ±13	128 ±3	0,049 ±0,00	89 ±2	4876,7 ±126,
HOR-550	137, ±0,3	320 ±6	323 ±7	0,045 ±0,00	65 ±2	4642,8 ±53,3
HOR 635	122, ±0,2	180 ±5	488 ±14	0,043 ±0,00	77 ±2	4379,9 ±46,1
HOR-670	111, ±0,3	127 ±26	63 ±1	0,043 ±0,00	70 ±2	4146,9 ±223,
HOR-730	108, ±0,2	308 ±6	240 ±5	0,041 ±0,00	75 ±2	4153,5 ±65,0
HOR-790	117, ±0,2	434 ±9	179 ±4	0,040 ±0,00	70 ±2	4000,2 ±81,5
HOR-850	122, ±0,3	552 ±11	145 ±3	0,039 ±0,00	80 ±2	3899,1 ±99,1
HOR-910	119, ±0,3	108 ±22	66 ±2	0,036 ±0,00	75 ±2	3440,0 ±182,
HOR 980	99,0 ±0,1	106 ±2	560 ±13	0,036 ±0,00	74 ±2	3661,0 ±47,9
HOR-1030	109, ±0,2	434 ±9	145 ±3	0,034 ±0,00	75 ±2	3427,3 ±85,2
HOR-1090	108, ±0,2	490 ±10	124 ±3	0,034 ±0,00	82 ±2	3314,5 ±92,8
HOR-1150	138, ±0,3	160 ±32	45 ±1	0,031 ±0,00	66 ±2	2924,1 ±227,
HOR-1210	144, ±0,3	557 ±11	126 ±3	0,029 ±0,00	69 ±3	2899,8 ±79,1
HOR-1275	153, ±0,4	151 ±31	48 ±1	0,029 ±0,00	74 ±3	2659,0 ±192,
HOR-1335	150, ±0,2	133 ±3	513 ±11	0,027 ±0,00	82 ±2	2715,1 ±27,5

Tabla 4: Resultados de la datación U-Th en la estalagmita HOR. ^a Relaciones de actividad determinadas de acuerdo con Hellstrom (2003) usando las constantes de desintegración medidas por Cheng et al. (2000). ^b La corrección de $\delta^{234}\text{U}_{\text{Inicial}}$ se calculó basándose en la edad ^{230}Th corregida. ^c Las correcciones de edad se calcularon usando la media de $^{230}\text{Th} / ^{232}\text{Th}$ de la corteza con un atomic ratio de $4.4 \times 10^{-6} \pm 2.2 \times 10^{-6}$. Este es el valor para el material en equilibrio secular, asumiendo un valor de $^{230}\text{Th} / ^{232}\text{Th}$ de la corteza de 3.8 (Taylor and McLennan, 1995).

c) Modelo de edad

El registro correspondiente a la estalagmita HOR (35 a 1335 mm) creció desde 9969 a 2715 BP encontrándose un hiato entre los centímetros 3,5 y 7 desde la base (Fig. 6.4). Ese cese de crecimiento impide disponer de información sobre el Holoceno Temprano, teniendo referencia de nuevos crecimientos a partir de 6063 BP, con un crecimiento constante durante Holoceno Medio y parte de Holoceno Reciente (0,35 mm/año) hasta 3700 BP. A partir de 3600 BP el crecimiento medio se reduce a 0,31 mm/año. Al final del período datado se observa la etapa de mayor crecimiento estalagmítico.

La toma de muestras para isótopos se realizó cada 5 mm, representando así cada muestra entre 14 y 16 años dependiendo de la tasa de crecimiento adoptada. Por su parte, para el análisis de elementos traza se tomaron muestras cada 25 mm, lo cual supone períodos que varían entre los 71 y 80 años atendiendo a las diferentes tasas de crecimiento existentes.

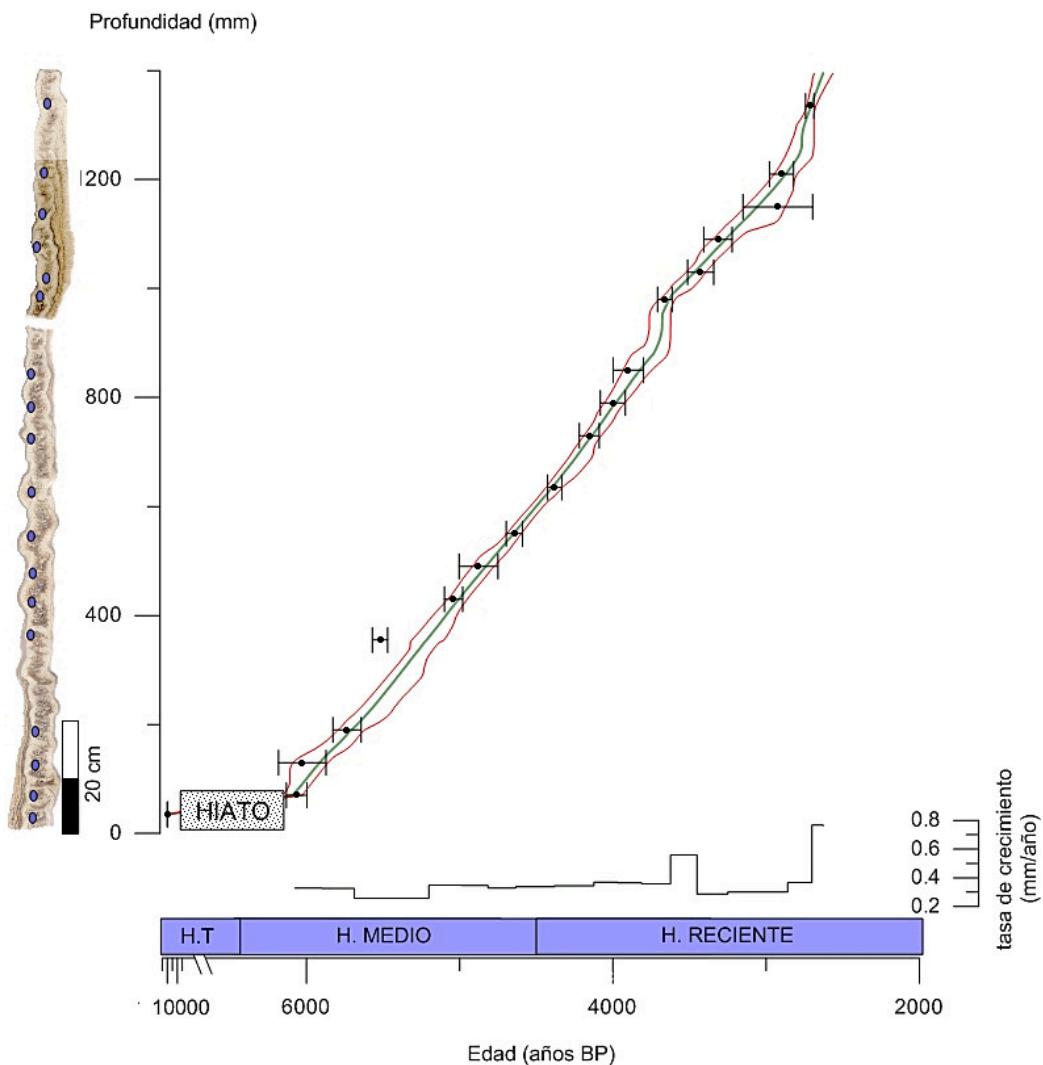


Fig 6.4: Modelo de edad de la estalagmita HOR

6.3 Geoquímica isotópica y de elementos traza

El primer paso a realizar antes de establecer interpretaciones paleoclimáticas a partir de la composición isotópica de un espeleotema es demostrar que la calcita precipitó en equilibrio isotópico con el agua de goteo. De la misma manera hay que demostrar que dicho equilibrio se mantuvo a lo largo de todo el crecimiento de la estalagmita. Así, los criterios para reconocer condiciones de equilibrio son dos (Hendy, 1971): primero, el $\delta^{18}\text{O}$ permanece constante a lo largo de una lámina de crecimiento mientras $\delta^{13}\text{C}$ varía, y segundo, no debe existir correlación entre $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^{13}\text{C}$ a lo largo de una misma lámina.

En algunos casos se ha demostrado que la calcita depositada a lo largo de los flancos de la estalagmita muestra fraccionamiento cinético mientras que el material depositado en los ejes centrales ha sido depositado en equilibrio isotópico con el agua de goteo (Talma y Vogel 1992; Spötl y Mangini 2002). Por todo ello, los resultados del test de Hendy no suelen ser totalmente concluyentes y replicar la señal isotópica en la misma cueva mediante el estudio de otros espeleotemas está recomendado (Dorale y Liu, 2009).

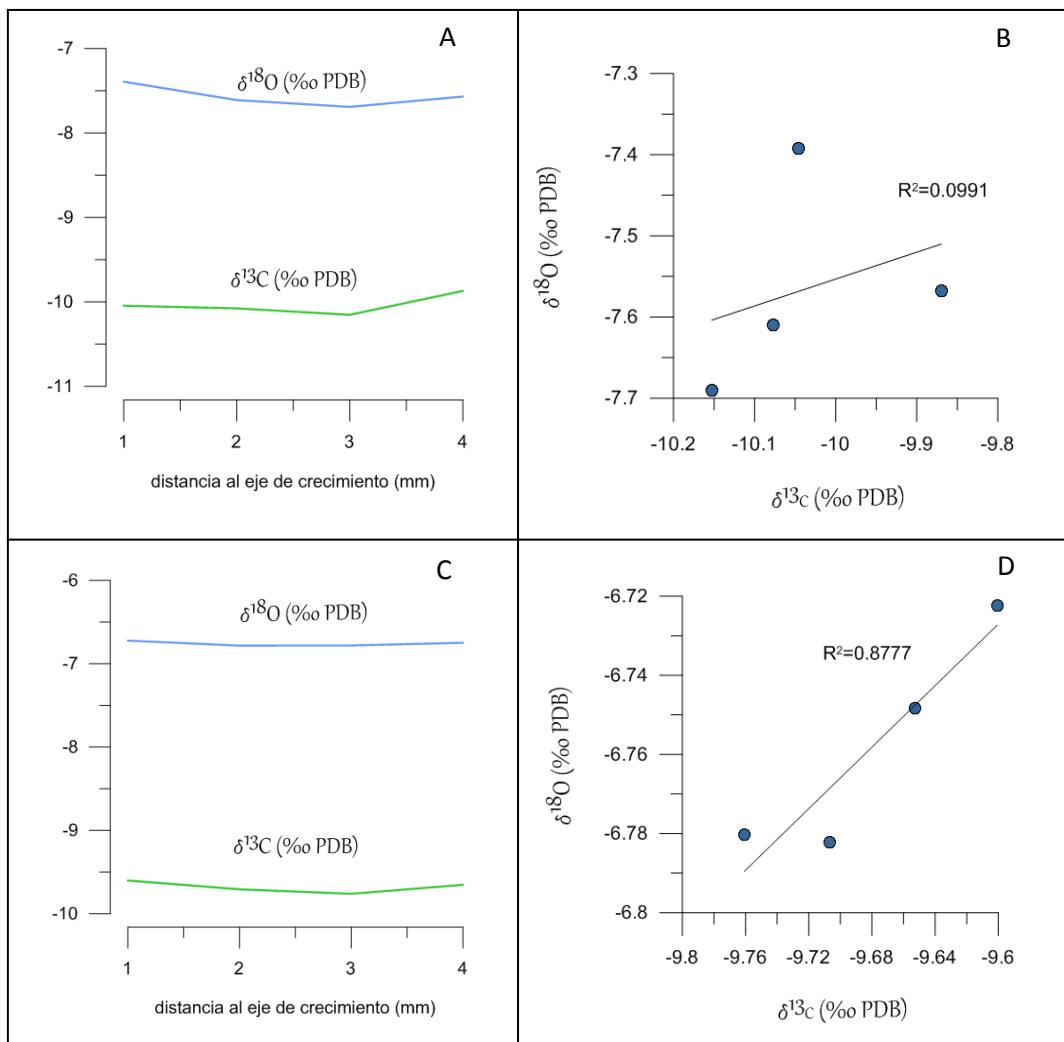


Fig. 6.5: Test de Hendy aplicados en la estalagmita (primer test: A y B, segundo: C y D)

El resultado del test de Hendy se observa en la Fig. 6.5. La primera condición se cumple al permanecer el $\delta^{18}\text{O}$ constante a lo largo de una misma lámina (Figs. 6.5A, 6.5C). La segunda condición se cumple en el primer caso (Figs. 6.5A y B), si bien las dificultades debido al escaso grosor de las láminas inducen errores en el segundo test (Fig. 6.5C y D).

Respecto a los valores resultantes del análisis de $\delta^{18}\text{O}$ se observa una variación entre -5.69 y -8.86, mientras que el $\delta^{13}\text{C}$ varía entre -7.62 y -10.13 (Fig. 6.6). La interpretación de las variaciones en $\delta^{18}\text{O}$ en la estalagmita requiere de la estimación de los procesos que afectan la composición del agua durante el ciclo hidrológico y durante la precipitación de la calcita, los cuales fueron caracterizados por Lauritzen and Lundberg (1999) como una serie de “efectos”. Así, el efecto de la temperatura de la cueva representa el fraccionamiento isotópico entre el agua y la calcita durante su precipitación, efecto dependiente de la temperatura establecido en -0.24‰ por $^{\circ}\text{C}$ (Friedman y O’Neil, 1977) de tal manera que hay mayor fraccionamiento en temperaturas frías respecto a temperaturas más cálidas. A pesar de estar identificados más efectos, en climas mediterráneos a grandes rasgos intervienen la intensidad de lluvia (Dansgaard, 1964) y las diferentes áreas fuente de precipitación (Dorale, 2002).

Por su parte el $\delta^{13}\text{C}$ refleja el balance entre el carbonato ligero biogénico derivado del CO_2 del suelo y el carbonato pesado disuelto de la roca caliza. Si bien en algunas regiones se atribuyen las variaciones a cambios en la vegetación C3 a C4, aquí intervienen otros factores como cambios en la actividad biológica (Hellstrom *et al.*, 1998), cambios significantes en la precipitación, o alteraciones del suelo situado sobre la cueva (Bar-Matthews *et al.*, 1997).

En el análisis de elementos traza, las relaciones que serán utilizadas para interpretaciones paleoclimáticas serán el Ba/Ca, Sr/Ca y Mg/Ca. Generalmente, aunque no siempre, se correlacionarán con el $\delta^{13}\text{C}$ (Fairchild y Treble, 2009). En la Fig. 6.6 se indican los períodos con altas tasas de elementos traza, aunque deberán ser validados a través del modelo de edad para comprobar si coinciden en el tiempo con altos valores de isótopos estables para poder establecer de esta manera correlaciones entre ambas variables.

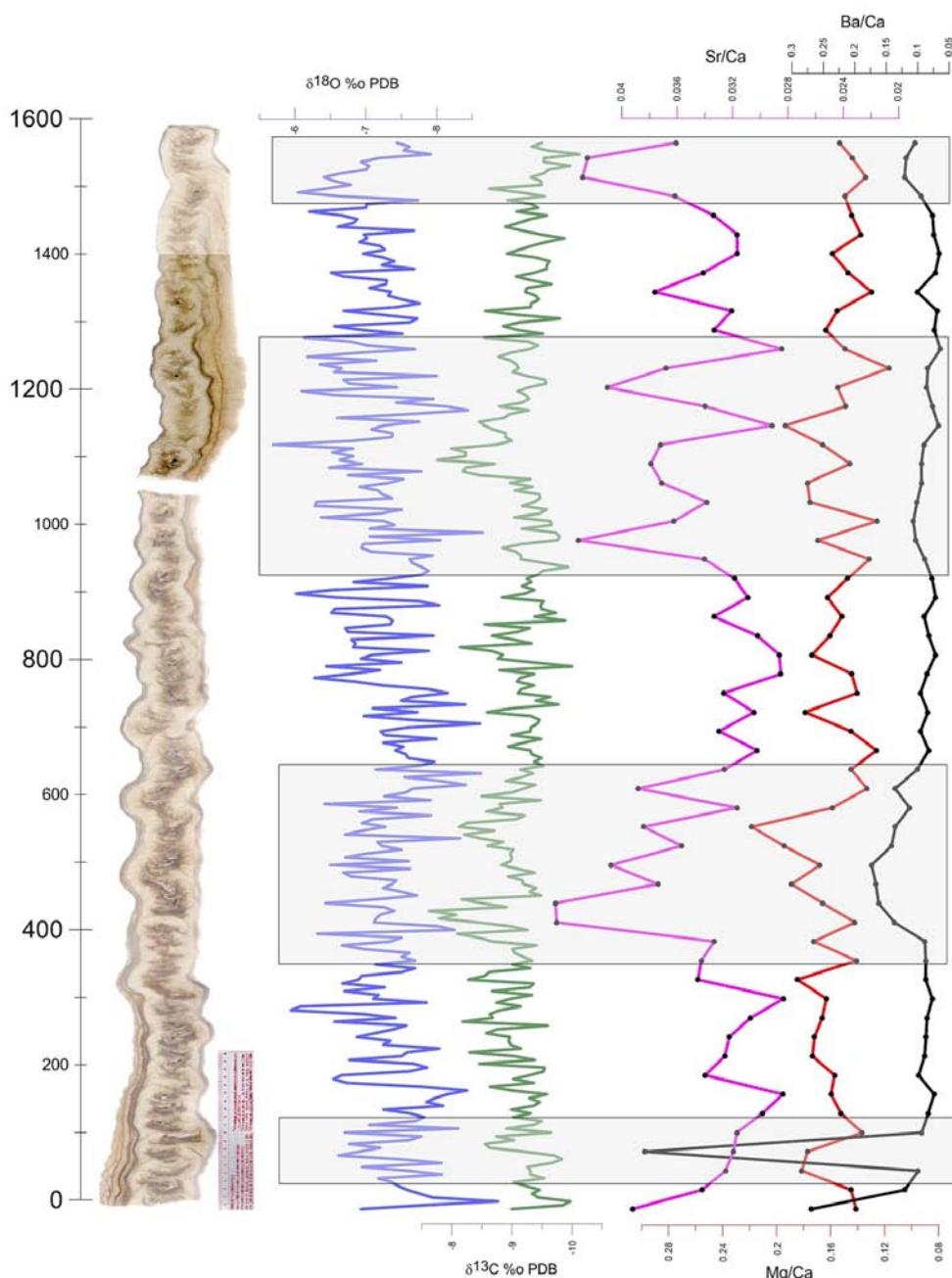


Fig. 6.6: Valores de isótopos estables y elementos traza de la estalagmita HOR

6.4 Consideraciones paleoclimáticas

El Holoceno, al igual que otros periodos interglaciares, está caracterizado por unos valores de precipitación, temperatura y cubierta vegetal muy favorables para el desarrollo tanto de espeleotemas como de tobas. De hecho, un estudio reciente combinando espeleotemas de varias cuevas del noreste peninsular demuestra claramente la asociación entre el desarrollo espeleotémico y los estadios isotópicos impares, los interglaciares, más cálidos y húmedos que los estadios isotópicos pares, los glaciares (Moreno *et al.*, 2013). Varios registros lacustres del noreste peninsular proporcionan datos que ayudan a la reconstrucción paleoclimática del Holoceno, indicando niveles de precipitación crecientes durante el Holoceno Temprano (11.6 – 6 ka BP) y menores a partir de 6-5 ka BP (ej. Morellón *et al.*, 2008, Pérez-Sanz, 2013), lo que es coherente con los cambios en la radiación solar debido a la precesión (Roberts *et al.*, 2010).

Así, alrededor de 6 ka BP el descenso en la insolación de verano provocó el desplazamiento hacia el sur de la zona de convergencia intertropical (ITCZ) y el debilitamiento del monzón africano, desencadenando un periodo seco en el área Mediterránea (DeMenocal *et al.*, 2000; Renssen *et al.*, 2003). Esta diferenciación en un Holoceno Temprano húmedo y un Holoceno Medio más seco se hace patente en un estudio reciente en espeleotemas del norte peninsular donde se observa un descenso generalizado en las tasas de crecimiento a partir de 6 ka BP, con muchas estalagmitas que interrumpen su crecimiento en torno a 4 ka (Stoll, 2013).

El registro espeleotémico de la Cueva de El Recuento de Ejulve, tras el hiato detectado durante el Holoceno Temprano, crece ininterrumpidamente desde 6.1 ka hasta 2.6 ka BP (Fig. 6.7), un periodo en el que coincide con otras estalagmitas de la cercana cueva de Molinos (MO-1, MO-5 y MO-7) y con las tobas de los ríos Las Parras, Mijares, Guadalaviar y Matarraña, todas en la provincia de Teruel. Aunque su desarrollo tiene lugar en el Holoceno Medio, es evidente que las condiciones climáticas fueron favorables para el crecimiento de espeleotemas y cuevas hasta, al menos, 2 ka BP cuando se interrumpen los registros representados en la Fig. 6.7. Por lo tanto, parece un hecho general en la zona, que los dos últimos milenios fueron poco favorables para el desarrollo de espeleotemas y tobas.

Como indica la Fig. 6.7, en el periodo de crecimiento común de HOR y MO-1, se observa un patrón muy semejante tanto en valores como en tendencias y tanto en $\delta^{13}\text{C}$ como en $\delta^{18}\text{O}$. Destacan especialmente dos eventos con valores menos negativos en $\delta^{13}\text{C}$ en los períodos 5.2-4.7 ka BP y 3.8-3.6 ka BP, sincrónicos en las dos estalagmitas.

A pesar que el Holoceno ha sido considerado tradicionalmente como un periodo estable cálido y relativamente húmedo en comparación con las condiciones del último ciclo glacial (Dansgaard *et al.*, 1993), a escala de décadas a centenares de años, el clima fue variable y fluctuó entre períodos fríos y cálidos, húmedos y áridos. Aunque estos cambios son de menor amplitud que los del periodo glacial, tienen un carácter global e importantes repercusiones en el desarrollo de diversas sociedades humanas (Mayewski, 2004).

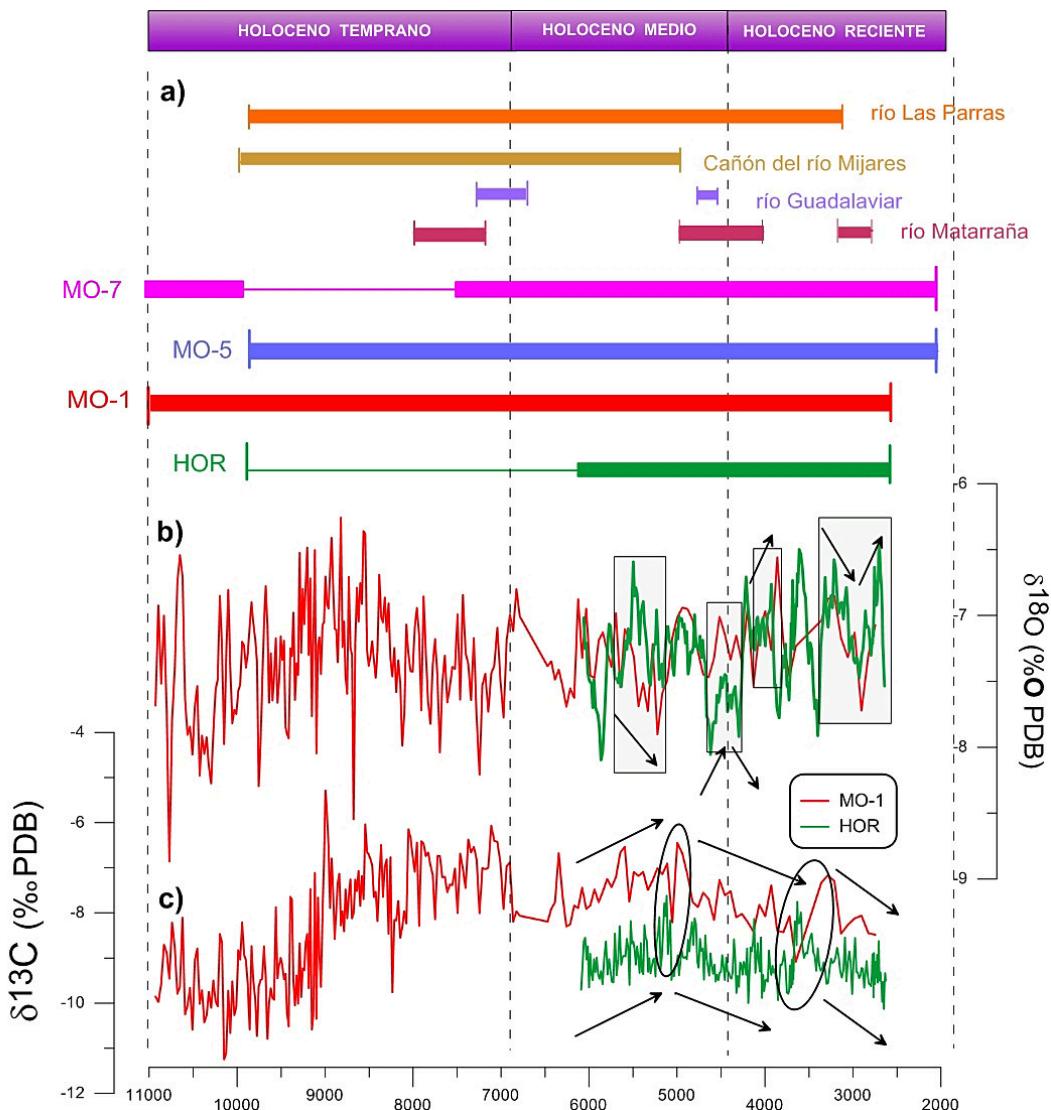


Fig 6.7: a) Etapas de crecimiento de tobas y travertinos (Rico-Herrero *et al.*, 2013; Peña *et al.*, 2000; Sancho *et al.*, 1997; Martínez-Tudela *et al.*, 1986), estalagmitas de Molinos (MO-7, MO-5 y MO-1) (Moreno *et al.*, 2013) y Ejulve (HOR). Comparación de isótopos estables de HOR y MO-1 (estalagmita de mayor resolución de Molinos): $\delta^{18}\text{O}$ (b) y $\delta^{13}\text{C}$ (c).

Los cambios abruptos en el clima holoceno han sido caracterizados por diversos autores desde que se definen los “Ciclos de Bond” a través de estudios de sedimentos marinos en el Atlántico Norte donde se observan capas de carácter cíclico ricas en partículas transportadas por icebergs (Bond *et al.*, 1997, 2001). Posteriormente, Mayewski (2004) caracterizó estos cambios comparando diversos registros a escala planetaria identificando eventos de clima frío y seco y los denominó “Cambios Climáticos Rápidos” (RCC). Más recientemente, Wanner (2008, 2011) utilizó una amplia lista de registros a lo largo de todo el planeta para la identificación y caracterización de los RCC. En definitiva, los eventos de cambio climático rápido están identificados y caracterizados, a pesar de que todavía es difícil su cronología y su correlación.

Además, a esta escala temporal las causas de dichos cambios son difíciles de determinar, aunque parece que las variaciones en la actividad solar fueron el principal mecanismo

(Mayewski, 2004). Así, a pesar de que la reconstrucción de la actividad solar indica fluctuaciones de pequeña entidad y los modelos de reconstrucción aún generan controversia, los períodos de poca actividad solar coinciden con períodos de menores temperaturas (Gray *et al.*, 2010). No obstante, la variabilidad en la actividad del sol no es el único mecanismo desencadenante de los RCC, ya que otros procesos como erupciones volcánicas o fluctuaciones en la circulación termohalina oceánica jugaron igualmente un importante papel (Wanner *et al.*, 2008).

Los eventos definidos mediante los enriquecimientos isotópicos tanto en HOR como en MO-1 apuntan hacia una relativa aridez a través de valores máximos de $\delta^{13}\text{C}$ y aumentos en las relaciones de Ba/Ca y Sr/Ca. Estos eventos son coincidentes con bajo índice de actividad solar y comienzo de período cálido en los ciclos de Bond (Fig. 6.8). Así, el primero de ellos tiene lugar entre 5.2-5.1 ka BP y, posteriormente, entre 4.9 y 4.7 ka BP se aprecia enriquecimiento de $\delta^{13}\text{C}$, máximos valores en Mg/Ca y Ba/Ca, baja actividad solar y período cálido en Bond (entre los ciclos 4 y 3).

Este segundo evento ha sido caracterizado por autores como Wanner (2011) con anomalías térmicas negativas en Groenlandia, Norteamérica, África y la Antártida, y condiciones húmedas en el hemisferio Norte (excepto la parte oriental de Asia). A partir de este período las relaciones de elementos traza marcan cifras bajas, estableciendo un período relativamente húmedo, confirmado por los valores ligeros de $\delta^{18}\text{O}$ y coincidente con el tercer ciclo de Bond (frío). Esta etapa finaliza hacia 3.8 ka BP, donde altos valores de Mg/Ca y $\delta^{13}\text{C}$ caracterizan un nuevo período árido que abarca desde 3.8 a 3.6 ka BP, coincidente con un progresivo descenso de la actividad solar y un período cálido en Bond (entre los ciclos 3 y 2).

A partir de aquí comienza un período de relativa humedad que finaliza en la entrada a la Edad del Hierro, donde se observan altos valores de Sr/Ca y Ba/Ca. Este momento fue muy árido en esta zona como certifica el cese de crecimiento de las estalagmitas de Molinos MO-7 (2700 BP), MO-5 (2200 BP) y MO-1 (2700 BP) (Moreno *et al.*, 2013), al igual que registros en Pirineos de cueva de Seso lo ubican alrededor del 2500 BP (Bartolomé *et al.*, 2012). Algunos autores postulan que la señal solar fue amplificada por la circulación termohalina que se detectó en diversos registros en Eurasia (Speranza *et al.*, 2002; Plunkett *et al.*, 2004; van Geel *et al.*, 2004; Swindles *et al.*, 2007). En este período se produjo una migración humana desde el centro de Europa hacia el Mediterráneo (Lumley *et al.*, 1976; Bouzek, 1982) relacionada con un enfriamiento del clima (Brice, 1981) en la transición edad de Bronce-Edad de Hierro.

En conclusión, los cambios identificados como áridos en la Cueva del Recuento de Ejulve hacia 5.2-4.7 ka BP y 3.8-3.6 ka BP coinciden con los períodos cálidos de los ciclos de Bond (4 y 3, 3 y 2). En estudios previos del Holoceno en latitudes medias y altas, los períodos áridos se habían asociado con las fases frías de Bond, por ejemplo, el evento 8.2 ka BP (Alley y Ágústsdóttir, 2005).

Sin embargo los resultados de Ejulve, junto con otros resultados preliminares de los crecimientos estalagmáticos en cuevas del Pirineo (Bartolomé, 2012) parecen apuntar a que la asociación frío – seco no es válida en nuestra región para el Holoceno. Las diferencias en la estacionalidad, continentalidad y sus influencias en la disponibilidad hídrica están probablemente detrás de esta particularidad regional.

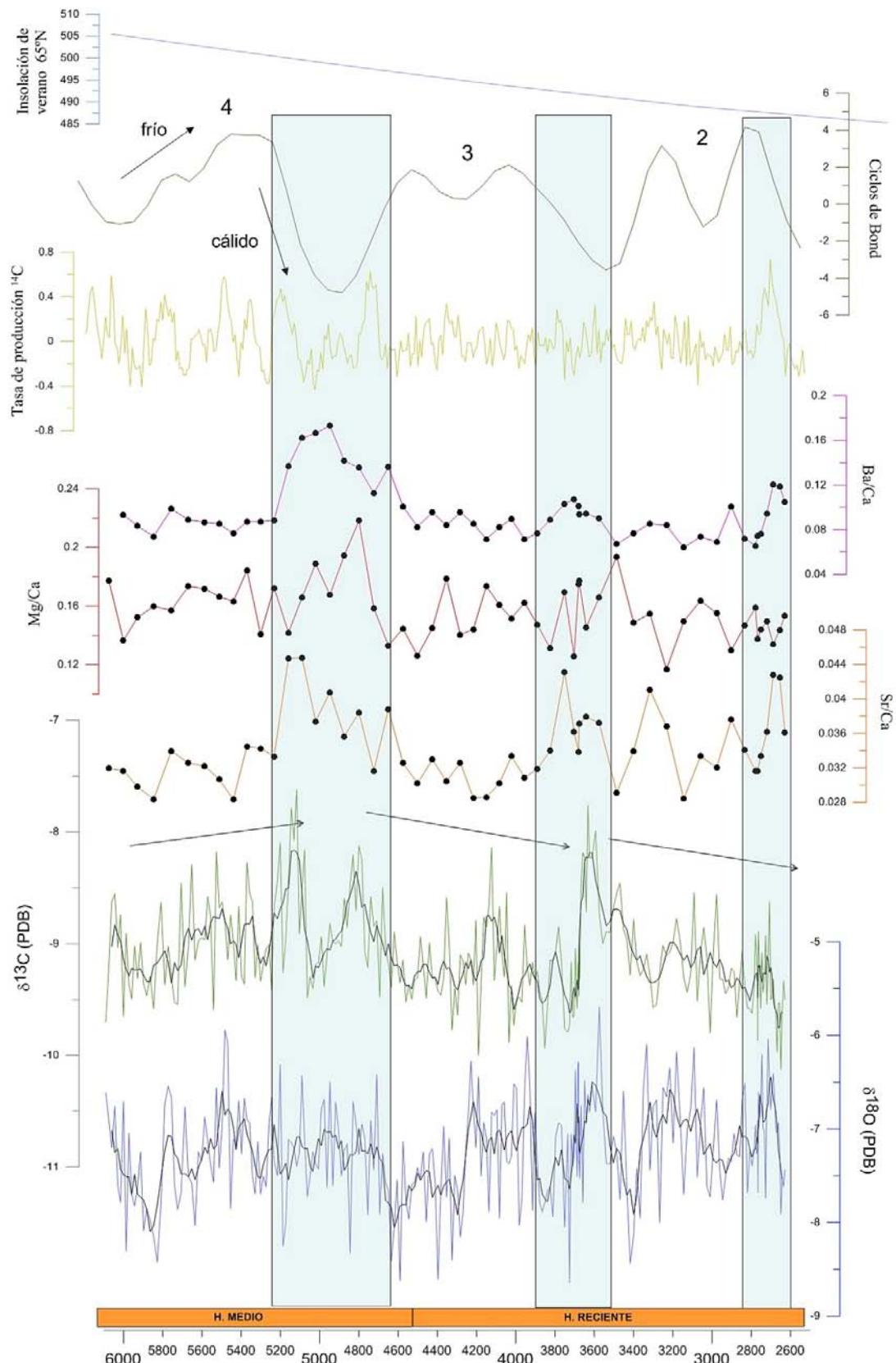


Fig 6.8. Contenido de la estalagmita en a) $\delta^{18}\text{O}$ y b) $\delta^{13}\text{C}$. Proporción de elementos traza en la estalagmita expresado con las relaciones c) Sr/Ca, d) Mg/Ca y e) Ba/Ca. f) Curva de las fluctuaciones en la actividad solar basada en las mediciones de ^{14}C en anillos de crecimiento (Stuiver *et al.*, 1998). g) Ciclos o eventos de Bond (estandarizado de varios sondeos) cuantificando sedimentos marinos. h) Insolación de verano a 65°N (Berger, 1978).

Conclusiones

Los estudios llevados a cabo en la Cueva de El Recuento permiten extraer las siguientes conclusiones relativas a:

- 1) Espeleogénesis.
 - a. La cueva se desarrolla en la Fm Mosqueruela (Cretácico superior), de naturaleza fundamentalmente dolomítica.
 - b. Desde el punto de vista morfológico, la cueva presenta una topografía compleja con desarrollo fundamentalmente vertical. La red de galerías presenta orientaciones NO-SE y NE-SO coincidiendo con el patrón de fracturación.
 - c. Desde el punto de vista evolutivo se establece una fase freática previa, probablemente durante el Pleistoceno superior y una etapa vadosa Pleistocena con desarrollo de espeleotemas.
- 2) Dinámica espeleotémica actual. La monitorización de la Cueva durante el primer semestre de 2013 evidencia:
 - a. Una temperatura estable de 11 °C, con una humedad relativa permanente del 100%. La concentración de CO₂ es mayor en la parte más interna de la cueva y se incrementa hacia los meses cálidos, en relación con la eficacia de los procesos de ventilación.
 - b. Las tasas de goteo presentan un comportamiento diferencial, en función de la localización, e indican una falta de respuesta directa de la hidrología de la cueva a los eventos de lluvia exterior.
 - c. El análisis hidroquímico del goteo muestra aguas bicarbonatadas con algo de Mg²⁺ y SO₄⁼, con índices de saturación de calcita ligeramente positivos en marzo y junio. La desgasificación mecánica conduce a la precipitación de calcita (IS 0,51 en marzo, 0,37 en junio) en soportes artificiales de vidrio, fundamentalmente en los meses indicados. No se descarta la precipitación adicional de dolomita en la actualidad.
 - d. Los análisis isotópicos de los goteos muestran un comportamiento estacional, con valores más ligeros en invierno respecto a primavera ($\delta^{18}\text{O}$ de -12 y -11 ‰ frente a -10 y -9‰). Dicha estacionalidad se debe al área fuente de las precipitaciones (Atlántica vs Mediterránea) y la temperatura. El carbonato resultante mantiene esta estacionalidad aunque atenuada. Los valores más pesados de $\delta^{18}\text{O}$ de lluvia y del goteo coinciden con relaciones altas Mg/Ca y Sr/Ca. Los análisis de $\delta^{13}\text{C}$ en el carbonato precipitado en los vidrios reflejan valores más pesados en mayo (10 y -9‰), coincidiendo con un período de menores lluvias y mayor tiempo de residencia del agua en el suelo.
- 3) Paleoclima durante el Holoceno. Del registro espeleotémico se ha seleccionado para su estudio con fines paleoclimáticos la estalagmita denominada HOR.

- a. Esta estalagmita presenta una estructura laminada interna, probablemente de carácter estacional. El análisis micromorfológico parece indicar que la mineralogía calcítica actual procede de la transformación de aragonito como mineral precipitado inicialmente.
- b. El control cronológico se ha establecido a partir de 23 muestras mediante series de desequilibrio U/Th. El modelo de edad indica un crecimiento desde 9969 hasta 2715 BP, con un hiato entre los centímetros 3,5 y 7, desde la base, coincidente con gran parte del Holoceno Temprano. El período principal de crecimiento de HOR abarca por tanto el Holoceno Medio con unas tasas de crecimiento bastante estables (0,35 mm/año). Durante este período predominarían condiciones favorables térmicas y pluviométricas, con desarrollo de suelos y vegetación. El fin de su crecimiento coincide con la Epoca Fría del Hierro. Las fases de desarrollo y cese de la actividad espeleotémica durante el Holoceno (MIS 1) presentan una buena correlación con otros registros endo y exokársticos regionales.
- c. El registro isotópico y de elementos traza no presenta tendencias evolutivas marcadas durante Holoceno Medio. No obstante, se detectan dos eventos (5,2-4,7 ka BP y 3,8-3,6 ka BP) en los que observan valores pesados de $\delta^{13}\text{C}$ (-8‰) y valores máximos en las relaciones Mg/Ca, Sr/Ca y Ba/Ca (0.21, 0.044 y 0.17 respectivamente).
- d. Los eventos anteriores apuntan a un incremento de la aridez y coinciden con períodos cálidos holocenos que representan cambios climáticos rápidos (RCC) de naturaleza cíclica (Ciclos de Bond).
- e. Los resultados paleoambientales deducidos del registro estalagmítico de Ejulve parecen reforzar que la asociación de condiciones frías con aridez no es válida en el noreste peninsular para el Holoceno.

Bibliografía

- Alley, R.B., Ágústsdóttir, 2005. The 8k event: cause and consequences of a major Holocene abrupt climate change. *Quaternary Science Reviews* 24, 1123–1149.
- Allmendinger, R., Cardozo, N., Fisher, D. M. 2013. Structural Geology Algorithms: Vectors and Tensors, Ed. Pennsylvania State University. 302 pp. ISBN:9781107401389
- Alonso, A., Floquet, M., Mas, R. y Meléndez, A. 1993. Late Cretaceous carbonate platform: origin and evolution. En: Simó, J.A.T., Scott, R.W. y Masse, J.P. (Eds.). *Cretaceous carbonate platforms*. AAPG Mem. 56, 1-21.
- Angosto, M.C., Latorre, J.L., 2000. Cavidades naturales del término municipal de Ejulve (Somontano turolense): datos espeleométricos y bioespeleológicos. *Teruel* 1, 75–108.
- Aranbarri, J., González-Sampériz, P., Valero-Garcés, B., Moreno, A., Gil-Romera, G., Sevilla-Callejo, M., García-Prieto, E., Di Rita, F., Mata, P., Morellón, M., Magri, D., Rodríguez-Lázaro, J., Carrión, J. 2013. (en revisión). Postglacial vegetation dynamics and climate variability inferred from Villarquemado paleolake sequence (Iberian Range, NE Spain)
- Aurell, M., Bádenas, B., Casas, A. y Alberto, S. 2001. La Geología del Parque Cultural del río Martín. Asociación Parque Cultural del río Martín, 171 p.
- Baldini, J.U.L., McDermott, F., Hoffmann, D.L., Richards, D.A. and Clipson, N. 2008. Very high-frequency and seasonal cave atmosphere PCO₂ variability: Implications for stalagmite growth and oxygen isotope-based paleoclimate records. *Earth and Planetary Science Letters*, 272, 118-129.
- Baker, A., Asrat, A., Fairchild, I.J., Leng, M.J., Wynn, P.M., Bryant, C. Genty, D. and Umer, M. 2007. Analysis of the climate signal contained within $\delta^{18}\text{O}$ and growth rate parameters in two Ethiopian stalagmites. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 71, 2975-2988.
- Baker, A., Smith, C., Jex, C., Fairchild, I.J., Genty, D., Fuller, L., 2008. Annually laminated speleothems: a review. *International Journal of Speleology* 37, 193–206.
- Baldini J.U.L. 2004. Geochemical and hydrological characteristics of stalagmites as palaeoclimate proxies, with an emphasis on trace element variability. Ph.D. thesis, University College Dublin, 295 pp.
- Bar-Matthews, M., Ayalon, A., Kaufman, A., 1997. Late Quaternary paleoclimate in the eastern Mediterranean region from stable isotope analysis of speleothems at Soreq Cave, Israel. *Quaternary Research* 47, 155–168.
- Bartolomé, M., Moreno, A., Sancho, C., Hellstrom, J., Belmonte, A., 2012. Cambios climáticos cortos en el Pirineo central durante el final del Pleistoceno superior y Holoceno a partir del registro estalagmítico de la cueva de Seso (Huesca). *Geogaceta* 51, 59–62.
- Benito, G., Machado, M.J., Pérez-González, A., 1996. Climate change and flood sensitivity in Spain, in: Branson, J., Brown, A.G., Gregory, K.J. (Eds.), *Global Continental Changes: The Context of Paleohydrology*, Geological Society Special Publication. The Geological Society of London, London, pp. 85–98.
- Berger, A., 1978. Long-term variations of caloric insolation resulting from the Earth's orbital elements. *Quaternary Research* 9, 139–167.
- Bond, G., Showers, W., Cheseby, M., Lotti, R., Almasi, P., de Menocal, P., Priore, P., Cullen, H., Hajdas, I., Bonani, G., 1997. A pervasive millennial-scale cycle in North Atlantic Holocene and glacial climates. *Science* 278, 1257–1266.
- Bond, G., Kromer, B., Beer, J., Muscheler, R., Evans, M., Showers, W., Hoffmann, S., Lotti-Bond, R., Hajdas, I., Bonani, G., 2001. Persistent solar influence on North Atlantic climate during the Holocene. *Science* 294, 2130–2136.

- Bouzek, J., 1982. Climatic changes and central European prehistory. *Climatic Change in Later Prehistory*, Edinburgh University Press, Edinburgh 179–191.
- Brice, W.C., 1981. Climate change and ethnic movements in the Early Iron Age. In: Delano Smith, C., Parry, M. (Eds.), *Consequences of Climatic Change*. Dpt. Geography Univ. of Nottingham, pp. 124–128.
- Caballero E., Jimenez de Cisneros C. and Reyes E. 1996. A stable isotope study of cave seepage Waters. *Applied Geochemistry* 11:583-587.
- Carrión, J.S., Fernández, S., González-Sampériz, P., Gil-Romera, G., Badal, E., Carrión-Marco, Y., López-Merino, L., López-Sáez, J.A., Fierro, E., Burjachs, F., 2010. Expected trends and surprises in the Lateglacial and Holocene vegetation history of the Iberian Peninsula and Balearic Islands. *Review of Palaeobotany and Palynology* 162, 458–475.
- Canérot, J. 1974. *Recherches géologiques aux confins des chaînes Ibérique et Catalane*. Tesis Doctoral, ENADIMSA, 517 p.
- Canérot, J. 1982. Ibérica central-Maestrazgo. En: García, A. (coord.). *El Cretácico de España*, 273-344 p. Universidad Complutense.
- Cardozo, N., Allmendinger, R.W., 2013. Spherical projections with OSXStereonet. *Computers & Geosciences* 51, 193–205.
- Cheng, H., Edwards, R.L., Hoff, J., Gallup, C.D., Richards, D.A., Asmerom, Y. 2000. The half-lives of uranium-234 and thorium-230. *Chemical Geology* 169, 17-33.
- Coleman, M.L., Shepherd, T.J., Durham, J.J., Rouse, J.E., Moore, G.R., 1982. Reduction of water with zinc for hydrogen isotope analysis. *Analytical Chemistry* 54, 993–995.
- Crespo, A. y Navarro, D. 1979. *Mapa Geológico de España 1:50.000 Hoja 518 (Montalbán)*. IGME, 31 p.
- Cruz, F.W.Jr., Karmann, I., Viana, O.Jr., Burns, S.J., Ferrari, J.A., Vuille, M., Sial, A.N. and Moreira, M.Z. 2005. Stable isotope study of cave percolation waters in subtropical Brazil: Implications for paleoclimate inferences from speleothems. *Chemical Geology*, 220, 245-262.
- Dansgaard, W., 1964. Stable isotopes in precipitation. *Tellus* 16, 436–468.
- Dansgaard, W., Johnsen, S.J., Clausen, H.B., Dahl-Jensen, D., Gundestrup, N.S., Hammer, C.U., Hvidberg, C.S., Steffensen, J.P., Sveinbjörnsdóttir, A.E., Jouzel, J., Bond, G., 1993. Evidence for general instability of past climate from a 250-kyr ice-core record. *Nature* 364, 218–220.
- Domínguez-Villar, D., Fairchild, I.J., Baker, A., Wang, X., Edwards, L.R., Cheng, H., 2009. Oxygen isotope precipitation anomaly in the North Atlantic region during the 8.2 ka event. *Geology* 37, 1095–1098.
- Domínguez-Villar, D., Wang, X., Cheng, H., Martín-Chivelet, J., Edwards, R.L., 2008. A high-resolution late Holocene speleothem record from Kaite Cave, northern Spain: d_{180} variability and possible causes. *Quaternary International* 187, 40–51.
- Dorale, J.A., Edwards, R.L., Onac, B.P., 2002. Stable isotopes as environmental indicators in speleothems, in: Daoxian, Y., Cheng, Z. (Eds.), *Karst Processes and the Carbon Cycle*. Geological Publishing House, Beijing, China, p. 107.120.
- Dorale, J.A., Edwards, R.L., Alexander, E.C., Shen, C.C., Richards, D.A., Cheng, H., 2004. Uranium-series dating of speleothems: current techniques, limits and applications, in: Mylroie, J.E., Sasowsky, I.D. (Eds.), *Studies of Cave Sediments: Physical and Chemical Records of Paleoclimate*. Kluwer Academic / Plenum publishers, New York, pp. 177–197.

- Dorale, J.A., Liu, Z., 2009. Limitations of Hendy test criteria in judging the paleoclimatic suitability of speleothems and the need for replication. *Journal of Cave and Karst Studies* 71, 73–80.
- Dorale, J.A., Onac, B.P., Fornos, J.J., Gines, J., Gines, A., Tuccimei, P., Peate, D.W., 2010. Sea-Level Highstand 81,000 Years Ago in Mallorca. *Science* 327, 860–863.
- Durán, J.J., Barea, J., López-Martínez, J., Rivas, A., Robledo, P., 2004. Panorámica del karst en España, in: Andreo, B., J. J., D. (Eds.), *Investigaciones En Sistemas Kársticos Españoles*. Publicaciones del Instituto Geológico y Minero de España, pp. 15–25.
- Epica, C.M., 2004. Eight glacial cycles from an Antarctic ice core *Nature* 429, 623–628.
- Ford, D., Williams, P. 2007. Karst hydrogeology and geomorphology. John Wiley and sons Ltd. West Sussex, England. 298-305
- Epstein, S., Mayeda, T., 1953. Variation of O₁₈ content of waters from natural sources. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 4, 213–224.
- Fairchild, I.J., Borsato, A., Tooth, A.F., Frisia, S., Hawkesworth, C.J., Huang, Y., McDermott, F. and Spiro, S. 2000. Controls on trace element (Sr–Mg) compositions of carbonate cave waters: implications for speleothem climatic records. *Chemical Geology*, 166, 255-269.
- Fairchild, I.J., Smith, C.L., Baker, A., Fuller, L., Spötl, C., Matthey, D., McDermott, F., E.I.M.F, 2006. Modification and preservation of environmental signals in speleothems. *Earth-Science Reviews* 75, 105–153.
- Fairchild, I.J., Treble, P.C., 2009. Trace elements in speleothems as recorders of environmental change. *Quaternary Science Reviews* 28, 449–468.
- Finlayson, G., Finlayson, C., Giles Pacheco, F., Rodriguez Vidal, J., Carrión, J.S., Recio Espejo, J.M., 2008. Caves as archives of ecological and climatic changes in the Pleistocene - The case of Gorham's cave, Gibraltar. *Quaternary International* 181, 55–63.
- Ford, D.C., Williams, P., 2007. Karst hydrogeology and geomorphology. John Wiley & Sons.
- Fricke H. C y O'Neil J.R. 1999. The correlation between ¹⁸O/¹⁶O ratios of meteoric water and surface temperature: its use in investigation terrestrial climate change over geologic time. *Earth Planet. Sc. Lett.* 170: 181-196.
- Friedman, I., O'Neil, J.R., 1977. Compilation of stable isotope fractionation factors of geochemical interest. U.S. G.P.O.
- Fuller, I.C., Macklin, M.G., Lewin, J., Passmore, D.G., Wintle, A.G., 1998. River response to high-frequency climate oscillations in southern Europe over the past 200 k.y. *Geology* 26, 275–278.
- Gat J.R. 1996. Oxygen and hydrogen isotopes in the hydrologic cycle. *Annu. Rev. Earth and Pl. Sc.* 24: 225-262.
- Gázquez, F., Calaforra, J.M., Forti, P., 2011. Black Mn-Fe Crusts as Markers of Abrupt Palaeoenvironmental Changes in El Soplao Cave (Cantabria, Spain). *International Journal of Speleology* 40.
- GEM y CEA. 1992. *Topografía de la Cueva de El Recuenco*
- van Geel, B., van der Plicht, J., Renssen, H., 2003. Major Δ¹⁴C excursions during the late glacial and early Holocene: changes in ocean ventilation or solar forcing of climate change? *Quaternary International* 105, 71–76.
- Genty, D., Quinif, Y., 1996. Annually laminated sequences in the internal structure of some Belgian stalagmites; importance for paleoclimatology. *Journal of Sedimentary Research* 66, 275–288.

- Genty D., Baker A., and Vokal B. 2001. Intra- and inter-annual growth rate of modern stalagmites. *Chem. Geol.* 176: 191-212.
- Gèze, B., 1965. *La spéléologie scientifique*. Éditions du Seuil.
- Gray, L.J., Beer, J., Geller, M., Haigh, J.D., Lockwood, M., Matthes, K., Cubasch, U., Fleitmann, D., Harrison, G., Hood, L., Luterbacher, J., Meehl, G.A., Shindell, D., van Geel, B., White, W., 2010. Solar influences on climate. *Rev. Geophys.* 48, RG4001.
- Guimerà, J. 1988. Estudi structural de l'enllaç entre la Serralada Ibérica i la Serralada Costanera Catalana. Tesis Doctoral, Universidad de Zaragoza, 600 p.
- Gutiérrez, M. y Peña, J.L. 1994. Cordillera Ibérica. En: Gutiérrez, M. (Ed.). *Geomorfología de España*. Editorial Rueda, 251-286.
- Hellstrom, J., McCulloch, M., Stone, J., 1998. A detailed 31,000-year record of climate and vegetation change, from the isotope geochemistry of two New Zealand speleothems. *Quaternary Research* 50, 167–178.
- Hellstrom, J. 2003. Rapid and accurate U/Th dating using parallel ion-counting multicollector ICP-MS. *Journal of Analytical Atomic Spectrometry*. 18: 1346-1351.
- Hendy C.H. 1971. The isotopic geochemistry of speleothems. The calculation of the effects of the different modes of formation on the isotopic composition of speleothems and their applicability as palaeoclimatic indicators. *Geochim. Cosmochim. Ac.* 35: 801:824
- Herrero, M., Marcén, C., Abad, M., Vázquez-Urbez, M., Garcés, B., 2013. El sistema de barreras tobáceas holocenas de Las Parras de Martín (Cordillera Ibérica, Teruel). *Cuadernos de investigación geográfica* 141–158.
- Hill, C.A., Forti, P., Shaw, T.R., 1997. Cave minerals of the world. National speleological society Huntsville.
- Lauritzen, S.-E., Lundberg, J., 1999. Speleothems and climate: a special issue of *The Holocene*. *The Holocene* 9, 643–647.
- Liesa, C. 1998. Estructura y cinemática del arco de cabalgamientos Portalrubio-Vandellós en el sector de Castellote (Teruel). *Grupo de Estudios Masinos*, 18, 9-37.
- Martin-Chivelet, J., Munoz-Garcia, M.B., Dominguez-Villar, D., Turrero, M.J., Ortega, A.I., 2006. Comparative analysis of stalagmites from two caves of Northern Spain. Implications for holocene paleoclimate studies, in: *Geologica Belgica*. Presented at the Les séries sédimentaires endokarstiques. Mémoires de l'environnement. Symposium, *Geologica Belgica*, pp. 323–335.
- Martín-Chivelet, J., Muñoz-García, M.B., Edwards, R.L., Turrero, M.J., Ortega, A.I., 2011. Land surface temperature changes in Northern Iberia since 4000 yr BP, based on $\delta^{13}\text{C}$ of speleothems. *Global and Planetary Change*.
- Martínez-Tudela, A., Cuenca, F.R., Santesteban, C. de, Grün, R., Hentzsch, B., 1986. Los travertinos del río Matarraña, Beceite (Teruel), como indicadores paleoclimáticos del Cuaternario. *Quaternary climate in western Mediterranean*. Proceeding of the Symposium on Climatic Fluctuations during the Quaternary in the Western Mediterranean Regions, Madrid, Jun. 16-21
- Mattey, D., Lowry, D., Duffet, J., Fisher, R., Hodge, E., Frisia, S., 2008. A 53 year seasonally resolved oxygen and carbon isotope record from a modern Gibraltar speleothem: Reconstructed drip water and relationship to local precipitation. *Earth and Planetary Science Letters* 269, 80–95.
- Mayewski, P.A., Rohling, E.J., Stager, J.C., Karlén, W., Maasch, K.A., Meeker, L.D., Meyerson, E.A., Gasse, F., Van Kreveld, S.A., Holmgren, C.A., Lee-Thorp, J.A., Rosqvist, G., Rack, F.,

- Staubwasser, M., Schneider, R., Steig, E.J., 2004. Holocene climate variability. *Quaternary Research* 62, 243–255.
- McCrea, J.M., 1950. On the Isotopic Chemistry of Carbonates and a Paleotemperature Scale. *The Journal of Chemical Physics* 18, 849–857.
- McDermott F., Frisia S., Huang Y., Longinelli A., Spiro B., Heaton T.H.E., Hawkesworth C.J., Borsato A., Keppens E., Fairchild I.J., van der Borg K., Verheyden S. and Selmo E. 1999. Holocene climate variability in Europe: evidence from $d^{18}\text{O}$ and textural variations in speleothems. *Quaternary Sci. Rev.* 18: 1021-2038
- McDermott, F., 2004. Palaeo-climate reconstruction from stable isotope variations in speleothems: a review. *Quaternary Science Reviews* 23, 901–918.
- McDermott 2005. Isotopes in Speleothems, en Isotopes in Palaeoenvironmental Research. M.J.Leng (ed). Springer. Netherlands. 185-225.
- deMenocal, P., Ortiz, J., Guilderson, T.P., Adkins, J.F., Sarnthein, M., Baker, L., Yarunsiky, M., 2000. Abrupt onset and termination of the African Humid Period: rapid climate responses to gradual insolation forcing. *Quaternary Science Reviews* 19, 347–361.
- Moore, G.W., 1952. Speleothem—a new cave term. *NSS News* 10, 2.
- Morellón, M., Valero-Garcés, B.L., Moreno, A., González-Sampériz, P., Mata, P., Romero, O., Maestro, M., Navas, A., 2008. Holocene palaeohydrology and climate variability in Northeastern Spain: the sedimentary record of lake Estanya (Pre-Pyrenean range). *Quaternary International* 181, 15–31.
- Moreno, A., Ribas, A.B., Bartolomé, M., Marcén, C.S., Urcia, B.O., Stoll, H., Edwards, L.R., Cheng, H., Hellstrom, J., 2013. Formación de espeleotemas en el noreste peninsular y su relación con las condiciones climáticas durante los últimos ciclos glaciares. *Cuadernos de investigación geográfica* 25–47.
- Moreno, A., Sancho, C., Oliva, B., Bartolome, M., Cacho, I., Stoll, H., Edwards, L., Cheng, H., Hellstrom, J., 2013. Registro espeleotémico de la variabilidad climática durante el holoceno: la cueva de Molinos (Teruel). *VIII Reunión de Cuaternario Ibérico, La Rinconada – Sevilla*.
- Moreno, A., González-Sampériz, P., Morellón, M., Valero-Garcés, B.L., Fletcher, W.J., 2012. Northern Iberian abrupt climate change dynamics during the last glacial cycle: A view from lacustrine sediments. *Quaternary Science Reviews* 36, 139–153.
- Moreno, A., Stoll, H., Jiménez-Sánchez, M., Cacho, I., Valero-Garcés, B., Ito, E., Edwards, R.L., 2010. A speleothem record of glacial (25–11.6 kyr BP) rapid climatic changes from northern Iberian Peninsula. *Global and Planetary Change* 71, 218–231.
- Moreno, A., Valero-Garcés, B.L., González-Sampériz, P., Rico, M., 2008. Flood response to rainfall variability during the last 2000 years inferred from the Taravilla Lake record (Central Iberian Range, Spain). *Journal of Paleolimnology* 40, 943–961.
- Muñoz-García, B., 2007. Los espeleotemas holocenos y pleistocenos de la Cueva del Cobre (Sierra de Peña Labra, Palencia) como indicadores de variabilidad climática. Universidad Complutense.
- Muñoz, A., Sancho, C., 2008. Monitorización climática de las cuevas de Ortigosa de Cameros (La Rioja): aplicación a la interpretación del registro climático de los espeleotemas holocenos. *Zubía* 21–36.
- Parkhurst, D.L. and Appelo, C.A.J., 1999, User's guide to PHREEQC (version 2)--A computer program for speciation, batch-reaction, one-dimensional transport, and inverse geochemical calculations: U.S. Geological Survey Water-Resources Investigations Report 99-4259, 312 p.

- Peña, J.L., Gutiérrez, M., Ibáñez, M.J., Lozano, M.V., Rodríguez, J., Sánchez, M., Simón, J.L., Soriano, A. y Yetano, L.M. 1984. Geomorfología de la provincia de Teruel. Instituto de Estudios Turolenses, 149 p.
- Peña, J. I., Sancho, C., Lozano, M. v., 2000. Climatic and tectonic significance of Late Pleistocene and Holocene tufa deposits in the Mijares River canyon, eastern Iberian Range, northeast Spain. *Earth Surface Processes and Landforms* 25, 1403–1417.
- Pérez-Sanz, A., González-Sampériz, P., Moreno, A., Valero-Garcés, B., Gil-Romera, G., Rieradevall, M., Tarrats, P., Lasheras-Álvarez, L., Morellón, M., Belmonte, A., Sancho, C., Sevilla-Callejo, M., Navas, A., 2013. Holocene climate variability, vegetation dynamics and fire regime in the central Pyrenees: the Basa de la Mora sequence (NE Spain). *Quaternary Science Reviews* 73, 149–169.
- Plunkett, G., Swindles, G.T., 2008. Determining the Sun's influence on Lateglacial and Holocene climates: a focus on climate response to centennial-scale solar forcing at 2800cal. BP. *Quaternary Science Reviews* 27, 175–184.
- Renssen, H., Brovkin, V., Fichefet, T., Goosse, H., 2003. Holocene climate instability during the termination of the African Humid Period. *Geophysical Research Letters* 30, 33–1, 33–4.
- Richards, D.A., Dorale, J.A., 2003. Uranium-series Chronology and Environmental Applications of Speleothems. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry* 52, 407–460.
- Roberts, N., Brayshaw, D., Kuzucuoglu, C., Perez, R., Sadori, L., 2011. The mid-Holocene climatic transition in the Mediterranean: Causes and consequences. *The Holocene* 21, 3–13.
- Rozanski K., Sonntag C. y Munnich K.O. 1982. Factors controlling stable isotope composition of European precipitation. *Tellus* 34: 142-150.
- Sancho, C., Pena, J.L., Melendez, A., 1997. Controls on Holocene and present-day travertine formation in the Guadalaviar River (Iberian Chain, NE Spain). *Zeitschrift für Geomorphologie* 41, 289–307.
- Scholz, D., Hoffmann, D.L., 2011. StalAge - An algorithm designed for construction of speleothem age models. *Quaternary Geochronology* 6, 369–382.
- Simón, J.L. 1984. Compresión y distensión alpinas en la Cadena Ibérica oriental. Instituto de Estudios Turolenses, 269 p.
- Simón, J.L. 1989. Late Cenozoic stress field and fracturing in the Iberian Chain and Ebro Basin (Spain). *Journal of Structural Geology*, 11, 285-294.
- Simón, J.L., Liesa, C.L. y Arlegui, L.E. 2002. Alpine tectonics I. The Iberian Ranges. En: Gibbons, W. y Moreno, M.T. (eds.). *The Geology of Spain*, 385-397. Geological Society, London.
- Shen C., Edwards R.L., Cheng H., Dorale J., Thomas R.B., Moran S. B., Weinstein S.E and Edmonds H.N. 2002. Uranium and thorium isotopic and concentration measurements by magnetic sector inductively coupled plasma mass spectrometry. *Chem. Geol.* 185: 165-178.
- Soria, A.R. 1997. La sedimentación en las cuencas marginales del surco Ibérico durante el Cretácico inferior y su control tectónico. Tesis Doctoral, Universidad de Zaragoza, 363 p.
- Speranza, B. van Geel, J. van der Plicht. 2002. Evidence for solar forcing of climate change at ca. 850 cal BC from a Czech peat sequence. *Global and Planetary Change*, 35 (2002), pp. 51–65
- Spötl C. y Mangini A. 2002. Stalagmite from the Austrian Alps reveals Dansgaard-Oeschger event during isotope stage 3: Implications for the absolute chronology of Greenland ice cores. *Earth Planet. Sc. Lett.* 203: 507-518.

- Stoll, H.M., Moreno, A., Mendez-Vicente, A., Gonzalez-Lemos, S., Jimenez-Sanchez, M., Dominguez-Cuesta, M.J., Edwards, R.L., Cheng, H., Wang, X., 2013. Paleoclimate and growth rates of speleothems in the northwestern Iberian Peninsula over the last two glacial cycles. *Quaternary Research*.
- Stoll, H.M., Moreno, A., Mendez-Vicente, A., Gonzalez-Lemos, S., Jimenez-Sanchez, M., Dominguez-Cuesta, M.J., Edwards, R.L., Cheng, H., Wang, X., 2013. Paleoclimate and growth rates of speleothems in the northwestern Iberian Peninsula over the last two glacial cycles. *Quaternary Research*.
- Stuiver, M., Reimer, P.J., Bard, E., Beck, J.W., Burr, G.S., Hughen, K.A., Kromer, B., McCormac, G., van der Plicht, J., Spurk, M., 1998. INTCAL98 Radiocarbon Age Calibration, 24000-0 cal BP. *Radiocarbon* 40, 1041–1083.
- Svensson, A., Andersen, K.K., Bigler, M., Clausen, H.B., Dahl-Jensen, D., Davies, S.M., Johnsen, S.J., Muscheler, R., Rasmussen, S.O., Röhlisberger, R., Peder Steffensen, J., Vinther, B.M., 2006. The Greenland Ice Core Chronology 2005, 15-42 ka. Part 2: comparison to other records. *Quaternary Science Reviews* 25, 3258–3267.
- Sweeting, M.M., 1972. Karst landforms. Macmillan London.
- Talma A.S and Vogel J.C. 1992. Late Quaternary paleotemperature derived from a speleothem from Cango Caves, Cape Province, South Africa. *Quaternary Res.* 37:203-213.
- Vandenschrick G, Van Wesemael B, Frot E. 2002. Using stable isotope analysis (dD-d18O) to characterise the regional hydrology of the Sierra de Gador, south east Spain. *Journal of Hydrology* 265: 43-55
- Vera, J.A., 2004. Geología de España. IGME.
- Wanner, H., Beer, J., Bütkofer, J., Crowley, T.J., Cubasch, U., Flückiger, J., Goosse, H., Grosjean, M., Joos, F., Kaplan, J.O., Küttel, M., Müller, S.A., Prentice, I.C., Solomina, O., Stocker, T.F., Tarasov, P., Wagner, M., Widmann, M., 2008. Mid- to Late Holocene climate change: an overview. *Quaternary Science Reviews* 27, 1791–1828.
- Wanner, H., Solomina, O., Grosjean, M., Ritz, S.P., Jetel, M., 2011. Structure and origin of Holocene cold events. *Quaternary Science Reviews* 30, 3109–3123.
- White, W., 1976. Cave minerals and speleothems In: Ford, TD and Cullingford, CH (Eds) *The science of speleology*. Academic Press, London.
- Yonge C., Ford D.C., Gray J. and Schwarcz H.P. 1985. Stable isotope studies of cave seepage water. *Chem. Geol.* 58:97-105.