



**GEOLOGÍA SEDIMENTARIA Y LUGARES DE OCUPACIÓN  
PREHISTÓRICOS DE LA CUEVA DE MALTRAVIESO (CÁCERES, ESPAÑA)  
Eva Mancha Flores**

Dipòsit Legal: T. 1352-2011

**ADVERTIMENT.** La consulta d'aquesta tesi queda condicionada a l'acceptació de les següents condicions d'ús: La difusió d'aquesta tesi per mitjà del servei TDX ([www.tesisenxarxa.net](http://www.tesisenxarxa.net)) ha estat autoritzada pels titulars dels drets de propietat intel·lectual únicament per a usos privats emmarcats en activitats d'investigació i docència. No s'autoritza la seva reproducció amb finalitats de lucre ni la seva difusió i posada a disposició des d'un lloc aliè al servei TDX. No s'autoritza la presentació del seu contingut en una finestra o marc aliè a TDX (framing). Aquesta reserva de drets afecta tant al resum de presentació de la tesi com als seus continguts. En la utilització o cita de parts de la tesi és obligat indicar el nom de la persona autora.

**ADVERTENCIA.** La consulta de esta tesis queda condicionada a la aceptación de las siguientes condiciones de uso: La difusión de esta tesis por medio del servicio TDR ([www.tesisenred.net](http://www.tesisenred.net)) ha sido autorizada por los titulares de los derechos de propiedad intelectual únicamente para usos privados enmarcados en actividades de investigación y docencia. No se autoriza su reproducción con finalidades de lucro ni su difusión y puesta a disposición desde un sitio ajeno al servicio TDR. No se autoriza la presentación de su contenido en una ventana o marco ajeno a TDR (framing). Esta reserva de derechos afecta tanto al resumen de presentación de la tesis como a sus contenidos. En la utilización o cita de partes de la tesis es obligado indicar el nombre de la persona autora.

**WARNING.** On having consulted this thesis you're accepting the following use conditions: Spreading this thesis by the TDX ([www.tesisenxarxa.net](http://www.tesisenxarxa.net)) service has been authorized by the titular of the intellectual property rights only for private uses placed in investigation and teaching activities. Reproduction with lucrative aims is not authorized neither its spreading and availability from a site foreign to the TDX service. Introducing its content in a window or frame foreign to the TDX service is not authorized (framing). This rights affect to the presentation summary of the thesis as well as to its contents. In the using or citation of parts of the thesis it's obliged to indicate the name of the author.

Eva Mancha Flores

GEOLOGÍA SEDIMENTARIA Y LUGARES DE  
OCUPACIÓN PREHISTÓRICOS DE LA CUEVA DE  
MALTRAVIESO (CÁCERES, ESPAÑA)

TESIS DOCTORAL

Bajo la dirección de los doctores:

Josep Vallverdú i Poch

Antoni Canals i Salomó

Eudald Carbonell i Roura

Departament d'Història i Història de l'Art



UNIVERSITAT ROVIRA I VIRGILI

Tarragona 2011

UNIVERSITAT ROVIRA I VIRGILI

GEOLOGÍA SEDIMENTARIA Y LUGARES DE OCUPACIÓN PREHISTÓRICOS DE LA CUEVA DE MALTRAVIESO (CÁCERES, ESPAÑA)

Eva Mancha Flores

DL: T. 1352-2011

**GEOLOGÍA SEDIMENTARIA Y LUGARES DE OCUPACIÓN  
PREHISTÓRICOS DE LA CUEVA DE MALTRAVIESO  
(CÁCERES, ESPAÑA)**

**Tesis Doctoral**

**EVA MANCHA FLORES**



**IPHES<sup>R</sup>**

**Institut Català de Paleoecologia  
Humana i Evolució Social**

UNIVERSITAT ROVIRA I VIRGILI

GEOLOGÍA SEDIMENTARIA Y LUGARES DE OCUPACIÓN PREHISTÓRICOS DE LA CUEVA DE MALTRAVIESO (CÁCERES, ESPAÑA)

Eva Mancha Flores

DL: T. 1352-2011

A la Eñi y el Mancha



## AGRADECIMIENTOS

A lo largo de los últimos años, muchas han sido las personas y muchas han sido las ciudades que me han acogido para poder terminar este trabajo. A todas ellas les ofrezco mis mejores pensamientos.

A Hornachos y a mi familia y por supuesto a mis amigos, por verme crecer en este mundo de la Prehistoria, y que pobres, nunca han entendido, pero que me han apoyado sin juzgar. A Cáceres y a Malpartida de Cáceres y a todos los amigos que encontré allí, pues hace más de doce años que forman parte de mi vida y sin los que ya no sé vivir.

Agradezco a París y a los miembros del IPH por ayudarme en mis primeros pasos de este trabajo, pues desde ahí encontré el camino. Por ello, no puedo olvidar agradecer tampoco el trato que me dieron los miembros del Laboratorio de Isótopos Estables de la Universidad de Salamanca, y por supuesto del Departamento de Estratigrafía de la Universidad de Complutense de Madrid. Y fue en Madrid, en la Universidad Autónoma, dónde encontré a unos magníficos investigadores a los que les agradezco la formación que pacientemente me han proporcionado. Así como al Ministerio de Educación y Ciencia por el disfrute de una beca FPU que me ha permitido realizar esta tesis doctoral.

Finalmente, y después de casi siete años, agradezco a Tarragona, por formarme en la Prehistoria, por encontrar a unos magníficos maestros, a grandes amigos y a ti. Por ello, Tarragona se ha convertido en mi hogar, dónde poder terminar este trabajo con el mayor cariño del mundo.

Por ello, mis recuerdos y mis agradecimientos, van a muchas personas, y son esas personas, que no necesitan ser nombradas, para saber que siempre pienso en ellas.

GRACIAS.



## ÍNDICE GENERAL

<b>ÍNDICE DE FIGURAS .....</b>	<b>11</b>
<b>ÍNDICE DE TABLAS .....</b>	<b>15</b>
<b>INTRODUCCIÓN GENERAL .....</b>	<b>17</b>
<b>OBJETIVOS GENERALES .....</b>	<b>21</b>
<b>CAPÍTULO 1 CONTEXTO GEOLÓGICO .....</b>	<b>25</b>
<b>1.1 CONTEXTO GEOLÓGICO Y GEOMORFOLÓGICO .....</b>	<b>27</b>
1.1.1 EXTREMADURA .....	27
1.1.2 ZONA CENTRO IBÉRICA .....	29
1.1.3 LA PENILLANURA TRUJILLO CACEREÑA Y EL SINCLINAL DE CÁCERES .....	31
1.1.4 EL COMPLEJO CACEREÑO .....	34
1.1.5 EL CALERIZO CACEREÑO .....	34
1.1.6 PERFILES TOPOGRÁFICOS .....	37
1.1.7 ESTADO ACTUAL DE LA ZONA DE MALTRAVIESO.....	39
<b>1.2 CONTEXTO HIDROLÓGICO .....</b>	<b>42</b>
1.2.1 HIDROLOGÍA DE LA ZONA .....	42
1.2.2 HIDROGEOLOGÍA DE “EL CALERIZO” .....	44
<b>1.3 CONTEXTO CLIMÁTICO.....</b>	<b>45</b>
<b>1.4 LA CUEVA DE MALTRAVIESO .....</b>	<b>47</b>
1.4.1 DESCRIPCIÓN .....	47
1.4.2 LAS SALAS Y CORREDORES DE LA CUEVA DE MALTRAVIESO .....	51
1.4.2.1 SALA DEL DESCUBRIMIENTO .....	51
1.4.2.2 SALA DE LA ENTRADA.....	52
1.4.2.3 SALA DEL GATO .....	52
1.4.2.4 PISO SUPERIOR.....	52
1.4.2.5 CORREDOR 1 .....	53
1.4.2.6 SALA DE LOS HUESOS .....	53
1.4.2.7 CORREDOR 2 .....	53
1.4.2.8 SALA DE LAS COLUMNAS.....	53
1.4.2.9 CORREDOR 3 .....	53
1.4.2.10 SALA DE LA MESITA .....	54
1.4.2.11 SALA DE LAS PINTURAS .....	54
1.4.2.12 SALA DE LA SERPIENTE .....	54
1.4.2.13 SALA DE LAS CHIMENEAS .....	54
<b>CAPÍTULO 2 CRONOESTRATIGRAFÍA DE LA CUEVA DE MALTRAVIESO</b>	<b>57</b>
<b>2.1 INTRODUCCIÓN (OSL) .....</b>	<b>59</b>
<b>2.2 OBJETIVOS (OSL).....</b>	<b>60</b>

<b>2.3 ANTECEDENTES TEÓRICOS DE LA DATACIÓN DE SEDIMENTOS MEDIANTE LUMINISCENCIA .....</b>	<b>61</b>
<b>2.4 LAS TÉCNICAS: MÉTODOS Y MATERIALES (OSL) .....</b>	<b>66</b>
2.4.1 MÉTODOS.....	66
2.4.1.1 LA TERMOLUMINISCENCIA.....	68
2.4.1.2 LUMINISCENCIA ESTIMULADA ÓPTICAMENTE.....	73
2.4.1.3 DIFERENCIAS ENTRE LA TL Y LA OSL.....	74
2.4.1.4 FUENTES DE ERROR EN LA DATACIÓN MEDIANTE LUMINISCENCIA.....	75
2.4.1.5 ALGUNAS APLICACIONES DE LA TÉCNICA .....	76
2.4.1.6 MÉTODO DEL GRANO FINO: LA PREPARACIÓN DE LAS MUESTRAS.....	77
2.4.1.7 EQUIPOS DE MEDIDA .....	79
A) Equipo de TL-OSL .....	79
B) Contador $\beta$ (Detector Beta).....	80
C) Contador $\alpha$ (Detector Alfa) .....	81
2.4.1.8 MEDICIONES DE LOS EQUIPOS Y PERMANENCIA DE LAS MUESTRAS EN LOS MISMOS.....	83
A) Dosis Equivalente .....	83
B) Dosis Anual.....	83
C) Actividad alfa.....	83
2.4.2 MATERIALES.....	85
2.4.2.1 MTV OSL 1: DIACLASA .....	86
2.4.2.2 MTV OSL 5: SALA DEL GATO.....	87
2.4.2.3 PROBLEMÁTICA DE LAS MUESTRAS .....	87
<b>2.5 PRESENTACIÓN DE DATOS-RESULTADOS (OSL).....</b>	<b>94</b>
2.5.1 MUESTRA MTV OSL1. DIACLASA (CORREDOR 3) .....	95
2.5.1.1 CUARZO SAMPLE Nº MADN5787R.BIN .....	95
2.5.1.2 FELDESPATO POTÁSICO SAMPLE Nº 5785.SDA .....	96
2.5.2 MUESTRA MTV OSL 5. SALA DEL GATO.....	97
2.5.2.1 CUARZO SAMPLE Nº MADN5786.BIN .....	97
2.5.2.2 CUARZO SAMPLE Nº MADN5786REP.BIN .....	98
2.5.2.3 CUARZO SAMPLE Nº MADN5786REPE.BIN .....	99
2.5.2.4 FELDESPATO POTÁSICO SAMPLE Nº 5786R.SDA.....	100
<b>2.6 DISCUSIÓN (OSL).....</b>	<b>101</b>
<b>2.7 CONCLUSIÓN (OSL) .....</b>	<b>107</b>
<b><u>CAPÍTULO 3 ESTRATIGRAFÍA QUÍMICA DE LA CUEVA DE MALTRAVIESO</u></b>	
<b><u>..... 111</u></b>	
<b>3.1 INTRODUCCIÓN (ISÓTOPOS ESTABLES).....</b>	<b>113</b>
<b>3.2 OBJETIVOS (ISÓTOPOS ESTABLES) .....</b>	<b>114</b>
<b>3.3 ANTECEDENTES DE LOS ESTUDIOS DE ISÓTOPOS ESTABLES EN ESPELEOTEMAS .....</b>	<b>115</b>
<b>3.4 FUNDAMENTOS TEÓRICOS DE LOS ISÓTOPOS ESTABLES.....</b>	<b>118</b>
3.4.1 CARACTERÍSTICAS GENERALES .....	118
3.4.2 EL FRACCIONAMIENTO ISOTÓPICO.....	120
3.4.3 FUNDAMENTOS .....	121
3.4.4 EL AGUA .....	123
3.4.5 EL CARBONO .....	126

3.4.6 EL OXÍGENO .....	129
<b>3.5 LAS TÉCNICAS: MÉTODOS Y MATERIALES (ISÓTOPOS ESTABLES).....</b>	<b>132</b>
3.5.1 MÉTODOS .....	132
3.5.2 MATERIALES.....	134
<b>3.6 PRESENTACIÓN DE DATOS (ISÓTOPOS) .....</b>	<b>136</b>
3.6.1 CARBONO.....	136
3.6.2 OXÍGENO.....	140
3.6.3 AGUA.....	146
3.6.4 TEMPERATURAS DE LOS ESPELEOTEMAS A PARTIR DE LOS VALORES DEL AGUA DE GOTE ACTUAL .....	146
3.6.5 TEMPERATURA DE LAS SONDAS .....	149
<b>3.7 DISCUSIÓN (ISÓTOPOS).....</b>	<b>154</b>
3.7.1 LA PRESENCIA DE PLANTAS C3 Y C4.....	154
3.7.2 LA TEMPERATURA Y LA IMPORTANCIA DEL AGUA .....	155
3.7.3 LA IMPORTANCIA DE LA TEMPERATURA EXTERIOR Y SU RELACIÓN CON LA CAVIDAD .....	163
<b>3.8 CONCLUSIÓN (ISÓTOPOS) .....</b>	<b>166</b>
 <b><u>CAPÍTULO 4 LITOESTRATIGRAFÍA DE LA CUEVA DE MALTRAVIESO 169</u></b>	
<b>4.1 INTRODUCCIÓN (LITOESTRATIGRAFÍA) .....</b>	<b>171</b>
<b>4.2 OBJETIVOS (LITOESTRATIGRAFÍA).....</b>	<b>172</b>
<b>4.3 LOS CARBONATOS .....</b>	<b>173</b>
4.3.1 LA CLASIFICACIÓN DE LOS CARBONATOS .....	173
<b>4.4 TOBAS, TRAVERTINOS Y MICROBIOLOGÍA DE ESPELEOTEMAS .....</b>	<b>180</b>
4.4.1 TOBAS Y TRAVERTINOS .....	180
4.4.2 MICROBIOLOGÍA DE ESPELEOTEMAS.....	183
<b>4.5 CLASIFICACIÓN DE LOS ESPELEOTEMAS.....</b>	<b>185</b>
4.5.1 CLASIFICACIÓN EN FUNCIÓN DEL ORIGEN.....	185
4.5.2 CLASIFICACIÓN MORFOLÓGICA .....	187
4.5.3 ESPELEOTEMAS SUBACUÁTICOS.....	188
4.5.4 ONTOGENIA Y FILOGENIA .....	188
<b>4.6 ANTECEDENTES SOBRE LOS ESTUDIOS DE PETROGRAFÍA DE ESPELEOTEMAS .....</b>	<b>189</b>
<b>4.7 LAS TÉCNICAS: MATERIALES Y MÉTODOS (LITOESTRATIGRAFÍA) .....</b>	<b>196</b>
4.7.1 MATERIALES.....	196
4.7.1.1 ESPELEOTEMAS DE LA CUEVA DE MALTRAVIESO .....	196
4.7.1.2 LAS COLADAS ESTALAGMÍTICAS.....	203
A) Colada Estalagmítica PE1 .....	207
B) Colada Estalagmítica PE2 .....	207
C) Colada Estalagmítica PE3 .....	208
D) Colada Estalagmítica PE4 (Datación OSL) .....	209
E) Colada Estalagmítica PE5A .....	209
F) Colada Estalagmítica PE5B .....	210
G) Colada Estalagmítica PE5C.....	210
H) Colada Estalagmítica PE6.....	211
I) Colada Estalagmítica PE7 (Datación de OSL).....	211

J) Colada Estalagmítica PE8 .....	212
K) Colada Estalagmítica PE9 .....	212
L) Colada Estalagmítica PE10.....	213
4.7.1.3 DIFRACCIÓN DE RAYOS X .....	213
4.7.1.4 ABSORCIÓN ATÓMICA.....	214
4.7.1.5 MICROSCOPIO ELECTRÓNICO DE BARRIDO (SEM) Y MICROSCOPIO ELECTRÓNICO DE BARRIDO AMBIENTAL (ESEM).....	214
4.7.2 MÉTODOS .....	216
4.7.2.1 ANÁLISIS PETROGRÁFICO Y MICROESTRATIGRÁFICO .....	216
A) Preparación de las muestras.....	216
B) Metodología del análisis petrográfico .....	216
C) Vocabulario .....	217
D) Datos a tener en cuenta .....	219
4.7.2.2 RELACIÓN DE MICROFACIES DE MTV .....	220
4.7.2.3 DIFRACCIÓN DE RAYOS X .....	223
4.7.2.4 ABSORCIÓN ATÓMICA.....	223
4.7.2.5 MICROSCOPIO ELECTRÓNICO DE BARRIDO (SEM) Y MICROSCOPIO ELECTRÓNICO DE BARRIDO AMBIENTAL (ESEM).....	224
<b>4.8 PRESENTACIÓN DE DATOS .....</b>	<b>225</b>
4.8.1 MICROFACIES DE LOS ESPELEOTEMAS DE LA CUEVA DE MALTRAVIESO.....	225
4.8.1.1 MICROFACIES: CALCITA COLUMNAR.....	226
4.8.1.2 MICROFACIES: CALCITA MOSAICO .....	229
4.8.1.3 MICROFACIES: ARAGONITO ACICULAR .....	230
4.8.1.4 MICROFACIES: CRISTALITOS.....	231
4.8.1.5 MICROFACIES: CALCITA MICROCRISTALINA.....	231
4.8.1.6 RELACIÓN DE MICROFACIES DE MTV-INTERPRETACIÓN .....	234
4.8.2 ANÁLISIS DRX SOBRE LOS ESPELOETEMAS .....	239
4.8.3 ANÁLISIS DE ABSORCIÓN ATÓMICA.....	240
4.8.4 SEM/ESEM: FOTOGRAFÍAS.....	241
<b>4.9 DISCUSIÓN PETROGRÁFICA .....</b>	<b>245</b>
4.9.1 LAS COLADAS ESTALAGMÍTICAS DE LA CUEVA DE MALTRAVIESO.....	246
4.9.1.1 COLADA ESTALAGMÍTICA PE1 Nº18.....	246
4.9.1.2 COLADA ESTALAGMÍTICA PE2 Nº19 .....	248
4.9.1.3 COLADA ESTALAGMÍTICA PE10.1 Nº1.....	249
4.9.1.4 COLADA ESTALAGMÍTICA PE10.2 Nº2.....	250
4.9.1.5 COLADA ESTALAGMÍTICA PE10.3 Nº3.....	251
4.9.1.6 COLADA ESTALAGMÍTICA PE9 Nº4 .....	252
4.9.1.7 COLADA ESTALAGMÍTICA PE8 Nº5 (MESITA) .....	253
4.9.1.8 COLADA ESTALAGMÍTICA PE7.1 Nº6.....	254
4.9.1.9 COLADA ESTALAGMÍTICA PE7.2 Nº7.....	255
4.9.1.10 COLADA ESTALAGMÍTICA PE7.3 Nº8.....	256
4.9.1.11 COLADA ESTALAGMÍTICA PE6 Nº9 .....	256
4.9.1.12 COLADA ESTALAGMÍTICA PE5A1 Nº10.....	257
4.9.1.13 COLADA ESTALAGMÍTICA PE5A3 Nº11.....	258
4.9.1.14 COLADA ESTALAGMÍTICA PE5B2 Nº12.....	258
4.9.1.15 COLADA ESTALAGMÍTICA PE5C4 Nº13.....	259
4.9.1.16 COLADA ESTALAGMÍTICA PE5C3 Nº14.....	259
4.9.1.17 COLADA ESTALAGMÍTICA PE5C1 Nº15.....	260
4.9.1.18 COLADA ESTALAGMÍTICA PE3.2 Nº16.....	260

4.9.1.19 COLADA ESTALAGMÍTICA PE4 N°17 .....	261
4.9.2 RECAPITULACIÓN POR SUCESIÓN DE COLADAS .....	262
4.9.2.1 PE10 .....	262
4.9.2.2 PE7 .....	262
4.9.2.3 PE5A .....	263
4.9.2.4 PE5C .....	263
<b>4.10 CONCLUSIÓN (PETROGRAFÍA) .....</b>	<b>265</b>

## **CAPÍTULO 5 GEOMORFOLOGÍA ENDOKÁRSTICA DE LOS DEPÓSITOS QUÍMICOS DE LA CUEVA DE MALTRAVIESO .....** 267

<b>5.1 INTRODUCCIÓN .....</b>	<b>269</b>
<b>5.2 OBJETIVOS .....</b>	<b>271</b>
<b>5.3 ARQUEOLOGÍA DE LA CUEVA DE MALTRAVIESO .....</b>	<b>272</b>
5.3.1 LOS YACIMIENTOS ARQUEOLÓGICOS EN CUEVA .....	272
5.3.2 EL YACIMIENTO ARQUEOLÓGICO DE MALTRAVIESO .....	273
5.3.3 INTERVENCIONES ARQUEOLÓGICAS DE EPPEX EN LA CUEVA DE MALTRAVIESO .....	277
5.3.3.1 TRABAJOS DE LIMPIEZA .....	278
5.3.3.2 SONDEOS EN LA SALA DEL DESCUBRIMIENTO .....	279
5.3.3.3 EXCAVACIÓN EN LA SALA DE LA ENTRADA .....	279
5.3.3.4 EXCAVACIÓN EN LA SALA DE LOS HUESOS .....	280
5.3.3.5 EXCAVACIÓN EN LA SALA DE LAS CHIMENEAS .....	281
<b>5.4 LAS TÉCNICAS: MÉTODOS Y MATERIALES .....</b>	<b>286</b>
5.4.1 MÉTODOS .....	286
5.4.1.1 CLASIFICACIÓN DE LOS TIPOS DE CUEVAS. EL PAISAJE KÁRSTICO .....	286
5.4.1.2 EL KARST DE FRACTURA .....	288
5.4.1.3 TIPOS DE DISOLUCIÓN .....	289
5.4.1.4 PALEOKARST Y RELLENOS DE CUEVA .....	290
A) Rasgos de Paleokarst .....	291
B) Rellenos de cueva .....	294
5.4.1.5 MANANTIALES KÁRSTICOS .....	298
5.4.2 MATERIALES .....	303
5.4.2.1 PROCESOS SEDIMENTARIOS DETRÍTICOS Y QUÍMICOS .....	303
A) La Sala de los Huesos .....	304
B) Diaclasa .....	304
C) La Sala de las Chimeneas .....	305
<b>5.5 RESULTADOS .....</b>	<b>308</b>
<b>5.6 DISCUSIÓN FINAL .....</b>	<b>321</b>
5.6.1 AMBIENTES DE FORMACIÓN: ASOCIACIÓN DE MICROFACIES .....	324
5.6.1.1 LAS COLADAS DE INTERIOR DE CUEVA .....	324
A) Coladas de interior de cueva situadas en la base de la sucesión estratigráfica .....	327
B) Coladas de interior de cueva situadas en el techo de la sucesión estratigráfica .....	330
5.6.1.2 COLADAS DE ENTRADA DE CUEVA .....	332
A) Asociación de microfacies de estromatolitos y travertino .....	334
B) Coladas de entrada de cueva: microfacies de cianobacterias calcitizadas .....	342
5.6.2 INTERPRETACIÓN AMBIENTAL .....	344

5.6.2.1	AMBIENTES DE FORMACIÓN DE LOS ESPELOTEMAS: ANUALIDAD-ESTACIONALIDAD.....	344
5.6.2.2	EL CRECIMIENTO DE LAS CIANOBACTERIAS: EL SIGNIFICADO AMBIENTAL EN LOS ESPELOTEMAS.....	347
5.6.3	EL CLIMA DE LA CAVIDAD: PETROGRAFÍA E ISÓTOPOS .....	349
5.6.3.1	TEMPERATURA DE LOS ESPELOTEMAS DE INTERIOR DE CUEVA .....	352
5.6.3.2	TEMPERATURA DE LOS ESPELOTEMAS DE ENTRADA DE CUEVA .....	352
5.6.3.3	FORMACIÓN Y TEMPERATURA DE LOS ESPELOTEMAS DURANTE LOS INTERGLACIALES. ....	354
5.6.4	RASGOS POSDEPOSIONALES.....	361
5.6.5	LA CUEVA DE MALTRAVIESO: LUGAR DE OCUPACIÓN PREHISTÓRICO.....	363
5.6.5.1	PRIMERA FASE: DISOLUCIÓN FREÁTICA Y VADOSA .....	365
5.6.5.2	SEGUNDA FASE: DOLINA, SIMA Y CUEVA.....	369
5.6.5.3	TERCERA FASE: COLAPSO Y CIERRE DE LA CUEVA DE MALTRAVIESO .....	373
5.6.5.4	LOS LUGARES DE OCUPACIÓN PREHISTÓRICOS EN LA CUEVA DE MALTRAVIESO .....	375
<b>5.6</b>	<b>CONCLUSIÓN FINAL .....</b>	<b>378</b>
<b>5.7</b>	<b>PERSPECTIVAS DE FUTURO.....</b>	<b>380</b>
	<b>ANEXOS ISÓTOPOS ESTABLES .....</b>	<b>384</b>
	<b>ANEXOS LITOSTRATIGRAFÍA .....</b>	<b>387</b>
	<b><u>BIBLIOGRAFÍA .....</u></b>	<b><u>391</u></b>

## ÍNDICE DE FIGURAS

FIGURA 1. CORTE GEOLÓGICO DEL SINCLINAL DE CÁCERES (MODIFICADO DE TENA-DÁVILA & CORRETGE, 1982, POR REBOLLADA, E. ET AL. 2001) .....	33
FIGURA 2. MAPA GEOLÓGICO DE LA CIUDAD DE CÁCERES Y SU ENTORNO (DE LA HOJA 704) .....	33
FIGURA 3. EN ESTE MAPA 3D REALIZADO MEDIANTE LA DIGITALIZACIÓN DE LA CARTOGRAFÍA CON DIDGER Y TRATAMIENTO CON SURFER, SE SITUAN LOS YACIMIENTOS DEL COMPLEJO CACEREÑO (GARCÍA & CANALS, 2006).....	33
FIGURA 4. LOCALIZACIÓN DE LAS CUEVAS EN EL CALERIZO CACEREÑO Y LA CHARCA DEL MARCO. ....	37
FIGURA 5 PERFIL TOPOGRÁFICO Nº1 .....	38
FIGURA 6 PERFIL TOPOGRÁFICO Nº2 .....	38
FIGURA 7. UBICACIÓN DE LA CUEVA DE MALTRAVIESO DENTRO DE LA ZONA URBANIZADA (EXTRAÍDO DE INGEMISA, 1990). LA FLECHA INDICA EL NORTE. EL INSTITUTO DE FORMACIÓN PROFESIONAL ES EL ACTUAL INSTITUTO AL-QÁZERES.....	40
FIGURA 8. EL TAJO Y SUS AFLUENTES PRINCIPALES (FIGURA DE LA PÁGINA DIGITAL DE LA CONFEDERACIÓN HIDROGRÁFICA DEL TAJO, MINISTERIO DE MEDIO AMBIENTE).....	43
FIGURA 9. FOTO AÉREA DE CÁCERES (FUENTE: GOOGLE EARTH) CON LA LOCALIZACIÓN DE LOS DIFERENTES MATERIALES GEOLÓGICOS DEL SINCLINAL Y RÍOS.....	43
FIGURA 10. PLANTA DE LA CUEVA DE MALTRAVIESO CON LA LOCALIZACIÓN DE LAS SALAS Y CORREDORES. ....	49
FIGURA 11. SALA DEL DESCUBRIMIENTO ANTES DE SU DESTRUCCIÓN. EN EL CENTRO SE APRECIA UNA GRAN ESTALAGMITA...55	55
FIGURA 12. PARQUE DE MALTRAVIESO EN LA ACTUALIDAD. ANTIGUA SALA DEL DESCUBRIMIENTO. ....	55
FIGURA 13. PISO SUPERIOR (PARTE) .....	55
FIGURA 14. MESITA .....	55
FIGURA 15. PLANTA DE LA CUEVA DE MALTRAVIESO Y LOCALIZACIÓN DE LAS MUESTRAS DATADAS MEDIANTE OSL.....	60
FIGURA 16. DIAGRAMA DE LOS NIVELES DE ENERGÍA QUE ILUSTRAS EL PROCESO DE LA LUMINISCENCIA .....	67
FIGURA 17. ESQUEMA DE PREPARACIÓN DE MUESTRAS PARA TL Y OSL. EXTRAÍDO DE MARTÍN ET AL. 2007 .....	78
FIGURA 18. TL/OSL SYSTEM TL-DA-15.....	82
FIGURA 19. CONTADOR GEIGER-MÜLLER .....	82
FIGURA 20. CONTADOR DE CENTELLEO .....	82
FIGURA 21. UBICACIÓN DE OSL1.....	85
FIGURA 22. UBICACIÓN DE OSL5.....	85
FIGURA 23. LOCALIZACIÓN ESTRATIGRÁFICA DE OSL1, ENTRE EL CORREDOR 3 Y LA SALA DE LA MESITA. ....	86
FIGURA 24. LOCALIZACIÓN DE LA MUESTRA OSL 5 EN LA SALA DEL GATO, POR DEBAJO DE PE4 .....	87
FIGURA 25. CURVAS ALFA DE OSL1 DE FELDESPATO K.....	88
FIGURA 26. CURVAS BETA DE OSL5 DE FELDESPATO K.....	88
FIGURA 27. CURVAS ALFA DE OSL5 DE FELDESPATO K.....	89
FIGURA 28. CURVAS BETA DE OSL5 DE FELDESPATO K.....	89
FIGURA 29. CURVAS ALFA DE OSL1 DE CUARZO .....	90
FIGURA 30. CURVAS BETA DE OSL1 DE CUARZO .....	90
FIGURA 31. CURVAS ALFA PARA OSL5 POR CUARZO.....	92
FIGURA 32. CURVAS BETA PARA OSL5 POR CUARZO .....	92
FIGURA 33. ENTRADA DE SEDIMENTOS DEL PISO SUPERIOR .....	106
FIGURA 34. ENTRADA A LA SALA DEL GATO Y DEPÓSITO CARBONATADO A LA DERECHA .....	106
FIGURA 35. SALA DEL GATO, A LA IZQUIERDA LA PLACA CALIZA Y DEBAJO PE4 FRACTURADA.....	106
FIGURA 36. SUPERFICIE DE LA PLACA CALIZA DESPRENDIDA EN LA SALA DEL GATO, AL FONDO LA SALA DE LOS HUESOS.....	106
FIGURA 37. VARIACIONES DE LOS VALORES DE NEGATIVOS CON LA EVAPORACIÓN Y EL EFECTO DE ALTITUD. ....	124
FIGURA 38. LÍNEA DE AGUAS METEÓRICAS. ....	124
FIGURA 39. "LÍNEA DE CARBONATOS" DEL LABORATORIO DE ISÓTOPOS ESTABLES DE LA UNVIERSIDAD DE SALAMANCA ....	132
FIGURA 40. ESPECTRÓMETRO DE MASAS "DUAL INLET", MODELO SIRA-II (FUENTE: <a href="http://campus.usal.es/~isotopos/">HTTP://CAMPUS.USAL.ES/~ISOTOPOS/</a> ). .....	132
FIGURA 41. GRÁFICO DE VALORES DE $\Delta^{13}C_{PDB}$ . LA LÍNEA DIVISORIA DE -6‰ MARCA LA SEPARACIÓN ENTRE LA PLANTAS DE TIPO C3 (INFERIORES) Y C4 (MCDERMOTT, 2004). ....	138
FIGURA 42. GRÁFICO CON LOS VALORES DE PLANTAS C4 PARA LOS ESPELEOTEMAS DE LA CUEVA DE MALTRAVIESO. ....	139
FIGURA 43. GRÁFICO DE VALORES $\Delta^{18}O_{PDB}$ SOBRE LOS ESPELEOTEMAS DE LA CUEVA DE MALTRAVIESO. LOS EJES DE DIVISIÓN SON VALORES -0,25 ‰ Y MARCAN 1°C DE DIFERENCIA APROXIMADAMENTE (O'NEIL ET AL., 1975). ....	142
FIGURA 44. TODOS LOS VALORES DE $\Delta^{13}C_{PDB}$ PARA EL EJE DE LAS X Y $\Delta^{18}O_{PDB}$ PARA EL EJE DE LAS Y, CON LÍNEA DE TENDENCIA PARA COMPROBAR EL EQUILIBRIO. ....	143

FIGURA 45. GRÁFICO DE DATOS $\Delta^{13}\text{C}$ Y $\Delta^{18}\text{O}$ INDEPENDIENTES .....	144
FIGURA 46. GRÁFICO DE TEMPERATURAS CON AMBAS AGUAS. ....	149
FIGURA 47. GRÁFICO DE TEMPERATURAS (°C) A PARTIR DE LOS DATOS EXTRAIDOS DE LAS SONDAS .....	153
FIGURA 48. GRÁFICO CON LOS VALORES ISOTÓPICOS DE OXÍGENO DE PE3.2 .....	156
FIGURA 49. GRÁFICO CON LOS VALORES ISOTÓPICOS DE OXÍGENO DE PE4 .....	156
FIGURA 50. GRÁFICO CON LOS VALORES ISOTÓPICOS DE OXÍGENO DE PE9 .....	157
FIGURA 51. EVOLUCIÓN DE LAS TEMPERATURAS DE MÁS ALTAS A MÁS BAJAS. ....	159
FIGURA 52. GRÁFICO DE VALORES ISOTÓPICOS DEL OXÍGENO DE LAS TRES COLADAS DE PE7 .....	161
FIGURA 53. SEPARACIÓN DE VALORES DE PLANTAS C3 Y C4 PARA LAS COLADAS DE PE7 .....	162
FIGURA 54. AZUL OXÍGENO, VERDE CARBONO (VERDE OSCURO PLANTAS C4) .....	162
FIGURA 55. GRÁFICO DE TEMPERATURA ANUAL DE LOS AÑOS 2000-2006 PARA LA ZONA DE CÁCERES (FUENTE: HTTP://WWW.IAEA.ORG/) .....	165
FIGURA 56. GRÁFICO DE LA VARIACIONES ISOTÓPICAS DE LAS PRECIPITACIONES (2000-2006) PARA LA ZONA DE CÁCERES (FUENTE HTTP://WWW.IAEA.ORG/). ....	165
FIGURA 57. GRÁFICO DE LAS PRECIPITACIONES MEDIAS ANUALES PARA LA ZONA DE CÁCERES: 2000-2006 (FUENTE: HTTP://WWW.IAEA.ORG/). ....	165
FIGURA 58. GRÁFICO DE VALORES ISOTÓPICOS DEL OXÍGENO Y PRECIPITACIONES PARA LA ZONA DE CÁCERES EN UN AÑO (FUENTE: HTTP://WWW.IAEA.ORG/). ....	165
FIGURA 59. AMBIENTES CONTINENTALES NO MARINOS. MODIFICADO A PARTIR FLÜNGEL, 2004. ....	177
FIGURA 60. TIPOS DE ESPELEOTEMAS DE LA CUEVA DE MALTRAVIESO (I) .....	199
FIGURA 61. TIPOS DE ESPELEOTEMAS DE LA CUEVA DE MALTRAVIESO (II) .....	201
FIGURA 62 SECCIÓN (A) Y PLANTA (B) DE LA CUEVA DE MALTRAVIESO A PARTIR DE INGEMISA (1990) Y RIPOLL <i>ET AL.</i> (1999) CON LA UBICACIÓN DE LOS DEPÓSITOS QUÍMICOS Y LAS MUESTRAS. ....	205
FIGURA 63. CROQUIS DE LA UBICACIÓN DE PE1 .....	207
FIGURA 64. UBICACIÓN DE PE2 EN LA SALA DE LOS HUSEOS .....	208
FIGURA 65. UBICACIÓN DE PE3 EN EL CORREDOR 1. CROQUIS DE SU LOCALIZACIÓN Y MUESTRA. ....	208
FIGURA 66. UBICACIÓN DE PE4 EN LA SALA DEL GATO. CROQUIS DE SU LOCALIZACIÓN Y MUESTRA. ....	209
FIGURA 67. UBICACIÓN DE PE5A EN LA SALA DE LAS COLUMNAS. CROQUIS DE SU LOCALIZACIÓN Y MUESTRAS .....	209
FIGURA 68. UBICACIÓN DE PE5B EN LA SALA DE LAS COLUMNAS- CORREDOR 2. CROQUIS DE SU LOCALIZACIÓN Y MUESTRA .....	210
FIGURA 69. UBICACIÓN DE PE5C EN EL CORREDOR 2. CROQUIS DE SU LOCALIZACIÓN Y MUESTRAS .....	210
FIGURA 70. UBICACIÓN DE PE6 EN EL CORREDOR 3. CROQUIS DE SU LOCALIZACIÓN Y MUESTRA .....	211
FIGURA 71. UBICACIÓN DE PE7 EN EL CORREDOR 3. CROQUIS DE SU LOCALIZACIÓN Y MUESTRA .....	211
FIGURA 72. UBICACIÓN DE PE8 EN LA SALA DE LA MESITA. CROQUIS DE SU LOCALIZACIÓN Y MUESTRA .....	212
FIGURA 73. UBICACIÓN DE PE9 EN LA SALA DE LA MESITA. CROQUIS DE SU LOCALIZACIÓN Y MUESTRA .....	212
FIGURA 74. UBICACIÓN DE PE10 EN LA SALA DE LA MESITA. CROQUIS DE SU LOCALIZACIÓN Y MUESTRA .....	213
FIGURA 75. ESTE ESQUEMA REPRESENTA UNA LÁMINA DE CALCITA FLOTANTE. ....	228
FIGURA 76. EJEMPLOS DE MICROFACIES DE LOS ESPELEOTEMAS DE LA CUEVA DE MALTRAVIESO (NP: NÍCOLOES PARALELOS; NC: NÍCOLOES CRUZADOS). ....	237
FIGURA 77. FOTOGRAFÍAS TOMADAS MEDIANTE SEM (UAM). ....	241
FIGURA 78. FOTOGRAFÍAS TOMADAS MEDIANTE SEM (URV) .....	242
FIGURA 79. FOTOGRAFÍAS TOMADAS MEDIANTE ESEM (URV) .....	244
FIGURA 80. PLANO REALIZADO POR C. CALLEJO DÓNDE APARECE LA SALA DEL DESCUBRIMIENTO (A Y B). ....	274
FIGURA 81. IMAGEN TOMADA EN 1956 CUÁNDO SE PARARON LOS TRABAJOS DE CANTERÍA. ....	274
FIGURA 82. PINTURA SUPESTRE DE UNA MANO EN LA SALA DE LAS PINTURAS .....	276
FIGURA 83. GRABADO DE UNA CIERVA EN LA SALA DE LAS CHIMNEAS .....	276
FIGURA 84. PLANO DE DISTRIBUCIÓN DE LAS FIGURAS PALEOLÍTICAS EN LA CUEVA DE MALTRAVIESO SEGÚN COLLADO GIRALDO (2010) (EXTRAÍDO DE COLLADO GIRALDO, 2010) .....	276
FIGURA 85. PLANTA DE MALTRAVIESO CON LA LOCALIZACIÓN DE LAS SALAS Y CORREDORES. MODIFICADO DEL REALIZADO POR GETA (GRUPO DE ESPELEOLOGÍA TÉCNICA DE APAREJADORES DE MADRID) (RIPOLL <i>ET AL.</i> , 1999). ....	278
FIGURA 86. INICIO ABERTURA SONDEOS EN LA SALA DEL DESCUBRIMIENTO .....	279
FIGURA 87. ESTADO FINAL SONDEOS .....	279
FIGURA 88. EXCAVACIÓN Y LIMPIEZA DE LA SALA DE LA ENTRADA .....	279
FIGURA 89. ESTRATIGRAFÍA DE LA SALA DE LOS HUESOS .....	280
FIGURA 90. RESTOS DE ALGUNOS DE LOS TAXONES REPRESENTADOS EN EL CONJUNTOS DE LA SALA DE LOS HUESOS .....	281

FIGURA 91. PLANTA DE LA SALA DE LAS CHIMENEAS CON LAS TRES ÁREAS DE INTERVENCIÓN ARQUEOLÓGICA (FUENTE EPPEX)	282
FIGURA 92. SONDEO CERCANO A LA PARED ESTE (CUADRÍCULA DE 1X1 M). EN LA PARTE INFERIOR SE APRECIA EL TESTIGO DEJADO PARA LÁMINAS DELGADAS.	282
FIGURA 93. ESTRATIGRAFÍA ESTABLECIDA A PARTIR DEL PRIMER SONDEO (FUENTE EPPEX).	282
FIGURA 94. PERFIL APROXIMADO DE LA SALA DE LAS CHIMENEAS, JUNTO CON LOS SONDEOS INICIALES (FUENTE: EPPEX).	283
FIGURA 95. ESTRATIGRAFÍA LEVANTADA A PARTIR DE LA SECCIÓN DEL CONO 1 Y EL ÁREA DE EXCAVACIÓN.	284
FIGURA 96. A LA IZQUIERDA <i>LITTORINA OBTUSATA</i> , A LA DERECHA <i>PATELLA VULGATA</i> . DEBAJO HUESO GRABADO. (EXTRAÍDO DE CANALS, ET AL., EN PRENSA).	284
FIGURA 97. DESARROLLO DE CUEVAS (EXTRAÍDO DE PALMER, 2006)	288
FIGURA 98. PAISAJE KÁRSTICO DE EL CALERIZO (FUENTE: MARIO MODESTO)	293
FIGURA 99. SALA DE LA SERPIENTE-ENTRADA A LA SALA DE LAS CHIMENEAS. MARCAS DE CORRIENTE INDICADAS POR EL CÍRCULO ROJO.	293
FIGURA 100. ACCESO A LA SALA DE LA ENTRADA. <i>FLUTES Y RILLS</i> .	293
FIGURA 101. SALA DE LA SERPIENTE: <i>SOLUTION POCKETS</i> Y PARTE DE CEILING <i>PENDANTS</i> .	293
FIGURA 102. SALA DE LAS CHIMENEAS: <i>SOLUTION POCKETS</i> , CÚPULAS E IMPRONTAS DE CORRIENTE EN EL TECHO.	293
FIGURA 103. CANALES EN EL TECHO DE LA CAVIDAD, CERCA DE LA ENTRADA ACTUAL. EN REALIDAD ES UN TUBO FREÁTICO FORMADO A PRESIÓN HIDROESTÁTICA. SUS DIMENSIONES SON APROXIMADAMENTE 50x50 CM.	293
FIGURA 104. EJEMPLOS DE PROCESOS QUE CONTRIBUYEN A LA SEDIMENTACIÓN DETRÍTICA DE ENTRADA DE CUEVA (MODIFICADO DE MISOVSKY, 1987)	294
FIGURA 105. PLANTA DE LA CUEVA DE MALTRAVIESO CON LA MORFOLOGÍA DE ALGUNAS SECCIONES. REALIZADA ANTES DE LA INTERVENCIÓN DE EPPEX. MODIFICADA A PARTIR DE REBOLLADA, E. & FERNÁNDEZ AMO, F. J. (2001).	301
FIGURA 106. SALA DE LOS HUESOS.	307
FIGURA 107. FORMACIÓN ESPELEOTÉMICAS A LA ENTRADA DE LA SALA DE LAS COLUMNAS.	307
FIGURA 108. PARTE DEL CONO 1 DE LA SALA DE LAS CHIMENEAS	307
FIGURA 109. SONDEO DEL CONO 2 DE LA SALA DE LAS CHIMENEAS	307
FIGURA 110. BRECHA FOSILÍFERA DE LA DIACLASA. LOCALIZADA DETRÁS DE LA SALA DE LAS COLUMNAS.	309
FIGURA 111. FINAL DE LA DIACLASA EN LA SALA DE LAS PINTURAS. ABAJO A LA DERECHA FUNDA DE UNA CÁMARA (30x30 CM) PARA LA ESCALA.	309
FIGURA 112. PLANO VERTICAL DE DISOLUCIÓN Y EVACUACIÓN DE SEDIMENTOS ENTRE LA SALA DE LOS HUESOS Y LA SALA DE LAS COLUMNAS. NUEVO ESPACIO DEFINIDO A RAÍZ DE ESTE TRABAJO. COINCIDE CON EL PLANO DE DISOLUCIÓN N120°E. POCO ESPACIO PARA REALIZAR LA FOTO (50x50 CM).	309
FIGURA 113. LATERAL DE LA SALA DE LAS PINTURAS. DESPRENDIMIENTO DE MEGABLOQUES. MEDIDAS DE LOS MEGABLOQUES, APROXIMADAMENTE 2 x 1,5 m.	309
FIGURA 114. PLANO DE LA CUEVA DE MALTRAVIESO CON LOS PLANOS DE DISOLUCIÓN PRINCIPALES (A PARTIR DE FERNÁNDEZ & REBOLLADA, 2003).	311
FIGURA 115. PLANTA DE LA CUEVA DE MALTRAVIESO CON LOS LÍMITES REALES DE LA CAVIDAD. INDICACIÓN DEL PISO SUPERIOR Y EL NIVEL SUPERIOR COLMATADO. ZONA DE LA DIACLASA.	313
FIGURA 116. PLANTA DE LA CUEVA DE MALTRAVIESO A PARTIR DE RIPOLL ET AL, 1999, CON LOS LÍMITES REALES DE LA CAVIDAD. INDICACIÓN DEL PISO SUPERIOR Y EL NIVEL SUPERIOR COLMATADO. ZONA DE LA DIACLASA.	315
FIGURA 117. PLANTA DE LA CUEVA DE MALTRAVIESO CON LOS LÍMITES REALES DE LA CAVIDAD Y LOS PRINCIPALES DEPÓSITOS CON LA EDAD APROXIMADA.	317
FIGURA 118. PLANO DE MALTRAVIESO CON LA DISTRIBUCIÓN DE LAS COLADAS DE ENTRADA E INTERIOR DE CUEVA.	319
FIGURA 119. LOS ESPELEOTEMAS MÁS CORRIENTES Y SU AMBIENTE DE FORMACIÓN.	321
FIGURA 120. CUEVA DE EL CONEJAR (CÁCERES). CRECIMIENTO DE FLORA EN LA ENTRADA DE LA CAVIDAD.	322
FIGURA 121. COLUMNAS MICROESTRATIGRÁFICAS CON FACIES DE INTERIOR DE CUEVA (PE4 Y PE2)	325
FIGURA 122. PLANTA DE MTV CON LAS COLADAS CON MICROFACIES DE INTERIOR DE CUEVA (PE4 Y PE2)	325
FIGURA 123. MICROESTRATIGRAFÍAS CON MICROFACIES DE INTERIOR DE CUEVA.	328
FIGURA 124. LOCALIZACIÓN DE LAS COLADAS DE INTERIOR DE CUEVA	328
FIGURA 125. MICROESTRATIGRAFÍAS DE COLADAS CON MICROFACIES DE INTERIOR DE CUEVA (ZONA OSCURA) Y ABIERTA (ZONA PENUMBRA-LUZ)	331
FIGURA 126. LOCALIZACIÓN DE LAS COLADAS CON MICROFACIES DE INTERIOR DE CUEVA COMO TECHO DE LA SECUENCIA.	331
FIGURA 127. PE5C1, CALCITA COLIMNAR 10:1 EN EMPALIZADA. ESCALA 1 MM. NICOLES CRUZADOS.	333
FIGURA 128. MICROESTRATIGRAFÍA DE LAS COLADAS CON MICROFACIES DE ZONAS ENTRADA E INTERIOR DE CUEVA.	333
FIGURA 129. LOCALIZACIÓN EN PLANTA DE LAS COLADAS CON MICROFACIES DE ENTRADA E INTERIOR DE CUEVA.	333
FIGURA 130. MICROESTRATIGRAFÍAS DE LAS COLADAS PE6 Nº9 Y PE7.1 Nº6	335

FIGURA 131. PLANTA DE MTV CON LA UBICACIÓN DE LAS COLADAS DE ENTRADA DE CUEVA .....	335
FIGURA 132. CORREDOR 3 Y PARTE DE LA SALA DE LA MESITA. LOCALIZACIÓN DE LAS COLADAS PE7 Y PE6 Y SU RELACIÓN CON LA DIACLASA.....	335
FIGURA 133. DETALLE DEL TRAVERTINO (PE6 Nº9) Y DE CALCITA FLOTANTE EN PE7.1 Nº6. ESCALA 250 µM. NÍCOLES PARALELOS. ....	336
FIGURA 134. ESQUEMA HIPOTÉTICO DE UNA CAVIDAD, MODIFICADO DE TABOROSI <i>ET AL.</i> 2005. EN ÉL SE RELACIONAN LOS CARACTERES Y TIPOS DE ESPELEOTEMAS-TUFAS CON SU UBICACIÓN. ....	338
FIGURA 135. MICROESTRATIGRAFÍAS DE PE10.1 Nº1 Y PE5C1 Nº15. OBSÉRVESE QUE LA BASE DE AMBAS PRESENTA MICROFACIES DE CALCITA MICROCRISTALINA Y CALCITA COLUMNAR CON LAMINACIÓN .....	340
FIGURA 136. UBICACIÓN EN LA PLANTA DE MTV DE LAS COLADAS CON CALCITA MICROCRISTALINA EN LA BASE. ....	340
FIGURA 137. PE5C1 MICROFACIES DE CALCITA MICROCRISTALINA CON LAMINACIÓN (ESTROMATOLITOS). ESCALA 250µM. NÍCOLES PARALELOS. ....	341
FIGURA 138. MICROESTRATIGRAFÍAS CON MICROFACIES DE ABANICOS ACICULARES Y COLUMNARES DE ORIGEN BIOLÓGICO. ....	342
FIGURA 139. LOCALIZACIÓN EN LA CUEVA DE MTV DE LAS COLADAS CON ABANICOS ACICULARES Y PUNTEADO NEGRO O BASE OSCURA MICROCRISTALINA.....	342
FIGURA 140. TIPOS DE ABANICO DE ORIGEN BIOLÓGICO EN LA CUEVA DE MALTRAVIESO. ....	342
FIGURA 141. PLANTA DE MALTRAVIESO CON LA LOCALIZACIÓN DE LAS COLADAS ESTALAGMÍTICAS CON PRESENCIA DE MICROFACIES DE CIANOBACTERIAS CALCITIZADAS. ....	348
FIGURA 142. GRÁFICO DE TEMPERATURAS DE LOS ESPELEOTEMAS DE LA CUEVA DE MTV A PARTIR DE LOS DATOS ISOTÓPICOS DE DOS AGUAS DE GOTEOS ACTUALES. OBSÉRVESE LA DIFERENCIA DE TEMPRATURA TAN ACUSADA DE UN AGUA A OTRA. ....	357
FIGURA 143. TEMPERATURAS ORDENADAS CRONOLÓGICA Y ESTRATIGRÁFICAMENTE A PARTIR DEL AGUA DE LA SALA DE LAS COLUMNAS.....	358
FIGURA 144. TEMPERATURAS ORDENADAS CRONOLÓGICA, TOPOGRÁFICA Y ESTRATIGRÁFICAMENTE UTILIZANDO SÓLO EL VALOR DEL AGUA DE LA SALA DE LAS COLUMNAS. MARCADORES EN AZUL (ESPELEOTEMAS DE INTERIOR DE CUEVA), EN ROJO (ESPELEOTEMAS DE ENTRADA DE CUEVA).....	359
FIGURA 145. GRÁFICO DE TEMPERATURAS ORDENADAS ESTRATIGRÁFICA Y CRONOLÓGICAMENTE. SEGÚN LA DINÁMICA ISOTÓPICA PE5A, PASARÍAN A UN AMBIENTE DE ENTRADA DE CUEVA. ....	360
FIGURA 146. <i>THE FOUR-STATE MODEL</i> (FORD & WILLIAMS, 1989, PÁG. 262).....	365
FIGURA 147. ENTRADA DE LA CUEVA DE MALTRAVIESO. LÍNEAS DE DEBILIDAD.....	367
FIGURA 148. ESPACIO QUE COMUNICA LA SALA DE LOS HUESOS CON LA SALA DE LAS COLUMNAS. LAS DIMENSIONES SE APRECIAN EN EL PLANO, PUES CORRESPONDEN CON PARTE DEL CORREDOR 2.....	367
FIGURA 149. VISTA AÉREA DE LA ZONA DE MTV (FUENTE: <i>GOOGLE EARTH</i> ). UBICACIÓN DE LA CAVIDAD. LA LÍNEA ROJA MARCA 130 METROS. ....	367
FIGURA 150. ZONA DE CONTACTO DE PIZARRAS Y CALIZAS .....	371
FIGURA 151. POSICIÓN DE LAS PIZARRAS RESPECTO A LA ENTRADA ACTUAL DE LA CAVIDAD .....	371
FIGURA 152. PERFIL TIPO A PARTIR DE FERNÁNDEZ & REBOLLADA, 2003 .....	371
FIGURA 153. PERFIL TIPO CON EXTRAPOLACIÓN DE NIVEL SUPERIOR. A PARTIR DE FERNÁNDEZ & REBOLLADA, 2003. ....	372
FIGURA 154. INICIO DEL CORREDOR 2. ENCIMA DEL PRIMER FOCO (IZQUIERDA) SE APRECIA UN VACÍO EN DIRECCIÓN HACIA EL TECHO. ESTO MARCA EL LÍMITE ENTRE DOS ZONAS DE ABERTURA. ....	372
FIGURA 155. SECCIÓN IDEAL DE LA CUEVA DE MTV (ESCALA A PARTIR DEL PERFIL TIPO DE FERNÁNDEZ & REBOLLADA, 2003). ....	373
FIGURA 156. DIACLASA. DETRÁS DE LA SALA DE LAS COLUMNAS-CORREDOR 3. LA LUZ AL MARGEN IZQUIERDO INDICA EL ACCESO. SE OBSERVA LA COLMATACIÓN. APROXIMADAMENTE 3-4 METROS DESDE LA LUZ HASTA LA POSICIÓN DE LA FOTO. ....	373

## ÍNDICE DE TABLAS

TABLA 1. EDAD DE PE1 Y PE2 MEDIANTE U/TH.....	105
TABLA 2. RESULTADOS DE LAS DATACIONES MEDIANTE OSL EN LA CUEVA DE MALTRAVIESO .....	107
TABLA 3 RESULTADOS ISOTÓPICOS DEL CARBONO .....	137
TABLA 4. ESPELEOTEMAS CON VALORES DE PLANTAS TIPO C4.....	139
TABLA 5. VALORES ISOTÓPICOS DEL OXÍGENO .....	140
TABLA 6. ESPELEOTEMAS, MUESTRAS Y VALOR DE LA LÍNEA DE TENDENCIA. EN BLANCO LOS CONSIDERADOS QUE NO HAN PRECIPITADO EN EQUILIBRIO ISOTÓPICO SEGÚN EL VALOR DE LA LÍNEA DE TENDENCIA.....	145
TABLA 7. VALORES ISOTÓPICOS DEL AGUA DE GOTEO ACTUAL.....	146
TABLA 8. TEMPERATURAS DE LOS ESPELEOTEMAS DE LA CUEVA DE MALTRAVIESO A PARTIR DE LOS VALORES DE LAS DOS AGUAS. ....	147
TABLA 9. DATOS DE LAS SONDAS DE TEMPERATURA DE LA CUEVA DE MALTRAVIESO. ....	151
TABLA 10. AGRUPACIÓN DE ESPELEOTEMAS POR VALORES $\Delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}} \text{‰}$ SEPARADOS POR 1°C .....	159
TABLA 11. ENUMERACIÓN DE LAS COLADAS ESTALAGMÁTICAS .....	203
TABLA 12. MUESTRAS PARA DRX .....	213
TABLA 13. MUESTRAS PARA ABSORCIÓN ATÓMICA. ....	214
TABLA 14. MUESTRAS PARA SEM (UAM).....	215
TABLA 15. MUESTRAS PARA ESEM Y SEM (URV).....	215
TABLA 16. RELACIÓN DE MICROFACIES DE MTV-INTERPRETACIÓN.....	234
TABLA 17. RESULTADOS DE DRX.....	239
TABLA 18. RESULTADOS DE LOS ANÁLISIS DE ABSORCIÓN ATÓMICA. ....	240
TABLA 19. CUADRO RESUMEN DE INTERPRETACIÓN PETROGRÁFICA DE LAS MUESTRAS.....	264
TABLA 20. VALORES $\Delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}} \text{‰}$ DE LA COLADA ESTALAGMÁTICA PE4 Nº17.....	327
TABLA 21. VALORES $\Delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}} \text{‰}$ DE LAS COLADAS DE INTERIOR DE CUEVA .....	329
TABLA 22. VALORES $\Delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}} \text{‰}$ DE LAS COLADAS ALEJADAS DE LA DIACLASA. ....	332
TABLA 23. VALORES $\Delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}} \text{‰}$ DEL TRAVERTINO Y PE7.1 .....	339
TABLA 24. VALORES $\Delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}} \text{‰}$ DE LAS COLADAS CON BASE DE CALCITA MICROCRISTALINA .....	341
TABLA 25. VALORES ISOTÓPICOS DEL OXÍGENO PARA LOS ABANICOS DE ORIGEN BIOLÓGICO. ....	343
TABLA 26. VALORES ISOTÓPICOS DEL CARBONO PARA LOS ABANICOS DE ORIGEN BIOLÓGICO. ....	344
TABLA 27. TEMPERATURAS HALLADAS EN LAS COLADAS DE INTERIOR DE CUEVA A PARTIR DEL AGUA DE LA SALA DE LAS COLUMNAS.....	352
TABLA 28. TEMPERATURA DE LAS COLADAS MÁS IMPORTANTES DE ENTRADA DE CUEVA A PARTIR DEL AGUA DE GOTEO DE LA SALA DE LAS COLUMNAS. ....	353
TABLA 29. TEMPERATURAS DE LAS MICROFACIES DE ORIGEN BIOLÓGICO. ....	353
TABLA 30. TEMPERATURAS DE LAS COLADAS A PARTIR DEL AGUA DE LA SALA DE LAS COLUMNAS. ....	356



## INTRODUCCIÓN GENERAL

La Cueva de Maltravieso se sitúa en el casco urbano de Cáceres (España). Su descubrimiento se debe a unos trabajos de cantería que durante los años 50 dejaron al descubierto la entrada artificial de una cavidad de unos 130 m de largo, dividida en varias salas y corredores y parte de un nivel superior. Lo más sorprendente fue que en una de las salas, destruida poco después, (la Sala del Descubrimiento) se hallaron algunos enterramientos holocénicos que ponía de manifiesto el valor arqueológico de la cueva.

Años después, se redescubriría su potencial arqueológico en dos vertientes, el hallazgo de pinturas rupestres del Paleolítico superior y restos fósiles de fauna pleistocena descontextualizados (debido a la excavación de una trinchera artificial a lo largo de la cavidad). No obstante, durante las primeras décadas, las pinturas rupestres abarcaron todo el interés científico, dejando de lado cualquier otra intervención arqueológica hasta principios del año 2000.

En el año 2000 comenzó a formarse el Equipo de Investigación “Primeros Pobladores de Extremadura” (EPPEX), encabezado por los doctores Dr. Eudald Carbonell y Dr. Antoni Canals y cuyo objetivo era crear un equipo de jóvenes investigadores extremeños que llevaran a cabo el estudio del Pleistoceno en Extremadura.

Dentro de este contexto, en el año 2002, se creó un proyecto de investigación para la Cueva de Maltravieso, dirigido por EPPEX. El objetivo era llevar a cabo la intervención sistemática de la cavidad. Para ello se abrieron dos áreas de excavación, una en la Sala de los Huesos (cerca de la entrada actual) y otra en la Sala de las Chimeneas (final actual de la cavidad). El estudio de la fauna e industria lítica halladas, junto con las dataciones realizadas,

ubicaron cronológicamente el depósito de la Sala de los Huesos en el Paleolítico inferior-medio y a la Sala de las Chimeneas en el Paleolítico superior.

Paralelamente cabe destacar, la presencia de depósitos químicos a lo largo de la cavidad. Estos depósitos tienen su principal manifestación en las coladas estalagmíticas, ocupando una gran extensión en superficie. A ello hay que unir el hecho de que debido a la excavación de la trinchera artificial en los años 60, para acceder por la cavidad, se ha podido comprobar que se presentan en diferentes sucesiones estratigráficas de diferente potencia.

Dentro de este contexto, paralelamente EPPEX inició un estudio geoarqueológico, para conocer la dinámica geomorfológica y sedimentaria; dentro del cual se da cabida al presente trabajo. La importancia de todo ello, viene del hecho de que son los primeros estudios geoarqueológicos que se están realizando en la Cueva de Maltravieso.

Para ello, se han establecido, entre otras, diferentes líneas de trabajo que serán desarrolladas en esta tesis:

- Estudio de la geomorfología endokárstica
- Muestreo y análisis de espeleotemas mediante láminas delgadas e isótopos estables
- Datación de los paquetes sedimentarios

Una vez establecidas las líneas de investigación a desarrollar, se ha decidido estructurar el presente trabajo en función de las diferentes analíticas por un lado, para finalmente, realizar un compendio con toda la información obtenida en cada una de ellas y unirlo a los datos arqueológicos.

De este modo, el trabajo ha quedado dividido en los siguientes apartados o capítulos temáticos:

- 1. Cronoestratigrafía:** gracias a Luminescencia Estimulada Ópticamente (OSL) es posible conocer la edad a la que los depósitos sedimentarios quedaron enterrados. Por ello, se han realizado dos muestreos de sedimentos, justo debajo de dos coladas estalagmíticas, para así conocer el último momento en el que estuvo abierta la cavidad, en dos áreas separadas espacialmente. Para ello, se cursó un máster en Arqueometría en la Universidad Autónoma de Madrid, dónde fue posible aprender la técnica y realizar dos dataciones.

2. **Estratigrafía química:** el análisis químico de espeleotemas, en cuanto a isótopos estables se refiere (oxígeno y carbono), puede ser un registro de datos paleoclimáticos. En el caso de Maltravieso, se han realizado sobre coladas estalagmitas. El objetivo era, dadas las características de las mismas, crear relaciones estratigráficas laterales en función de los valores isotópicos. Asimismo, mediante los valores del agua actual de goteo, se ha hallado una posible temperatura a la que pudieron precipitar.
  
3. **Litoestratigrafía:** en las últimas décadas el estudio petrográfico de espeleotemas se ha convertido en una herramienta indispensable para validar los análisis geoquímicos. Asimismo, el conocimiento sobre los ambientes de formación de los hábitos cristalinos de la calcita y el aragonito nos permiten diagnosticar el tipo de ambiente que se desarrolla en cada sala o corredor de la cavidad y su relación espacial con la entrada.
  
4. **Geomorfología endokárstica:** finalmente, la combinación de los resultados obtenidos en los apartados anteriores, junto con las observaciones de campo nos permite conocer el desarrollo de la cavidad, su colmatación y cierre. Por lo tanto, esta investigación es una herramienta muy útil para la gestión patrimonial y de la investigación científica de la cavidad, pues sus principales resultados tratan del hallazgo de la entrada original de la misma, y en consecuencia de los lugares de ocupación de la propia cueva.



## OBJETIVOS GENERALES

Desde hace ya unos años, cuando se decidió abordar la problemática geológica y cronológica de la Cueva de Maltravieso, dada su complejidad y los estadios iniciales en los que se hallaba el proyecto de intervención, ofrecía un amplio abanico de posibilidades.

En un principio los objetivos marcados para la tesis abarcaron la posibilidad de estudiar los espeleotemas que en forma de coladas uniformes ofrecía la cavidad. Por ello, la primera campaña de muestreo organizada para este fin se desarrolló en el año 2007. En esta campaña se clasificaron diez sucesiones de espeleotemas, y un total de 17 muestras fueron recogidas (con posibilidad de ampliar el número).

Dentro de este contexto se optó por realizar sobre las mismas muestras el análisis de isótopos estables en la Facultad de Ciencias de la Universidad de Salamanca. El propósito de ello era establecer una relación estratigráfica y si fuera posible, hallar las paleotemperaturas, realizando pues los muestreos pertinentes en cada colada estalagmítica, y recogiendo agua de goteo actual para ello.

Asimismo se decidió a su vez la fabricación de láminas delgadas, con el fin de completar los datos anteriores, y ampliar la información recabada por las otras analíticas.

Finalmente se optó por incluir la datación de sedimentos mediante OSL de aquellos paquetes sedimentarios relacionados con los espeleotemas y con aquellas zonas de la cavidad ocupadas por los homínidos y de importancia para la geología sedimentaria. Una datación se ha realizado en la Sala del Gato, lo cual permitirá concretar aspectos tanto sedimentarios como temporales de esta parte de la cavidad así como su relación con la contigua Sala de los Huesos, el Corredor 1 y con la entrada actual de la cueva.

A su vez, la segunda datación se ha realizado sobre sedimentos del Corredor 3- Sala de la Mesita, lo cual permitirá conocer la edad de los depósitos relacionados con la Diaclasa. Dado que las observaciones de campo hacían pensar que esta diaclasa afectaba a una gran parte de la cueva, este hecho esperábamos demostrarlo con las dataciones, y poder, a su vez, relacionarlo con las dataciones radiométricas ya realizadas de las coladas PE1 y PE2 de la Sala de los Huesos.

Por otro lado, cabe decir que aunque sólo se realizaran 2 muestras mediante OSL, se ha logrado una formación en esta técnica, pues a lo largo del máster se han desarrollado más analíticas, no solo de OSL, sino de TL, que no tienen cabida en este trabajo, obteniendo por lo tanto una formación continuada en el método empleado en la UAM: “Técnica del grano fino” para la obtención de la muestra y la técnica de dosis aditivas para su posterior lectura.

De esta forma, y en vista de las posibilidades con las que se contaban, los objetivos iban quedando conformados de una manera práctica.

La Cueva de Maltravieso cuenta con dos hándicaps muy importantes, el primero es que dadas sus dimensiones, presenta una gran complejidad geomorfológica y en segundo lugar se halla el hecho de que su intervención se encuentra en sus momentos iniciales, lo que unido a su cierre decretado por la Junta de Extremadura desde el año 2008 hace imposible, por el momento, cualquier opción de completar los estudios. Para lo cual, la única alternativa con la que se cuenta es la obtención del mayor rendimiento del material muestreado junto con los datos de campo recogidos (documentación gráfica, estratigrafías, descripciones...).

Cabe justificar aquí el hecho de que algunas fotografías utilizadas para el presente trabajo no estén tomadas de una manera adecuada (sin escala, referencia al norte, etc). Ello es debido a que no iban destinadas a este trabajo, pero el cierre administrativo inesperado de la cavidad, hacen de estas fotos las únicas con las que podemos contar para ilustrar el presente trabajo.

Sin embargo, y a pesar de todo ello, se ha logrado llevar a cabo una investigación coherente y lógica, lo que ha permitido fijar finalmente los objetivos para el conocimiento geoarqueológico de la cavidad:

1. Muestreo y análisis petrográfico de espeleotemas para crear relaciones microestratigráficas laterales. Establecer los ambientes de formación de los mismos y su relación con la entrada original de la cavidad.
2. Crear una estratigrafía química mediante análisis de isótopos estables de las coladas estalagmíticas para crear relaciones laterales, y establecer, si fuera posible, una paleotemperatura aproximada de su formación.
3. Realizar unas dataciones que permitan ordenar cronológica, geológica y arqueológicamente los depósitos de la cavidad.
4. Desarrollar la geomorfología endokárstica de Maltravieso.
5. Reconocer la utilización de la cueva por los homínidos y la fauna, y a partir de ahí establecer los lugares de ocupación en función de la reconstrucción endokárstica que se ha realizado.
6. Finalmente, los resultados obtenidos de todo ello, nos permitirán una gestión patrimonial del yacimiento, pudiendo establecer nuevas áreas de excavación, gracias a la definición de nuevos sitios de ocupación localizados a raíz de este trabajo.



# **CAPÍTULO 1**

---

---

## **CONTEXTO GEOLÓGICO**

### **1.1 CONTEXTO GEOLÓGICO Y GEOMORFOLÓGICO**

- 1.1.1 EXTREMADURA
- 1.1.2 ZONA CENTRO IBÉRICA
- 1.1.3 LA PENILLANURA TRUJILLO CACEREÑA Y EL SINCLINAL DE CÁCERES
- 1.1.4 EL COMPLEJO CACEREÑO
- 1.1.5 EL CALERIZO CACEREÑO
- 1.1.6 PERFILES TOPOGRÁFICOS
- 1.1.7 ESTADO ACTUAL DE LA ZONA DE MALTRAVIESO

### **1.2 CONTEXTO HIDROLÓGICO**

- 1.2.1 HIDROLOGÍA DE LA ZONA
- 1.2.2 HIDROGEOLOGÍA DE “EL CALERIZO”

### **1.3 CONTEXTO CLIMÁTICO**

### **1.4 LA CUEVA DE MALTRAVIESO**

- 1.4.1 DESCRIPCIÓN
- 1.4.2 LAS SALAS Y CORREDORES DE LA CUEVA DE MALTRAVIESO
  - Sala del Descubrimiento
  - Sala de la Entrada
  - Sala del Gato
  - Piso Superior
  - Corredor 1
  - Sala de los Huesos
  - Corredor 2
  - Sala de las Columnas
  - Corredor 3
  - Sala de la Mesita
  - Sala de las Pinturas
  - Sala de la Serpiente
  - Sala de las Chimeneas



## 1.1 CONTEXTO GEOLÓGICO Y GEOMORFOLÓGICO

### 1.1.1 EXTREMADURA

Geológicamente Extremadura pertenece al Macizo Ibérico o Hespérico esta formación es la más antigua de la Península Ibérica y se corresponde con varios fragmentos de la Placa Gondwana. Además contiene el mayor registro conocido de los efectos de la Orogenia Hercínica (370-280 Ma), tanto en lo que se refiere a la tectónica como a metamorfismo, a magmatismo y a la sedimentación posterior de la dicha orogenia (Meléndez Hevia, I., 2004).

La formación de este Macizo, fue consecuencia de la destrucción subductiva de un océano que hasta el Carbonífero separaba Laurasia de Gondwana, entre los que se encontraba un microcontinente lineal, Armórica, constituyendo una micro placa que quedó empotrada entre ambos adaptándose y curvándose a los mismos a través de una intensa deformación que abarcó desde el Devónico al Carbonífero (Gil Montes, J., 2001).

Si tratamos de resumir la historia geológica de Extremadura se puede decir que el resultado de las interacciones de las placas, junto con los procesos asociados de deformación, erosión y sedimentación muestran (Quesada Ochoa, C., 2003):

- Fragmentos de dos placas continentales precámbricas amalgamadas durante la orogenia Cadomiense (600-530 Ma), segmentos de corteza inferior, media y superior paleozoica del margen del paleocontinente Gondwana, exhumados durante la orogenia Hercínica o Varisca (370-280 Ma) .
- Intrusiones filonianas mesozoicas formadas durante el evento rifting que dio como resultado la apertura al océano Atlántico.
- Sedimentos terciarios que rellenan grandes cuencas intramontañosas marginales respecto de la cordillera Alpina, cuyas zonas internas se sitúan en las Béticas.

Según la división tradicional del Macizo Ibérico realizada por Lotze (Lotze, 1945), Extremadura se encontraría localizada dentro de las zonas de Ossa-Morena y Centro Ibérica, siendo esta última zona en dónde se halla la Cueva de Maltravieso.

Geomorfológicamente, el componente geológico y la actividad tectónica han condicionado de modo determinante las formas de relieve presentes en la región, de manera que en Extremadura se distinguen las siguientes unidades de relieve (Murillo Fernández, M., 2001):

- Superficie casi plana dominante o nivel de penillanura con una cota de altitud media de unos 400 metros por el basculamiento regional hacia el Oeste. Este relieve ocupa gran extensión en la región. Es una superficie formada por elementos de diferente origen, desarrollada sobre los materiales del CEG (Complejo Esquisto Grauváquico) y algunas masas de material granítico que han cedido frente a los episodios erosivos y se presentan como suaves formas redondeadas. En los materiales del CEG destaca la disposición en vertical de las pizarras dando lugar a las llamadas “en dientes de perro”. Este relieve domina en una buena parte del centro de la provincia de Cáceres, y en las comarcas de la Serena y Jerez de los Caballeros en la provincia de Badajoz.
- Relieves residuales constituidos por los resaltes cuarcíticos de las sierras (los flancos de los pliegues hercínicos), los materiales graníticos de los batolitos de Montánchez, Santa Cruz, San Cristóbal y Garrovillas en la provincia de Cáceres, etc. Predominan los berrocales, masas caóticas de bolos graníticos (Los Barruecos) y las piedras caballeras (Navalmoral de la Mata). Por otro lado están los resaltes de pizarra y cuarcitas, como los de la Sierra de San Pedro o la Sierra de Hornachos. Además hay que mencionar los resaltes producidos por las calizas cristalinas metamorfozadas como las de Almaraz o la Sierra de la Alconera.
- Elevaciones tectónicas con configuración de macizos tectónicos. Como consecuencia de las tensiones alpinas se produce la elevación de bloques con estructura de macizo tectónico: Sistema Central, estribaciones de Gredos y Montes de Toledo.
- Cuencas fluviales, producto de la erosión lineal, encajamiento a favor de líneas de fractura o depresiones tectónicas (fosas tectónicas) entre los bloques colaterales elevados. Por otra parte, la evolución de las placas de África y Asia produjo fenómenos de distensión importantes en la Península Ibérica y que dieron lugar al hundimiento de bloques y a la formación de fosas tectónicas como las del Tajo y Alagón. Fosas que se colmatarán durante el Terciario y originarán las llanuras sedimentarias correspondientes. Los sedimentos terciarios ocupan amplias extensiones en la provincia de Cáceres: Campo Arañuelo y Vegas del Alagón. En Badajoz se conocen con el

nombre de barros y corresponden a la Tierra de Barros, las Vegas Altas y Bajas del Guadiana.

- El basculamiento del bloque continental peninsular hacia poniente ocasiona un encauzamiento y drenaje dominante en esa dirección.

### 1.1.2 ZONA CENTRO IBÉRICA

Si nos centramos en la Cueva de Maltravieso y su entorno, geológicamente tenemos que restringirnos a la descripción de la Zona Centro Ibérica, y concretamente, y para ello, partiremos de una síntesis que nos proporciona la Hoja 704 de Cáceres del Mapa Geológico de España (Escala 1:50.000). La memoria explicativa que acompaña a esta Hoja nos muestra que la estratigrafía de los terrenos encajantes aparece dividida en tres ciclos (Tena-Dávila Ruiz, M. & Corretge Castañón, L. G., 1982), proporcionando de esta manera una aproximación histórica en el marco de la tectónica de placas, mostrada por las rocas y los procesos geológicos más representativos:

- Materiales de edad Precámbrico Superior, afectados por dos fases diastróficas sárdicas y hercínicas.
- Materiales del Paleozoico, únicamente afectados por la orogenia Hercínica.
- Materiales Cuaternarios (Cenozoico) que ampliamente se distribuyen de forma irregular y con poco espesor.

**Precámbrico superior:** gran parte de la superficie está constituida por materiales pertenecientes a esta Era y se localizan al norte y sur del sinclinal de Cáceres. Todo ello forma parte del denominado Complejo Esquisto-Grauváquico (CEG). Esta potente serie detrítica fue definida por Carrington da Costa (1950) en Portugal y a la que se le atribuyen edades que van desde el Precámbrico Superior al Cámbrico Inferior.

## **Paleozoico:**

Ordovícico (500-435 Ma): se localizan una serie de materiales pelíticos y arenosos, que afloran en forma de pizarras, cuarcitas y areniscas principalmente, que constituyen los términos inferiores del sinclinal de Cáceres y que se apoya discordantemente sobre los materiales del CEG.

Silúrico (435-410 Ma): se detectan cuarcitas. Ampelitas a techo.

Silúrico-Devónico (425-360 Ma): se localizan las series de pizarras y arenitas micáceas; cuarcitas; cuarcitas, pizarras y areniscas rojas.

Carbonífero (360-300 Ma): se diferencian tres formaciones litológicas que tanto por su potencia como por su continuidad lateral. Son diferenciables cartográficamente y constituyen el núcleo del sinclinal de Cáceres. De muro a techo se han individualizado una formación vulcano sedimentaria (pizarras, tuff volcánicos), una formación intermedia de litología carbonatada (calizas) y por último una formación pelítica en la que culminan los depósitos paleozoicos en este sinclinal (pizarras)

## **Cenozoico:**

Cuaternario: los depósitos aflorantes se engloban dentro de los siguientes grupos.

- Eluviales: se desarrollan sobre los materiales graníticos del macizo de Cabeza Araya y están más ampliamente desarrollados sobre la facies central del batolito. Estos depósitos de lehms están constituidos por una arena granítica de color blanquecino, rica en cuarzo y su espesor es inferior al metro. Sobre los materiales del CEG se desarrollan muy pequeñas manchas eminentemente arcillosas de pequeña entidad, tanto en espesor como en extensión superficial.
- Aluviales: se localizan principalmente sobre los materiales del CEG por acumulación de los materiales erosionados en las tres unidades morfológicamente más elevadas, los dos macizos graníticos y el sinclinal paleozoico de Cáceres. Litológicamente están constituidos principalmente por cuarzo inmerso en una matriz de limos y arcillas. Presentan un escaso desarrollo tanto en espesor como en

extensión superficial y son los aluviales desarrollados en el río Salor y afluentes por el norte de mayor entidad. Aquí se localizan algunas gravas procedentes de la erosión y transporte de los materiales cuarcíticos, principalmente Cuarcita Armoricana del sinclinal de Cáceres.

- Derrubios de ladera: alrededor de todo el sinclinal de Cáceres se desarrollan derrubios de ladera de color rojizo, ricos en cantos y bloques de cuarcita angulosa, inmerso en una matriz areno-arcillosa color rojizo.

### **1.1.3 LA PENILLANURA TRUJILLO CACEREÑA Y EL SINCLINAL DE CÁCERES**

Uno de los relieves geomorfológicos más representativos de la zona de estudio es la penillanura de Cáceres, que forma parte de la Penillanura Trujillano-Cacereña. En el centro de ella se encuentra el Sinclinal de Cáceres y dentro de él, la formación caliza conocida como El Calerizo cacereño donde se halla la Cueva de Maltravieso.

La penillanura, está representada por una amplia planicie desarrollada sobre los materiales del zócalo hercínico de la Zona Centro Ibérica, fundamentalmente rocas metamórficas y graníticas, y que ocupa la mayor parte de la región (De Tena Rey, M., 2005). La altitud de esta oscila entre 450 y 500 m s. n. m. El área que ocupa está comprendida entre el río Almonte, al norte, y de este a oeste queda flanqueada por las Sierras de Villuercas, Guadalupe, Montánchez y San Pedro.

Toda esta área estaba emergida a partir del Carbonífero, y se vio afectada por dos fases de deformación pertenecientes a la Orogenia Hercínica que van acompañadas de metamorfismo y plutonismo al que estarían ligadas las intrusiones graníticas, deformando las estructuras antes formadas.

La primera fase de plegamiento hercínico dio origen a una serie de pliegues de escala métrica, generándose una esquistosidad de fractura muy patente, mientras que la segunda fase originó un conjunto de grandes estructuras, de escala casi kilométrica, donde se incluye el Sinclinal de Cáceres.

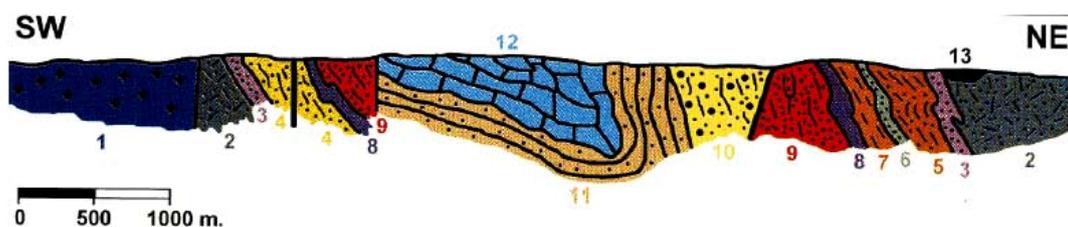
Como consecuencia de esta Orogenia Hercínica, la región ya emergida y organizada en grandes estructuras afectadas por fracturas y pliegues sufre un intenso ataque erosivo que abarcaría desde la facies del Estefaniense (300 Ma. aproximadamente), a finales del Carbonífero, hasta el Paleoceno situado en la base del Paleógeno (hace 65 Ma.)

Con la Orogenia Alpina, al principio del Terciario, se reactivan las fracturas existentes tras el importante período de arrasamiento que tuvo lugar en el área, originándose la fosa del Tajo, donde empiezan a depositarse materiales detríticos de origen continental. A lo largo del Terciario se van sedimentando materiales de similar naturaleza y también de origen continental hasta llegar al Pliocuaternario cuando tiene lugar el depósito de los materiales tipo raña.

La morfología actual del área se dibuja de forma definitiva recientemente, durante el Holoceno (Gómez Amelia, D, 1984), dominando una extensa llanura peniplanizada de 400 metros de altitud media que está siendo degradada por la red hidrográfica actual, donde domina un importante encajamiento de ésta en toda la penillanura. En este proceso es determinante la influencia de la fracturación existente, tanto en el encajamiento y trazado de la red fluvial como en la posterior evolución de las formas de relieve. La forma que se observa hoy es de extenso aplanamiento del terreno, sobre todo en el dominio de las pizarras, que queda rota en las zonas de afloramientos graníticos, con morfologías de amontonamientos de bolos.

Por otro lado, la red hidrográfica de arroyos y regatos asociados al Tajo que atraviesa esta penillanura, es responsable de los procesos erosivos que han dado lugar, en el seno de las pizarras, a los afloramientos de los ya mencionados “dientes de perro”, cuya formación es debida a la erosión diferencial por la presencia de niveles de diferente competencia en los estratos, condicionada por la disposición subvertical de éstos y la esquistosidad.

Respecto al **Sinclinal de Cáceres** (Fig. 1), se trata de una estructura de plegamiento de varias decenas de kilómetros cuadrados de extensión y profundidad superior a 1 kilómetro. La dirección del pliegue es de N 130-140° E, y su eje está alabeado, de forma que sale a la superficie por el noroeste y el sureste. La forma resultante es la de un “fondo de saco” de contorno irregular (Jonquera de Guindos, A., 1998) en el que cada uno de los materiales se sitúan en capas concéntricas. En el núcleo de la estructura se sitúan los materiales más recientes (pizarras superiores del Carbonífero Inferior), y hacia la zona externa se van sucediendo capas por orden cronológico. La capa más exterior la constituyen los materiales más antiguos (CEG).



**A. Rocas plutónicas:**

- 1. Granito

**B. Precámbrico:**

- 2. Grauvacas, esquistos y pizarras (CEG)

**C. Ordovícico:**

- 3. Cuarcita armoricana
- 4. Pizarras, cuarcitas y areniscas
- 5. Pizarras
- 6. Cuarcitas
- 7. Pizarras

**D. Silúrico y Devónico:**

- 8. Cuarcitas
- 9. Pizarras y areniscas
- 10. Cuarcitas, pizarras y areniscas

**E. Carbonífero Inferior:**

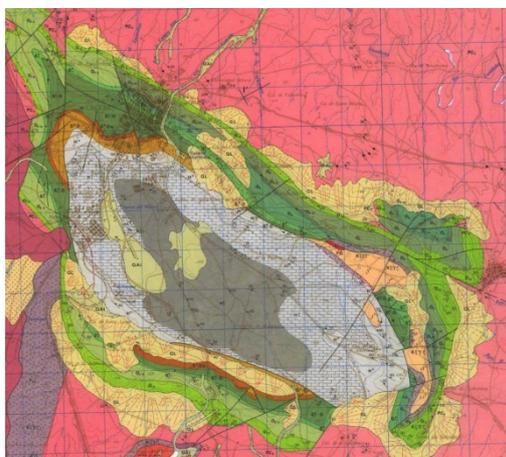
- 11. Pizarras y tuff volcánico
- 12. Calizas

**F. Cuaternario:**

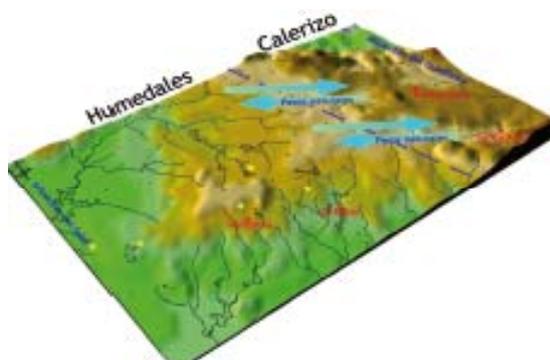
- 13. Derrubios de ladera

**Figura 1. Corte Geológico del sinclinal de Cáceres (modificado de Tena-Dávila & Corretge, 1982, por Rebollada, E. et al. 2001)**

La altitud del núcleo de esta estructura oscila entre los 450-500 metros, en contraste con las cotas más elevadas de las sierras colindantes, coronadas por los 646 m del vértice Portanchito, situado en la sierra del mismo nombre. Otros puntos elevados de la orla cuarcítica son Cerro del Milano, con 664 m de cota, La Alberca de 640 m, y el Cerro Señorío de 580 m. En las sierras meridionales (Santa Ana, Puerto de las Camelias, etc.) son especialmente frecuentes los escarpes, en relación con niveles cuarcíticos que buzan entre 60 y 30° hacia el Norte. En el techo de estos niveles no han llegado a desarrollarse superficies estructurales de extensión cartografiable.



**Figura 2. Mapa geológico de la ciudad de Cáceres y su entorno (de la Hoja 704)**



**Figura 3. En este mapa 3D realizado mediante la digitalización de la cartografía con Digger y tratamiento con Surfer, se sitúan los yacimientos del Complejo Cacereño (García & Canals, 2006)**

Aparte de la propia estructura de pliegue, como ya se ha mencionado, los materiales están afectados por una serie de fallas originadas en la misma capa deformacional (Orogenia Hercínica). Estas estructuras ocasionan complicaciones estructurales puntuales como los cierres del pliegue en sus extremos noroeste y sureste.

#### **1.1.4 EL COMPLEJO CACEREÑO**

Antes de nada es necesario introducir el concepto de El Complejo Cacereño. A él nos hemos referido como una unidad paleoecológica que se articula entre las elevaciones cuarcíticas de la Sierra de la Mosca y el ya conocido Calerizo cacereño (Fig. 3). En él se hallan dos áreas diferenciadas a nivel ecológico, ambiental y geológico. Como sabemos, en el Calerizo se localizan 3 yacimientos arqueológicos en cueva, Maltravieso, Conejar y Santa Ana, no obstante este Complejo también incluye una zona de humedales en la penillanura granítica ubicada entre Malpartida de Cáceres y Cáceres, con los yacimientos al aire libre de Vendimia y El Millar.

#### **1.1.5 EL CALERIZO CACEREÑO**

La formación caliza conocida como El Calerizo cacereño ocupa el núcleo de la estructura geológica que describe el Sinclinal de Cáceres. Éste está incluido en el centro de la estructura de sinclinal y aparecen como resalte sobre la penillanura Trujillano-Cacereña debido a la erosión diferencial. La estructura de plegamientos es de edad tardihercínica (300 Ma). Estas calizas y dolomías tienen un espesor superior a 200 m y están depositadas sobre un paquete de sedimentos de pizarras y rocas volcánicas.

Las rocas carbonatadas de esta área han sido conocidas desde antiguo (Mallada 1896). Las condiciones netamente marinas que se instalaron al principio del Ordovícico prácticamente no se alteraron hasta el final del Devónico, en que se volvieron más someras para, ya en el Carbonífero Inferior, permitir el depósito de una serie carbonatada con fauna de crinoides en ambiente arrecifal (Encinas Guzmán, M. R., 1996).

Litológicamente este paquete calcáreo de edad Carbonífero Inferior, en base a la fauna de crinoides y conodontos (Boschmann, H., 1956), está constituida por calizas y dolomías marmóreas interestratificadas, con karstificación bien desarrollada y grietas de tensión rellenas de carbonato. Esta unidad ha sido descrita (Tena-Dávila & Corretge, 1982) como biomicitas con crinoides, pseudoesparitas y rocas dolomíticas y parcialmente fracturada.

Morfológicamente estos afloramientos originan terrenos variados en función de su posición estructural, dando formas alomadas cuando constituyen resalte topográfico, o suelos rojos arcillosos de lixiviación cuando se disponen subhorizontalmente y no afloran. Las fracturas ocasionadas por la propia estructura de pliegue ocasionan la laminación del paquete de calizas en el flanco sur de la estructura.

El proceso más interesante es el de la intensa karstificación a que está sometido el conjunto con presencia de cuevas, uvalas, dolinas e intenso lapiaz, lo que ha provocado riesgos estructurales en la zona (Rebollada Casado *et al.* 2003). Estos mecanismos de karstificación se deben a procesos de disolución de aguas pluviales y de la circulación de la fracción de éstas que se infiltran y que constituyen el acuífero de El Calerizo de Cáceres.

Desde el punto de vista económico, la explotación del Calerizo cacereño se ha realizado desde hace siglos. Así en este conjunto carbonatado se han llegado a abrir más de treinta canteras para la utilización como áridos, aglomerantes y abonos. El alto contenido de fosforita hacia la zona oeste de esta formación carbonatada, en las proximidades del contacto con el granito, al sur de Aldea Moret (en la Mina de la Abundancia), permitió explotarla desde mediados de siglo XX hasta mediados del presente siglo. En la actualidad, la mayor parte de las canteras están abandonadas o se ha construido sobre ellas.

El afloramiento calcáreo de El Calerizo corresponde en su gran mayoría a dolomías, las cuales son menos susceptibles de karstificación que las calizas propiamente dichas. Las formas de disolución más frecuentes (lapiaz, dolinas, etc.) están fuertemente influenciadas por planos de discontinuidad, como son la propia estratificación-esquistosidad y fracturas de dirección N20-40°E y N140°E.

La mayor parte del afloramiento está ocupada por un lapiaz, que alcanza distinto grado de desarrollo según sectores. En las áreas somitales de los principales relieves y en laderas, estas formas de disolución están espaciadas; entre ellas hay superficies planas (interfluvios planos) y normalmente su profundidad no excede de 1 m. Por el contrario, en sectores de baja pendiente el

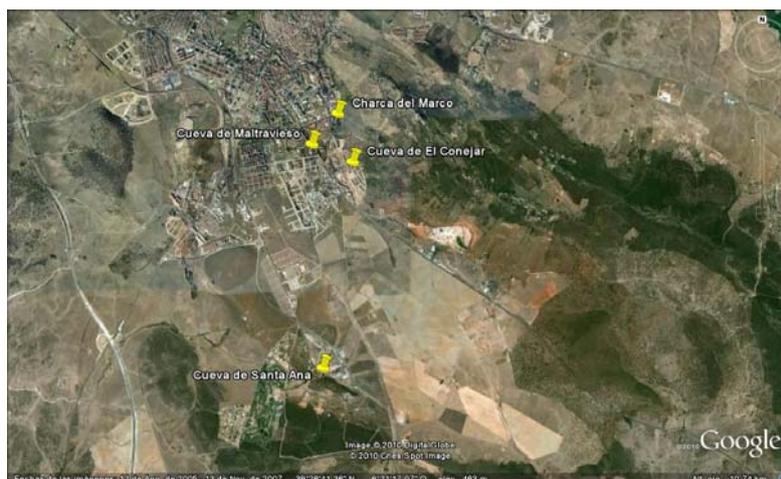
lapiaz es denso, los interfluvios suelen ser agudos y su profundidad excede de 1 m. En esta segunda zona se localizan con mayor frecuencia los embudos de disolución, que corresponden a estadios iniciales de dolinas.

Los embudos suelen ser irregulares o redondeados, con diámetros comprendidos entre 2 y 3 m, si bien se llegan excepcionalmente a 5 m (Cerro de la Alberca). Su fondo está ocupado por arcilla de descalcificación, alcanzaría de 1-1,5 m de profundidad, con paredes prácticamente verticales. Es común encontrar alineaciones de embudos de disolución asociados tanto a fracturas como a planos de estratificación. En el primer caso, siguen predominantemente una directriz N140°E, mientras que en el segundo, las formas se concentran en las proximidades del contacto litológico entre dolomías y los recubrimientos de los fondos de las depresiones o valles.

Las arcillas se localizan en los fondos planos de las dolinas y tapizan parte de las laderas de suave pendiente, aunque en este caso son muy frecuentes asomos del sustrato carbonatado. En ningún caso los bordes de las dolinas son abruptos, existiendo en ocasiones cierta dificultad para definir sus límites, al no existir un cambio nítido de pendiente entre el fondo y los márgenes. Esta especial tipología hace pensar en una fuerte asociación de fenómenos de disolución química con una fuerte erosión del sector, de manera que no han llegado a progresar formas kársticas que induzcan relieves diferenciales.

Las áreas recubiertas de arcillas de decalcificación se ubican preferentemente hacia los tramos de techo de la secuencia carbonatada, y las formas deprimidas y dolinas, suelen estar alineadas siguiendo la estratificación, en lo que puede ser una gran uvala. Ello puede indicar la existencia de determinados tramos de la serie en los que la karstificación ha progresado en mayor cuantía.

El desarrollo de los fenómenos kársticos bajo la superficie ha podido reconocerse puntualmente en varias canteras y cuevas. En las canteras es llamativo el aspecto masivo de la mayor parte de los frentes, en los que solo se reconocen los efectos de la karstificación en los metros superficiales o bien asociados a contados planos de discontinuidad (estratificación y/o fracturas). Las cuevas más importantes que se conservan hoy en día son: la Cueva de Maltravieso, el Conejar y Santa Ana (Fig. 4).



**Figura 4. Localización de las cuevas en el Calerizo Cacereno y la Charca del Marco.**

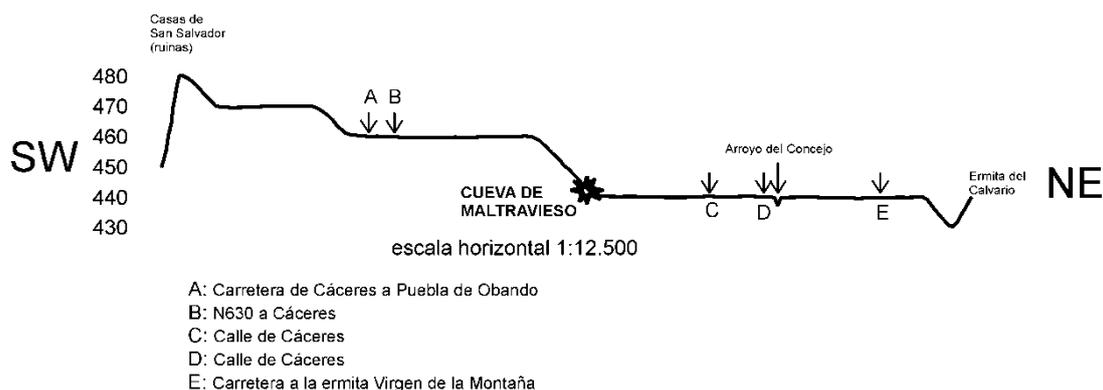
### 1.1.6 PERFILES TOPOGRÁFICOS

La realización de un perfil topográfico permite mostrar en un gráfico bidimensional la forma del relieve en una dirección determinada.

Para ello, se han escogido dos perfiles sobre el Mapa Topográfico Nacional de España, Cáceres, Hoja: 704-I, Escala 1: 25.000:

- Perfil nº1: con una dirección SW-NE, desde las proximidades de la Casa de San Salvador (ruinas) en la curva de nivel de 450, hasta la Ermita del Calvario en la curva de 450.
- Perfil nº2: con una dirección NW-SE, desde la curva de nivel de 450 de la Sierra de Aguas Vivas, hasta la Dehesa de los Caballos en la curva de 470.

A partir de la realización de estos perfiles topográficos es posible observar que existen tres plataformas importantes: una primera se situaría por encima de la ciudad de Cáceres, con una cota entre 470 y 460, una segunda en la que se ubica parte de Cáceres (entre 440 y 460), y por último, la plataforma por la que circula el Arroyo Concejo con una cota de 440 metros.



**Figura 5 Perfil topográfico nº1**

Como se puede observar en ambos perfiles, la superficie sobre la que estamos trabajando es bastante llana. Esto es debido a que el área de estudio se halla en el centro de la Penillanura Cacereña. La circulación del Arroyo Concejo y las oscilaciones en su cuenca de drenaje, han ido formando pedimentos, y que como se ha comprobado en la observación de campo, la cobertura sedimentaria que es muy escasa, tal y como sucede en la mayor parte de la Penillanura Cacereña (Gómez, 1982).



**Figura 6 Perfil topográfico nº2**

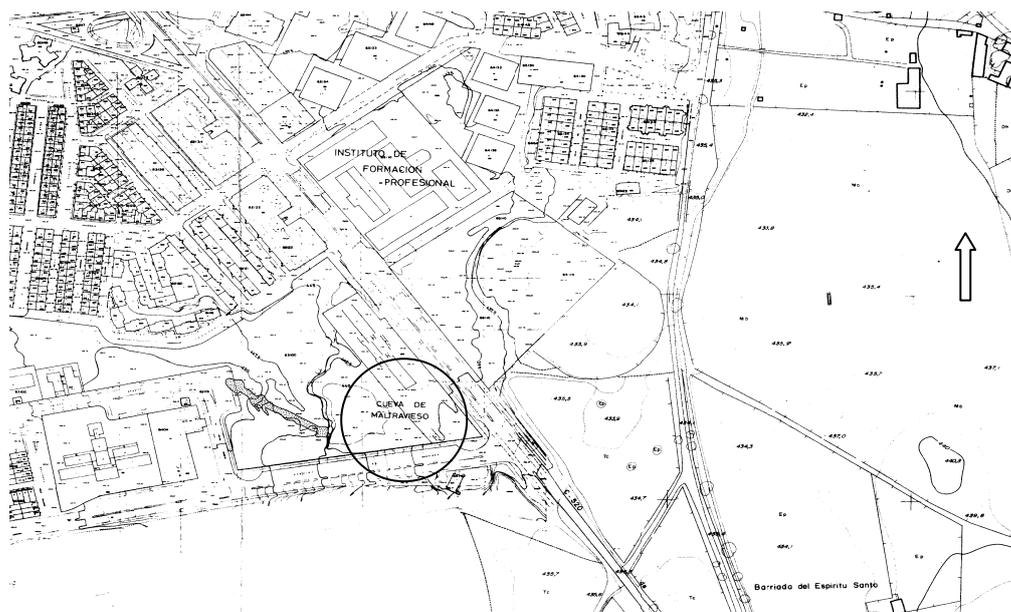
La importancia de estos perfiles está determinada por la relación entre la cuenca del Arroyo Concejo y la cota topográfica del Calerizo Cacereño. Uno de los aspectos más importantes para explicar la abertura, el relleno y los procesos postdeposicionales que afectan a la cavidad, viene dada por las oscilaciones del nivel freático de esta cuenca.

### 1.1.7 ESTADO ACTUAL DE LA ZONA DE MALTRAVIESO

La mayor parte de esta zona se halla urbanizada (Fig. 7). Tiene un relieve muy suave con pendientes escasas, condicionadas por la existencia de dos valles muy poco marcados. El primero de ellos se encuentra según la Avda. de la Hispanidad, con dirección E-W desde la Estación de Autobuses a la zona conocida como Huerta del Conde. El segundo valle de sentido S-N se encuentra en la parte Este, en la alineación Polígono del Espíritu Santo-El Marco-Huerta del Conde. En este último valle, el arroyo del Concejo, es la línea de drenaje colectora de las aguas superficiales de todo el sector.

Al sureste de esta zona se encuentra, a escaso kilómetros la cantera de Olleta, importante explotación que junto a la Cantera Labradora del Cerro de Cabeza Rubia, han sido las canteras que han estado surtiendo de materiales a las obras de Cáceres. Esta cantera, que se explota desde época reciente, extrae dolomías en un sector de escaso relieve de la margen derecha del arroyo Concejo, por lo que se ha efectuado, excavando un hueco hacia abajo, que en la actualidad tiene dimensiones importantes.

Existieron en esta zona dos grupos de hornos para la fabricación de cal: los situados entre la actual Cueva de Maltravieso y el Instituto de Educación Secundaria (I.E.S.) Al-Qázeres, y los existentes al Este del Polígono Industrial del Espíritu Santo. Los primeros parece que fueron los más importantes; se surtían de materiales de una cantera que constituye el actual Parque de la Cueva de Maltravieso, y se extendía hasta el Centro Cultural cercano. Frentes menores de extracción parece que existieron en la parte Este del Instituto mencionado, inmediatamente antes de los primeros bloques de viviendas allí construidos. La parte Este de estos últimos huecos de relleno, quizás inicialmente, con materiales no utilizables para la fabricación de cal y posteriormente con vertidos de otro tipo. En realidad han existido sobre ellos importantes vertederos dónde se ubica el Instituto.



**Figura 7. Ubicación de la Cueva de Maltravieso dentro de la zona urbanizada (Extraído de INGEMISA, 1990). La flecha indica el Norte. El Instituto de Formación Profesional es el actual Instituto Al-Qázeres.**

Las caleras existentes frente al Polígono Industrial del Espíritu Santo han dejado como restos de su actividad excavaciones de volumen y alturas muy reducidas, que se encuentran en la actualidad abandonadas.

Respecto a las condiciones superficiales del terreno en la zona de la Cueva de Maltravieso existen en superficie rellenos artificiales y suelos naturales, de origen residual o aluvial. Los tipos de rellenos que existen son: vertidos, terraplenes y rellenos en zonas edificadas.

- Vertidos de poco espesor: son vertidos heterogéneos de muy poca importancia, con espesor inferior, en esta zona, a 1,5 m, vertidos humanos incontrolados, basuras y productos de derribos de edificios, o materiales procedentes de pequeñas excavaciones. Se localizan dentro de la ciudad en solares o terrenos al Sur y Sureste de la Ciudad Deportiva.
- Vertidos de gran espesor: son vertidos que pueden superar los tres metros de espesor. El más importante es el situado entre la Cueva de Maltravieso, el I.E.S. Al-Qázeres y la Ermita del Espíritu Santo. Es un relleno que en superficie ocupa un área muy importante. Su espesor máximo se estima de 6 a 9 metros, y debe encontrarse en todo el borde Este y en aquellos puntos dónde se encontraban las antiguas canteras.

- Rellenos en zonas especificadas: corresponden a terraplenes construidos para explanar y regularizar el terreno en algunas zonas muy localizadas de la Dehesa de los Caballos; su espesor se estima en reducido. Se han definido también de esta forma rellenos en torno a la Ciudad Deportiva. Corresponden a rellenos tras muros y cerramientos y a pequeños terraplenes para regularizar el terreno, creando plataformas horizontales, todos ellos son de escaso espesor e importancia.
- Rellenos de terraplenes de carreteras, viales y ferrocarril: los únicos dignos de mención corresponden a los estribos del paso superior de la Calle Antonio Hurtado sobre la Avda. de la Hispanidad, y el relleno, al Sur de la Cueva de Maltravieso, de la carretera C-520.

Existen sobre toda la zona un recubrimiento de suelos naturales, de diferentes orígenes, residual, suelos coluviales y suelos de origen intermedio entre aluvial y depósitos de ladera, que colmatan los fondos de los dos valles existentes. Sobre las zonas con sustrato de pizarras, cuarcitas y volcánicas devónicas, el recubrimiento de suelos es prácticamente inexistente, de espesor inferior a 0,5 metros, son arcillas arenosas con algunos cantos de cuarcita. Algo parecido sucede sobre las pizarras carboníferas del núcleo del Sinclinal de Cáceres; el espesor de suelos residuales sobre ellas es reducido, y corresponden a unas arcillas limosas marrones con algunos cantos de cuarzo.

Puede resumirse, en cuanto a las características generales de los suelos sobre sustrato calizo que, tanto los suelos “residuales”, en lenares o dolinas, como los de “fondo de valle”, son: arcillas de alta plasticidad CH, con un contenido de arena o grava reducido, de consistencia firme a muy firme, con contenido a humedad bajo inferior o cercano a su límite plástico; se presentan, frecuentemente, fisurados con concreciones y manchas de óxidos. Todo parece indicar un origen antiguo y complejo (INGEMISA, 1990).

Muy probablemente los suelos de los fondos de valles son acumulaciones de origen fluvial, plio-pleistocenas, formadas por arrastre, con un transporte reducido, de suelos residuales formados sobre sustrato calizo-dolomítico o pizarroso. Los suelos coluviales, si bien de tonos y coloraciones similares a los anteriores, son de plasticidad inferior a CL, y de mayor contenido de grava, de consistencia dura, y muy inferior contenido de humedad. Indicios de una procedencia y evolución diferente a los suelos residuales sobre sustrato carbonatado (INGEMISA, 1990).

## 1.2 CONTEXTO HIDROLÓGICO

### 1.2.1 HIDROLOGÍA DE LA ZONA

La mayor parte de la provincia de Cáceres pertenece a la cuenca del Tajo que la cruza de este a oeste y la parte en dos mitades. Los afluentes del Tajo por su margen derecha se encuentran afectados por las fuerzas tectónicas de la zona con una dirección predominante muy clara, NE-SO (Fig. 8).

Este río recoge los derrames meridionales del Sistema Central, y su principal característica es su gran caudal al coincidir con las áreas de mayor precipitación de la provincia de Cáceres. La red fluvial en este margen la conforman los ríos Tiétar, Alagón y Erjas. Por la margen izquierda el Tajo tiene como afluentes los ríos del norte de las Villuercas con una marcada dirección norte. Éstos se caracterizan por tener un corto recorrido y un régimen torrencial, permaneciendo casi secos durante el estiaje. Los principales son: Ibor, Almonte, Salor y Sever. (García Navarro, A. & López Piñeiro, A., 2002)

La red hidrográfica que atraviesa la penillanura trujillano-cacereña, está fuertemente encajada en ella, rompiendo la uniformidad y diversificando el paisaje, donde destacan los riberos que constituyen márgenes de valles abruptos con cierto aislamiento de la vegetación. Esta red tiene una dirección NE y a veces O, y está formada principalmente por los ríos Guadiloba, Gibranzos, Tamuja, Magasca, Tozo y Garciaz, afluentes todos ellos del Almonte. Al oeste el río Salor, recoge las aguas procedentes de la penillanura, hasta desembocar en el Tajo en su parte media. Estos cursos fluviales con caudales escasos, recogen sus aguas principalmente de las sierras de Montánchez, Guadalupe y Villuercas, drenando la extensa cuenca que representa la penillanura. (De Tena Rey, M., 2005).

Dentro del marco de la Hoja de Cáceres (11-28) se describen tres subcuencas hidrológicas (Tena-Dávila Ruiz, M. & Corretge Castañón, L. G., 1982) que se incluyen en la cuenca del Tajo (Fig. 8). Son la subcuenca del Guadiloba (Fig. 9), la subcuenca del río Casillas y la subcuenca del río Salor. Tanto las zonas graníticas como las rellenas por sedimentos precámbricos y paleozoicos se pueden considerar de baja permeabilidad y es a través de los planos de diaclasado y fracturación por donde se desarrolla un proceso de infiltración más favorablemente.

Los cursos fluviales incluidos en la zona de Maltravieso son de pequeña envergadura y en consecuencia no han desarrollado formas de acumulación importantes. Los depósitos aluviales se relacionan con los arroyos Concejo (Fig. 9) y de la Alberca. En ambos casos corresponden con los lechos de inundación actuales, en los que aún no se han encajado los cursos. Lateralmente enlazan con suelos más o menos removilizados, de muy baja pendiente, que son más frecuentes en la cabecera de los arroyos, en relación con pizarras carboníferas.

La red fluvial en este sector adopta una directriz radial con centro en el núcleo de la estructura. El curso de mayor desarrollo, arroyo del Concejo (afluente del Guadiloba, Fig. 8), es el único que presenta escorrentía durante todo el año, gracias a las aportaciones de los manantiales situados en su cabecera (El Marco y San Blas).

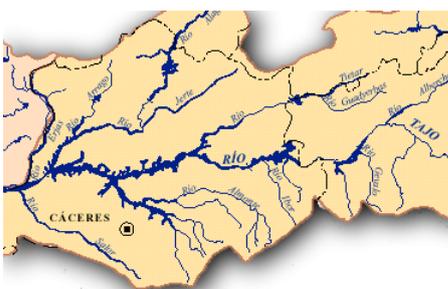


Figura 8. El Tajo y sus afluentes principales (Figura de la página digital de la Confederación Hidrográfica del Tajo, Ministerio de Medio Ambiente)



Figura 9. Foto aérea de Cáceres (fuente: Google Earth) con la localización de los diferentes materiales geológicos del sinclinal y ríos.

El arroyo Santa Ana también presenta escorrentía continuada, pero por causas antrópicas: recibe los vertidos de la estación de la depuradora de aguas residuales de una instalación militar, así como los desagües de Mina Esmeralda.

En cabecera estos cauces son abiertos y de pendientes pequeñas, pero al atravesar la orla cuarcítica se encajan, y originan vertientes de fuertes pendientes o escarpadas.

Los valles son abiertos y solo se encajan, en cierta medida, al atravesar la orla cuarcítica. Sus fondos suelen ser planos y solo en algunas cabeceras adoptan formas en cuna. Puntualmente, en cursos asociados a los principales relieves, hay fondos en uve. Los depósitos coluviales se desarrollan extensamente en las vertientes de la Sierra del Portanchito, y en la

septentrional de la alineación Santa Ana-Arropez. En ambos casos la litología corresponde con cantos angulosos de cuarcita empastados en una escasa matriz arcillosa de tonos rojizos.

En su actual distribución son evidentes los procesos de arrotada difusa, pero no se descarta una participación de la gelifracción como proceso que origina la acumulación de clastos en los afloramientos de cabecera.

### 1.2.2 HIDROGEOLOGÍA DE “EL CALERIZO”

Por otro lado, es necesario dedicar un apartado a la hidrogeología de El Calerizo Cacereño, y en concreto al acuífero que lleva asociado. Desde la formación de las calizas, las aguas se fueron filtrando y acumulando y hasta que se colmató, a partir de entonces su funcionamiento consistió en lo siguiente: la fracción de agua infiltrada en cada precipitación discurre por las discontinuidades de las rocas, hasta alcanzar la superficie del nivel anegado.

En el régimen de funcionamiento natural de este acuífero el nivel freático no desciende por debajo de los 430 m s. n. m. Una vez en este nivel, las aguas circulan hacia el punto de más baja cota en el que los materiales tocan la superficie de terreno, por el que vuelven a salir a través de manantiales: Fuente del Marco (también llamada Charca del Marco, Fig. 4), galería de desagüe de Mina Esmeralda y Fuentes de La Alberca y Arropez. De este modo, existen varias cuencas hidrogeológicas de flujo contrapuesto asociadas a este Calerizo (Jonquera de Guindos, 1998). La fracturación y el posterior ensanche de discontinuidades por procesos kársticos, hacen que las dolomías de El Calerizo sean un acuífero de excelentes características hidráulicas.

Las aguas son de una concentración salina moderada y presentan cantidades notables de nitratos e indicios de nitritos, lo que posiblemente indica un proceso de contaminación de tipo orgánico.

Los carbonatos de El Calerizo están confinados a techo y muro por materiales de baja permeabilidad por lo que se puede considerar desconectado hidráulicamente de otros acuíferos. En estas condiciones su alimentación procederá de la infiltración directa de las precipitaciones sobre los 14 km<sup>2</sup> de extensión del acuífero, y de la percolación de agua desde los cauces que lo atraviesan.

A este respecto cabe indicar que sobre el acuífero discurren diversos arroyos, orientados preferentemente en sentido radial, que drenan la escorrentía de las pizarras carboníferas del núcleo del sinclinal, la ladera meridional de Sierra del Portanchito y la ladera septentrional del Puerto de las Camelias, sumando el total de 16 km<sup>2</sup> de superficie vertiente. En consecuencia, los carbonatos de El Calerizo pueden llegar a alimentarse de los recursos hídricos correspondientes a una extensión de unos 30 km<sup>2</sup>.

Una vez que el agua se encuentra en el seno de la roca y alcanza el nivel piezométrico, se ve sometida a un flujo subterráneo cuyo sentido es variable según el sector del acuífero que se trate. En todo el flanco septentrional del afloramiento dolomítico el flujo de agua se realiza preferentemente hacia el NW, en dirección a la surgencia de El Marco, mientras que en el borde occidental y parte del meridional el flujo adquiere una directriz SE, hacia el pozo de la Mina Esmeralda. En el resto del afloramiento el flujo se dirige hacia Fuente Arropez.

### 1.3 CONTEXTO CLIMÁTICO

Extremadura se engloba dentro del **clima mediterráneo**, pero dentro de él existen algunas variedades regionales:

- Un clima **mediterráneo típico** en la mayor parte de la región: con temperaturas frescas en invierno y cálidas en verano, las precipitaciones son escasas y se concentran en la primavera y otoño, el verano es muy seco.
- Un clima **mediterráneo continentalizado** en algunas zonas del norte y nordeste: los inviernos son fríos y los veranos cálidos. Existe un gran contraste entre los meses más fríos y los más calurosos. Las precipitaciones son más abundantes que en las tierras con clima mediterráneo típico. El verano es muy seco.
- Un **clima de montaña** en las sierras más altas, sobre todo en el norte de Extremadura: los inviernos son muy fríos, con frecuentes heladas y los veranos son frescos, las precipitaciones son abundantes todo el año. En las sierras del norte estas precipitaciones pueden ser en forma de nieve en el invierno.

De esta manera, la provincia de Cáceres presenta un clima mediterráneo con matiz continental y con características similares al resto de la meseta. La Cordillera Central impide la penetración de los vientos fríos del norte, circunstancia que unida a la influencia de los vientos templados atlánticos en las tierras con altitudes por debajo de los 400 m, confiere a los inviernos un carácter más benigno que en la meseta. En general, la oscilación térmica es grande y disminuye de este a oeste; la temperatura media anual es superior a los 16° C en el sur de la provincia. Las precipitaciones apenas superan los 500 mm en la penillanura cacereña.

## 1.4 LA CUEVA DE MALTRAVIESO

### 1.4.1 DESCRIPCIÓN

Las coordenadas geográficas son las siguientes (Ripoll *et al.*, 1999):

39° 27' 25'' de latitud Norte y

2° 40' 55'' de longitud Oeste

El Calerizo y la propia Cueva de Maltravieso fueron explotados como cantera durante muchos años. La roca que se explotó fue la caliza para la fabricación de cal común en una cantera de 50 metros de frente por 4 metros de altura. Esta caliza del Carbonífero inferior es masiva, aunque en algunos puntos puede presentarse en bancos de métricos a decimétricos y obedece a una formación arrecifal de plataforma continental. Posee una importante montera de arcillas rojo vinosas, que lo tiñe todo dando lugar al suelo rojizo arcilloso, de espesor variable, debido a la lixiviación de la roca carbonatada caliza (Encinas Guzmán, M. R., 1994).

En esta cueva y alrededores, se pueden diferenciar dos tipos de modelado: endokárstico y exokárstico (Fernández Amo, F. J. *et al.*, 2003), siendo este último el que más nos interesa:

- Endokárstico:

Disolución de la caliza y formación de la cueva:

- Formación de la cueva a favor de fracturas y planos de estratificación con direcciones hercínicas, fundamentalmente N120° E y N140° E.
- Existencia de dos formas de erosión: química (ensanchamiento de grietas y galerías) y mecánica, por la circulación acuosa cuando el nivel freático estuvo alto.
- Forma de la cavidad influenciada por una mezcla de mecanismos erosivos, corrosivos y de depósito.

- Cuando el nivel freático fue descendiendo, la forma original se fue retocando por el encajamiento de corrientes subterráneas, por relleno de bloques caídos y por corrosión.

#### Cristalización del $\text{CO}_3\text{Ca}$

- En las grietas por donde circulaba el agua, formándose cristales de calcita, o bien, cementando las rocas detríticas, principalmente de las brechas calcáreas.
- Formación de concreciones en el extremo de grietas y canales, por donde goteaba el agua, aparecieron estalactitas, estalagmitas y costras calcáreas.

La cavidad actual se localiza a unas profundidades de unos 9 metros y tiene unas secciones transversales variables, en general de forma triangular, y con diámetros del orden de 3 metros. Actualmente tiene una longitud de 77 metros, aunque creemos que llegó a medir 130 metros.

El recorrido actual de la Cueva de Maltravieso, *grosso modo*, tras la destrucción durante los trabajos de cantera de la Sala del Descubrimiento (lo que es hoy parte del parque de Maltravieso), comienza en la Sala de la Entrada y a la derecha la Sala del Gato, después de un corredor se desemboca en la primera área de intervención arqueológica, la Sala de los Huesos. A partir de esta sala, se localizan diversas salas más: Sala de las Columnas, Sala de la Mesita, Sala de las Pinturas, Sala de la Serpiente y finalmente la Sala de las Chimeneas, con la última área de excavación.

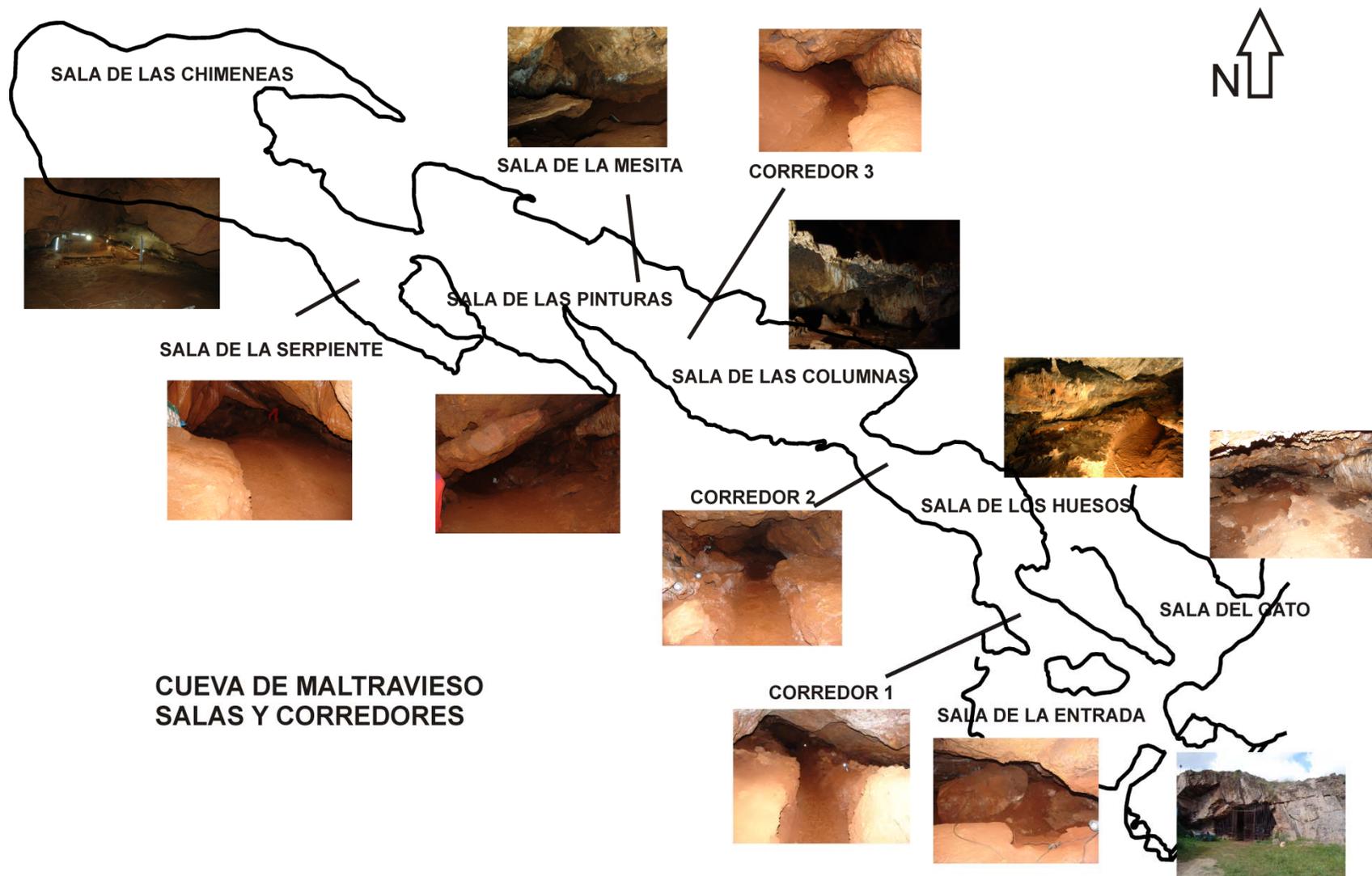


Figura 10. Planta de la Cueva de Maltravieso con la localización de las salas y corredores.



El final actual de la cueva concuerda con la última sala, la Sala de las Chimeneas. Pero para algunos investigadores, uno de los dos conos de deyección de esta sala (el que coincide con el final actual de la cueva, al que denominamos Cono 2), tapanían el acceso a otras zonas transitables de la cavidad.

Es por ello que en el año 2002, dentro del marco del proyecto de investigación “Estudio de la ocupación prehistórica en el Calerizo de Cáceres”, dirigido por Hipólito Collado, se realizó un estudio gravimétrico de un área por el que hipotéticamente podría continuar la cueva. Los resultados de esas investigaciones (Camacho, A. G. *et al.*, 2002) descartaban la posibilidad de la existencia de una galería de suficiente entidad en la prolongación inmediata a la galería actual.

En su análisis lo que localizaron fueron estructuras mucho más superficiales, de poca importancia, algunas de las cuales se corresponderían o bien a cavidades muy angostas o bien a antiguas cavidades total o parcialmente colmatadas de material sedimentario, típicas de un karst en su fase terminal. No obstante, dentro del mismo proyecto se realizó a su vez un estudio de georresistividad (Fernández & Rebollada, 2003), en que también concluían en la baja probabilidad de la existencia de cavidades de orden mayor, y no pudiéndose confirmar la continuidad hacia el NW de la cavidad.

## **1.4.2 LAS SALAS Y CORREDORES DE LA CUEVA DE MALTRAVIESO**

La denominación de las Salas y Corredores que hemos utilizado provienen en su mayoría de las ya establecidas con anterioridad, no obstante, los trabajos de investigación desarrollados por EPPEX han conducido a la necesidad de establecer una denominación en otras áreas para facilitar el trabajo.

### **1.4.2.1 SALA DEL DESCUBRIMIENTO**

Es una sala que se halla hoy destruida por los trabajos de cantería de los años 50 y cuya ubicación correspondería al actual Parque de Maltravieso (Fig. 12). Por lo que sabemos de esta sala, debió tener grandes dimensiones y como muestra la foto (Fig. 11) y por los comentarios de la época, contenía un registro importante de formaciones espeleotémicas, como la estalactita

central que presentaba. Por todo lo cual, poco podemos decir sobre la morfología de esta sala, salvo por el plano que dibujó C. Callejo en 1956 (Fig. 81)

#### 1.4.2.2 SALA DE LA ENTRADA

En realidad la denominación de “sala” para este tramo de la cavidad no podemos ajustarlo a los parámetros dentro de la geomorfología kárstica. Sin embargo, en cuestiones prácticas nos es útil. Su morfología, de relativas pocas dimensiones (3x5 metros aproximadamente), está dada por dos megabloques desprendidos del techo que la limitan en dos extremos, de la entrada y del inicio del Corredor 1. Como veremos más adelante, su excavación nos indica que el suelo de la cavidad está cerca y que la morfología original de la sala es casi la misma.

#### 1.4.2.3 SALA DEL GATO

Su denominación se debe a la presencia actual de gatos en su interior. Se accede a ella por una estrecha entrada situada al lado derecho del acceso a la cavidad. De poca altura pero con unas dimensiones de aproximadamente 5x20m, se halla cubierta por una colada estalagmítica (PE4) de poco grosor y fracturada en su centro. También se observa crecimientos tipo coraloide, estalagmitas, estalactitas e incluso en una zona inaccesible de continuidad de la sala, se observan columnas.

En el lateral que limita con el Corredor 1, se halla una placa caliza (8x3 metros aproximadamente) desprendida del techo que produce esta separación con el Corredor 1 y como veremos con la Sala de los Huesos, en esta parte que limita se formará una colada estalagmítica (PE2).

#### 1.4.2.4 PISO SUPERIOR

Se ubica por encima de la Sala de la Entrada y parte del Corredor 1 y su acceso es a través de un tubo vadoso (*solution pocket*) situado en el inicio del Corredor 1. Es una sala de poca altura (Fig. 13) y actualmente tiene salida al exterior (aunque tiene construida una pared artificial), con lo cual no podemos saber cuáles fueron sus dimensiones originales, pues parte de él debió quedar destruido por los trabajos de cantería.

#### 1.4.2.5 CORREDOR 1

Se inicia justo en la entrada del Piso Superior, detrás del megabloque del final de la Sala de la Entrada, y topográficamente se inicia a más altura para ir descendiendo hasta la cota de la Sala de los Huesos. Presenta un relleno sedimentario seccionado por una trinchera artificial que perfora el depósito unos 0,5 m aproximadamente.

#### 1.4.2.6 SALA DE LOS HUESOS

Su descubrimiento se debe a los trabajos de limpieza llevados a cabo por EPPEX. Estos trabajos consistieron en un desescombrado de la cavidad, lo que conllevó el vaciado de esta parte. Su nombre proviene del descubrimiento de huesos en los restos de brecha fragmentados. Su denominación actual como sala tampoco se ajusta a la descripción geomorfológica. En realidad su morfología actual se debe en parte a la construcción de la trinchera por un lado, y a un proceso natural de evacuación de sedimentos que comentaremos más adelante.

#### 1.4.2.7 CORREDOR 2

Pasillo que se prolonga siguiendo la misma dirección que el Corredor 1 y termina con el inicio de la Sala de las Columnas. En la actualidad es posible ponerse de pie, pero debido a la trinchera.

#### 1.4.2.8 SALA DE LAS COLUMNAS

Sala de considerables dimensiones, de poca altura, hay que andar en cuclillas para poder atravesarla. Su característica particular es la formación en forma de colada estalagmítica que la cubre por entero, así como las estalagmitas, estalactitas y columnas, a las cuales les debe su nombre.

#### 1.4.2.9 CORREDOR 3

Al igual que el anterior corredor, si no fuera por la trinchera no podríamos caminar erguidos a lo largo de él, no obstante en algún tramo no es posible incorporarse. Este corredor se presenta siguiendo la misma dirección que el anterior.

#### 1.4.2.10 SALA DE LA MESITA

Como en otras, esta sala tampoco cumple exactamente la descripción geomorfológica, aunque podría ser una pequeña sala. En realidad su denominación proviene del fragmento de una colada estalagmítica que debido a procesos naturales ha quedado suspendida en el aire (denominada Mesita, Fig. 14).

#### 1.4.2.11 SALA DE LAS PINTURAS

Es una amplia sala de gran altura con una morfología casi rectangular que se estrecha en su final para dar acceso a la siguiente sala. Sobre este tramo se localiza otra trinchera de acceso, el resto de la sala está intacto. En uno de los laterales presenta una gran acumulación de megabloques. Evidentemente su denominación proviene por la presencia de pinturas rupestres.

#### 1.4.2.12 SALA DE LA SERPIENTE

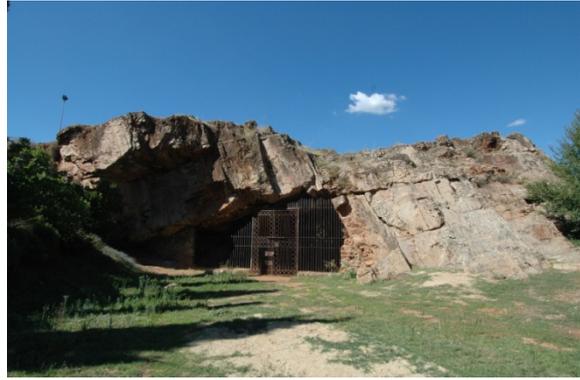
Esta sala, también denominada Corredor de la Serpiente, debe su nombre a una pintura rupestre en forma de serpiente que se halla en la entrada. Su morfología es quizás más adecuada a la de un corredor, aunque bifurcado. No presenta ninguna alteración por trinchera, salvo la excavación arqueológica en el límite con la Sala de las Chimeneas.

#### 1.4.2.13 SALA DE LAS CHIMENEAS

Inconfundiblemente es hoy la sala más grande y amplia de Maltravieso. Con una altura que oscila entre 9 metros y unos 120 m<sup>2</sup> tiene una morfología casi elíptica y presenta dos conos de deyección enfrentados y diferentes rasgos de paleokarst, como cúpulas de disolución, improntas de corriente, etc.



**Figura 11. Sala del Descubrimiento antes de su destrucción. En el centro se aprecia una gran estalagmita**



**Figura 12. Parque de Maltravieso en la actualidad. Antigua Sala del Descubrimiento.**



**Figura 13. Piso superior (parte)**



**Figura 14. Mesita**



## **CAPÍTULO 2**

---

---

### **CRONOESTRATIGRAFÍA DE LA CUEVA DE MALTRAVIESO**

#### **2.1 INTRODUCCIÓN (OSL)**

#### **2.2 OBJETIVOS (OSL)**

#### **2.3 ANTECEDENTES TEÓRICOS DE LA DATACIÓN DE SEDIMENTOS MEDIANTE LUMINISCENCIA**

#### **2.4 LAS TÉCNICAS: MÉTODOS Y MATERIALES (OSL)**

##### **2.4.1 MÉTODOS**

2.4.1.1 LA TERMOLUMINISCENCIA

2.4.1.2 LUMINISCENCIA ESTIMULADA ÓPTICAMENTE

2.4.1.3 DIFERENCIAS ENTRE LA TL Y LA OSL

2.4.1.4 FUENTES DE ERROR EN LA DATACIÓN MEDIANTE LUMINISCENCIA

2.4.1.5 ALGUNAS APLICACIONES DE LA TÉCNICA

2.4.1.6 MÉTODO DEL GRANO FINO: la preparación de las muestras

2.4.1.7 EQUIPOS DE MEDIDA

A) Equipo de TL-OSL

B) Contador  $\beta$  (Detector Beta)

C) Contador  $\alpha$  (Detector Alfa)

D) Mediciones en los equipos y permanencia de las muestras en los mismos

E) Dosis Equivalente

F) Dosis Anual

G) Actividad alfa

##### **2.4.2 MATERIALES**

2.4.2.1 MTV OSL 1: Diaclasa

2.4.2.2 MTV OSL 5: Sala del Gato

2.4.2.3 Problemática de las muestras

#### **2.5 PRESENTACIÓN DE DATOS-RESULTADOS (OSL)**

##### **2.5.1 MUESTRA MTV OSL1. DIACLASA (CORREDOR 3)**

2.5.1.1 Cuarzo Sample nº MADN5787R.BIN

2.5.1.2 Feldespato Potásico Sample nº 5785.SDA

## 2.5.2 MUESTRA MTV OSL 5. SALA DEL GATO

2.5.2.1 Cuarzo Sample nº MADN5786.BIN

2.5.2.2 Cuarzo Sample nº MADN5786rep.BIN

2.5.2.3 Cuarzo Sample nº MADN5786repe.BIN

2.5.2. Feldespato Potásico Sample nº 5786R.SDA

## **2.6 DISCUSIÓN (OSL)**

## **2.7 CONCLUSIÓN (OSL)**

## 2.1 INTRODUCCIÓN (OSL)

Si tuviéramos que citar los diferentes métodos de datación directos o absolutos, primero sería necesario dividirlos en Fenómenos Nucleares y Fenómenos No Nucleares. Estos últimos los separaríamos en Químicos (Flúor, Uranio, Hidratación, Racemización, etc), Físicos (Paleomagnetismo) y Biológicos (Dendrocronología). Los Nucleares por su parte los agruparíamos en los basados en el Decaimiento Radiactivo (K/Ar, Rb/Sr, Series del Uranio, C14, etc.), en Reacciones Nucleares (Análisis de protones por N. R. A.) y finalmente por Daño (Isótopos Cosmogénicos, Fisión Track, Resonancia del Spin Electrónico, Termoluminiscencia-TL- y Luminiscencia Estimulada Ópticamente-OSL-).

En el caso que nos atañe, la TL y OSL, ambas están agrupadas bajo un mismo fenómeno basado en la interacción de las radiaciones con la materia con una respuesta en forma de luz. Esta técnica de datación fue ya propuesta en la década de los 50, sin embargo no sería hasta los años 70 cuando investigadores como Fleming (1970), Atkien (1974) o Zimmermann (1971) obtuvieran medidas más precisas y desarrollaran la técnica, determinando la cantidad de dosis de radiación (tasa de dosis) que ha absorbido la muestra desde que quedó enterrada.

Hoy en día existen numerosas aplicaciones, pues es posible datar materiales cerámicos, sedimentos, suelos, piedras de hogar, rocas volcánicas, etc. en definitiva un amplio espectro de posibilidades que permiten de una forma directa contextualizar un yacimiento arqueológico o en su caso, restos arqueológicos y obras de arte por sí mismas.

En el presente trabajo se ha aplicado la técnica de datación mediante OSL para sedimentos de la Cueva de Maltravieso.

## 2.2 OBJETIVOS (OSL)

Aunque una parte importante del presente trabajo lo compone el estudio y análisis de los espeleotemas de la Cueva de Maltravieso, la datación se ha realizado sobre sedimentos. La problemática que genera el análisis de carbonatos mediante OSL (Mckeever, 1983) junto con motivos prácticos, dirigieron el trabajo hacia este material.

No obstante, las muestras fueron obtenidas de aquellos puntos de especial interés para completar el conocimiento sobre la abertura de la cavidad, asimismo se recogieron para el caso de OSL1 el sedimento depositado entre PE 7.2 y PE 7.3, y obtener así una edad para los sedimentos asociados a la Diaclasa en el Corredor 3. Para la segunda se optó por datar una muestra (OSL5) debajo de PE4, en lo que denominamos cordialmente la Sala del Gato. El motivo es tratar de relacionar esta sala con la Sala de los Huesos, dada su proximidad geográfica.



Figura 15. Planta de la Cueva de Maltravieso y localización de las muestras datadas mediante OSL.

Para el muestreo hemos seguido el protocolo de extracción que se utiliza en el laboratorio de geocronología de la Universidad Autónoma de Madrid.

## 2.3 ANTECEDENTES TEÓRICOS DE LA DATACIÓN DE SEDIMENTOS MEDIANTE LUMINISCENCIA

Las técnicas utilizadas para determinar la tasa de dosis (*Dosis Rate*) han cambiado poco desde que se establecieron hace más de 40 años las primeras edades por luminiscencia, aunque las mejoras en los métodos analíticos (instrumentación) han aumentado la eficiencia y, en algunos casos, la precisión (este último por el conocimiento de las series de Uranio). Entre los avances destacamos.

- Mejora en la comprensión de la contribución de los rayos cósmicos a la tasa de dosis, en particular los cambios que sufre con la altitud y la latitud, con la profundidad bajo la superficie del suelo, y con las fluctuaciones en el campo magnético de la Tierra (Prescott y Hutton, 1988, 1994).
- Aplicación de espectrómetros de rayos gamma portátiles en los años 80 como un replazo para las dosímetros anuales que había que colocar en el terreno.
- Mayor accesibilidad a una alta resolución alfa y a unas instalaciones de espectrometría gamma para investigar el estado de equilibrio de las cadenas de desintegración del U y Th (Olley et al., 1996).

A raíz de la histórica publicación por Daniels et al. (1953) sobre el potencial geológico y arqueológico de la TL, hubo varios intentos de datación de rocas. Pero los detalles de cómo la energía de radiación era absorbida por los materiales para poder proporcionar una fecha nunca fue completamente resuelto, y esto, junto con otras complicaciones, se tradujo en una desaceleración de la investigación sobre la datación de muestras geológicas a mediados de la década de 1960, a pesar de los progresos realizados en TL con la datación de la cerámica cocida y otros materiales calentados (por ejemplo, Aitken et al., 1964, 1968).

La investigación publicada por primera vez sobre la datación de unos sedimentos mediante TL vinieron de la ex Unión Soviética y se incluyeron las de Shelkopyas y Morozov (1965), Morozov (1968) y Shelkopyas (1971), pero estos resultados no eran accesibles a los trabajadores occidentales hasta el artículo de Dreimanis et al. (1978). Por otra parte, los documentos soviéticos no proporcionaron los detalles necesarios para evaluar plenamente los resultados, pero, sobre la base de lo que se publicó, había motivos para creer que los protocolos

utilizados por estos trabajadores no eran válidos, suficiente o adecuadamente descritos (Wintle y Huntley, 1982).

En Occidente, por su parte, los estudios llevados a cabo por Johnson y Blanchard (1967) y Bothner y Johnson (1969) habían demostrado que la TL emitida a partir del carbonato (y, por tanto, la dosis absorbida) en los *core* marinos aumenta con la profundidad bajo el lecho marino. Un resultado similar se publicó sobre radiolarios extraídos de un *core* oceánico por Huntley y Johnson (1976), pero pronto se descubrió que la señal de TL no venía de los radiolarios, sino de los sedimentos minerales que se adherían a ellos (Wintle y Huntley, 1979a).

Durante este tiempo, algunos avances también se estaban realizando en Hungría, Polonia y China (Wintle y Huntley, 1982), pero no fue hasta el trabajo de Wintle y Huntley (1979a, b, 1980) cuando se desarrolló una técnica adecuada para la datación de los sedimentos mediante TL.

A lo largo de estos años comenzó a desarrollarse una técnica que determinaría la dosis equivalente, esta sería el método de **dosis aditivas**, para lo cual se supone que el número de electrones en las trampas de interés es insignificante para una muestra de sedimento en el momento en el que queda enterrada. El modelo más desarrollado en aquel momento fue el de “blanqueamiento parcial” (Wintle y Huntley, 1980), lo que podría ser utilizado en aquellas situaciones en las que los granos del sedimento de una muestra sólo han recibido una exposición de luz solar limitada.

Después del establecimiento del protocolo del blanqueamiento parcial, la investigación continuó perfeccionando el método, lo que implicó el estudio de los espectros de emisión de TL de cuarzo y feldespato (y algunos otros minerales), sus características de blanqueo, y la estabilidad térmica de las trampas de los electrones responsables de medir la luminiscencia.

Una variante del método de blanqueo parcial, fue denominada el método del “blanqueo selectivo”; desarrollado para la datación mediante TL de los sedimentos con cuarzo (Prescott y Mojarrabi, 1993). Algo más tarde, un tercer procedimiento de datación recibió una amplia aplicación. Este método consiste en que se utilizan dos grupos de alicuotas para estimar la dosis equivalente: el primer grupo se le da el tratamiento convencional de dosis aditivas, mientras que el segundo se le da un prolongado blanqueamiento, seguido de una serie de dosis regenerativa. La magnitud del desplazamiento es igual a la dosis equivalente después de que se efectúe la corrección para el blanqueo incompleto del laboratorio. Esta técnica, a veces es llamada

*Australian slide* (Prescott et al., 1993; Huntley et al., 1993b, 1994; Huntley y Prescott, 2001; Readhead, 1982, 1988).

Un importante avance en el campo de la luminiscencia, como método de datación, vino con la introducción de la datación óptica (Huntley et al., 1985). Esta datación, se refería a la luminiscencia estimulada ópticamente (OSL), similar a la TL en el mecanismo básico responsable de la generación de luminiscencia. La principal diferencia, sin embargo, es que la luz de una determinada longitud de onda (en lugar de calor) se utiliza para excitar los electrones de las trampas.

Un avance significativo fue hecho por Hütt *et al.* (1988), quien demostró que a una baja intensidad la estimulación mediante rayos infrarrojos (IR) puede dar lugar a una relativamente intensa luminiscencia del feldespato, pero no del cuarzo, debido a la recombinación radiactiva de los electrones expulsados de las trampas que son térmicamente estables a temperatura ambiente (a través del tiempo geológico).

Este hallazgo fue sorprendente, ya que los modelos físicos básicos disponibles en el momento indicaban que los fotones infrarrojos no son lo suficientemente enérgicos para expulsar electrones directamente de las trampas más profundas. La consecuencia del descubrimiento de Hütt *et al.* (1988) fue que la datación óptica se podría hacer utilizando diodos emisores de luz láser IR asequibles, en lugar de los caros láseres.

Durante el ensayo inicial de la datación óptica, una de las preocupaciones era un precalentamiento que se utilizaba para vaciar las trampas inestables al calor (llenadas durante la irradiación de laboratorio), lo que también se traduciría en una transferencia térmica no deseada: la transferencia de electrones de la luz-insensible, de las trampas térmicamente estables a las trampas de luz-sensibles durante la medición. Si estas transferencias eran significativas, entonces la dosis equivalente podría ser sobreestimada, y por lo tanto la edad calculada podría ser demasiado vieja. Para aliviar este problema, Huntley et al. (1993a) presentó el método de la dosis aditiva con transferencia térmica de corrección (ADTT).

Una de las ventajas con las que cuenta la OSL frente a la TL es que, en la mayoría de los casos, se puede medir una cantidad fácil de luminiscencia por muestreo, sólo con una pequeña proporción de las trampas de los electrones correspondientes. Esto llevó Huntley et al. (1985) a proponer que la dosis a la que responde una muestra podría ser generada usando una

sola alicuota de sedimento. Esto condujo a varios investigadores a desarrollar y probar protocolos de análisis para alicuotas individuales.

Los primeros resultados publicados de las dataciones mediante alicuotas individuales de varios granos ricos en feldespato K fueron los de Duller (1991, 1994, 1995), mientras que la datación de los granos individuales de este mineral fue investigada por primera vez por Lamothe et al. (1994) y Lamothe y Auclair (1997). Investigaciones similares sobre alicuotas individuales de granos de cuarzo fueron publicados por Liritzis et al. (1994) y Stokes (1994), mientras que Murray y Roberts (1997) y Roberts et al. (1997) quienes experimentaron con granos individuales de cuarzo.

En general, en estos primeros ensayos se utilizaron procedimientos de dosis aditivas, donde se estimaba la dosis equivalente por extrapolación al eje de la dosis de la curva de dosis-respuesta a partir de una alicuota única o grano; estos protocolos se conocían como los procedimientos de *single-aliquot additive-dose* (SAAD). Uno de los problemas con el uso de una alicuota única para modelar la respuesta de la dosis de la muestra, es que la alicuota debe ser dosificada en repetidas ocasiones, precalentada, y estimulada ópticamente, y esto se traduce comúnmente en cambios de sensibilidad en la luminiscencia que hay que corregir.

Por esa razón, en un principio los protocolos de una alicuota única a menudo se basaban en el empleo de una segunda alicuota para vigilar el cambio de sensibilidad. Más de una alicuota también serían necesarias para la regeneración de una alicuota única y se añadieron dosis (SARA- *single-aliquot regeneration added dose*) como en el protocolo seguido por Mejdahl Botter-Jensen (1994) y que ha sido en gran parte restringido a materiales arqueológicos calentados (Lian, O. B. et al., 2006).

Los protocolos de SAAD seguían siendo vulnerables a los cambios progresivos en la sensibilidad de la luminiscencia, derivados de la aplicación repetida del precalentamiento, lo que condujo al desarrollo de un protocolo de una alicuota única de dosis regenerativa (SAR- *single-aliquot regeneration*).

Los primeros protocolos de SAR, desarrollados para el cuarzo, controlaban también los cambios en la sensibilidad con la respuesta de TL a 110 °C medidos durante el precalentamiento de cada una de las dosis naturales y regenerativas (Murray y Roberts, 1997, 1998, Roberts et al., 1997), mientras que las variantes posteriores (por ejemplo, Roberts et al., 1998a; Galbraith et al., 1999; Murray y Mejdahl, 1999; Murray y Wintle, 2000, 2003, Jacobs et al., 2003a; Olley et

al., 2004a; Wintle y Murray, 2006) tuvieron en cuenta los cambios de sensibilidad con monitorización de la respuesta de la muestra a una pequeña dosis (*test dose*) administrado a la misma alicuota inmediatamente después de la luminiscencia de la dosis natural y después de que cada dosis regenerativa haya sido medida. Los protocolos de SAR se diseñaron originalmente para el cuarzo y desde entonces se han ido extendiendo, con éxito desigual, en los feldespatos.

Al igual que las técnicas utilizadas para modelizar la dosis equivalente han avanzado, también lo ha hecho la instrumentación. Los primeros lectores de luminiscencia consistieron en dispositivos en los que sólo una alicuota de la muestra podía ser medida a la vez, las alicuotas había que cambiarlas manualmente, y las irradiaciones y el precalentamiento se realizaba con irradiadores y hornos separados. Estos instrumentos fueron reemplazados por las máquinas automatizadas, en las que hasta 64 alicuotas podría analizarse en secuencia, e irradiaciones y precalentamiento se realizaban a la vez. La primera de estas máquinas se empezó a comercializar en 1983 (véase la revisión de Botter Jensen, 1997).

Los últimos avances han sido lectores automatizados que incluyen archivos adjuntos. Estos permiten que cientos de granos individuales puedan ser medidos con rapidez en una única prueba, con la luz de un láser semiconductor relativamente barato como fuente de estimulación (Duller et al., 1999). También se desarrolló un instrumento en el que se puede ordenar los granos sobre la base de intensidad de la luminiscencia (McCoy et al., 2000). También hay accesorios disponibles para los lectores comerciales automatizados para medir la radioluminiscencia (la luminiscencia del sistema emitida durante la exposición a las radiaciones ionizantes), para irradiar las muestras a temperaturas elevadas, y permitir que se utilice un generador de rayos X en el laboratorio en lugar de una fuente de radiaciones beta (Hashimoto et al., 2002; Botter-Jensen et al., 2003).

Probablemente, el mayor avance en la instrumentación fue la introducción de nuevas fuentes de luz para la estimulación. La más eficiente de ellas son los diodos emisores de luz de alta potencia que reemplazan a los caros láseres (Lian, O. B. *et al.*, 2006).

## 2.4 LAS TÉCNICAS: MÉTODOS Y MATERIALES (OSL)

### 2.4.1 MÉTODOS

Partiendo de que la radiactividad está presente de manera natural en el ambiente, entendemos que la datación mediante la luminiscencia explota la presencia de algunos isótopos radiactivos de elementos como el Uranio (U), el Torio (Th) y el Potasio (K) que se hallan de manera natural en minerales como el cuarzo, que actúan como dosímetros, archivando la cantidad de radiación a la que han estado expuestos.

Una propiedad común que se da de manera natural en algunos minerales es que cuando han estado expuestos a emisiones relacionadas con el decaimiento radiactivo; son capaces de almacenar, dentro de su estructura cristalina, una pequeña proporción de energía dada por esa radiación. Esta energía acumulada por la exposición al decaimiento radiactivo continúa a lo largo del tiempo y puede ir siendo liberada en forma de luz. Esta luz es denominada luminiscencia.

El motivo que hace de este fenómeno una técnica de datación recae en el hecho de que la energía almacenada en los minerales puede volver a ponerse a cero por dos procesos. El primero es por el calentamiento de la muestra a temperaturas por encima de los 300°C (como la cocción en un horno de una cerámica). El segundo proceso es el de la exposición de los minerales a la luz solar, esto podría ocurrir durante la erosión, el transporte y la sedimentación. Ambos procesos podrían liberar la energía preexistente almacenada, poniendo así el reloj a “cero” (Fig. 16).

La medida del brillo de la señal luminiscente puede ser usada para calcular la cantidad de radiación a la cual la muestra fue sometida durante el período de enterramiento. Si esto se divide por la cantidad de radiación que las muestras reciben de su entorno cada año, esto puede dar la cantidad de tiempo durante el cual la muestra ha estado recibiendo energía (1). En el Sistema Internacional (SI) el Gray (Gy) es la unidad de radiación absorbida.

$$\text{Edad} = \frac{\text{Energía total acumulada durante el enterramiento}}{\text{Energía liberada cada año del decaimiento radiactivo}} \quad (1)$$

Existen algunos minerales que de manera natural producen luminiscencia, como el cuarzo, el feldespato, la calcita y el circonio. El cuarzo sería el mineral más apropiado para la datación (Duller, 2008).

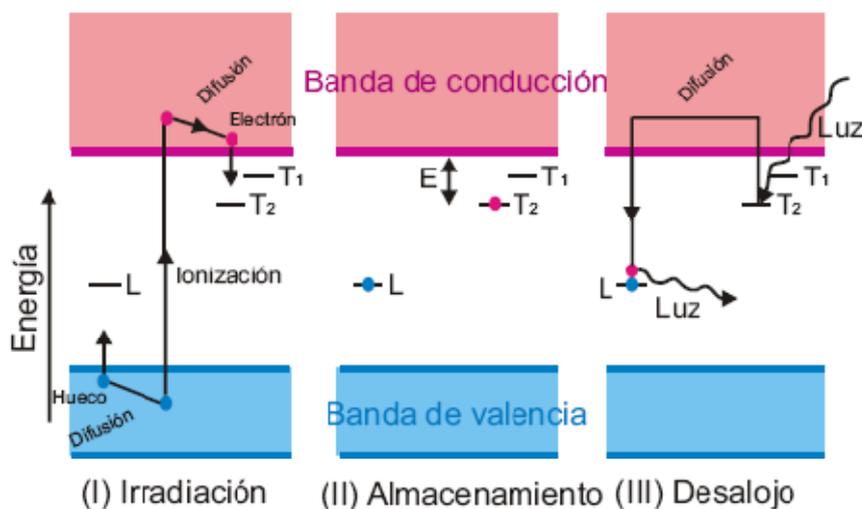


Figura 16. Diagrama de los niveles de energía que ilustra el proceso de la luminiscencia: (I) la irradiación interactúa con el cristal (ionización), empujando electrones a la banda de conducción y dejando “huecos” en la banda de valencia; (II) los electrones se quedan atrapados en los defectos cristalinos (T<sub>1</sub>, T<sub>2</sub>, etc.) y permanecen ahí durante un período de tiempo (cuanto más profunda es la trampa por debajo de la banda de conducción (E) (por ejemplo T<sub>2</sub>) más estable es el electrón y el tiempo que se queda atrapado); (III) el cristal se estimula por calor o por exposición solar, desalojando los electrones, los cuales se recombinan con los huecos en los centros de luminiscencia (L) y emite fotones de luz (la señal luminiscente). Modificado a partir de Duller, 2008.

La principal ventaja de la OSL frente a la TL es que la señal de la primera es puesta a cero mediante la exposición a la luz solar mucho más rápido que la señal de TL. Este proceso se conoce como “blanqueamiento” y los experimentos en el laboratorio muestran que después de 100 segundos de exposición de un grano mineral a la luz del sol, la señal de OSL del cuarzo se reduce en <0,1% de su nivel inicial, pero >85% de la señal todavía permanece. Después de algunas horas, >30% de la señal de TL permanece pero la señal de OSL es cien mil veces más baja. Una situación similar existe en los feldespatos, donde la señal de TL comienza a reducirse por la exposición a la luz del día mucho más lentamente que la señal de OSL (o IRSL) (Duller, 2008).

Por otro lado, debido a que el agua actúa como un absorbente de la radiación, la variación del contenido de agua dará lugar a una variación en la tasa de dosis. Es de suma importancia, por lo tanto, obtener una estimación de la variación del contenido de agua, incluyendo si el sedimento ha estado o no por debajo de las aguas subterráneas una parte del

tiempo, siendo el efecto es más pronunciado en los granos pequeños que en los grandes (Mejdahl, 1986).

Para conocer el contenido de agua de las muestras en el laboratorio de la Universidad Autónoma de Madrid (UAM) se ha hallado con una balanza de determinación de humedad en sólidos, efectuándose las correcciones de las dosis anuales de acuerdo al modelo establecido por Fleming (1979).

#### 2.4.1.1 LA TERMOLUMINISCENCIA

La Termoluminiscencia se basa en aquellos fenómenos en los que los materiales expuestos a radiaciones ionizantes son capaces de emitir la información que tienen acumulada (daño radiactivo) mediante un tratamiento térmico. Sin embargo, para obtener esta información, el material a estudiar debe ser aislante, semiconductor y que además haya sido expuesto a una radiación ionizante y a ser posible que sea un sólido cristalino.

Los electrones almacenados y atrapados dentro de los minerales pueden ser liberados en el laboratorio. Usando un número de métodos es posible producir una señal de luminiscencia, así por ejemplo al calentar una muestra a un ritmo fijado, desde la temperatura ambiente hasta entre 450°C y 700°C se liberan los electrones almacenados. La señal resultante se denomina termoluminiscencia (TL). Comúnmente, la señal de TL, generalmente referida como la curva de brillo o curva de termoluminiscencia (*glow curve*); comprende una serie de picos que se corresponden con una trampa.

Aunque no siempre es posible identificar una única fuente de electrones, es verdad que normalmente la señal de TL se observa a altas temperaturas, originada a partir de trampas que se hallan a más profundidad (por debajo de la banda de conducción). Esta es la causa por la que se requiere más energía para liberar a los electrones de las trampas más profundas, y esto solo ocurre a altas temperaturas. Además, hay que decir que los electrones de estas trampas más profundas son más estables que los atrapados en las trampas superficiales.

Así por ejemplo los picos observados en muestras de cuarzo a 110°C son relativamente inestables, y a temperatura ambiente tienen una vida media de 20 horas. Este tiempo de vida

pequeño hace que se descarte para la datación. Por el contrario, los electrones que dan lugar a un pico 325°C son más estables por encima de algunos millones de años.

Si todo lo anterior se cumple, entonces cuando el material es calentado progresiva y uniformemente en el laboratorio, comienza a emitir luz. Esta luz emitida está en relación con la temperatura que aplica el sistema y con el material a analizar, generándose lo que se conoce como la curva de termoluminiscencia.

Esta información nace del siguiente principio. Cuando una cerámica es cocida (por ejemplo), toda la información geológica de los componentes minerales se pierde. Es decir que los materiales vuelven a “nacer”, se pone el reloj a cero. Es a partir de entonces cuando la cerámica comienza a acumular en su estructura cristalina toda la información en forma de daño radiactivo (se generan trampas) proveniente del medio en el que ha transcurrido su vida hasta que es analizada en el laboratorio (en dónde artificialmente se vaciarán esas trampas para su lectura). Esta lectura en el laboratorio es lo que proporcionará la edad de la muestra desde su última cocción. Para ello se utiliza la siguiente fórmula matemática (2):

$$\text{Edad} = \text{Dosis Arqueológica total (DT)} / \text{Dosis Anual (DA)} \quad (2)$$

Esta relación viene a decir que la edad en años es el cociente entre el daño producido por la radiación recibida por la cerámica a partir de su cocción (DT) y el daño producido por la radiación media que recibe durante un año (DA).

Sin embargo dentro de estos valores, existen particularidades (3) que hay que tener en cuenta como los tres tipos de radiación que se producen en el proceso de ionización ( $\alpha$ ,  $\beta$  y  $\gamma$ ), la distinción entre la radiactividad procedente de la muestra y del terreno circundante, su contenido en agua y su saturación, el espesor de la zona dónde fue extraída, etc.

$$\text{Edad} = \frac{\text{Dosis Arqueológica Total}}{K \cdot D\alpha + D\beta + D\gamma} \quad (3)$$

Siendo  $D_\alpha$ ,  $D_\beta$ ,  $D_\gamma$  las Dosis de cada radiación ionizante y  $K$  es el factor de corrección de la  $D_\alpha$  necesario, dado que la efectividad de producción de TL de esta radiación es menor que la correspondiente  $\beta$ . Este factor  $K$  suele tener valores que oscilan entre 0,1 y 0,3 y se calcula dividiendo la Dosis  $\beta$  equivalente entre la Dosis  $\alpha$  equivalente.

Por otro lado, la Dosis Arqueológica Total (Dosis  $\beta$  Equivalente) que recibe la muestra está relacionada con la intensidad de la emisión de TL y OSL, que puede ser medida por diferentes métodos, siendo la técnica de extrapolación de “dosis aditivas” (Zimmerman, 1971) la que se utiliza en el Laboratorio de Dataciones de la Universidad Autónoma de Madrid.

Sin embargo Zimmerman (1971) no la denominaba como técnica de dosis aditivas, aunque en este artículo explica como se va aplicando progresivamente más radiación (mediante una fuente radiactiva  $\beta$ ) a los discos portamuestras, para luego extrapolar y obtener una dosis equivalente. Con lo cual asumimos que es una técnica de dosis aditivas, aunque en la UAM, han aumentado en 2 dosis la radiación. A su vez, la Dosis Equivalente  $\alpha$ , será medida mediante la misma técnica, salvo que como veremos más adelante, con otros tiempos de irradiación y con una fuente radiactiva  $\alpha$ .

Por otro lado, hay que tener en cuenta la importancia de la preparación de las muestras antes de ser leídas e irradiadas. La técnica del grano fino que hemos utilizado fue desarrollada por Zimmerman (1971) y es capaz de seleccionar los granos minerales entre 1-10  $\mu\text{m}$  mediante suspensión en acetona, de forma que la muestra sobre la que se realizarán las curvas de TL/OSL será un agregado polimineral en el que se encontrarán todos los granos minerales entre esos dos extremos. Los granos mayores de 10 $\mu\text{m}$  no se utilizan debido a que su parte más interna no ha recibido la radiación alfa. Los granos de diámetro menor de 1 $\mu\text{m}$  tampoco son convenientes debido a que su relación superficie/volumen produciría un considerable aumento del nivel de TL espúrea o no inducida por irradiación, que en la mayoría de los casos se debe a procesos de tipo superficial.

En datación mediante TL solo nos interesa las trampas estables, por lo que debemos realizar el “test del Plateau” (Aitken, 1985), que consiste en comparar la forma de la curva de TL irradiada y la de TL natural. De esta manera obtenemos otra curva que crece de manera continua hasta una determinada temperatura, a partir de la cual se estabiliza en un “plateau”, que nos delimita el intervalo de temperatura válido para datación, es decir, el intervalo de temperatura en el cual podemos medir la intensidad de TL. La emisión de TL a esta temperatura

se debe a trampas cuya estabilidad es lo suficientemente grande para no haber sufrido un vaciado electrónico apreciable durante el enterramiento arqueológico.

Para calcular la dosis total de irradiación a partir de la intensidad de TL, es necesario conocer como aumenta ésta conforme se incrementa el nivel de irradiación. Para ello y como hemos apuntado anteriormente, se utiliza el método de la dosis aditiva. En el cual es necesario medir a un grupo de muestras las intensidades de emisión TL natural, es decir, aquella acumulada desde su cocción, mientras que a otro grupo de ellas se les aplica una dosis de radiación conocida mediante una fuente radiactiva  $\beta$  calibrada. Se repite la operación para varias dosis diferentes, con lo cual obtenemos como crece la intensidad de emisión de TL con la irradiación. Los puntos obtenidos se representan en un gráfico, si la respuesta a la dosis es lineal, dichos puntos definen una recta. Al extrapolar la recta obtenida hacia el eje de abscisas obtendremos el valor de la dosis  $\beta$  equivalente (ED), es decir, la dosis  $\beta$  necesaria para inducir en la muestra una intensidad de TL igual a la arqueológica.

No hay diferencia clara entre las curvas de TL obtenidas en muestras con mineralogía diferentes. En general las ricas en cuarzo se caracterizan por un pico claro a 110° y otro a 350-375°C.

De este modo, la Dosis Total Arqueológica la desglosaríamos en dos partes, la Dosis Beta Equivalente (ED) y además la corrección de **supralinealidad** (I) que explicamos a continuación.

La falta de linealidad puede ser importante a dosis altas, cuando se produce la saturación de la muestra, por lo que es necesario antes de realizar los cálculos oportunos, comprobar si los datos obtenidos se sitúan en la parte de respuesta lineal, sino supralineal, es decir, el crecimiento inicial se produce de forma lenta, para ir progresivamente aumentando la pendiente hasta estabilizarse. Debemos comprobar siempre si una muestra presenta o no un comportamiento supralineal, calculándose el valor de corrección oportuno (Fleming, 1975) por el mismo procedimiento que se calcula la dosis beta equivalente, pero sobre muestras a las que previamente se le ha realizado ya su curva de TL natural (“second-glow”). Ahora, la ecuación quedaría del siguiente modo (4):

$$\text{Edad} = \frac{\text{DE} + \text{I}}{\text{K} \cdot \text{D}\alpha + \text{D}\beta + \text{D}\gamma} \quad (4)$$

Con todo ello, los problemas más comunes que pueden aparecer en la obtención de DE son el decaimiento anómalo de la emisión, que hace que la intensidad de TL se reduzca y la TL espúrea aparezca. Esta TL que es la que no nos interesa, pues es aquella cuyo origen está relacionado con reacciones químicas, por la presencia de materia orgánica, o a fenómenos de adherencia superficial de partículas en la muestra (Aitken, 1974). Sin embargo, la realización de algunos análisis previos a la muestra puede informar sobre este aspecto si fuera necesario.

En lo que respecta a las dosis de radiación que recibe una muestra arqueológica durante su enterramiento, se deben, en una proporción diferente, a los isótopos radiactivos del Uranio ( $U^{235}$  y  $U^{238}$ ), Torio ( $Th^{232}$ ), Potasio ( $K^{40}$ ) y a la radiación cósmica (RC). Como cada uno de ellos aporta a la muestra una dosis diferente de cada radiación, es necesario separar esa aportación individual.

Así, las dosis alfa y beta provendrían en su mayoría de los elementos radiactivos presentes en el interior de la muestra, dado el poder de penetración de ellas. Sin embargo, la dosis gamma, procede en gran parte del terreno en el que estuvo enterrada la muestra y del medio circundante en general.

Por otro lado, para hallar el cálculo de la dosis anual es posible utilizar dos métodos. Uno realizándolo en el propio terreno donde se extrajo la muestra, mediante dosímetros, que permanecerían un tiempo en ese lugar. Así podríamos calcular la dosis que han absorbido y extrapolarlo posteriormente a un año, así se obtiene la dosis anual. Sin embargo, a pesar de que es un método preciso, es necesario que el dosímetro permanezca bastante tiempo hasta que ha absorbido la suficiente información, con lo cual retrasa el trabajo.

El otro tipo de método que podemos utilizar es la medida de la actividad alfa y el análisis del potasio mediante contaje beta o por fotometría de llama. Este método sería indirecto pues lo que medimos no es la dosis, sino el porcentaje de isótopos radiactivos presentes en la muestra. Por ello, conoceremos la dosis media aportada por cada cadena radiactiva y el porcentaje de elementos radiactivos, a partir de lo cual podremos calcular la dosis anual.

Así también, la medida de actividad alfa nos permite calcular el contenido de U/Th de la muestra, mientras que el contaje beta nos da el %  $K_2O$ . La dosis gamma ambiental la calcularemos mediante un medidor de radiactividad (en nuestros casos un Geiger-Müller), calculando el contenido de elementos radiactivos en el terreno circundante de la misma manera en la que la hemos hallado para la muestra.

Por lo tanto, la dosis anual correspondería en definitiva a: la dosis alfa procedente del uranio y torio, corregida por el factor  $K$ , la dosis beta del potasio, la dosis beta y gamma del uranio y torio y la dosis gamma externa del terreno y de la radiación cósmica.

Quedando de este modo la siguiente ecuación, mucho más precisa que las anteriores (5):

$$\text{Edad} = \frac{\text{DE} + \text{I}}{K \cdot \text{D}\alpha (\text{U+Th}) + \text{D}\beta (\text{U+Th}) + \text{D}\beta (\text{K}) + \text{D}\gamma (\text{U+Th}) + \text{D}\gamma (\text{K}) + \text{D}\gamma \text{ ext} + \text{D}\gamma \text{ RC}} \quad (5)$$

#### 2.4.1.2 LUMINISCENCIA ESTIMULADA ÓPTICAMENTE

Una segunda forma de liberar los electrones almacenados en los minerales es por la exposición de ellos a la luz solar (Huntley, 1985). Tan pronto como la luz estimulada es encendida la luminiscencia es emitida por los granos minerales. Como la medición continúa, los electrones de las trampas son vaciados y la señal decrece. La señal se denomina Luminiscencia Estimulada Ópticamente (*Optically Stimulated Luminescence*, OSL).

En la aplicación de la OSL para la datación de materiales arqueológicos o geológicos, el objetivo es calcular, al igual que para TL, la cantidad de radiación a la que la muestra ha sido expuesta. Es la combinación de la dosis de radiación (*radiation dose*) y la tasa de dosis (*dosis rate-Dosis anual*) que permiten que una edad sea determinada. Del mismo modo al igual que para TL, las medidas en el laboratorio se utilizan para calcular la cantidad de radiación que ha recibido la muestra durante su enterramiento (DE).

Durante la estimulación óptica de una muestra, en este caso del cuarzo, la señal inicialmente decrece rápidamente y después lo hace a un ritmo lento. Una señal similar se observa en los feldespatos, aunque decrece más lentamente.

La luz utilizada para estimular los minerales está restringida a un estrecho rango de longitudes de onda. La luz emitida por la muestra (cuándo la luminiscencia comienza a medirse) tiene que ser observada a diferente longitud de onda de la luz de estimulación. La luz azul que

emiten los diodos (LEDs) se usa comúnmente para la estimulación y pueden generar una señal de OSL para el cuarzo.

Un método alternativo de estimulación es utilizar LEDs que se emiten bajo la parte visible del espectro infrarrojo. Con ello se produce una señal de OSL, pero más comúnmente se refiere como a la Luminiscencia Estimulada Infrarroja (*Infrared stimulated luminescence*, IRSL). Esta señal se observa solo en feldespatos, en cuarzos no se emite señal de IRSL cuando la muestra es mediada a temperatura ambiente. El hecho de que el cuarzo no emita esta señal a temperatura ambiente puede ser aprovechado como método para evaluar la pureza del cuarzo frente al feldespato para la medición de la luminiscencia.

La cantidad de luz emitida por una muestra por dosis de unidad de radiación varía de un grano a otro, dependiendo de la historia geológica de cada grano. Por lo tanto se deben utilizar una serie de mediciones de laboratorio para calibrar la luminiscencia responsable de cada muestra y utilizar estos para obtener una medida de la dosis recibida en la naturaleza (DE).

La manera de plasmar la información es mediante segundos de exposición de la muestra a la radiación, mientras que en TL, como hemos visto, se realiza sobre picos a cierta temperatura. Sin embargo, en este caso no será necesario utilizar el “test de Plateau” ni la corrección de Supralinealidad.

$$\text{Edad} = \frac{\text{Dosis Arqueológica Total (DE)}}{K \cdot D_{\alpha} (U+Th) + D_{\beta} (U+Th) + D_{\beta} (K) + D_{\gamma} (U+Th) + D_{\gamma} (K) + D_{\gamma} \text{ ext} + D_{\gamma} \text{ RC}} \quad (6)$$

#### 2.4.1.3 DIFERENCIAS ENTRE LA TL Y LA OSL

La TL se produce cuando ciertos minerales (por ejemplo cuarzo, feldespato, circonio, etc.) previamente expuestos a radiaciones ionizantes, son calentados, causando que los electrones sean liberados de las trampas y se recombinen con cargas netas opuestas en los centros de luminiscencia. Al realizar una lectura a un ritmo constante de calentamiento (en una atmósfera libre de oxígeno), la TL produce una curva de brillo para cada muestra.

La OSL puede ser producida mediante la iluminación de una muestra con una longitud de onda visible o produciendo G-OSL si es verde la luz utilizada (B-OSL si es azul) para el cuarzo, o por infrarrojo, generando IR-OSL para feldespato. Cualquier luz coherente (láser) o incoherente (como las lámparas halógenas o diodos de emisión de luz) puede ser utilizada para la estimulación. Al no requerir el uso de calor, la OSL se puede considerar como una técnica no destructiva, que también permite repeticiones de medidas en la muestra, ya que con los tiempos cortos de estimulación, las señales mesurables que se pueden obtener representan menos del 1% de la señal (Berger, 1995).

No son solo las señales de liberación las únicas diferencias entre OSL y TL, porque también se diferencian por la señal de lectura de la liberación. Las señales de OSL (curvas de brillo, según Aitken, 1992) para el cuarzo y el feldespato extraídas de un sedimento normalmente disminuyen de forma rápida desde el valor inicial, relacionado con la dosis absorbida de cada mineral. Para TL, sin embargo, la señal es creciente cuando llega a la temperatura-trampa estable. Por otra parte, para OSL y TL, la señal es mucho más brillante por gramo de feldespatos que por cuarzo.

Otra distinción muy importante entre TL y OSL radica en la rapidez relativa con la que las señales se reducen por la exposición a la luz visible (blanqueo óptico). El blanqueo óptico reduce los órdenes de magnitud de la OSL más rápida y ampliamente que la TL en idénticas muestras (Berger, 1995).

#### 2.4.1.4 FUENTES DE ERROR EN LA DATACIÓN MEDIANTE LUMINISCENCIA

Algunos de los problemas asociados con la datación mediante este fenómeno se centran en la puesta a cero del reloj de la luminiscencia. En la mayoría de las mediciones por TL puede haber un componente residual de TL que, sin ser detectados y/o encontrarse en paradero desconocido, influirá en el cálculo de la DE y generar una edad errónea. Aunque este no es un problema en la mayoría de los casos en que se emplea OSL, en las muestras más jóvenes, es más estricta la exigencia de una reducción a cero y, como Aitken (1998) ha señalado, “hay contextos de deposición en los que “el cero absoluto “es un ideal inalcanzable “.

El ambiente de deposición también puede crear dificultades, sobre todo en depósitos dónde puede haber una variabilidad considerable de grano a grano en la medida del

blanqueamiento. Por otro lado, el retrabajamiento de los sedimentos y la exposición intermitente a la luz solar son las posibles fuentes de error en su datación. Las variaciones en la señal de luminiscencia también se puede encontrar entre los granos minerales individuales, en las muestras de feldespato, por ejemplo, el blanqueo es menos rápido que en el cuarzo, a veces por un factor de alrededor de 10 (Walker, 2005). Algunas muestras pueden contener grandes cantidades de OSL residual, y mientras que unos pocos minutos de exposición al sol podrían ser suficientes para reducir esto a un nivel aceptablemente pequeño. Bajo una intensidad de luz baja (condiciones de nubosidad) el proceso de reducción a cero sería mucho menos eficaz.

Otros problemas pueden surgir a través de la fuga de electrones de las trampas térmicamente estables, un hecho que afecta tanto a la TL como a la OSL de feldespatos (pero no de cuarzo), y que normalmente se conoce como la decoloración anómala (*anomalous fading*) (Aitken, 1998; Huntley & Lamothe, 2001), a través de un desequilibrio en la cadena de desintegración del uranio y las variaciones en el contenido de agua de los sedimentos, siendo esta a menudo muy difícil de evaluar (Wintle, 1991). Otros motivos de error son aquellos sistemáticos en la calibración de las fuentes de radiación de laboratorio, la posible contaminación de luz durante el muestreo de campo, y la determinación precisa de la tasa de dosis ambiental (Walker, 2005)

#### 2.4.1.5 ALGUNAS APLICACIONES DE LA TÉCNICA

El rango de edad que alcanza este método de datación es variable y está en función de la sensibilidad del material a analizar y la eficiencia del proceso de reducción a cero. Por otra parte, hay que tener en cuenta la saturación, y esto junto con la estabilidad de la señal de la TL / OSL y la magnitud de la tasa de dosis ambiental parecen ser las principales limitaciones de la edad.

Los últimos trabajos sobre sedimentos jóvenes han demostrado que, en contextos de depósito en los que los granos de cuarzo han sido bien puestos a cero antes de la deposición y el entierro, es posible obtener datos de OSL de los últimos 200-300 años estando en consonancia con las fechas de fuentes históricas (por ejemplo, Bannerjee et al., 2001). Algunas edades mediante TL con alrededor de 100 años también se han obtenido de la cerámica cocida (Aitken, 1985).

En el extremo superior del rango, la datación de feldespatos ha tendido a limitarse a alrededor de 100 ka a 150 ka, debido en gran parte a los problemas de decoloración anómala, aunque estudios recientes mediante IRSL pueden hacer que esta rango de edad se amplíe (Lai et al., 2003). El cuarzo, en cambio, no sufre decoloración anómala, pero la luminiscencia emitida generalmente se satura a dosis mucho más bajas que la luminiscencia del feldespato. Sin embargo, el cuarzo también puede tener un rango de edad superior a la del feldespato (Walker, 2005).

#### 2.4.1.6 MÉTODO DEL GRANO FINO: LA PREPARACIÓN DE LAS MUESTRAS

Este método es el que se utiliza actualmente en el Laboratorio de Dataciones de la UAM, y por lo tanto es el utilizado en el presente trabajo (Fig. 17).

La preparación de las muestras para la lectura de las diferentes dosis radiactivas consta de diferentes pasos de preparación pero todos ellos se realizan alejados de la luz natural y de la luz artificial blanca.

En primer lugar es muy importante el lugar de muestreo, pues es preferible que la muestra sea obtenida del lugar más central, es decir que cuando llega a un laboratorio una muestra es imprescindible eliminar las parte exteriores y muestrear en el interior de la misma, pues así se evitarán una posible contaminación.

La cantidad a escoger es de aproximadamente 4-5 grs., que se molerán muy cuidadosamente en un mortero de ágata hasta que la textura sea en forma de polvo de talco.

A continuación se echa en un vaso de precipitado de 100 ml y se agita durante aproximadamente 1 minuto, intercalando con una espátula y con ultrasonidos. Transcurrido el tiempo, se deja reposar durante 2 minutos y se produce una decantación por gravedad.

Tras ese periodo, se decanta a otro vaso igual, cuidadosamente, dejando las partículas más pesadas que se han depositado en el fondo (que ya no necesitaremos). Se agitará de la misma manera durante 1 minuto y se dejará reposar durante 20 minutos. Tras ese tiempo, pasaremos de nuevo el líquido a otro recipiente, dejando lo depositado en el fondo.

Sin embargo, ahora nos quedaremos con esa fracción fina (4 a 10  $\mu\text{m}$ ) que será disuelta con acetona en un vaso de precipitado hasta 50 ml (adquiriendo la mezcla una coloración anaranjada). A continuación se pipetearán 2 ml de esta muestra (mientras se va agitando) en 21 tubos de ensayo, en los que previamente se ha colocado 1 portamuestras y 1 ml de acetona. Estos tubos se llevarán a la estufa con una temperatura de alrededor de 25°C durante 24-48h. Una vez realizados estos pasos, las muestras estarán listas para ser irradiadas y medidas por el equipo.

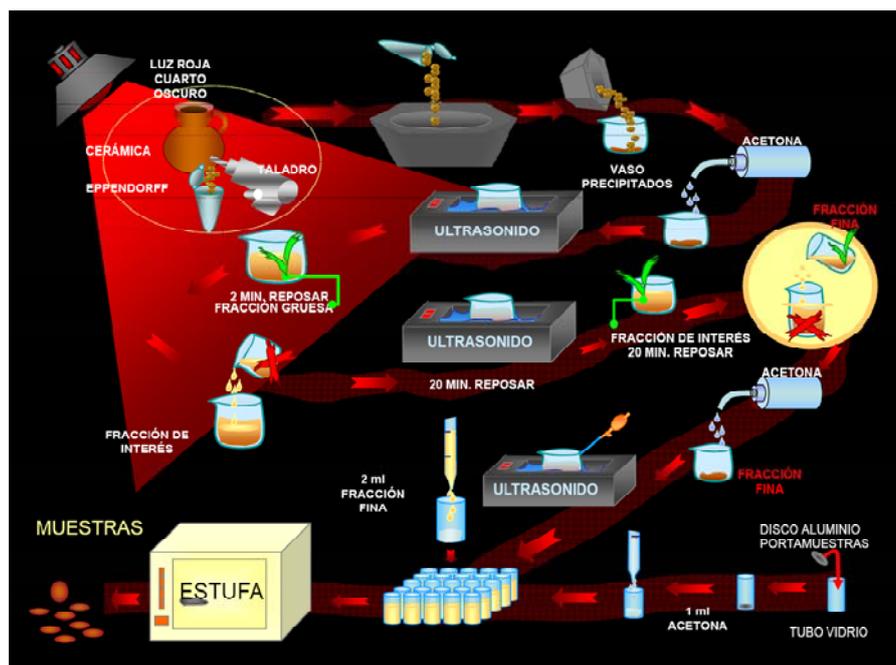


Figura 17. Esquema de preparación de muestras para TL y OSL. Extraído de Martín *et al.* 2007

Sin embargo, como veremos más adelante, para el equipo de Geiger-Müller y para el Contador de Centelleo, se utilizará directamente el polvo resultante de la pulverización.

Finalmente solo cabe apuntar, que esta parte de preparación de la muestra es sumamente importante dado que en los portamuestras debe haber una distribución uniforme, pues una concentración mayor de unos a otros, daría un resultado incoherente, o incluso no se podría leer y habría que iniciar el proceso de nuevo.

#### 2.4.1.7 EQUIPOS DE MEDIDA

Los equipos de medida que se utilizan para esta técnica analítica son los que a continuación se presenta y se hallan en el Laboratorio de Datación de la Facultad de Ciencias de la Universidad Autónoma de Madrid.

##### A) Equipo de TL-OSL

El equipo que se utiliza para obtener las medidas es el modelo automatizado TL/OSL SYSTEM TL-DA-15 (Fig. 18) desarrollado en el *Riso Nacional Laboratory* (Dinamarca) y consiste en una unidad principal donde se encuentra el horno, la fuente radiactiva, el portamuestras y el tubo fotomultiplicador, una unidad de control electrónico (*Minisy*) encargada de las diferentes funciones del equipo y un ordenador desde donde se controla el funcionamiento del sistema, desde él podremos programar las secuencias a seguir por las muestras y dónde se recogerán los datos de salida.

El portamuestras tiene una capacidad para 48 discos de aluminio o acero inoxidable con un diámetro de 10 mm. Este portamuestras se introducirá dentro de una cámara de vacío con la posibilidad de crear una atmósfera inerte (mediante  $N_2$ ). Además cuenta con un irradiador  $\beta$  de Sr/Y 90 con una actividad de 0.0404 Gy/s de la casa Amersham controlado por software y sistema automático de localización, posicionamiento, irradiación y calentamiento de las muestras.

El tubo fotomultiplicador se encarga de recoger la emisión de luz, es un tubo bialcalino de cuarzo del tipo EMI 9635 QB, equipado con un filtro optativo para eliminar la emisión en el rojo.

Cuando las muestras son introducidas en el equipo se exponen a un calentamiento en un horno (o a una luz para el caso de la OSL) con sistema de vacío y atmósfera de  $N_2$ , a una velocidad de calentamiento lineal de aproximadamente  $10^\circ\text{C/s}$ , que se obtiene mediante el programador-controlador de temperatura del mismo equipo. La emisión se recoge por el tubo fotomultiplicador, previo paso por un sistema de filtros que eliminan la emisión en el rojo debida a la incandescencia. La señal luminosa y la indicación de la temperatura se recogen en un ordenador, que representa una gráfica de intensidad frente a la temperatura con los datos

obtenidos, es decir, la curva de TL de cada muestra, y será de OSL cuándo se enfrente la de intensidad frente a tiempo.

Las secuencias de irradiación y calentamiento se controlan mediante un software. El enfriamiento del calentador se produce al introducir una pequeña corriente de N<sub>2</sub>. El equipo permite una secuencia de trabajo de hasta 12 grupos de operaciones a las 48 muestras, con lo cual es posible obtener un gran número de medidas en una sesión. Una vez que se enciende el sistema, funciona de manera independiente, sin control externo hasta que termina la lectura.

El software que se utiliza permite realizar también un diseño de secuencias de trabajo, series de medida de TL/OSL, visualización de datos (durante o después de su obtención), utilización de los ficheros de datos (que pueden tener formatos secuenciales o de acceso aleatorio) y un calibrado del tubo fotomultiplicador mediante un CAL.

La radiación alfa de las muestras se obtiene mediante una fuente de Am-241 (actividad 0.0297Gy/s), en un equipo con capacidad para 6 muestras, el equipo incluye además una cámara de vacío y control del tiempo de irradiación.

El cálculo de la edad de los datos experimentales se realiza con el programa de TL/OSL, desarrollado para agilizar el cálculo automatizando al máximo el proceso de datación y disminuyendo el tiempo invertido.

Por otro lado el equipo cuenta con filtros de luz (LED IR-infrarroja- para feldespato y azul para cuarzo) para las mediciones de OSL. En este caso en vez reflejar los picos de la temperatura, se muestra una curva por segundos de exposición que comienza alta y cae rápidamente para luego estabilizarse, en el eje de abscisas la lectura será de 0 a 60 segundos

## **B) Contador $\beta$ (Detector Beta)**

Este equipo se utiliza para medir el contenido de K en las muestras y en este caso se utiliza el contador Geiger-Müller (Fig. 19) según el método de Mejdal (1985). Este contador se basa en la ionización de gases, que consiste en una cámara pequeña con una mezcla gaseosa (99% Ar y 1% Cl<sub>2</sub>). La ionización se produce al interaccionar las partículas beta de la fuente de radiación con esa mezcla gaseosa.

El sistema está constituido por un blindaje de plomo (de 3.5 cm de espesor) que permite la reducción de la radiación ambiental de fondo como el alojamiento de la muestra emisora, la cual queda enfrentada al detector. Las ionizaciones que se producen por las partículas beta se transforman en impulsos eléctricos mediante otra unidad del sistema, los cuales pasarán a la unidad de registro.

Como se ha adelantado en el apartado de preparación de las muestras, para la determinación de la actividad beta, las muestras solo se someterán a una pulverización (diámetro < 0,1 mm) para poder colocarlas sobre un soporte metálico, el cual se introduce en el contenedor de plomo del sistema, a una distancia óptima del detector. El tiempo transcurrido para las lecturas de actividad es de 5 horas.

### C) Contador $\alpha$ (Detector Alfa)

Para la medida de esta actividad, necesaria para el cálculo de la dosis anual, tomaremos el número de partículas  $\alpha$  emitidas por unidad de tiempo y unidad de masa, relacionada con los isótopos de las cadenas radiactivas del Th y U.

Para la medición, la muestra se deposita sobre un portamuestras *Perspex* dónde se sitúa una lámina de ZnS en contacto directo con la muestra pulverizada. Los impactos que producen las partículas  $\alpha$  sobre el centelleador provocan destellos luminosos que son traducidos en pulsos eléctricos en el fotomultiplicador. La señal se amplifica a una altura de pulso de unos pocos voltios, enviándose a un discriminador que acepta solamente los pulsos de mayor voltaje que el nivel fijado de antemano, de esta forma se eliminan los correspondiente de partículas  $\beta$  y la radiación gamma. La salida del discriminador se envía a un contador electrónico provisto de un *timer*, obteniendo el número de cuentas recogidas por unidad de tiempo.

El equipo utilizado para este trabajo es el modelo ALO2 (AeDi) (Fig.20). El mismo está provisto de dos ventanas de lectura independientes con discriminador de energía. Esto permite separar las partículas alfa totales que llegan al detector y las provenientes de los isótopos del U-235, 238 y Th-232, ajustando convenientemente los discriminadores energéticos.

Para discriminar la cantidad de U/Th presente en cada muestra se aplica el método de los pares (Aitken, 1985). Este método se basa en la presencia de un isótopo de la cadena del Th (el Po-216) con una vida media de 0,145 segundos, el cual emite dos partículas alfa con un intervalo de tiempo entre ellas de aproximadamente 0,2 segundos aproximadamente, más o

menos, el 3% de las cuentas procedente de la cadena del Th se reciben de esta manera, por lo tanto si recogemos mediante un circuito electrónico de coincidencias el número de “pares” de partículas  $\alpha$  recogidas en un intervalo de tiempo menor de 0,21 segundos, este valor será una estimación de la actividad del Th.

El problema principal que presenta el método es la necesidad de tiempo de contaje altos, alrededor de una semana debido a la poca eficiencia del proceso, normalmente alrededor de 0,012 pares por minuto. Por lo tanto no se utiliza salvo que existan evidencias de una relación Th/U alejada de lo normal. En el sistema utilizado la ventana temporal tiene un retraso de 8 mseg y una anchura de 200 mseg. Este retraso sirve para eliminar los pares proveniente del Po-215, perteneciente a la cadena de U-235 y cuya vida media es de 0,002 segundos.

Por lo general, se considera que la actividad de la cadena del Th es igual a la de las dos cadenas del U juntas, es decir, que la mitad de las cuentas proceden del Th y la otra mitad del U, lo cual implica una relación en peso Th/U = 3.16, es decir, 10 ppm de Th por 3 ppm de U aproximadamente. Esta suposición normalmente conduce a un error en la fecha menor del 5% y la mayoría de las veces está por debajo del 2% (Sasidharan *et al.* 1978)



Figura 18. TL/OSL SYSTEM TL-DA-15



Figura 19. Contador Geiger-Müller



Figura 20. Contador de centelleo

#### 2.4.1.8 MEDICIONES DE LOS EQUIPOS Y PERMANENCIA DE LAS MUESTRAS EN LOS MISMOS

En función de si se realiza TL u OSL, y a su vez, dependiendo del tipo de radiactividad a medir, las muestras permanecerán más o menos tiempo en cada equipo, del mismo modo hay que tener en cuenta cual es la dosis a medir (anual o total).

##### **A) Dosis Equivalente**

Para hallar esta medida se utilizó el método de dosis aditivas. Se mide la radiación natural de 3 muestras y a otras 6 muestras se les aplica una radiación conocida (agrupadas de 2 en 2) mediante una fuente radiactiva beta perfectamente calibrada y con tiempos de irradiación ajustados a cada equipo y muestra (0,0404 Gy/s).

- OSL Feldespato Potásico: 1000, 2000 y 4000 segundos
- OSL Cuarzo: 1000, 2000 y 4000 segundos

##### **B) Dosis Anual**

Para el cálculo de esta dosis y como hemos apuntado anteriormente, es posible hacerlo de dos maneras: directa, con la colocación de dosímetros en el terreno, e indirecta, realizada en el laboratorio mediante la medida de diferentes parámetros. Esta última es la que hemos realizado para las muestras que se presentan en este trabajo.

Para los datos de K, U y Th la permanencia de las muestras es la siguiente: para el contador de Centelleo (U y Th), las muestras han permanecido 48 horas, mientras que en el Geiger-Müller (K) han estado 5 horas.

##### **C) Actividad alfa**

Para la medición de la radiación alfa, primero se ha medido la radiación natural de seis muestras y al igual que con las beta, se han introducido otras 6 muestras irradiadas de 2 en 2 a

las que también se les ha aplicado una radiación conocida, pero en este caso mediante una fuente radiactiva alfa calibrada y con tiempos ajustados para cada situación (0,0297 Gy/s).

- OSL Feldespato Potásico: 4200, 8400 y 16200 segundos
- OSL Cuarzo: 4200, 8400 y 16200 segundos

## 2.4.2 MATERIALES

La Calcita (carbonato de calcio) es un material natural atractivo para datar mediante luminiscencia porque forma estalagmitas y estalactitas cuando precipita de las aguas subterráneas (por ejemplo, Aitken & Bussell, 1982).

Muchos de los problemas con el uso de calcita en los procedimientos de preparación de muestras han sido discutidos en profundidad por Wintle (1975) y por Bangert y Hennig (1979). Así por ejemplo, se ha debatido sobre las inclusiones de arcilla, debiéndose quitar primero de las muestras naturales para evitar la contaminación de la curva de la calcita. Además son necesarios procedimientos con diferentes niveles de trituración y lavado con ácido para evitar señales falsas.

Otras dificultades se derivan de la falta de homogeneidad espacial de la emisión de termoluminiscencia (Walton & Debenham, 1982) y la posibilidad de que existan señales con una no puesta a cero provenientes de calcita de neoformación (Debenham, *et al.* 1982). Por este motivo y a pesar de que el laboratorio de la UAM contaba con el equipo necesario para la lectura de la señal de OSL (mediante luz naranja), se optó por datar el sedimento más cercano a los espeleotemas, para optimizar los rendimientos del trabajo.

Para el muestreo hemos seguido el protocolo de extracción que se utilizado en el Laboratorio de Dataciones de la UAM. Este consiste en una vez seleccionada la zona, se desechan los primeros centímetros de sedimento y seguidamente se introduce un tubo de PVC opaco en el sedimento y se rellena con la muestra. A continuación se indica en el tubo la parte más externa e interna de la muestra, se tapa y se guarda para su análisis.



Figura 21. Ubicación de OSL1



Figura 22. Ubicación de OSL5

Antes de nada cabe decir que la elección de 2 muestras (Fig. 21 y 22) para datar ha estado condicionada a la falta de medios económicos para realizar más. Estas muestras han sido procesadas gracias a que han formado parte de unas prácticas concedidas dentro de la realización del Máster de Arqueometría de la UAM. Sin embargo, fue posible realizar más dataciones mediante OSL y TL de otros yacimientos arqueológicos que no forman parte de esta tesis y que quedan englobados dentro de esas prácticas y que permitieron los primeros contactos con la técnica. Por último cabe decir, que a pesar de no poder realizar más dataciones para Maltravieso, se ha recibido toda la ayuda teórica necesaria para el entendimiento de la técnica por parte de los integrantes del Laboratorio de Dataciones de la UAM.

#### 2.4.2.1 MTV OSL 1: DIACLASA

En este depósito la entrada de sedimentos viene asociada a un aporte gravitacional de grandes bloques y fragmentos de pizarra y gravas, soportados parcialmente por una matriz de arena gruesa. En definitiva, es un derrubio de gravedad con poco espacio y que colmata toda la fisura y que posteriormente fue lavado. No obstante la presencia de varios espeleotemas en superposición estratigráfica indica un cese de sedimentación detrítica, para reanudarse una vez que se han formado.

La muestra ha sido obtenida de un pequeño paquete sedimentario que se halla entre dos de estos espeleotemas (PE7.2 y PE7.3) en el Corredor 3.

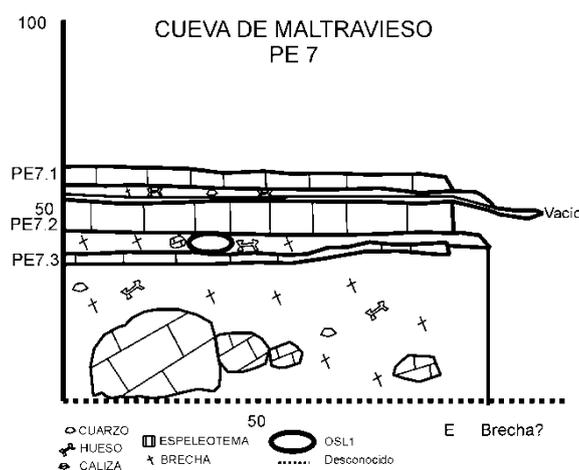


Figura 23. Localización estratigráfica de OSL1, entre el Corredor 3 y la Sala de la Mesita.

### 2.4.2.2 MTV OSL 5: SALA DEL GATO

El sedimento recogido en esta sala procede de un nivel inmediatamente debajo de la colada estalagmítica PE4. Es un sedimento poco compactado de arena arcilla marrón roja masiva, la arena se presenta en forma de esquisto, pequeños fragmentos redondeados de caliza alterados químicamente y clastos líticos. Presencia de alguna grava de caliza. Durante el muestreo se hallaron restos óseos de fauna.

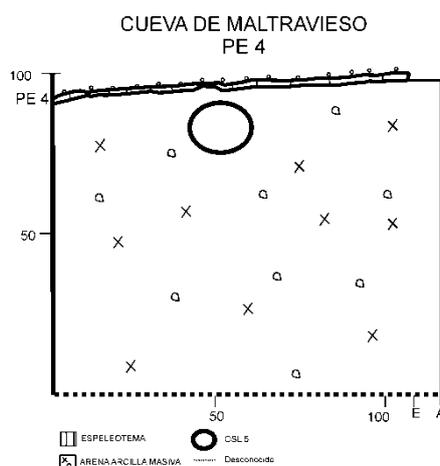


Figura 24. Localización de la muestra OSL 5 en la Sala del Gato, por debajo de PE4

### 2.4.2.3 PROBLEMÁTICA DE LAS MUESTRAS

Ambas muestras, como se ha adelantado en apartados anteriores, no han estado libres de problemas a la hora de analizarlas. Por un lado, están aquellos relacionados con el contenido en feldespato, cuyo origen se encuentra en la escasa presencia de este mineral en las muestras. Si bien es cierto que cuando se realizaron unos análisis por difracción de Rayos X de la fracción FS, FII y FIII, se halló feldespato K en la muestra MTV MP n°5 cuya ubicación está relacionada con MTV OSL 1, pero como muestran los gráficos de respuesta a la irradiación, la cantidad es insuficiente para su datación. Con respecto a MTV OSL 5, no se habían realizado análisis anteriores, con lo cual no estábamos seguros de cómo iba a responder la muestra, pero finalmente los procesos de irradiación mostraron el mismo comportamiento en ambas muestras: no existía la suficiente cantidad de feldespato K como para realizar una datación fiable.

Como se observa en ambas gráficas (Fig. 25 y 26) de OSL1 (5785.SDA), los contajes son mínimos, el máximo no alcanza ni los 16 contajes. Por otro lado, el eje de las abscisas en realidad no representa temperatura, sino que corresponde a un rango de 0 a 60 segundos (defecto del programa). Con lo cual, y como se puede observar en la gráfica de la dosis de beta y alfa, el área bajo la curva que es lo que nos interesa, nos presenta unas medidas muy bajas (entre 1200 Gy para las naturales y 2900 Gy para la radiación alfa de 16200 segundos, y de 2270 Gy para la radiación beta de 4000 segundos que es la más alta). Esto ya indicaba que no eran válidos los análisis.

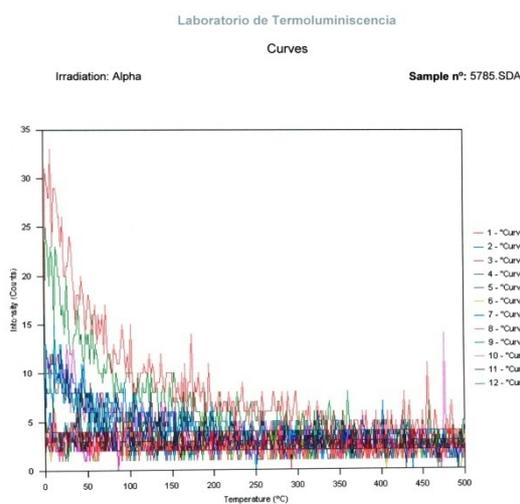


Figura 25. Curvas alfa de OSL1 de feldespato K

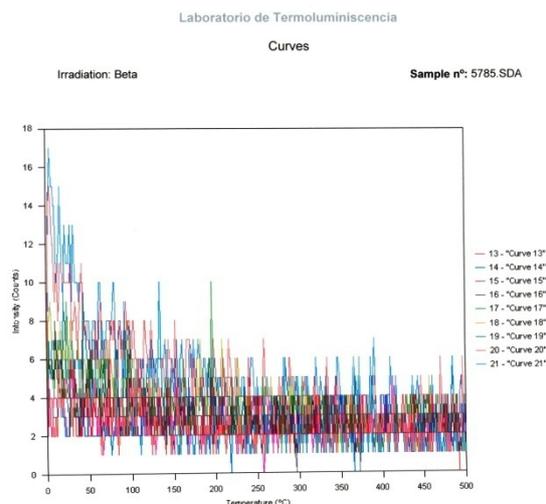


Figura 26. Curvas beta de OSL5 de feldespato K

A pesar de cumplirse otros parámetros como el índice de correlación de las dosis equivalentes en beta (con 98%), dónde no hubo que eliminar ningún punto erróneo, y en alfa por su parte, también se llegó a una correlación por encima del 97%, aunque eliminando dos puntos que sufrieron un decaimiento anómalo (uno en 4200 y otro en 16200, pero no aparece reflejado en las gráficas que presentamos). Sin embargo, como se observa en las dosis equivalentes que resultan, al hallar el factor K, como hemos apuntado muy importante en los cálculos, se halla al dividir la dosis equivalente beta entre alfa y como vemos en la tabla presentada en el apartado de resultados, el factor K no es válido, es demasiado alto (4,94). Este valor, junto con el de las curvas y la tasa de dosis total demasiado alta, indicaban que la fecha que iba a proporcionar los cálculos no era válida.

En lo que respecta a OSL5 (5786R.SDA), la respuesta a los análisis mediante feldespato K indicaban un comportamiento parecido a la muestra OSL1. Así por ejemplo, los datos proporcionados por las curvas alfa y beta presentan también una escasa presencia de este

mineral (Fig. 27 y 28) como para poder datar esta muestra utilizando el filtro para feldespato K. Para que una muestra muestre un comportamiento normal para poder analizarla, los contajes deben estar por encima de los 1000 como mínimo (Beneitez, P. com. personal, y Berger, 1995), y en ambas curvas no llega a 30.

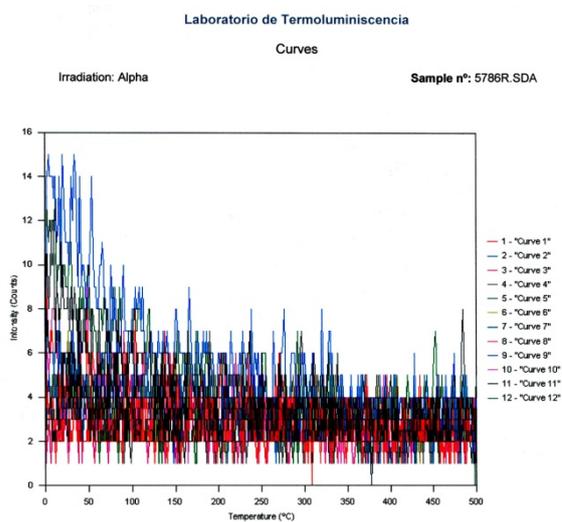


Figura 27. Curvas alfa de OSL5 de feldespato K

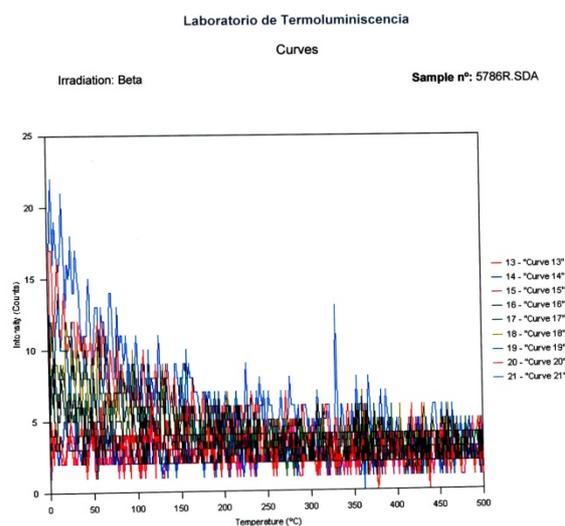


Figura 28. Curvas beta de OSL5 de feldespato K

En este caso, los porcentajes de correlación también fueron elevados, y solo se eliminó un dato en la dosis equivalente alfa (8400 segundos) que no aparece en la tabla presentada. Todo ello indica que al tener tan poca cantidad de mineral, sí ha respondido algo a las dosis aditivas, pero no lo suficiente, y sus valores no están muy lejos de los reflejados en las dosis naturales (Dose 0). Esto es ya suficiente para descartar esta analítica., no obstante se debió descartar el análisis desde un principio, por esa escasez en feldespato K. Es evidente que si por muy pequeña que sea la cantidad, si es sometida a radiaciones ionizantes durante largos periodos (16200 segundos) algo debe responder, y no permanecer alterada, pero el valor que refleja no es representativo.

En lo que respecta a los análisis mediante cuarzo, utilizando un filtro de luz azul, los resultados para OSL1 (MADN5785r.BIN, Fig. 29 y 30) no mostraron mayor dificultad. Las curvas alfa y beta presentaban unos contajes que oscilaban entre 1300 y 1400, lo que en principio hacía pensar que el análisis comenzaba con buen pie, dado el problema presentado por el feldespato.

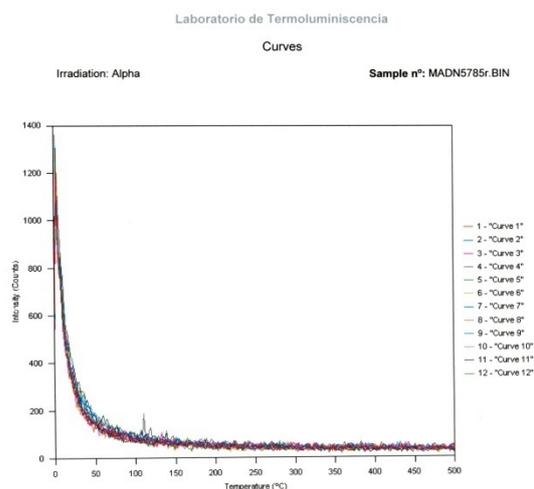


Figura 29. Curvas alfa de OSL1 de cuarzo

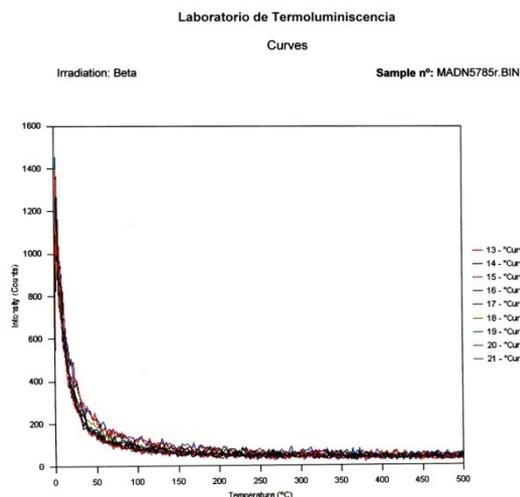


Figura 30. Curvas beta de OSL1 de cuarzo

Para la dosis equivalente beta las dosis aditivas presentaron un comportamiento creciente correcto, con lo cual el valor de 315,62 Gy se aceptó como válido. Sin embargo para la dosis equivalente alfa, un valor en los 8400 datos se eliminó pues presentaba un valor cercano a las dosis naturales. Esto hizo pensar que habría sufrido un decaimiento natural en el tiempo de espera a ser leídas y dado que con el resto de dosis se hallaba un valor fiable, se admitió la dosis alfa equivalente de 1842,2 Gy. Proporcionando un factor K válido de 0,17.

Antes de continuar, cabe decir, que si se observan las gráficas de las dosis equivalentes alfa y beta y a pesar de que las dosis naturales no están irradiadas, y de que las dosis aditivas se radian de 2 en 2, se puede ver como no responden a la misma medida. Esto suponemos que proviene de la realización de la muestra, pues a pesar de que los discos se pipetea mientras el vaso con la muestra está en ultrasonido, y a la vez se va removiendo, las diferentes medidas son debidas a una concentración diferente en cada disco que es muy difícil evitar, pero dado que no es significativa, el programa busca una tendencia entre los valores, ajustando para ello el porcentaje de correlación. Finalmente confirmamos el valor obtenido por el análisis de cuarzo para la muestra OSL1 perteneciente al depósito de la Diaclasa en el Corredor 3. La importancia de esta edad con respecto a la cavidad, las dataciones de U/Th y su importancia geológica y arqueológica será debatida más adelante.

En lo que respecta a OSL5 hubo que repetir la muestra 4 veces, una de ellas ni siquiera se pudo llevar a análisis dado que los discos no estaban todos impregnados con la muestra, a pesar de seguir el procedimiento, la concentración debió estar por debajo de la necesaria, o

durante el pipeteado no se removió la muestra uniformemente, pues algunos discos no estaban uniformemente impregnados.

En el primer análisis que se realizó (MADN5786.BIN), ambas dosis equivalentes, alfa y beta, presentaban un comportamiento anómalo a las dosis aditivas. Para alfa, la dosis de 4200s mostraban la misma medida que las naturales, al igual que las de 8400s, que eran incluso menores que las anteriores, y las de 16200s si bien presentaban unos valores altos, los dos valores eran muy diferentes. Con todo ello asumimos que por problemas de concentración de la muestra o de decaimiento natural durante la espera, debíamos repetir la muestra.

Para beta, el comportamiento era parecido al anterior, presentando en los valores de 1000s medidas parecidas a las naturales. El único resultado más acorde hubiera sido el de 2000s, pero los valores de 4000s eran demasiado bajos. Con todo lo cual, las dosis equivalentes no eran de fiar. Aún así se trató de realizar el tratamiento de los datos con esas medidas, y para alfa se eliminaron las dosis de 8400s que eran demasiado bajas y obteniendo una correlación de 95% y para beta se eliminó la dosis mayor, la de 4000s, resultando una correlación de 96%.

Con todo ello las dosis equivalentes eran demasiado bajas para ambos (alfa 221,28 Gy y beta 75,86 Gy) para unas muestras que suponíamos debían ser antiguas. El valor del factor K era de 0,34, y a pesar de que la tasa de dosis total (4,84 Gy/ka) se ajustaba a las fechas esperadas, el resto de datos indicaba que no era admisible este análisis y como veremos en el apartado de resultados, la fecha obtenida no era válida y no se acercaba a la correcta.

En lo que respecta al segundo análisis para OSL5 (MADN5786rep.BIN), la respuesta de ambas dosis equivalentes fueron dispares, pues en lo que respecta a beta, el comportamiento era normal, con un crecimiento lineal exponencial, a más dosis recibida, más contajes, y la dosis equivalente estaba entre unos valores normales a los esperados, 241,51 Gy.

El problema estuvo en la dosis equivalente alfa, en donde las 6 dosis naturales presentaron mediadas muy dispares y con valores parecidas a las irradiadas. De los pares de dosis aditivas, mostraban diferentes comportamientos anómalos, por un lado con sus parejas, por otro con las otras dosis y por último con respecto a las naturales, pues si para beta respondía con un crecimiento exponencial, en alfa no había tal crecimiento, y las medidas a 4200s y 8400s se situaban cercanas a las naturales, y sólo una medida a 16200 mostraba algo significativo. Se trató de arreglar la gráfica, eliminando los valores menos acorde con ese crecimiento, pero lo

que quedaba, como se refleja en los resultados sigue sin mostrar algo parecido a beta, su respuesta era lineal horizontal (indicando una saturación desde el comienzo de la lectura).

De todas formas se continuó con los cálculos, para obtener una edad, y como se había decidido realizar otro análisis, así poder comprobar la importancia de observar la calidad de la respuesta a las dosis aditivas. Como se verá más adelante, era evidente que el comportamiento de alfa no era bueno, y seguramente los errores debían provenir de un decaimiento natural o de problemas de concentración de la muestra.

Finalmente, la 3ª repetición sobre OSL5 (MADN5786repe. BIN, Fig. 31 y 32) ofreció unos datos fiables. Inicialmente, las gráficas incluso mostraron concentraciones aceptables para ambas dosis. Ambas presentaban unas cuentas por alrededor de 3000.

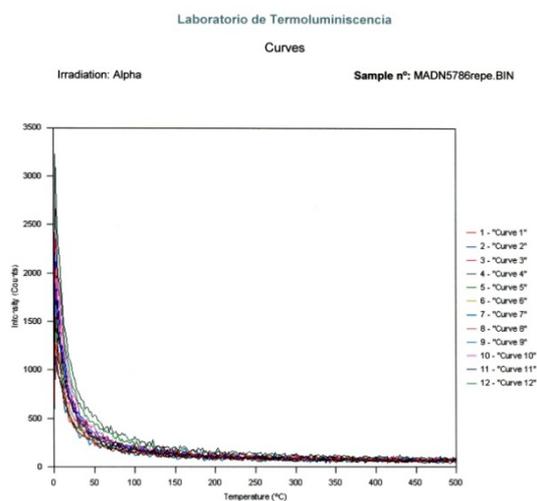


Figura 31. Curvas alfa para OSL5 por cuarzo

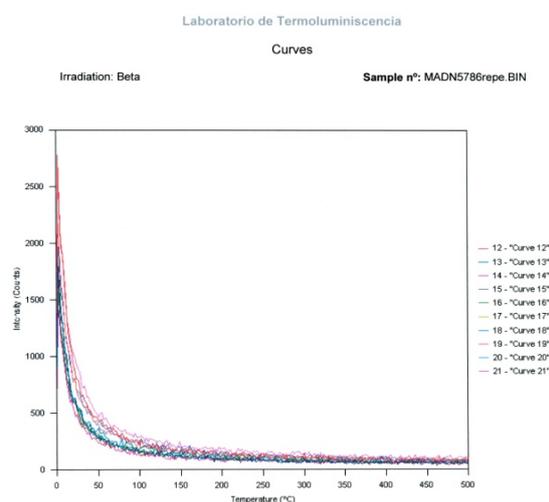


Figura 32. Curvas beta para OSL5 por cuarzo

Para la dosis equivalente alfa, sin embargo encontramos que las dosis naturales respondieron bien, pero la dosis a 4200s estaba por debajo de ellas, con lo que hubo que eliminarlas. Como con las dosis de 8400s, 16200s y las naturales se podía ver claramente la tendencia de la línea, para hallar la dosis equivalente, se optó por mantener este dato, pues tras 3 análisis parecía que este era el mejor dato que se podía obtener de OSL5. Así que 1065,86 Gy era la dosis equivalente para alfa.

Cabe decir que la medida de 8400s no era del todo la esperada, pero como se ha dicho, junto con las otras medidas, la respuesta lineal a la saturación mostraba una tendencia fiable. Con respecto a la dosis equivalente beta, sólo hubo que eliminar una medida de las dosis

naturales, cuyo dato se salía de la tendencia general y posiblemente era debido a una concentración diferente. La medida también proporcionada por la dosis a 1000s era un poco baja, pero como en el caso anterior, había suficientes datos para dar por válida la tendencia lineal. Además, ambas dosis tenían una correlación por encima del 90%. La dosis equivalente para beta era de 233,36 Gy, con lo cual el factor K de 0,21 entraba dentro de los parámetros.

Con todo lo cual tras un análisis mediante feldespato K y 3 sobre cuarzo, consideramos la edad obtenida era válida para la Sala del Gato, viendo que dista un poco de la edad proporcionada por el segundo análisis mediante cuarzo.

## 2.5 PRESENTACIÓN DE DATOS-RESULTADOS (OSL)

Los resultados que se presentan a continuación son los correspondientes a dos muestras de sedimento pertenecientes a la Cueva de Maltravieso. Ambas han sido analizadas mediante OSL, sobre feldespato potásico y cuarzo.

Por otra parte y a pesar de que son análisis mediante OSL, el software TL-CALCULATOR (Arribas, 1991) que se utiliza en el Laboratorio de Dataciones de la UAM, estaba diseñado en un principio para los cálculos sobre TL, con lo cual hay que “engañar” a este programa, y por tal motivo en el apartado de “Temperatures of Interest”, en el cual para el caso de TL se especifican el rango de temperaturas, se mantendrán los mismos datos (25°C-500°C), pero en realidad equivalen a un rango de 0 a 60 segundos.

## 2.5.1 MUESTRA MTV OSL1. DIACLASA (CORREDOR 3)

### 2.5.1.1 CUARZO SAMPLE N° MADN5787R.BIN

#### DOSIS EQUIVALENTE

Dose	Measure	Beta Equivalent Dose Results	
0	27250	Equivalent Dose	<b>315,62 Gy</b>
0	28218	Correlation	0,9781
0	27896		
1000	29552		
1000	30828		
2000	35179		
2000	32240		
4000	40452		
4000	42945		

#### DOSIS ANUAL

Dose	Measure	Alpha Equivalent Dose Results	
0	26979	Equivalent Dose	<b>1842,2 Gy</b>
0	28320	Correlation	0,946
0	26870		
0	26303		
0	25495		
4200	29780		
4200	28557		
8400	31849		
16200	34515		
16200	32817		

En este caso se ha eliminado un dato de una dosis natural y otro de la dosis de 8400 segundos debido en el primer caso, posiblemente a una variación de la concentración de la muestra y en el segundo caso debido a un decaimiento que sufre mientras espera a ser leída.

**EDAD DE LA MUESTRA**

**124750 ± 8959**

### 2.5.1.2 FELDESPATO POTÁSICO SAMPLE N° 5785.SDA

#### DOSIS EQUIVALENTE

Dose	Measure	Beta Equivalent Dose Results	
0	1193	Equivalent Dose	<b>1789,58 Gy</b>
0	1104	Correlation	0,9846
0	1212		
1000	1270		
1000	1462		
2000	1630		
2000	1640		
4000	2125		
4000	2270		

#### DOSIS ANUAL

Dose	Measure	Alpha Equivalent Dose Results	
0	1222	Equivalent Dose	<b>361,77 Gy</b>
0	1260	Correlation	0,973
0	1144		
0	1216		
0	1186		
0	1178		
4200	1944		
8400	1849		
8400	1974		
16200	2902		

**k Factor** **4,94**

En este caso y como se ha comentado en un apartado anterior, el poco contenido en feldespato potásico hace que a pesar de seguir trabajando con los datos, como eliminar los valores erróneos como el de 4200 y 16200 segundos, el factor K ya indica que no son válidos los datos, cómo así demuestra la fecha dada si la comparamos con la correcta obtenida en la muestra anterior.

**EDAD DE LA MUESTRA** **41627 ± 3859**

## 2.5.2 MUESTRA MTV OSL 5. SALA DEL GATO

### 2.5.2.1 CUARZO SAMPLE N° MADN5786.BIN

#### DOSIS EQUIVALENTE

Dose	Measure	Beta Equivalent Dose Results	
0	31326	Equivalent Dose	266,53 Gy
0	20402	Correlation	<b>0,7399</b>
0	24245		
1000	29682		
1000	36508		
2000	44288		
2000	47235		
4000	41137		
4000	41247		

#### DOSIS ANUAL

Dose	Measure	Alpha Equivalent Dose Results	
0	31584	Equivalent Dose	259,05 Gy
0	31101	Correlation	<b>0,8643</b>
0	53304		
0	41379		
0	37071		
0	36897		
4200	54095		
4200	48081		
8400	43139		
8400	55787		
16200	131521		
16200	90253		

k Factor **0,34**

Las medidas dadas tanto por las dosis naturales como por las irradiadas son incoherentes, debido seguramente a una mala preparación de la muestra, pues algunas irradiadas presentan valores similares a las naturales, por lo cual la edad proporcionada es incorrecta.

**EDAD DE LA MUESTRA**

15673 ± 1317

## 2.5.2.2 CUARZO SAMPLE N° MADN5786REP.BIN

**DOSIS EQUIVALENTE**

<b>Dose</b>	<b>Measure</b>	<b>Beta Equivalent Dose Results</b>	
0	88118	Equivalent Dose	241,51 Gy
0	70102	Correlation	0,9258
0	79330		
1000	90953		
1000	83070		
2000	94255		
2000	106688		
4000	119416		
4000	141315		

**DOSIS ANUAL**

<b>Dose</b>	<b>Measure</b>	<b>Alpha Equivalent Dose Results</b>	
0	78829	Equivalent Dose	<b>1856,88 Gy</b>
4200	81361	Correlation	0,92
8400	81537		
16200	98756		

En vista de los datos tan coherentes que presentaba la DE beta, se intentó corregir los datos alfa, eliminando aquellos que presentaban un comportamiento erróneo, pero como se observa, los datos erróneos eran demasiados, por ello, la edad es incorrecta.

**EDAD DE LA MUESTRA**

90793 ± 8321

## 2.5.2.3 CUARZO SAMPLE N° MADN5786REPE.BIN

**DOSIS EQUIVALENTE**

<b>Dose</b>	<b>Measure</b>	<b>Beta Equivalent Dose Results</b>	
	0	53696	Equivalent Dose 233,36 Gy
	0	53558	Correlation 0,9217
	1000	55922	
	1000	53781	
	2000	64425	
	2000	74199	
	4000	78501	
	4000	94344	

**DOSIS ANUAL**

<b>Dose</b>	<b>Measure</b>	<b>Alpha Equivalent Dose Results</b>	
	0	50226	Equivalent Dose 1065,86 Gy
	0	58540	Correlation 0,9053
	0	63735	
	0	58322	
	0	52428	
	0	62118	
	8400	64658	
	8400	69605	
	16200	89687	
	16200	79266	

Finalmente, aunque ambas dosis (alfa y beta) presentaban algunos datos incorrectos, se reajustaron y se consideró la fecha dada en este caso la correcta.

**EDAD DE LA MUESTRA****67445 ± 6122**

## 2.5.2.4 FELDESPATO POTÁSICO SAMPLE N° 5786R.SDA

**DOSIS EQUIVALENTE**

<b>Dose</b>	<b>Measure</b>	<b>Beta Equivalent Dose Results</b>	
0	1322	Equivalent Dose	136,83 Gy
0	1240	Correlation	0,973
0	1235		
1000	1576		
1000	1572		
2000	2129		
2000	2194		
4000	2504		
4000	2952		

**DOSIS ANUAL**

<b>Dose</b>	<b>Measure</b>	<b>Alpha Equivalent Dose Results</b>	
0	1211	Equivalent Dose	854,66 Gy
0	1618	Correlation	0,9102
0	1222		
0	1237		
0	1217		
0	1429		
4200	1678		
4200	1602		
8400	1649		
16200	2015		
16200	2167		

En este caso, al igual que la anterior muestra, los problemas del bajo contenido en feldeespato son los mismos, con lo cual la fecha dada, también es incorrecta.

**EDAD DE LA MUESTRA**

46070 ± 3509

## 2.6 DISCUSIÓN (OSL)

Aunque el cuarzo proporciona una señal de luminiscencia de gran estabilidad (por ejemplo, Aitken, 1985, 1998), algunos autores consideran que el límite superior para la datación de sedimentos es de aproximadamente 200 ka o menos (Berger, G. *et al.*, 2008 Atapuerca). Sin embargo, como la termoluminiscencia del feldespato es aproximadamente 20-50 veces mayor que una cantidad equivalente de cuarzo (Wintle, 1982; Berger, 1984; Aitken, 1985), ¿hubiera sido posible esperar señales fiables de TL de feldespatos y obtener mejores datos?

Entendiendo que existen otros métodos que con un 5% de contenido en feldespato en la muestra consiguen análisis fiables (Berger, G. *et al.*, 2008 Atapuerca). Para este autor los depósitos de cuevas son aptos para dataciones mediante múltiples aliquots en TL o luminiscencia estimulada infrarroja (IRSL). En el caso de Maltravieso, pensábamos que los sedimentos a datar estaban por debajo de esos 200 ka, con lo cual, y en vista de los resultados que presentó el feldespato con el método utilizado, la lectura del cuarzo mediante OSL era la más adecuada para los sedimentos de la cueva.

En realidad existen pocas publicaciones sobre la luminiscencia en sedimentos kársticos, (Morwood *et al.*, 2004; Turney *et al.*, 2001; Prideaux *et al.*, 2007a, b y Berger, G. 2008). Morwood *et al.* (2004) aplican los métodos de IRSL y red-TL a los sedimentos de relleno de cueva para obtener estimaciones en edades de entre 14 ka y 35 ka. Estos resultados se obtuvieron a partir de depósitos de vertiente, pero no se decía si la luminiscencia de los granos se había puesto a cero antes de depositarse en la cavidad. Por ello, la edad de 35 ka podría ser muy superior a la edad del enterramiento, pues las dataciones radiocarbónicas comparables habían proporcionado una edad aproximada de 18 ka. Turney *et al.* (2001) por otro lado, dataron mediante OSL unos granos de cuarzo provenientes también de depósitos de vertiente proporcionando edades en el rango de 40-50 ka.

En el caso de Berger, G. *et al.* (2008), para los cuarzos que analiza del yacimiento de la Gran Dolina (Atapuerca, Burgos), su principal origen estaba en las dunas eólicas originadas fuera de la cavidad, lo que le garantizaba la puesta a cero adecuada del reloj de la luminiscencia, antes del entierro dentro de la cavidad. Del mismo modo, Prideaux *et al.* (2007a) ofrecieron edades de OSL a partir de horizontes ricos en cuarzo para el yacimiento de Cathedral Cave (Nueva Zelanda) cuyos resultados fueron desde 200 ka hasta 500 ka. Aunque no hizo ninguna

descripción sobre el origen probable de este cuarzo, presumió que el cuarzo se depositó en la cueva a partir de depósitos de origen eólico.

Prideaux et al. (2007b) publicaron edades mediante OSL para los granos de cuarzo hallados en el interior de una cueva con un rango que va desde 30 ka hasta 230 ka, pero no se hizo mención del origen de estos granos. Debido a que estos granos no habían sido depositados durante los episodios de inundación, no quedó muy claro si el reloj de la luminiscencia podría haber sido puesto a cero antes del enterramiento. Los resultados de un solo aliquot de la publicación de Prideaux et al. (2007b) indican una pobre puesta a cero para la mayoría de los sedimentos de relleno (Berger et al., 2008).

Se han realizado varias publicaciones sobre la datación mediante luminiscencia en sedimentos no calentados de cuevas y abrigos, para lo cual la roca madre de la cueva era arenisca, esquisto micáceo, y otras rocas no carbonatadas, o calcarenitas, y sus depósitos eran menores de 80 ka. En estas otras aplicaciones (Abeyratne et al., 1997; Feathers, 1997; Smith et al., 1997; Jacobs et al., 2003a, b), se emplearon pequeñas arenas de cuarzo.

En la mayoría de estos análisis (Abeyratne et al., 1997; Feathers, 1997; Smith et al., 1997), los autores asumen que sus muestras fueron total o predominantemente eólicas, y realizaron algunas pruebas para comprobar este origen. Cada grupo discutió la posibilidad de que algunos fragmentos de cuarzo provenientes de las paredes de la cueva y del techo se hubieran incorporado a sus muestras. Feathers (1997) también admitió que un coluvión local se podría haber mezclado con los granos de origen eólico. Estos grupos emplean procedimientos de múltiples aliquots o las primeras versiones de procedimientos de muchos granos en un solo aliquot (*many-grain single-aliquot*). Por otra parte, Jacobs et al. (2003a, b) aplica los más recientes procedimientos de muchos granos en un solo aliquot o de granos únicos de cuarzo del tamaño de la arena con un origen claramente eólico y depositados dentro de una cueva de calcarenita.

En todas estas aplicaciones, donde la roca contiene una fracción significativa de cuarzo, y dónde los depósitos de relleno son más jóvenes de 100-150 ka, se planteó el enfoque de un solo grano de cuarzo (*single-grain-quartz*), utilizado por primera vez en esos entornos por Roberts et al. (1999) y perfeccionado por Jacobs et al. (2003b). Este enfoque permite, al igual que el método de algunos de granos en un único aliquot (*few-grain-single-aliquot*) (por ejemplo, Prideaux et al., 2007b), la discriminación estadística entre los granos de cuarzo eólicos o la última puesta a cero de los granos de cuarzo y los granos más viejos que representan fragmentos

de roca que contienen la pared o coluviones significativos con señales de luminiscencia relictas en el momento del enterramiento.

El equipamiento para la aplicación de este enfoque moderno no ha estado disponible en este trabajo. Sin embargo, y pesar de que existe cuarzo en forma de filones entre la formación caliza de El Calerizo, entendemos que la aportación es en forma de bloques y gravas introducidas por gravedad dentro de la cueva. Además el método del grano fino empleado en este trabajo, elimina aquella fracción más gruesa introducida de estos filones.

Por todo ello cabe destacar las ventajas del procedimiento de dosis aditivas con *single aliquots* frente a la técnica de múltiples aliquots. De manera general los procedimientos de múltiples aliquots utilizan una media de 24 a 50 discos. Para la TL podría ser necesario porque la medida de la señal de TL es destructiva, pues todos los electrones son expulsados de las trampas a raíz del calentamiento. Por ello, para algunos autores (Wintle, 1997) se requiere un gran número de discos para definir la curva de crecimiento con una alta precisión y tener la capacidad de extrapolar con la suficiente fidelidad para el método de dosis aditivas, mientras que para la técnica de *single aliquots* las ventajas son las siguientes:

- El valor obtenido de la DE para cada aliquot tiene una precisión muy alta. Esto es de esperar dado que es la respuesta natural a la irradiación del laboratorio.
- Se necesitan extraer cantidades muy pequeñas de mineral del tamaño de grano apropiado.
- No se requieren procedimientos de normalización para permitir variaciones en el número de granos en cada disco de muestra, o las diferencias de sensibilidad de un disco a otro.
- Los procedimientos para el precalentamiento, el blanqueado y la irradiación, así como la medición de la OSL, todos se puede realizar fácilmente en un lector automático.

Teniendo en cuenta todo lo dicho hasta el momento, en lo referente a todas las técnicas analíticas que rodean a la TL/OSL, así como el trabajo de campo en el que se desarrolla la elección de la zona a muestrear, en lo que respecta al muestreo y técnica utilizada sobre los sedimentos de la Cueva de Maltravieso, hay que dividir ambos aspectos.

En lo referente al muestreo y como insiste Berger (1995, 2008) en la importancia de la puesta a cero de la muestra antes de ser enterrada, en el caso de Maltravieso, la elección de ambas muestras ha estado supeditada a la necesidad de obtener una edad para algunos depósitos de la cavidad. Así también primaba la necesidad de completar el resto de datos con los que se estaba trabajando para esta tesis, y a su vez relacionarlos con las dataciones mediante U/Th con las que se contaba para los espeleotemas de la Sala de los Huesos.

En nuestro caso, nos atrevimos a muestrear en función de las observaciones de campo y de los análisis granulométricos que se habían realizado con anterioridad (Mancha, 2007).

En un principio, todo parecía indicar que la Diaclasa funcionaba como un “8”, es decir que en un punto, en el Corredor 2, se estrangulaba la entrada, es decir que de alguna forma, el Corredor 1, la Sala de los Huesos, y parte del Corredor 2, formaban parte de un depósito diferente al formado por el final del Corredor 2, la Sala de las Columnas, el Corredor 3, la Sala de la Mesita y parte de la Sala del Pinturas. El sedimento proveniente de todos ellos vendría de la abertura de la Diaclasa, dividida en 2 zonas, pero sin saber si el espesor de la caliza, o la presencia de algún otro elemento, hacían que la temporalidad de ambas zonas estuviese inconexa.

Por otra parte, los análisis granulométricos (Mancha, 2007), junto con la morfoscopia de los granos de cuarzo cuarzo, indicaban una alta presencia de cuarzo, frente a la pizarra, en forma de arenas, con un porcentaje también alto de rodamiento. Lo cual indicaba que salvo los aportes de la Sala de la Chimeneas, con un alto porcentaje de pizarra, existía un regato de medio /largo recorrido capturado en la cavidad. Por ello, suponíamos que los granos de cuarzo habrían sufrido una puesta a cero antes de ser enterrados y el hecho de permanecer en la cueva, habría evitado su contaminación lumínica. Para OSL 1 este es el principal factor, sin embargo para OSL 5, al no contar con ningún análisis de sus sedimentos, se optó por confiar en su relación con la Sala de los Huesos, dada su cercanía, y la dirección de la entrada de los sedimentos (parecen provenir del Corredor 1, pero como veremos, del Piso Superior de la cueva).

Unido a todo ello, cabe aquí destacar la importancia de las dataciones de U/Th (Canals, en prensa) obtenidas para la colada estalagmítica PE1 y PE2 de la Sala de los Huesos con el rango de edades que muestran ambas, de entre 117-183 ka.

**Tabla 1. Edad de PE1 y PE2 mediante U/Th**

<b>Muestra</b>	<b>Th<sup>230</sup>/U<sup>234</sup></b>	<b>Edad (ka)</b>
<b>PE1</b>	0,685 ± 0,047	117 +17/ -14
<b>PE2</b>	0,849 ± 0,023	183 +14/ -12

Así pues la edad obtenida para la OSL 1, **124750 ± 8959**, permite relacionar directamente ambas zonas de la cavidad, validando las observaciones de campo. De este modo, también es posible relacionar la colada PE1 con la PE8 (Mesita), pero este punto será debatido en otro apartado con los datos de la petrografía de espeleotemas.

En lo que respecta al resultado de OSL 5, **67445 ± 6122**, esta edad indica que el relleno de la Sala del Gato fue posterior a la Sala de los Huesos a pesar de su proximidad. Esto indica el límite de la entrada de sedimentos proveniente de la Diaclasa, con el proveniente de la entrada de sedimentos del Piso Superior. La placa caliza desprendida de la Sala del Gato (Fig. 36), y sobre la que se formó PE2, debió funcionar como barrera para la sedimentación mientras se rellenaba la Sala de los Huesos. Por otro lado si se observa el Corredor 1, se ve una acumulación de desprendimiento de megabloques, esto unido a la placa caliza desprendida de la Sala del Gato (Fig. 35), vuelve a reforzar esa idea de barrera. Estos megabloques, junto a la placa caliza, marcan la delimitación de la Sala del Gato con el Corredor 1 y la Sala de los Huesos.

La entrada de sedimentos en la Sala del Gato, no está del todo clara, aunque si bien podríamos arriesgarnos a decir que su origen está en el Piso Superior (Fig. 33), el hecho de hallar un depósito carbonatado a la entrada actual de esta sala (cuya extensión llega a la entrada actual de la cavidad, Fig. 34) sus dimensiones y altura, hacen pensar en que hubo un depósito anterior que fue lavado y erosionado, al bajar el nivel freático y cuya relación con su entrada es difícil saber debido a la destrucción de parte de la cavidad por los trabajos de cantería.



**Figura 33. Entrada de sedimentos del Piso Superior**



**Figura 34. Entrada a la Sala del Gato y depósito carbonatado a la derecha**



**Figura 35. Sala del Gato, a la izquierda la placa caliza y debajo PE4 fracturada.**



**Figura 36. Superficie de la placa caliza desprendida en la Sala del Gato, al fondo la Sala de los Huesos.**

Por todo ello, la edad proporcionada por la OSL para la Sala del Gato nos indica una fase de sedimentación posterior a la de la Sala de los Huesos, en particular y con la Diaclasa en general.

Dado que los muestreos son a techo de los depósitos, esto nos indica y si confiamos en la ley de superposición de estratos de Steno, aunque con la precaución de las dificultades que implica la sedimentación en cuevas, entendemos que por el momento, todo el depósito (detrítico y químico) que va desde la Sala de las Pinturas a la Sala de los Huesos, el asociado con la Diaclasa se habría formado durante los estadios isotópicos 7 y 5 (6 para el detrítico y 5 y 7 para el químico). Sin embargo, como bajo OSL 1 existen espeleotemas, es posible que estos se hubieran formado ya en el OIS 7, como PE2. Con lo cual, por debajo de la trinchera artificial podríamos obtener un registro por encima de los 200 ka.

Por otra parte, la Sala del Gato, podrá ofrecer un registro arqueológico del OIS 3-4, pues se ha observado en su perfil algún resto de macrofauna (como dientes de oso, ciervo y algún otro elemento). La excavación de esta sala, junto con la de la Sala de las Chimeneas con un registro del Paleolítico superior (Canals, A. *et al*, 2011), y sin olvidar los enterramientos holocénicos (por ejemplo Cerrillo *et al.*, 2008) hacen de la Cueva de Maltravieso un yacimiento con un gran potencial arqueológico que cubre un amplio espectro cronológico.

## 2.7 CONCLUSIÓN (OSL)

A lo largo de este capítulo se ha podido trabajar desde varios puntos de vista, en primer lugar desde la problemática del material a analizar, y por otro desde la interpretación de los propios datos dentro del contexto arqueológico.

Hasta el momento, es el primer punto sobre el que se ha debatido ampliamente, uniendo a ello, la propia metodología utilizada. Por ahora, hemos de asegurar que la principal importancia la tiene el mineral a analizar, y el proceso de extracción de la fracción a procesar. En el caso de la cueva de Maltravieso, es el cuarzo el mejor mineral para la obtención de una edad mediante OSL. Dadas las características geológicas de la zona, entendemos que para un futuro, la OSL sobre cuarzo es la técnica adecuada para el análisis de los sedimentos de cueva de El Calerizo cacereño.

Respecto al segundo punto, la importancia de los valores obtenidos dentro del contexto arqueológico, no nos centraremos en ello aquí, dado que se presenta un último capítulo en el que se engloba esta idea, junto con el resto de analíticas, proporcionando una visión dinámica del yacimiento y del trabajo desarrollado sobre él.

**Tabla 2. Resultados de las dataciones mediante OSL en la Cueva de Maltravieso**

MTV OSL 1	MTV OSL 5
124750 ± 8959	67445 ± 6122

No obstante destacar que ambas dataciones, junto con las obtenidas por las series de Uranio señalan al Pleistoceno medio-superior, momento en el que se documenta ampliamente la presencia de neandertales en la Península Ibérica.





## **CAPÍTULO 3**

---

---

# **ESTRATIGRAFÍA QUÍMICA DE LA CUEVA DE MALTRAVIESO**

### **3.1 INTRODUCCIÓN (ISÓTOPOS ESTABLES)**

### **3.2 OBJETIVOS (ISÓTOPOS ESTABLES)**

### **3.3 ANTECEDENTES DE LOS ESTUDIOS DE ISÓTOPOS ESTABLES EN ESPELEOTEMAS**

### **3.4 FUNDAMENTOS TEÓRICOS DE LOS ISÓTOPOS ESTABLES**

#### **3.4.1 CARACTERÍSTICAS GENERALES**

#### **3.4.2 EL FRACCIONAMIENTO ISOTÓPICO**

#### **3.4.3 FUNDAMENTOS**

#### **3.4.4 EL AGUA**

#### **3.4.5 EL CARBONO**

#### **3.4.6 EL OXÍGENO**

### **3.5 LAS TÉCNICAS: MÉTODOS Y MATERIALES (ISÓTOPOS ESTABLES)**

#### **3.5.1 MÉTODOS**

#### **3.5.2 MATERIALES**

### **3.6 PRESENTACIÓN DE DATOS (ISÓTOPOS)**

#### **3.6.1 CARBONO**

#### **3.6.2 OXÍGENO**

#### **3.6.3 AGUA**

#### **3.6.4 TEMPERATURAS DE LOS ESPELEOTEMAS A PARTIR DE LOS VALORES DEL AGUA DE GOTEÓ ACTUAL**

#### **3.6.5 TEMPERATURA DE LAS SONDAS**

### **3.7 DISCUSIÓN (ISÓTOPOS)**

#### **3.7.1 LA PRESENCIA DE PLANTAS C3 Y C4**

### 3.7.2 LA TEMPERATURA Y LA IMPORTANCIA DEL AGUA

### 3.7.3 LA IMPORTANCIA DE LA TEMPERATURA EXTERIOR Y SU RELACIÓN CON LA CAVIDAD

## 3.8 CONCLUSIÓN (ISÓTOPOS)

### 3.1 INTRODUCCIÓN (ISÓTOPOS ESTABLES)

Los isótopos son átomos variantes de un elemento químico, que tienen el mismo número atómico (número de protones) pero tienen distinta masa atómica (difieren en el número de neutrones de su núcleo) y pueden tener un origen natural o artificial.

La relación entre las concentraciones de los isótopos se expresa en por mil (‰) o desviación en por mil (‰) respecto a un patrón (contenido isotópico del aire, partes de carbono moderno, la recta de las precipitaciones, punto SMOW, que presenta el valor medio de dicha relación en el agua de mar; contenido en el aire o en los meteoritos).

Isótopos radiactivos: van reduciendo su radiactividad de forma constante a partir del momento de la formación de las rocas y se desintegra irreversiblemente:

- La velocidad de desintegración es constante y tiene valor característico para cada elemento.
- El período de semidesintegración (vida media) es el tiempo necesario para que un elemento reduzca su masa radiactiva a la mitad.

Gracias a la vida media, los isótopos radiactivos permiten determinar la edad absoluta de las rocas o aguas que contienen los elementos en cuestión

Isótopos estables: no se desintegran y por todo el tiempo de su presencia en las aguas tienen el mismo contenido. Este contenido depende de varios factores y procesos como: la historia del agua, condiciones de las precipitaciones, factores geográficos (distancia al océano, altitud, latitud), factores climáticos (temperatura, grado de condensación de la masa nubosa), procesos de precipitación, de evaporación, procesos geotermales, metamórficos y actividad humana.

### 3.2 OBJETIVOS (ISÓTOPOS ESTABLES)

Ya hemos destacado que la Cueva de Maltravieso cuenta con una gran colección de coladas estalagmíticas y su morfología y distribución quedará explicada en el capítulo de Litoestratigrafía.

El análisis de isótopos estables sobre estas coladas permitirá, en primer lugar, crear una correlación estratigráfica entre las coladas separadas espacialmente y fracturadas antrópicamente por la excavación de la trinchera artificial. No obstante, hemos hallado las temperaturas a las que pudieran precipitar estas calcitas, en función de su proximidad a la entrada de la cavidad, pero utilizando los datos del agua actual de goteo. Ello nos permite tener una aproximación a las temperaturas a las que se formaron estas coladas. Esto unido a las dataciones y petrografía permitirá establecer una correlación química entre las diferentes coladas ubicadas a lo largo de la cavidad.

Los datos del carbono por su parte nos permitirán acercarnos al entorno vegetal de la cavidad.

Por otro lado compararemos los valores térmicos actuales de la cavidad a partir de los datos proporcionados por unas sondas térmicas actuales. De este modo podremos comparar el comportamiento térmico de la cavidad en función de la morfología de la misma. Para este aspecto, son indispensables los datos de la petrografía.

### 3.3 ANTECEDENTES DE LOS ESTUDIOS DE ISÓTOPOS ESTABLES EN ESPELEOTEMAS

El potencial de los espeleotemas como registros paleoclimáticos fue explorado por primera vez hace más de cuarenta años (Hendy y Wilson 1968; Thompson et al. 1975) y el énfasis en estos primeros estudios estaba en proporcionar estimaciones de paleotemperaturas. Estos investigadores pioneros rápidamente reconocieron que, como con la mayoría de los archivos de carbonato continental, la recuperación de paleotemperaturas a partir de datos de isótopos de oxígeno es inherentemente complejo.

Esta complejidad se debe a que la  $\delta^{18}\text{O}$  en espeleotemas no sólo depende de la temperatura en el momento de la deposición, sino también en la  $\delta^{18}\text{O}$  de las aguas de infiltración de la cueva, que a su vez pueden deberse a una multiplicidad de factores climáticos (y a veces no climáticos) variables (McDermott 2004). Estos incluyen cambios temporales en la  $\delta^{18}\text{O}$  de las fuentes de vapor, de la lluvia y la condensación, al enriquecimiento por evaporación en la superficie y del epikarst, en las variaciones en el tránsito de agua en el sistema cárstico, a los cambios estacionales en la tasa de deposición de calcita y no hay que olvidar a los cambios de las trayectorias de las vías de vapor

Como consecuencia de estas complicaciones, y debido a la necesidad de proporcionar modelos climáticos con los parámetros con los que puedan probar sus modelos, el énfasis se ha desplazado de intentar reconstruir palaeotemperaturas hacia la provisión de registros de isótopos junto con unas dataciones fiables.

Si recuperamos aquellos primeros estudios, la base sobre la que apoyaban los análisis paleoclimáticos a partir de espeleotemas, es el geotermómetro de isótopos estables de oxígeno en calcita, propuesto por Urey en 1947, y que se estuvo utilizando en los años 50 y 60 en sedimentos marinos para obtener series paleoclimáticas (Emiliani, 1955, 1958 y 1964). Lo importante era intentar comparar estos datos de origen marino con los datos de origen continental, lo cual fue posible a partir de que Craig (1961), comenzara a estudiar la composición isotópica de las aguas meteóricas.

Los espeleotemas, dada su composición y amplia presencia, se mostraban como un material continental fiable para obtener series paleoclimáticas. Su continuidad en el crecimiento

se presenta como una gran ventaja, así como su preservación favorecida por el ambiente subterráneo, y por supuesto, por las condiciones anuales constantes de temperatura, lo cual permite que la paleotemperatura registrada durante la precipitación de las láminas de los espeleotemas corresponda en la mayoría de las veces a la media anual de la superficie situada por encima de la cavidad (Wigley y Brown, 1976; Ford y Williams, 1989; Sondag et al., 2003).

A raíz de esto y con la utilización de las dataciones mediante  $C^{14}$ , Hendy y Wilson (1968) dieron a conocer mediante una publicación las primeras series de paleotemperaturas obtenidas a partir del análisis de dos estalagmitas pleistocenas de Nueva Zelanda. Casi al mismo tiempo, en 1967 Duplessy llevaba a cabo un estudio enmarcado en su tesis doctoral que consistía en la obtención de paleotemperaturas a partir del estudio de espeleotemas franceses junto a datos de  $C^{14}$  (Duplessy et al. 1970). Estos estudios unidos a los de Hendy (1969 y 1971) en los que propone su *test* (Test de Hendy) para comprobar la existencia del equilibrio isotópico durante la precipitación de la calcita y en el que añade el análisis de los isótopos estables de carbono, sentarían la metodología y las bases para los trabajos posteriores.

Por otra parte la diferente composición isotópica de las diferentes especies de plantas se conoce ya desde los años 50 (Muñoz, 2007) y ya en los años 70 se asumía que se podía utilizar esta diferencia en la composición para distinguir entre distintos mecanismos de fotosíntesis (O'Leary, 1981). Al principio la composición isotópica de las plantas se utilizaba para entender las características metabólicas de las diferentes especies (Ehleringer, 1991), pero en esos años 70 se llevaron a cabo unos descubrimientos que permitieron correlacionar el mecanismo de fotosíntesis de las plantas con las condiciones ambientales más favorables para su crecimiento.

Stowe & Teeri, 1978, obtuvieron relaciones concretas sobre algunas plantas de tipo C4 y las CAM con vegetación típica de climas áridos.

Publicaciones como las de Cerling (1984) y Cerling & Hay (1986) fueron las primeras en mostrar un estudio que relacionaba la composición isotópica del carbono de paleosuelos carbonáticos con el tipo de vegetación que lo generó, deduciendo así la aridez del clima y la temperatura mínima a lo largo de la temporada de crecimiento de las plantas.

Existe otra publicación en 1986 por parte de Schwarcz en la que revisó las posibilidades de los espeleotemas como indicadores paleoclimáticos, desestimando la posibilidad de utilizar el carbono como geotermómetro, debido al gran fraccionamiento que sufren durante la

precipitación de la calcita, aunque existen algunas publicaciones sobre geotermómetros de carbono (Romanek et al., 1992; Jiménez López, 1999). Sin embargo, no se utiliza comúnmente.

### 3.4 FUNDAMENTOS TEÓRICOS DE LOS ISÓTOPOS ESTABLES

#### 3.4.1 CARACTERÍSTICAS GENERALES

Cada elemento químico se caracteriza por poseer un número determinado de protones que se denomina número atómico y se representa por la letra Z. Como los átomos son entidades eléctricamente neutras, el número atómico también indica el número normal de electrones. El número másico (A) es la suma de los protones y neutrones del núcleo del átomo. Para representar esquemáticamente un núcleo, se escribe el símbolo del elemento y se añaden dos índices en el lado izquierdo, uno en la parte superior (A) y otro en la parte inferior (Z). La representación sería:  ${}^A_ZX$ .

Un mismo elemento (definido por su número atómico) puede tener diferente número de neutrones, y por tanto diferente número másico convirtiéndose así en isótopos (“igual lugar”) de un mismo elemento. Los átomos del carbono tienen generalmente 6 protones y 6 neutrones, y por tanto un peso atómico de 12. Pero hay átomos de carbono con peso atómico 13, isótopo estable y pesado, o con peso atómico 14, isótopo inestable o radiactivo, ya que emite radiactividad a medida que se transforma, en un elemento estable. Una cosa similar ocurre con el hidrógeno: existe el hidrógeno normal, el deuterio (pesado y estable con un neutrón), y el tritio (radiactivo y estable, con dos neutrones). El primer isótopo pesado observado, en 1931, fue el deuterio; su descubridor fue el ya conocido Harold Urey.

Las moléculas que componen las sustancias están compuestas por átomos. La mayor parte de las moléculas tienen átomos normales, pero algunas, menos frecuentes, tienen átomos pesados. Así por ejemplo, la mayor parte de las moléculas de CO<sub>2</sub> del aire pesan 44 (12+16+16), pero una minoría pesa 45 (13+16+16), porque tienen carbono pesado. Los organismos fotolitotrofos y quimiolitotrofos fijan CO<sub>2</sub> para formar materia viva. La materia viva tiene carbono, que en su mayor parte es de <sup>12</sup>C, pero también hay átomos <sup>13</sup>C (y, por supuesto, también <sup>14</sup>C). Como el <sup>13</sup>C es estable, esta cantidad no va disminuyendo a partir de la muerte del organismo, como ocurre con la cantidad de <sup>14</sup>C, que se va desintegrando. Sorprendentemente, la cantidad o proporción de <sup>13</sup>C (con respecto a la de <sup>12</sup>C) en la materia viva es menor que la que existe en el material de partida, en este caso el CO<sub>2</sub> del aire.

No se sabe el mecanismo molecular último, pero las enzimas en los seres vivos “discriminan” negativamente las moléculas de CO<sub>2</sub> que tienen el isótopo pesado, y “escogen” preferentemente las que tienen el isótopo normal. Y lo mismo ocurre en el caso de las moléculas con oxígeno (dónde escogen el <sup>16</sup>O, y no el <sup>18</sup>O), con nitrógeno (dónde prefieren el <sup>14</sup>N, y no el <sup>15</sup>N), o con azufre (dónde eligen mayormente el <sup>32</sup>S, y no el <sup>34</sup>S).

Midiendo la cantidad de <sup>14</sup>C de un resto orgánico se puede saber su edad, es decir, el tiempo que hace que dejó de incorporar nuevo <sup>14</sup>C; cuando murió. Midiendo la cantidad de isótopos estables en una sustancia no se puede saber su edad pero sí si es de origen biológico. La materia viva prefiere las moléculas con isótopos ligeros e incorpora menos de los pesados que están a su disposición en el material de partida. Y además, lo hace diferencialmente. Las distintas vías metabólicas (que tienen enzimas distintas) producen moléculas con diferente disminución de isótopos pesados. Viendo la proporción de estos en un producto biológico puede deducirse las posibles vías metabólicas que lo han originado.

La discriminación isotópica de un elemento se indica por la letra delta minúscula δ. Para hacer comparables las frecuencias obtenidas en distintas muestras, los resultados se refieren a un valor estándar, un material que se toma como referencia del valor del isótopo pesado con respecto al ligero. Además, para facilitar la expresión de los resultados, los números resultantes se multiplican por mil. Así la discriminación de un isótopo pesado, <sup>A</sup>X, en partes por mil (δ ‰), es **(1)**:

$$\delta \text{‰ } ^A\text{X} = \frac{[R_m - R_{st}]}{R_{st}} \left\{ \times 1000 \right\} \quad \text{(1)}$$

Dónde R es la cantidad de isótopos pesado dividida por la cantidad del ligero, tanto en la muestra, “m”, como en la estándar, “st”. Es evidente que si los organismos discriminan contra el isótopo pesado, los valores de δ ‰ de la materia viva serán negativos.

Los principales elementos de interés para el fraccionamiento son el carbono, azufre, nitrógeno, oxígeno e hidrógeno. Los respectivos estándares son para el C, el PDB (Pee Dee Belemnite), para el S, el CDM (Canyon Diablo Meteorite); para el N, el aire; para el O y el H, el SMOW (Standard Mean Ocean Water), aunque se utiliza para también para el O en la calcita el estándar PDB. La medición de la cantidad de los isótopos se lleva a cabo mediante el espectrómetro de masas.

### 3.4.2 EL FRACCIONAMIENTO ISOTÓPICO

El comportamiento geoquímico de los elementos y/o isótopos está dado por la dispersión, migración y fijación en la naturaleza, por lo cual se precisa conocer algunos factores físico químicos que intervienen en estos procesos. Así, se tiene al fraccionamiento isotópico (un proceso de equilibrio de un elemento y/o isótopo) que ocurre en la naturaleza como resultado de los procesos físicos, químicos y biológicos; esta separación origina pequeñas diferencias en la abundancia de los elementos y/o isótopos en varios compuestos provenientes de procesos físicos, como la difusión o la evaporación.

El fraccionamiento más importante es el proveniente de los procesos químicos y biológicos, siendo los últimos muy complejos. La energía molecular está conformada por la energía electrónica, energía de traslación, energía rotativa y energía vibracional. Experimental e hipotéticamente se señala que la principal diferencia entre isótopos provenientes de procesos químicos se encuentra en la energía vibracional (excepto en los isótopos del H). La frecuencia vibracional de una molécula depende de fuerzas de enlace que aproxima a los átomos y la masa de los átomos de la molécula, porque en dos moléculas con la misma fórmula química los isótopos difieren en masa.

Las propiedades químicas de  $^{16}\text{O}$  y  $^{18}\text{O}$  son iguales porque tienen la misma estructura electrónica, pero difieren en la frecuencia vibracional, lo cual origina un ligero cambio que se comprueba en el ambiente de las reacciones químicas. El grado de diferencia para un elemento y/o isótopo en particular depende de la diferencia relativa de las masas de los isótopos. Es posible determinar la frecuencia vibracional de las moléculas por mediciones de espectroscopía y por cálculos teóricos. El fraccionamiento de la energía molecular depende de la temperatura porque con el incremento de la temperatura decrece el grado de fraccionamiento. Urey (1947), fue el primero en relacionar la constante de equilibrio isotópico para resolver los problemas geológicos. Él sugirió que la temperatura de formación del  $\text{CO}_3\text{Ca}$  precipitado en los océanos podría determinarse por las mediciones isotópicas del oxígeno en los compuestos del carbonato.

El fraccionamiento isotópico se usa en los procesos geológicos, entre otros, para:

- Determinar las paleotemperaturas a partir de estudios del oxígeno en los caparzones de animales marinos y en el agua de los océanos. Los cambios isotópicos del oxígeno son medidos por extracción química de una muestra y convertida a  $\text{CO}_2$ , el cual es analizado

por un espectrómetro de masas. El promedio isotópico encontrado por una muestra está dado por la desviación estándar del valor  $\delta$ . Un alto intercambio isotópico en la muestra comparada con el estándar dará un número positivo, mientras que un bajo intercambio isotópico da un número negativo.

- La datación de las rocas mediante Rb/Sr, K/Ar, trazas de fisión y otros métodos.
- Estudiar rocas y minerales en equilibrio con soluciones fluidas.
- Determinar en hidrología: dinámica de lagos y embalses, sedimentación en el mar, lagos y embalses, dinámica global de cuencas hidrográficas, identificación de zonas de fuga y recarga, relación entre acuíferos, origen de la salinidad, identificación de sistemas geotermales y de aguas fósiles, medida de caudales, etc.

En lo referente a la Arqueología y Prehistoria, el análisis de isótopos estables comprende un amplio abanico de información, como la paleodieta (cuando se analiza la dentadura por ejemplo), el clima, la vegetación que había en el entorno, etc.

### 3.4.3 FUNDAMENTOS

La relación que existe entre los isótopos pesados y ligeros de un elemento no es constante sino que puede variar a lo largo de algunos procesos físico-químicos como las reacciones químicas o cambios de fase. Este cambio en la relación entre los isótopos se conoce como el fraccionamiento isotópico ( $\alpha$ ) y podemos separarlos en dos grupos, el primero el de las reacciones de intercambio isotópico que mantienen el equilibrio y la segunda la de los procesos cinéticos que no lo mantienen.

Las reacciones de intercambio isotópico están controladas por la fuerza de los enlaces entre distintos iones o moléculas y, en general, siguen la pauta común de que los isótopos ligeros forman enlaces más débiles y son más reactivos. Así, para el caso de un carbonato precipitado a partir de una solución acuosa, los isótopos pesados del oxígeno tendrán más preferencia por la fase sólida en la que los enlaces químicos son más fuertes y los isótopos ligeros tenderán más a quedarse en la fase líquida, con enlaces más débiles. En el caso de la precipitación de la calcita en condiciones de equilibrio isotópico, la magnitud del fraccionamiento es predecible y depende de la temperatura (McCrea, 1950).

Los fraccionamientos cinéticos por su parte se producen debido a las diferencias en las velocidades de reacción de las moléculas con distinta composición isotópica y están relacionados con procesos físico-químicos que se producen de forma incompleta y/o unidireccional. Por ejemplo, la evaporación de agua puede provocar precipitación de calcita fuera del equilibrio isotópico por lo que el fraccionamiento  $\alpha$  en este caso sería difícilmente cuantificable.

Por ambos aspectos del fraccionamiento es importante saber si la calcita precipitó en equilibrio isotópico con el agua o si no fuera así no podríamos conocer la temperatura.

La investigación sobre estos parámetros que afectan al equilibrio isotópico durante la precipitación del carbonato ha sido llevado a cabo por autores como Dreybrodt et al. (1992), Romanek et al. (1992), Baker et al. (1996) y Kim y O<sub>o</sub> Neil (1997) a partir de la inducción de la precipitación de la calcita en el laboratorio y del estudio de los precipitados naturales. En realidad la mayoría de estos autores llegaron a concluir que los factores fundamentales a tener en cuenta son la temperatura, la velocidad de precipitación e iones en solución, y sin embargo no piensan lo mismo sobre el grado de influencia de cada uno de ellos. En realidad lo que suele ocurrir es que se acepta la presencia o no de equilibrio isotópico en función de los datos obtenidos (Romanek et al., 1992; Kim y O<sub>o</sub> Neil, 1997).

El método más conocido para deducir si una calcita precipitó o no en equilibrio isotópico con el agua es el propuesto por Hendy 1971 (Muñoz, 2007). Este se basa en que si la calcita precipitó en equilibrio, por ejemplo por exolución lenta de CO<sub>2</sub>, esto producirá el mismo fraccionamiento del oxígeno por toda la superficie del espeleotema, y dado que la composición isotópica del agua de goteo y la temperatura son las mismas, el valor  $\delta^{18}\text{O}$  tendrá que ser también el mismo por toda la superficie.

Por ello, mediante el conocido Test de Hendy se comprueba primero que el valor isotópico del oxígeno permanece constante a lo largo de toda una lámina de crecimiento, en segundo lugar se verifica asimismo la relación de los isótopos de oxígeno con los de carbono a lo largo de una lámina, en este caso, si el carbono y el oxígeno covarían es porque debió existir algún proceso cinético que afectó al mismo tiempo a los dos fraccionamientos (Muñoz, 2007).

Sin embargo, existen algunas limitaciones de este método creado por Hendy, como el relacionado con la precisión de muestrear cada lámina de crecimiento, pues pueden llegar a ser

muy finas. Para Dorale *et al* (2001) por ejemplo, creen que aún no existe una prueba fiable para la ausencia de procesos cinéticos.

Por otro lado, piensan que si existen dos espeleotemas con registros similares, ambos precipitaron en equilibrio isotópico, este hecho lo consideran una prueba más fiable que el Test de Hendy. Para estos autores, en realidad esta comprobación no sería suficiente, pero como cada goteo es diferente debería ser suficiente, sin embargo, para otros (Muñoz, 2007) creen que sí existen efectos cinéticos en la sala de una cueva, tales como los producidos por evaporación rápida, que podrían inducir efectos cinéticos similares en dos estalagmitas cercanas.

Para Muñoz, 2007 una prueba sería comprobar la covariación de los isótopos de oxígeno y carbono a lo largo del eje de crecimiento de cada estalagmita, lo cual no aseguraría que el equilibrio existió en todos los momentos a lo largo del crecimiento pero sí daría una idea de si no existió en general, cosa que podría ocurrir cuando los dos registros sean paralelos.

#### 3.4.4 EL AGUA

La relación isotópica del agua se ve modificada por los diferentes procesos que tienen lugar dentro del ciclo hidrológico. Los valores relativos de la relación isotópica de los diferentes tipos de aguas se expresan en forma de desviaciones isotópicas ( $\delta$ ). El patrón de referencia original, el SMOW (*Standard Mean Ocean Water*), inicialmente fue preparado sólo para el hidrógeno. Pasado un tiempo este patrón se agotó por lo que ha sido sustituido por el V-SMOW (*Vienna-Standard Mean Ocean Water*) reproducido por el Agencia Internacional de Energía Atómica.

Como ya se ha mencionado, para una muestra de agua cualquiera, su desviación isotópica con respecto al V-SMOW viene dada por la expresión (2):

$$\delta = \frac{R_{(\text{muestra})} - R_{(\text{V-SMOW})}}{R_{(\text{V-SMOW})}} \times 1000 \quad (2)$$

De modo que si la muestra tiene:

- Un valor mayor que el patrón SMOW: el valor de  $\delta$  es positivo, lo que implica que en la muestra hay mayor concentración del isótopo pesado correspondiente (D ó  $^{18}\text{O}$ ) que en el SMOW.
- Un valor menor que el del patrón: el valor de  $\delta$  es negativo y la muestra presentará una menor concentración del isótopo pesado.

Por definición el agua oceánica tiene un valor medio de 0 para el  $\delta\text{D}$  y el  $\delta^{18}\text{O}$  (SMOW). Sin embargo, los procesos de evaporación o congelación afectan fuertemente a la composición isotópica del agua marina, empobreciéndose la fase líquida en isótopos ligeros y enriqueciéndose en isótopos pesados.

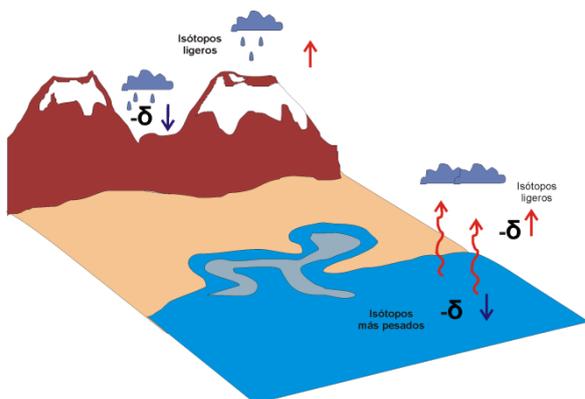


Figura 37. Variaciones de los valores de  $\delta$  negativos con la evaporación y el efecto de altitud.

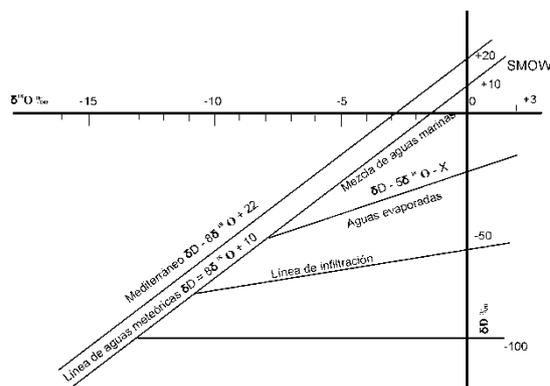


Figura 38. Línea de Aguas Meteoricas.

A esta línea recta se la denomina Línea Mundial de las Aguas Meteoricas (LMAM) y fue definida primeramente por Craig (1961).

Las precipitaciones generadas a partir de una nube formada por la evaporación del agua del mar se sitúan a lo largo de la LMAM (Fig. 37 y 38). La mayor parte de las precipitaciones y aguas meteoricas de nuestro planeta tienen valores  $\delta$  que se ajustan razonablemente a la LMAM. Las aguas que han experimentado evaporación tienen valores del exceso de deuterio más bajos de 10, situándose a la derecha y por debajo de la Línea Mundial de las Aguas Meteoricas. La composición isotópica típica de las precipitaciones que se producen en la mayor parte de la Península Ibérica se encuentra a la izquierda de la Línea Mundial de las Aguas Meteoricas, dando excesos de deuterio comprendidos entre el 12‰ y 17‰. Por tanto, valores de este exceso

de deuterio inferiores a 12‰ o negativos indican que el agua ha experimentado una evaporación importante.

La condensación del vapor de agua se produce, generalmente, por enfriamiento de las masas de aire saturadas en dicho vapor. Dependiendo de las condiciones iniciales, este proceso puede tener lugar a diferentes temperaturas.

Un aumento de la temperatura de condensación se traduce, por una parte, en una disminución del factor de fraccionamiento ( $\alpha$ ) y, por tanto, en una disminución de la relación isotópica de la parte condensada, es decir, en un valor de los procesos de evaporación del agua del océano y condensación del vapor más negativo.

Pero, por otra parte, al aumentar la temperatura, aumenta la presión de vapor de saturación, y en el caso de la condensación en condiciones isobáricas, se produce un aumento de la fracción condensada. Esto provoca un efecto contrario, es decir, un aumento de la relación isotópica de la parte condensada, puesto que dicha relación isotópica es menor en la nube que en la parte condensada. Cuando se condensa una fracción mayor, la composición isotópica está más próxima a la fase vapor. En la práctica, el efecto debido a la fracción de vapor residual predomina sobre el efecto contrario derivado del aumento del factor de fraccionamiento y, por ello, las precipitaciones que ocurren a bajas temperaturas están más empobrecidas en isótopos pesados (valores de  $\delta$  más negativos).

Este efecto de la temperatura hace que, en zonas de clima templado y frío, donde la temperatura experimenta grandes cambios estacionales, las precipitaciones de invierno tengan valores de  $\delta$  más negativos que las precipitaciones de verano, observándose ciclos anuales. De la misma manera, debido a que las temperaturas son, generalmente, más bajas a medida que aumenta la latitud, las precipitaciones en zonas de mayor latitud suelen tener valores de  $\delta$  más negativos (efecto de latitud).

También la temperatura es responsable del hecho de que las aguas subterráneas infiltradas durante épocas pasadas más frías (períodos glaciales) tengan valores de  $\delta$  más negativos que los correspondientes a las precipitaciones medias actuales para la misma zona. A veces se utiliza este hecho para identificar aguas fósiles o juveniles

### 3.4.5 EL CARBONO

Los valores de  $\delta^{13}\text{C}\%$  se calculan respecto al estándar PDB, que corresponde a un fósil marino de la formación “PeeDee” en Carolina del Sur, EE.UU. Los principales pasos de discriminación isotópica en la incorporación del carbono son: la captación y difusión intracelular del  $\text{CO}_2$  atmosférico o carbonato marino.

Se conocen tres vías fotosintéticas principales: el ciclo Calvin-Benson o C3, el ciclo Hatch- Slack, o C4, y el ciclo CAM (*Crassulacean acid metabolism*). La vía C3 opera en aproximadamente el 85% de las plantas y domina los ecosistemas terrestres. Las plantas C3 fijan el  $\text{CO}_2$  con la enzima rubisco. El desarrollo de las plantas con fotosíntesis C4, que se expandieron rápidamente a finales del Mioceno les permitió ciertas ventajas selectivas, al menos en zonas de elevada temperatura y secas, e incluso en ambientes salinos. Las C4 representan menos del 5% de las fanerógamas. Las plantas C4 tienen un paso inicial en la fijación donde el fosfenol piruvato (PEP) aporta más carbono a la rubisco para la fijación de  $\text{CO}_2$ .

Estas diferencias de composición isotópica sirven para saber si una planta tiene fotosíntesis C4 o C3. Finalmente la fotosíntesis CAM domina en los ecosistemas desérticos, con plantas tales como los cactus. Estas plantas tienen la capacidad de cambiar de una fotosíntesis C3 durante el día a otra C4 durante la noche. El fraccionamiento isotópico es intermedio entre las plantas C3 y las C4.

El carbono de la calcita de los espeleotemas tiene dos fuentes principales: el  $\text{CO}_2$  del suelo y la roca encajante (caliza, dolomita). El carbono del gas carbónico del suelo es la fuente más importante: entre 90 y 80% para la mayor parte de las concreciones provenientes de climas templados (Vogel, 1983, Genty *et al.* et al 1997b). La débil proporción de carbono proveniente de la roca encajante se debe al dominio de un sistema del tipo “abierto” o “coincidente” (contacto de tres fases: gas, agua y roca, Hendy, 1971; Drake, 1980, 1983).

La composición isotópica del carbono de los espeleotemas está entonces condicionada por aquella que produce  $\text{CO}_2$  en el suelo (y/o epikarst) sobre la cueva.

Según el tipo de ciclo fotosintético, el  $\delta^{13}\text{C}$  producido por la planta será diferente (Salomon et Mook, 1986; Schwarcz, 1986):

- Entre -24 y -30% para las plantas de tipo C3, las cuales representan el 85% de las especies actuales, y la casi totalidad de los vegetales de las regiones templadas y de latitudes altas.
- Entre -10% y -16% para las plantas de tipo C4, plantas que dominan en los clima cálidos y en los ecosistemas abiertos pero no representan más que un 5% de las especies florales.
- En los medios desérticos, las plantas de tipo CAM (cactus) tienen una composición isotópica en general intermedia entre las plantas de tipo C3 y C4.

Para las condiciones de temperatura y de disolución dadas (sistema abierto o cerrado), el  $\delta^{13}\text{C}$  de la calcita será función del tipo de vegetación que había durante las precipitaciones: un aumento de  $\delta^{13}\text{C}$  indicará un clima más cálido y más seco mientras que una disminución de  $\delta^{13}\text{C}$  será señal de un clima más próximo a las condiciones templadas actuales, es decir suaves y húmedas. Esta es la base de razonamiento para interpretar las variaciones de  $\delta^{13}\text{C}$  en los espeleotemas (Gascoyne, 1992; Schwarcz, 1986; Dorale *et al.*, 1998). Sin embargo existen algunos factores que pueden perturbar la señal:

- La precipitación de la calcita antes de la llegada del agua a la cavidad que tiende a enriquecer el agua de infiltración (Baker *et al.*, 1997; Fairchild *et al.*, 2000).
- El fraccionamiento cinético debido a una desgasificación demasiado rápida, que enriquece así el agua en  $^{13}\text{C}$  (Dulinski et Rozanski, 1990).
- La variación del tipo de disolución (relación entre sistemas abiertos y cerrados) lo cual está vinculado a las condiciones climáticas.

Por todo ello, el  $\delta^{13}\text{C}$  medido sobre los espeleotemas debe ser interpretado con precaución.

Schwarcz, 1986, hace un repaso general a los factores que pueden influir en los cambios de  $\delta^{13}\text{C}$  a lo largo del tiempo. Concluye que dado que el  $\text{CO}_2$  de la atmósfera y del suelo son los que acidifican el agua meteórica y permiten la disolución de la caliza y posterior precipitación de la calcita; la señal isotópica que conservan los espeleotemas debe ser derivada del  $\text{CO}_2$  de la atmósfera, el suelo y del grado de interacción agua-roca (asumiendo que la composición isotópica de la caliza no haya cambiado con los años).

Aceptando que los cambios de la interacción agua-roca son insignificantes a lo largo del tiempo,  $\delta^{13}\text{C}$  podría depender de la tasa de producción de  $\text{CO}_2$  en el suelo por respiración de las

raíces y por descomposición microbiana de la materia orgánica por una lado y por otro del espesor del suelo por encima de la cavidad y su tipo de vegetación, así como de los efectos cinéticos y de precipitación de calcita antes de que llegue el agua al espeleotema.

A pesar de que en general se acepta que la composición isotópica de la calcita espeleotémica depende de muchos factores y que su interpretación es compleja (Schwarcz, 1986; Lauritzen, 1995; Baker et al., 1997), también se observa que la interpretación de los registros en función del tipo de vegetación formador del suelo sobre la cueva deberían concordar con otro tipo de indicadores como polen o fauna. Para algunos autores este tipo de interpretaciones son válidas en aquellos lugares y épocas en que están presentes al menos dos tipos de vegetación ya que las variaciones inducidas por los distintos mecanismos de fotosíntesis de las plantas son tan grandes que llegan a enmascarar a cualquier otro tipo de mecanismo de fraccionamiento de  $^{13}\text{C}$  (Muñoz, 2007).

Sin embargo Muñoz, 2007, considera que hay zonas en las que no crecen plantas del tipo C4 y cuyos espeleotemas presentan grandes variaciones de  $\delta^{13}\text{C}$ , considerando para ello estudios anteriores como el de Baker *et al.* 1997, en el cual demostraba valores isotópicos para plantas del tipo C4 y sin embargo presumiblemente no existían.

A raíz de ese artículo propusieron tres mecanismos de fraccionamiento para explicar este problema, por un lado el fraccionamiento entre la estalactita y la estalagmita por evaporación o desgasificación, por otro la desgasificación de las aguas en el acuífero que provoquen la precipitación de la calcita antes de llegar a la cueva y finalmente por un corto tiempo de permanencia del agua en el suelo por lo cual no podría alcanzar el equilibrio isotópico con el  $\text{CO}_2$  presente en los poros. Con todo ello, partir de aquel momento y en todas las zonas, como por ejemplo Europa, en las que para algunos autores no hay vegetación del tipo C4 (Muñoz, 2007), se ha recurrido a algunas de estas alternativas para interpretar las grandes variaciones que aparecen en el registro de  $\delta^{13}\text{C}$ .

Finalmente en los últimos años, a todos estos factores, se han añadido otros como los ambientales, los cuales causarían unas posibles anomalías dentro de las plantas de tipo C3 tales como el estrés hídrico que causa una disminución de la actividad estomatal y en consecuencia un aumento de  $\delta^{13}\text{C}$  (Guy et al., 1980), la irradiancia, la altitud, la reutilización del  $\text{CO}_2$  (Bird y Pousai, 1997) y la salinidad (Brugnoli y Lauteri, 1991), etc.

Finalmente y resumiendo Mc Dermott (2004) considera lo siguiente, que es lo que en nuestro estudio nos interesa:

- **-14‰ a -6‰** para los carbonatos depositados en equilibrio con el CO<sub>2</sub> que respiran las plantas **C3 (-12 a +6 ‰** después de todos los fraccionamientos que sufren los isótopos de carbono desde la planta hasta la calcita, Muñoz, 2007) y **-6‰ a +2‰** para plantas del tipo **C4**.

### 3.4.6 EL OXÍGENO

La utilización de las concentraciones relativas de los distintos isótopos estables de un elemento, como indicador de la temperatura, fue sugerida por primera vez por Urey en 1947. Al mismo tiempo, se concluía que el oxígeno era el elemento más adecuado para ello. En aquel trabajo Urey definió las diferencias en las propiedades termodinámicas entre isótopos de un mismo elemento (hasta aquel momento sólo se conocían las diferencias de densidad y otras propiedades físicas básicas). Además propuso por primera vez la utilización del par calcita-agua para calcular paleotemperaturas de precipitación de la calcita.

Antes de toda interpretación, es necesario, como se ha venido apuntando, verificar si el espeleotema se ha depositado en equilibrio isotópico. Para las muestras activas, una medida de  $\delta^{18}\text{O}$  sobre el agua y sobre la calcita más reciente puede ser utilizada para calcular la temperatura de precipitación que se compara con la de la cueva (O'Neil, 1969).

Para muestras antiguas, es posible verificar el equilibrio isotópico efectuando medidas a lo largo de una misma banda de crecimiento (Hendy, 1971). Una vez que el equilibrio se verifica, la interpretación del  $\delta^{18}\text{O}_c$  (c para la calcita) es muy delicada porque es función de numerosos factores:

- La composición isotópica de una fuente de evaporación de  $\delta^{18}\text{O}_{sw}$  (*sea water*) la cual puede darse por estable sobre la escala de tiempo que se refiere a las muestras del túnel de Godarville (alrededor de 30 años), pero puede variar - 1,2 a -1,8 ‰ en una transición entre un período glacial e interglacial (Shakelton, 1977).

- La composición isotópica del agua de lluvia  $\delta^{18}\text{Op}$  depende de la composición isotópica del océano, los caminos de la depresión (distancia de la fuente de evaporación y la superficie de la cavidad, diferencia de latitud), de la altitud y de la temperatura. Es posible establecer una relación entre la temperatura atmosférica y la  $\delta^{18}\text{Op}$  utilizando las medidas hechas sobre el agua de lluvia sobre el lugar estudiado (la Agencia Internacional de Energía Atómica posee numerosas estaciones a lo largo del mundo y cuyo datos se pueden obtener en su web).
- La temperatura (t) a la cual la calcita precipita, cuando la temperatura aumenta, el  $\delta^{18}\text{Oc}$  disminuye ( $-0,24\text{‰}/^\circ\text{C}$ ; Craig, 1965 y O'Neil *et al.*, 1975)

$$t = \sqrt{\frac{2780000}{(\delta^{18}\text{Oc} - \delta^{18}\text{Ow}) + 2,89}} K^\circ \quad (3)$$

El mayor problema en la interpretación de la composición isotópica de la calcita de los espeleotemas proviene del hecho de que la composición isotópica del agua no se conoce. Por lo tanto se suele proponer dos soluciones:

1. Estimar la composición isotópica del agua a partir de otros datos.
2. Medir la composición isotópica del agua atrapada dentro de las inclusiones fluidas de la calcita.

Las medidas sobre las inclusiones fluidas están rodeadas de problemas técnicos (Schwarcz, 1986) que aún no están enteramente resueltos a pesar de algunos avances (Dennis *et al.*, 1996, 1997). Por otra parte, no se proporciona directamente el oxígeno de la inclusión fluida pero sí el deuterio ( $\delta^2\text{H}$ ) ya que el oxígeno puede haber obrado recíprocamente con el oxígeno de la calcita. Sin embargo la utilización de las inclusiones fluidas permanece limitada y la mayoría de las interpretaciones paleoclimáticas se hacen, por el momento, a partir de las variaciones relativas de la composición isotópica de la calcita por sí sola.

En lo referente a la obtención de estimaciones de paleotemperatura como se ha venido diciendo, es necesario conocer la composición isotópica de la calcita y del agua a partir de la que precipitó el agua (Muñoz, 2007). No obstante, en espeleotemas viejos, no existe la fase líquida, aunque esta dificultad se ha solventado de diferentes maneras:

- La forma más sencilla sería la de asumir que la composición isotópica del agua de goteo del pasado es igual o similar a la del agua de goteo actual en la cavidad (Dorale *et al.*,

1998). Aunque esto solo tendría validez en algunos casos en latitudes medias y bajas poco continentales (Muñoz, 2007).

- Otra solución sería la de estimar la composición isotópica del agua en el pasado en función de las precipitaciones. Algunos autores (Dansgaard, 1964) comprobaron que las concentraciones relativas de  $^{18}\text{O}$  en el hielo de Groenlandia disminuyen en períodos fríos. Este investigador consiguió una relación mediante la cual el aumento de un grado centígrado provocaría un incremento de  $\delta^{18}\text{O}$  de 69‰. Para él, esta relación era buena para todas las aguas meteóricas de latitudes medias y altas. Por otro lado, unos años después Duplessy *et al.* (1970) utilizó este valor junto con el fraccionamiento de la calcita-agua para la obtención de estimaciones de paleotemperaturas. Esto supone que ambos efectos contrarios (el fraccionamiento calcita-agua en la cueva ( $\delta^{18}\text{O} \approx -0,24$  ‰/°C, Kim y O’Neil, (1997) y el cambio de composición de las precipitaciones a nivel global  $\delta^{18}\text{O} = +0,69$  ‰/°C, Dansgaard (1964)) tienen la misma importancia y son contemporáneos.
- Talma & Vogel (1992) por su parte utilizaron un acuífero confinado cercano a la cavidad con una edad similar a la de la estalagmita que iban a analizar para estimar la composición isotópica de las precipitaciones.
- Otra opción propuesta por Lauritzen & Lundberg (1999) propusieron al “la función delta para espeleotemas (*speleothem delta function-SDF*) mediante la cual tienen en consideración el fraccionamiento termodinámico entre agua y calcita y lo que llamaron “función de goteo”, que relaciona el valor isotópico de las aguas de goteo con la composición isotópica de las precipitaciones locales. En este caso solo sería necesario calibrar la ecuación con dos puntos bien datados con unas temperaturas conocidas.
- Finalmente existe una solución, aunque poco utilizada, mediante la cual se estudian las inclusiones fluidas de la calcita, pues el agua que contiene correspondería a una alícuota del agua de precipitación (Kendall y Broughton, 1978). En los últimos años este tipo de estudios comienza a reactivarse (Muñoz, 2007).

### 3.5 LAS TÉCNICAS: MÉTODOS Y MATERIALES (ISÓTOPOS ESTABLES)

#### 3.5.1 MÉTODOS

La metodología empleada para la determinación de  $\delta^{13}\text{C}$  y  $\delta^{18}\text{O}$  en carbonatos es la utilizada en el Laboratorio de Isótopos Estables de la Universidad de Salamanca. En el caso de carbonatos, la reacción con  $\text{H}_3\text{PO}_4$  (ácido fosfórico) al 103% libera  $\text{CO}_2$  y  $\text{H}_2\text{O}$ . Para tener en cuenta el fraccionamiento isotópico de O entre  $\text{CO}_2$  y  $\text{H}_2\text{O}$  la reacción debe producirse a temperatura controlada.



Figura 39. “Línea de carbonatos” del Laboratorio de Isótopos Estables de la Unviersidad de Salamanca

Mediante la “Línea de carbonatos” se libera el Carbono y el Oxígeno en forma de gas. La determinación del fraccionamiento isotópico del carbono y el oxígeno se ha realizado en el mismo laboratorio mediante un Espectrómetro de Masas de fuente gaseosa, tipo “Dual Inlet”, modelo SIRA-II fabricado por VG-Isotech (actualmente Micromass), está adicionalmente equipado con doble tubo de vuelo y sistema “ISOCARB”



Figura 40. Espectrómetro de masas “Dual Inlet”, modelo SIRA-II (Fuente: <http://campus.usal.es/~isotopos/>).

En lo referente al hallazgo de las paleotemperaturas a partir de los datos obtenidos por el Espectrómetro, hemos aplicado la fórmula dada por Kim & O'Neil (1997) y utilizando para ello los datos del agua de goteo actual (4) para temperaturas en un rango de 0-50°C.

$$10^3 \ln \alpha_{c-a} = 18,03 (103 T - 1) - 32,42 \quad (4)$$

Por otra parte, los datos de temperatura de la cavidad han sido recogidos por el Equipo Primeros Pobladores de Extremadura mediante varias sondas:

- Dos sondas del tipo *Testostor 171-3* de la marca TESTO para el control de la temperatura y la humedad.
- Una sonda *Datalogger 4540* de la marca TESTO para el control de CO2/Humedad/Temperatura.

### 3.5.2 MATERIALES

Para este apartado los materiales han consistido en carbonatos de la Cueva de Maltravieso. El muestreo se ha realizado sobre 17 espeleotemas, desde PE3 a PE10, con un total de 65 muestras sobre carbonato y 2 sobre agua. Las muestras de agua fueron recogidas en abril de 2008 de agua de goteo del techo, la primera fue recogida de la Sala de los Huesos y la segunda de la Sala de las Columnas.

Se ha decidido que de cada espeleotema (PE4, PE9, etc.) se muestreen las líneas de crecimiento más claras y las que de alguna forma puedan aportar la mayor información. Para aportar el máximo de información con el mínimo de análisis de algunas, se han escogido, la línea primera, central y la final, siempre y cuando haya sido posible. La numeración es correlativa y de cada muestra se ha empezado desde el techo hasta la base, sin embargo, hay algunas que se muestrearon a la inversa, pero finalmente ha sido corregida.

Como se ha explicado, el criterio para la extracción de muestras ha estado condicionado en primer lugar a la calidad de la muestra. Es decir, cuándo se realizaron estos análisis (agosto de 2008) aún no se contaba con las láminas delgadas, con lo cual, el muestreo se realizó mediante un criterio visual, apoyado por una lupa binocular, en el que primaba el color (blanco o cristalino), y la ausencia de impurezas (arcilla, granos minerales, etc). Asimismo, el hecho de que el número de muestras obtenido de cada espeleotema haya sido variable, ha estado en función también de ese criterio de calidad visual de la muestra.

El otro condicionante con el que se contaba, era el económico, con lo cual, se priorizó el análisis del material del que se podría obtener los valores más seguros y fiables, a la espera de obtener más financiación para realizar más análisis, sobre las mismas muestras o sobre otras. Sin embargo, la falta de recursos y la imposibilidad de realizar más muestreos dentro de la cavidad (debido al cierre decretado por la Junta de Extremadura) han determinado la cantidad de análisis realizados.

Por otra parte, cabe decir que sobre PE1 y PE2 no contamos con análisis isotópicos, en primer lugar porque cuándo se realizaron los análisis, se pensó en la necesidad de contar con ellos, dado que son las únicas dataciones directas sobre espeleotemas con las que contamos; no obstante, no se pudo acceder ya a la cavidad y no se pudo muestrear. Sin embargo, cabe decir, que a primeros de 2010 se hallaron unas muestras “extraviadas” con espeleotemas de la Sala de

los Huesos del año 2007, y que gracias a que estaban coordinados y mediante fotografías se ubicaron como PE1 y PE2, aunque a pesar de ello, no existía presupuesto para realizar nuevos análisis, pero se ha podido realizar la petrografía.

Todo el procedimiento de extracción de muestras consistió en la perforación de las mismas mediante un micro-taladro de dentista. De este modo se obtenía un polvo que se destinaba directamente a su procesado para el análisis, pues análisis anteriores indicaron que no contenía materia orgánica que hubiera que eliminar antes del procesado.

### 3.6 PRESENTACIÓN DE DATOS (ISÓTOPOS)

Los resultados que a continuación presentamos se han organizado en 4 apartados, dos amplios que corresponden a 65 muestras (14 repetida) procedentes de los espeleotemas de la Cueva de Maltravieso, separados carbono y oxígeno (aunque para trabajar con el oxígeno los relacionaremos), después dos muestras de agua, una procedente del agua de goteo de la Sala de los Huesos y otra de la Sala de las Columnas y finalmente utilizaremos los datos obtenidos de las sondas de temperatura que el Equipo Primeros Pobladores tenía situadas en la Cueva de Maltravieso.

En cada apartado, se presentarán los datos en común, es decir se mostrarán todos los resultados de las analíticas según sus estándares y los gráficos de esas tablas.

#### 3.6.1 CARBONO

Los datos que se presentan están organizados en función de la enumeración de los espeleotemas. Como se ha comentado con anterioridad, hubo algunos muestreos sobre algunos espeleotemas que se realizaron de techo a base, mientras que el orden intencionado era al contrario. Este problema ha sido solventado en otro apartado y como veremos no será de mayor importancia en este.

Los resultados que proporcionó el espectrómetro de masas del laboratorio de Isótopos Estables de la Universidad de Salamanca mostrados en ‰ y sobre el estándar PDB son:

Tabla 3 Resultados isotópicos del Carbono

Espeleotema	Nº de Muestra	$\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}} \text{‰}$
PE10.1 N°1	MTV-I 38	-7,46
	MTV-I 39	-7,79
	MTV-I 40	-7,42
	MTV-I 41	-7,03
PE10.2 N°2	MTV-I 56	-4,99
	MTV-I 57	-5,12
	MTV-I 58	-6,18
	MTV-I 59	-6,9
	MTV-I 60	-7,65
PE10.3 N°3	MTV-I 35	-7,75
	MTV-I 36	-6,97
	MTV-I 37	-6,97
PE9 N°4	MTV-I 22	-7,33
	MTV-I 23	-7,79
	MTV-I 24	-7,48
PE8 N°5	MTV-I 13	-8,92
	MTV-I 14	-7,62
	MTV-I 15	-7,67
	MTV-I 16	-5,88
PE7.1 N°6	MTV-I 25	-4,47
	MTV-I 26	-3,50
	MTV-I 27	-6,94
	MTV-I 28	-8,36
	MTV-I 29	-8,42
PE7.2 N°7	MTV-I 32	-5,60
	MTV-I 33	-6,81
	MTV-I 34	-5,91
PE7.3 N°8	MTV-I 52	-5,43
	MTV-I 53	-7,42
	MTV-I 54	-7,86
	MTV-I 55	-7,43
PE6 N°9	MTV-I61	-6,62
	MTV-I62	-5,34
	MTV-I63	-5,41
	MTV-I64	-6,98
	MTV-I65	-7,2
PE5A1 N°10	MTV-I 1	-9,74
	MTV-I 2	-8,63
	MTV-I 3	-7,89
	MTV-I 4	-7,37
	MTV-I 4rep	-7,92
	MTV-I 5	-8,29
	MTV-I 6	-9,39
	MTV-I 7	-9,58
	MTV-I 8	-9,39
PE5A3 N°11	MTV-I 9	-7,56
	MTV-I 10	-7,11
PE5B2 N°12	MTV-I 30	-2,22
	MTV-I 31	-6,06
PE5C4 N°13	MTV-I 48	-8,71
	MTV-I 49	-7,49
	MTV-I 50	-6,59
	MTV-I 51	-7,24
	MTV-I 52	-7,24
PE5C3 N°14	MTV-I 42	-9,09
	MTV-I 43	-7,95
	MTV-I 44	-8,73
	MTV-I 45	-8,19
	MTV-I 46	-8,49
	MTV-I 47	-6,39
PE5C1 N°15	MTV-I 19	-8,51
	MTV-I 20	-7,85
	MTV-I 21	-8,26
PE3.2 N°16	MTV-I 11	-4,27
	MTV-I 12	-5,47
	MTV-I 17	-8,36
PE4 N°17	MTV-I 18	-10,18

A raíz de estos datos, se ha realizado un gráfico de dispersión, con todos ellos, marcando la línea de separación de las plantas de tipo C3 y C4 que como se ha explicado en el apartado de “Fundamentos...” correspondería a unos valores de -6‰ hasta acercarse a valores positivos.

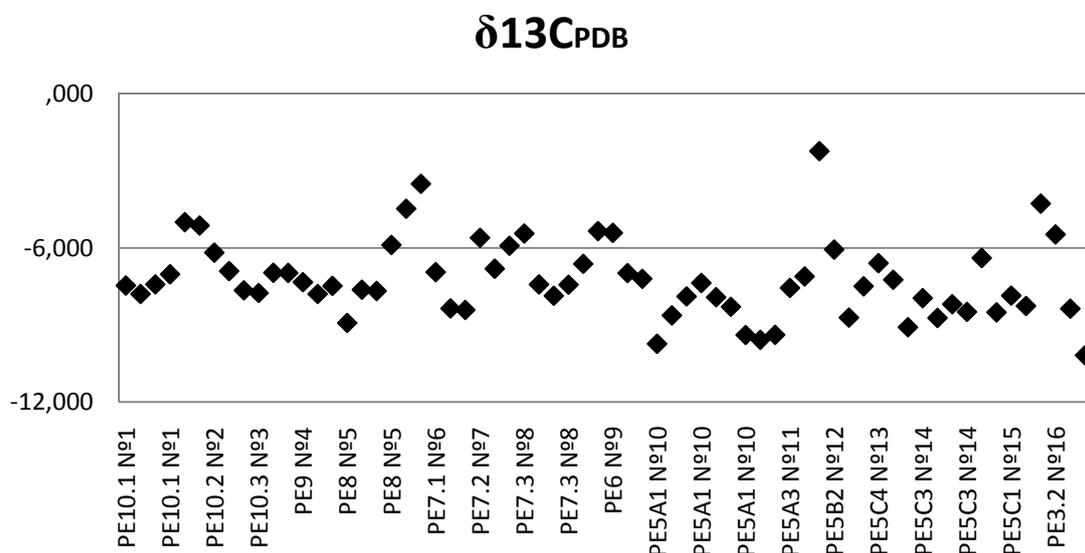


Figura 41. Gráfico de valores de  $\delta^{13}C_{PDB}$ . La línea divisoria de -6‰ marca la separación entre la plantas de tipo C3 (inferiores) y C4 (McDermott, 2004).

Por lo que se observa en el gráfico anterior (Fig. 41), existe un 21% del total de las muestras que presentan valores de plantas de tipo de C4. Por ello, y para verlo de una manera más clara hemos realizado un gráfico con esos valores, ordenados linealmente, siguiendo el muestreo realizado en la cavidad, es decir desde la Sala de la Mesita (PE10, PE9, etc.) hasta el Corredor 1 (PE3), pues no aparecen en la Sala del Gato.

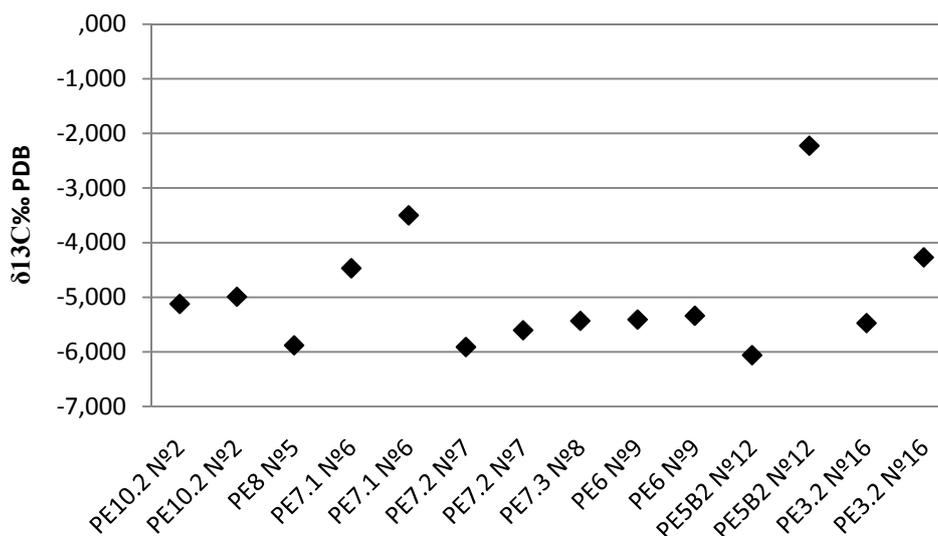


Figura 42. Gráfico con los valores de plantas C4 para los espeleotemas de la Cueva de Maltravieso.

Como observamos en el gráfico (Fig. 42), los valores de las plantas tipo C4 se distribuyen, por una gran parte de los espeleotemas.

Tabla 4. Espeleotemas con valores de plantas tipo C4

Espeleotema	Ubicación	Entrada sedimento-Agua
PE10.2 N°2	Sala de la Mesita	
PE8 N°5	Sala de la Mesita	
PE7.1 N°6	Corredor 3	
PE7.2 N°7	Corredor 3	
PE7.3 N°8	Corredor 3	Diaclasa
PE6 N°9	Corredor 3	
PE5B2 N°12	Corredor 2-Sala de las Columnas	
PE3.2 N°16	Corredor 1	Infiltración Piso Superior

Sin embargo, cada valor (un total de 14) corresponde a una línea de crecimiento, y en la mayor parte de los espeleotemas, una línea presenta valores para plantas del tipo C4 y la siguiente para C3, es decir aparecen salteadas. En este sentido consideramos que las aguas de infiltración provienen de zonas cercanas a un bosque (C3) que linda con un espacio abierto y seco (C4).

### 3.6.2 OXÍGENO

Del mismo modo que para el Carbono, los valores del Oxígeno serán presentados en el mismo orden. Los datos aparecen sobre el estándar PDB y SMOW y en porcentajes por mil.

**Tabla 5. Valores isotópicos del Oxígeno**

Espeleotema	Nº de	$\delta^{18}OPD$	$\delta^{18}OSMO$
	Muestra	B ‰	W ‰
PE10.1 N°1	MTV-I 38	-5,72	25,02
	MTV-I 39	-5,73	25,00
	MTV-I 40	-6,52	24,19
	MTV-I 41	-5,24	25,51
	MTV-I 56	-4,50	26,27
PE10.2 N°2	MTV-I 57	-4,59	26,18
	MTV-I 58	-4,57	26,2
	MTV-I 59	-5,29	25,45
PE10.3 N°3	MTV-I 60	-5,51	25,23
	MTV-I 35	-4,70	26,06
	MTV-I 36	-4,40	26,38
PE9 N°4	MTV-I 37	-4,38	26,39
	MTV-I 22	-4,49	26,28
	MTV-I 23	-5,92	24,80
PE8 N°5	MTV-I 24	-6,06	24,66
	MTV-I 14	-4,62	26,15
	MTV-I 15	-3,98	26,81
PE7.1 N°6	MTV-I 16	-4,42	26,36
	MTV-I 25	-4,79	25,98
	MTV-I 26	-4,14	26,64
PE7.2 N°7	MTV-I 27	-4,99	25,76
	MTV-I 28	-5,42	25,33
	MTV-I 29	-5,20	25,55
PE7.3 N°8	MTV-I 32	-5,93	24,79
	MTV-I 33	-5,82	24,92
	MTV-I 34	-5,68	25,06
PE6 N°9	MTV-I 52	-4,20	26,58
	MTV-I 53	-4,56	26,21
	MTV-I 54	-4,62	26,15
PE5A1 N°10	MTV-I 55	-4,35	26,43
	MTV-I 61	-5,61	25,13
	MTV-I 62	-4,99	25,77
PE5A3 N°11	MTV-I 63	-4,8	25,97
	MTV-I 64	-4,68	26,09
	MTV-I 65	-4,85	25,91
PE5B2 N°12	MTV-I 1	-4,94	25,82
	MTV-I 2	-4,56	26,21
	MTV-I 3	-4,74	26,03
PE5C4 N°13	MTV-I 4	-4,57	26,20
	MTV-I 4	-4,94	25,82
	MTV-I 5	-4,94	25,81
PE5C3 N°14	MTV-I 6	-5,44	25,30
	MTV-I 7	-5,49	25,25
	MTV-I 8	-5,90	24,83
PE5C3 N°14	MTV-I 9	-5,43	25,31
	MTV-I 10	-5,56	25,17
	MTV-I 30	-3,92	26,87
PE5C3 N°14	MTV-I 31	-4,74	26,02
	MTV-I 48	-6,30	24,42
	MTV-I 49	-4,25	26,53
PE5C3 N°14	MTV-I 50	-4,50	26,27
	MTV-I 51	-4,10	26,68
	MTV-I 42	-5,12	25,63
PE5C3 N°14	MTV-I 43	-4,76	26,00
	MTV-I 44	-5,56	25,18
	MTV-I 45	-4,89	25,87

	<b>MTV-I 46</b>	<b>-4,89</b>	<b>25,87</b>
	<b>MTV-I 47</b>	<b>-4,75</b>	<b>26,01</b>
	<b>MTV-I 19</b>	<b>-5,28</b>	<b>25,47</b>
<b>PE5C1 N°15</b>	<b>MTV-I 20</b>	<b>-5,29</b>	<b>25,46</b>
	<b>MTV-I 21</b>	<b>-4,91</b>	<b>25,84</b>
<b>PE3.2 N°16</b>	<b>MTV-I 11</b>	<b>-3,92</b>	<b>26,87</b>
	<b>MTV-I 12</b>	<b>-4,15</b>	<b>26,63</b>
<b>PE4 N°17</b>	<b>MTV-I 17</b>	<b>-4,99</b>	<b>25,77</b>
	<b>MTV-I 18</b>	<b>-4,86</b>	<b>25,90</b>

En el gráfico que a continuación se presenta se muestran todos los valores de  $\delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}}$  para los espeleotemas de la Cueva de Maltravieso analizados. Por otro lado, la división del eje de la Y con valores de  $-0,25\%$  marca la separación de temperatura a  $1^\circ\text{C}$  (Craig, 1965 y O'Neil *et al.*, 1975, marca  $-0,24\%$ , pero nosotros hemos preferido dejar el valor más redondo pues no varía el resultado).

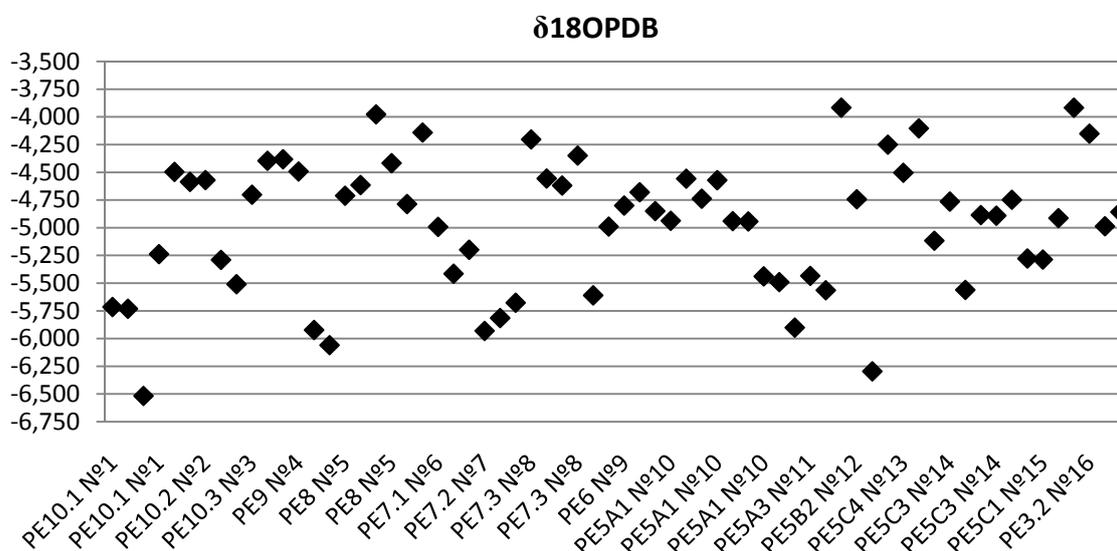


Figura 43. Gráfico de valores  $\delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}}$  sobre los espeleotemas de la Cueva de Maltravieso. Los ejes de división son valores  $-0,25\%$  y marcan  $1^\circ\text{C}$  de diferencia aproximadamente (O'Neil *et al.*, 1975).

El gráfico muestra una gran dispersión de valores, mostrando una diferencia entre el valor más bajo y más alto de  $12^\circ\text{C}$  que trataremos de explicar a nivel temporal y espacial si es posible, pues no hay una distribución homogénea entre zonas. No hay un predominio destacable de valores más fríos (valores más positivos) frente a los más cálidos (valores más cercanos a los negativos).

En el siguiente gráfico, presentamos los valores de oxígeno (eje X) y los del carbono (Y) para observar si ha existido covariación entre ambos datos, para tratar de ver si los espeleotemas precipitaron en equilibrio isotópico (Muñoz, 2007). La línea de tendencia marca un valor  $r^2 = 0,1583$  que se aleja del equilibrio isotópico, pero como veremos, en algunos espeleotemas por sí solos, presenta unos valores más cercanos al equilibrio. A este respecto, los datos serán más significativos en aquellos espeleotemas con mayor número de muestras extraídas.

Por otro lado, la comprobación de equilibrio isotópico según Muñoz, 2007, la realiza sobre las líneas de crecimiento de las estalagmitas. En nuestro caso no trabajamos sobre

estalagmitas, sino sobre coladas, por lo que no hay una línea de crecimiento, sino una superficie que puede variar en grosor e incluso desaparecer, con lo cual es posible que nunca sepamos hasta qué punto algunas líneas de crecimiento han precipitado en equilibrio isotópico, pues tampoco realizamos el test de Hendy (muestrear en una misma línea de crecimiento). No obstante, es conveniente tener en cuenta, dado los datos de la petrografía, de aquellas líneas de crecimiento que están recristalizadas. Todos estos aspectos trataremos de aclararlos en el siguiente capítulo.

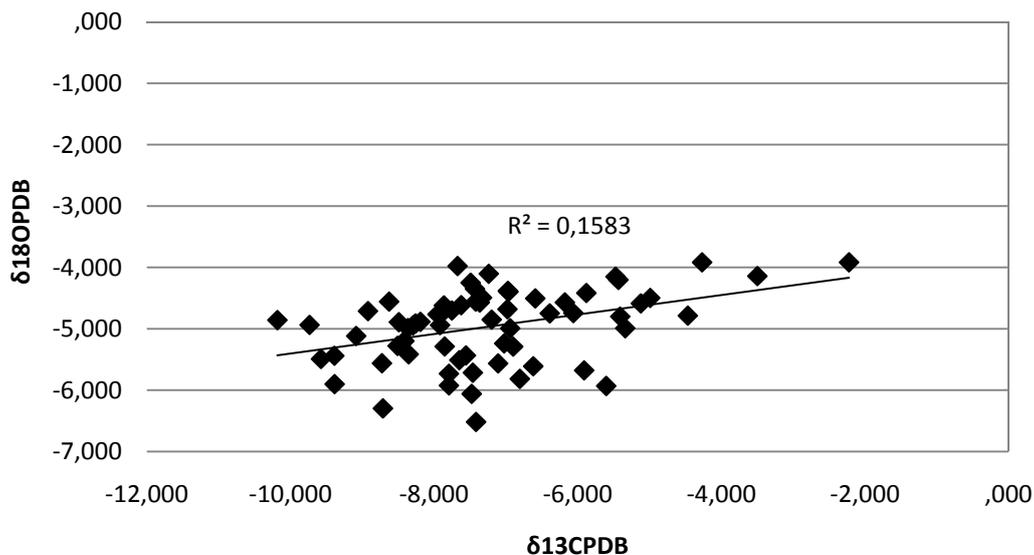


Figura 44. Todos los valores de  $\delta^{13}\text{CPDB}$  para el eje de las X y  $\delta^{18}\text{OPDB}$  para el eje de las Y, con línea de tendencia para comprobar el equilibrio.

Por otro lado hemos decidido presentar ambos valores con independencia para comprobar por separado si mostraban un comportamiento similar en las gráficas. Es decir si mantenían un comportamiento parecido entre ambos valores. Como es evidente, en este gráfico se muestran todos los espeleotemas, a pesar de ser de edades diferentes y de zonas diferentes (zonas más aireadas que otras, e incluso de interior de cueva frente a entrada). De este modo, podemos ver la evolución de unas zonas a otras. Dado que la enumeración de los espeleotemas muestran un recorrido casi lineal, desde PE10 (que corresponde con la Sala de la Mesita) hasta PE4 que se corresponde con la Sala del Gato).

Los espeleotemas correspondientes a la zona de la Diaclasa son desde PE10 a PE5 por un lado. Pues sobre PE2 y PE1, como hemos explicado, no hemos realizado análisis de isótopos estables. Los únicos valores un poco aislados del comportamiento de al Diaclasa, sería PE3

(inicio Corredor 1) y PE4 (Sala del Gato). Todos estos valores los discutiremos en común o por salas cuando sea necesario.

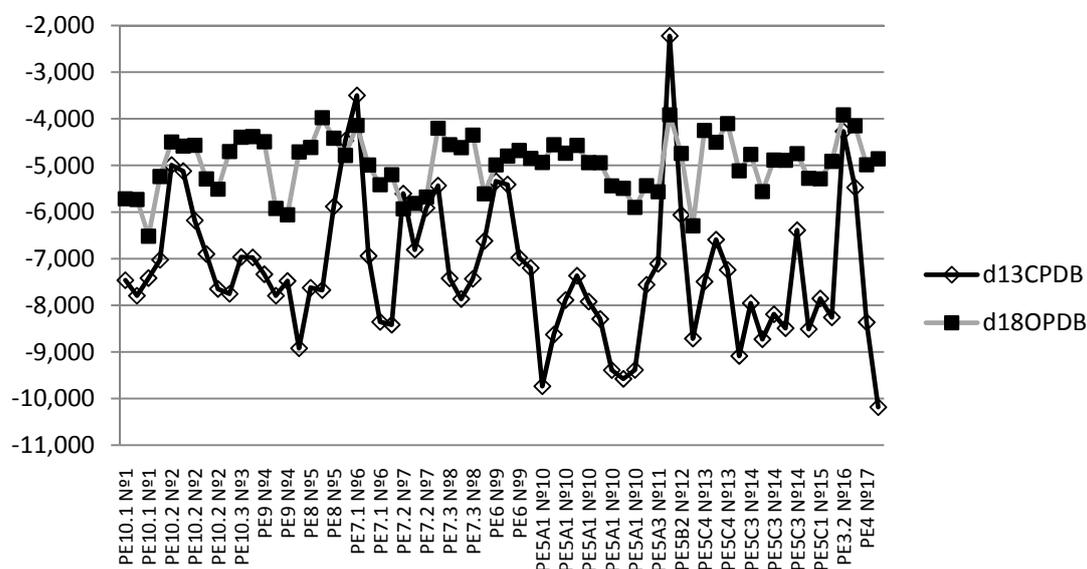


Figura 45. Gráfico de datos  $\delta^{13}\text{C}$  y  $\delta^{18}\text{O}$  independientes

Como se observa en el gráfico anterior (Fig. 45), algunos espeleotemas parecen presentar una cierta relación entre el comportamiento del carbono y del oxígeno, por lo cual nosotros consideramos que esto es síntoma de que han precipitado en equilibrio isotópico. Podemos decir que los valores más claros los presentan PE5, con sus sucesiones estratigráficas.

Como se ha comentado con anterioridad, no se puede comprobar el equilibrio isotópico en conjunto, pero también es verdad que no tenemos una línea de crecimiento, y a esto se une el hecho de que sobre algunos espeleotemas solo se han realizado 2 muestreos, y como se observa en la Tabla 6 con dos valores el valor de  $r^2$  es siempre 1.

Por otro lado, en otros espeleotemas, como PE9, con solo tres valores, y consiguiendo un valor de  $r^2 = 0,47$ , sólo nos dice que no podemos fiarnos de si existió equilibrio isotópico. Sin embargo, para espeleotemas como PE7.1 consideramos que con 5 valores y  $r^2 = 0,87$  precipitó en equilibrio isotópico (con un ligero comportamiento similar en el gráfico anterior). Pero por otro lado, datos como los proporcionados por los 5 valores de PE6, con  $r^2 = 0,00006$ , es evidente que no precipitó en equilibrio siguiendo estas pautas. Pues como se ve en el gráfico anterior, existe una caída de carbono que no la sigue el oxígeno. Esta disparidad, podría ser debida a una rápida evaporación de  $\text{CO}_2$ .

Por ello en la tabla que se presenta a continuación, relacionamos los espeleotemas, con el número de muestras obtenidas de cada uno y el valor  $r^2$ .

**Tabla 6. Espeleotemas, muestras y valor de la línea de tendencia. En blanco los considerados que no han precipitado en equilibrio isotópico según el valor de la línea de tendencia.**

ESPELEOTEMA	Nº de muestras	R <sup>2</sup>
PE10.1 N°1	4	0,1445
PE10.2 N°2	5	0,8492
PE10.3 N°3	3	0,9976
PE9 N°4	3	0,4702
PE8 N°5	4	0,089
PE7.1 N°6	5	0,8627
PE7.2 N°7	3	0,0391
PE7.3 N°8	4	0,738
PE6 N°9	5	0,0006
PE5A1 N°10	9	0,4725
PE5A3 N°11	2	1
PE5B2 N°12	2	1
PE5C4 N°13	4	0,7
PE5C3 N°14	6	0,3683
PE5C1 N°15	3	0,0244
PE4 N°17	2	1
PE3.2 N°16	2	1

Mostrado los valores de este modo, y dado que no podemos realizar el “Test de Hendy”, pues como se ha comentado estamos hablando de coladas, el método utilizado por Muñoz, 2007, no nos es de gran ayuda y pues consideramos que ha habido muy pocos muestreos por colada, y solo podemos considerar aquellos que con al menos 5-6 muestras para considerar un posible equilibrio isotópico.

Por otro lado, como hemos comentado, valores como los de PE6 e incluso PE5C1 (los marcados en blanco) se alejan mucho de un equilibrio isotópico según el método de covariación de Muñoz, 2007. Por ello, hemos decidido completar los datos realizando también gráficos por separado con el comportamiento lineal del carbono frente al oxígeno (Fig. 45).

### 3.6.3 AGUA

Respecto a estos análisis, han sido realizados en su totalidad por el Laboratorio de Isótopos Estables de Salamanca. Los resultados son los siguientes:

**Tabla 7. Valores isotópicos del agua de goteo actual.**

Muestra	Localización	$\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$
MTV 1 Agua	Sala de los Huesos	-3,51
MTV 2 Agua	Sala de las Columnas	-4,89

La diferencia entre ambas es evidente, y debido a que fueron recogidas al mismo tiempo, tendremos que achacar un diferente origen a ambas aguas meteóricas o por tiempo de permanencia de las aguas en la zona del epikarst. Sin embargo, como se presenta más adelante, a medida que nos adentramos en la cavidad, la temperatura se va elevando, con lo cual, puede mantener cierta relación entre valores por esa permanencia de las aguas.

### 3.6.4 TEMPERATURAS DE LOS ESPELEOTEMAS A PARTIR DE LOS VALORES DEL AGUA DE GOTEO ACTUAL

En la tabla que se presenta a continuación hemos aplicado la fórmula para hallar la temperatura utilizada por Kim & O'Neil (1997) para estimaciones de paleotemperaturas entre 0-50°C (4).

$$10^3 \ln \alpha_{c-a} = 18,03 (103 T - 1) - 32,42 \quad (4)$$

Como se observa en la Tabla 8 y en el gráfico correspondiente (Fig. 46), en función de la utilización de los valores del agua de la Sala de las Columnas o la Sala de los Huesos, la temperatura resultante es muy diferente.

Tabla 8. Temperaturas de los espeleotemas de la Cueva de Maltravieso a partir de los valores de las dos aguas.

Espeleotema	Nº de Muestra	$\delta^{18}\text{OPDB} \text{‰}$	T°C Agua SC	T°C Agua SH
<b>PE10.1 N°1</b>	MTV-I 38	-5,72	16,37	22,94
	MTV-I 39	-5,73	16,42	22,99
	MTV-I 40	-6,52	20,26	27
	MTV-I 41	-5,24	14,09	20,55
<b>PE10.2 N°2</b>	MTV-I 56	-4,5	10,64	16,94
	MTV-I 57	-4,59	11,06	17,38
	MTV-I 58	-4,57	10,97	17,28
	MTV-I 59	-5,29	14,33	20,8
	MTV-I 60	-5,51	15,37	21,89
<b>PE10.3 N°3</b>	MTV-I 35	-4,7	11,57	17,91
	MTV-I 36	-4,4	10,78	16,46
	MTV-I 37	-4,38	10,09	16,37
<b>PE9 N°4</b>	MTV-I 22	-4,49	10,6	16,9
	MTV-I 23	-5,92	17,34	23,94
	MTV-I 24	-6,06	18,01	24,65
<b>PE8 N°5</b>	MTV-I 13	-4,71	11,6	17,96
	MTV-I 14	-4,62	11,2	17,52
	MTV-I 15	-3,98	8,27	14,46
	MTV-I 16	-4,42	10,27	16,56
<b>PE7.1 N°6</b>	MTV-I 25	-4,79	11,98	18,35
	MTV-I 26	-4,14	8,99	15,22
	MTV-I 27	-4,99	12,92	19,32
	MTV-I 28	-5,42	14,94	21,44
	MTV-I 29	-5,2	13,9	20,35
<b>PE7.2 N°7</b>	MTV-I 32	-5,93	17,38	23,99
	MTV-I 33	-5,82	16,85	23,44
	MTV-I 34	-5,68	16,18	22,74
<b>PE7.3 N°8</b>	MTV-I 52	-4,2	9,27	15,51
	MTV-I 53	-4,56	10,92	17,23
	MTV-I 54	-4,62	11,2	17,52
	MTV-I 55	-4,35	9,95	16,22
<b>PE6 N°9</b>	MTV-I61	-5,61	15,61	22,39
	MTV-I62	-4,99	12,92	19,32
	MTV-I63	-4,8	12,03	18,4
	MTV-I64	-4,68	11,47	17,81
	MTV-I65	-4,85	12,26	18,64
<b>PE5A1 N°10</b>	MTV-I 1	-4,94	12,68	19,08
	MTV-I 2	-4,56	10,92	17,23

	MTV-I 3	-4,74	<b>11,75</b>	<b>18,1</b>
	MTV-I 4	-4,57	<b>10,97</b>	<b>17,28</b>
	MTV-I 4	-4,94	<b>12,68</b>	<b>19,08</b>
	MTV-I 5	-4,94	<b>12,68</b>	<b>19,08</b>
	MTV-I 6	-5,44	<b>15,04</b>	<b>21,54</b>
	MTV-I 7	-5,49	<b>15,28</b>	<b>21,79</b>
	MTV-I 8	-5,9	<b>17,24</b>	<b>23,84</b>
<b>PE5A3 N°11</b>	MTV-I 9	-5,43	<b>14,99</b>	<b>21,49</b>
	MTV-I 10	-5,56	<b>15,61</b>	<b>22,14</b>
<b>PE5B2 N°12</b>	MTV-I 30	-3,92	<b>8</b>	<b>14,18</b>
	MTV-I 31	-4,74	<b>11,75</b>	<b>18,1</b>
<b>PE5C4 N°13</b>	MTV-I 48	-6,3	<b>19,01</b>	<b>25,87</b>
	MTV-I 49	-4,25	<b>9,5</b>	<b>15,75</b>
	MTV-I 50	-4,5	<b>10,64</b>	<b>16,94</b>
	MTV-I 51	-4,1	<b>8,8</b>	<b>15,03</b>
<b>PE5C3 N°14</b>	MTV-I 42	-5,12	<b>13,53</b>	<b>19,96</b>
	MTV-I 43	-4,76	<b>11,85</b>	<b>18,2</b>
	MTV-I 44	-5,56	<b>15,61</b>	<b>22,14</b>
	MTV-I 45	-4,89	<b>12,45</b>	<b>18,83</b>
	MTV-I 46	-4,89	<b>12,45</b>	<b>18,83</b>
	MTV-I 47	-4,75	<b>11,8</b>	<b>18,15</b>
<b>PE5C1 N°15</b>	MTV-I 19	-5,28	<b>14,28</b>	<b>20,75</b>
	MTV-I 20	-5,29	<b>14,33</b>	<b>20,8</b>
	MTV-I 21	-4,91	<b>12,54</b>	<b>18,93</b>
<b>PE3.2 N°16</b>	MTV-I 11	-3,92	<b>8</b>	<b>14,18</b>
	MTV-I 12	-4,15	<b>9,04</b>	<b>15,27</b>
<b>PE4 N°17</b>	MTV-I 17	-4,99	<b>12,92</b>	<b>19,32</b>
	MTV-I 18	-4,86	<b>12,31</b>	<b>18,69</b>



Como se puede ver en la Tabla 9 que se presenta, de cada sala se han tomado miles de lecturas, unas cada minuto y otras cada hora. No obstante, y aunque hay medidas tomadas en las mismas salas, otras son de la misma sala pero en diferentes años. Consideramos que hacer un gráfico con las temperaturas tomadas en cada sala, y por años, no es muy útil para el objetivo que perseguimos. Pues como se ha comentado con anterioridad, el objetivo es tratar de ver la dinámica de temperaturas entre salas. Esta dinámica está condicionada hoy por la ubicación de cada una de ellas respecto a la entrada actual a la cavidad y las consiguientes corrientes de aire.

Las abreviaturas se corresponden con las diferentes salas: Sala de la Entrada (SE), Sala de los Huesos (SH), Sala de las Pinturas (SP) y por último, Sala de las Chimeneas (SCH).

Tabla 9. Datos de las sondas de temperatura de la cueva de Maltravieso.

Sala-Año	T°C Media	Lecturas	Total lecturas	Hora inicio/fin	Toma de lecturas
<b>MTV08 SE</b>	<b>13,7</b>	20/03/2008	Inicio	10:07:33	cada minuto
		23/03/2008	Total 4297	9:43:33	
<b>MTV08 SE</b>	<b>13,6</b>	23/03/2008	Inicio	9:50:00	cada minuto
		26/03/2008	Total 4285	9:14:00	
<b>MTV08 SE</b>	<b>13,9</b>	26/03/2008	Inicio	9:16:49	cada minuto
		29/03/2008	Total 4334	9:29:49	
<b>MTV07 SH</b>	<b>15,2</b>	02/04/2007	Inicio	0:00:00	cada minuto
		02/04/2007	Total 1275	21:14:00	
<b>MTV07 SH</b>	<b>14,8</b>	02/04/2007	Inicio	21:30:00	cada minuto
		03/04/2007	Total 1466	21:55:00	
<b>MTV07 SH</b>	<b>15</b>	03/04/2007	Inicio	22:35:00	cada minuto
		04/04/2007	Total 1338	20:52:00	
<b>MTV07 SH</b>	<b>14,9</b>	04/04/2007	Inicio	21:10:00	cada minuto
		05/04/2007	Total 1402	20:31:00	
<b>MTV07 SH</b>	<b>15</b>	05/04/2007	Inicio	20:50:00	cada minuto
		06/04/2007	Total 1423	20:32:00	
<b>MTV07 SH</b>	<b>15</b>	06/04/2007	Inicio	21:00:00	cada minuto
		07/04/2007	Total 1423	20:42:00	
<b>MTV07 SH</b>	<b>14,4</b>	07/04/2007	Inicio	21:05:00	cada minuto

		09/04/2007	Total 2188	9:32:00	
<b>MTV07 SH</b>	<b>14,5</b>	09/04/2007	Inicio	9:50:00	cada minuto
		10/04/2007	Total 2103	20:52:00	
<b>MTV07 SH</b>	<b>15,1</b>	10/04/2007	Inicio	21:10:00	cada minuto
		11/04/2007	Total 1423	20:52:00	
<b>MTV07 SH</b>	<b>15,2</b>	11/04/2007	Inicio	21:03:00	cada minuto
		12/04/2007	Total 1402	20:24:00	
<b>MTV07 SP</b>	<b>15,2</b>	12/04/2007	Inicio	21:01:00	cada hora
		22/05/2007	Total 949	9:01:00	
<b>MTV07 SP</b>	<b>17,7</b>	22/05/2007	Inicio	10:00:00	cada hora
		14/09/2007	Total 2762	11:00:00	
<b>MTV07 SP</b>	<b>18,7</b>	14/09/2007	Inicio	12:00:00	cada hora
		18/12/2007	Total 2281	12:00:00	
<b>MTV06 SCH</b>	<b>18,5</b>	17/09/2006	Inicio	19:00:00	cada hora
		29/09/2006	Total 288	18:00:00	
<b>MTV06 SCH</b>	<b>18,9</b>	29/09/2006	Inicio	19:00:00	cada hora
		18/11/2006	Total 1193	11:00:00	
<b>MTV06 SCH</b>	<b>19,2</b>	18/11/2006	Inicio	11:00:00	cada hora
		29/12/2006	Total 984	10:00:00	
<b>MTV06 SCH</b>	<b>18,5</b>	17/09/2006	Inicio	19:00:00	cada hora
		29/09/2006	Total 288	18:00:00	

<b>MTV06 SCH</b>	<b>18,9</b>	29/09/2006	Inicio	19:00:00	cada hora
		18/11/2006	Total 1193	11:00:00	
<b>MTV06 SCH</b>	<b>19,2</b>	18/11/2006	Inicio	11:00:00	cada hora
		29/12/2006	Total 984	10:00:00	
<b>MTV07 SCH</b>	<b>18,9</b>	29/12/2006	Inicio	11:00:00	cada hora
		01/04/2007	Total 2242	20:00:00	

Por otro lado, como se observa en la tabla (9), las temperaturas corresponden a valores obtenidos en diferentes épocas del año. A pesar de ello, sólo existen pequeñas variaciones de menos de 1°C, indicando la estabilidad térmica de la cavidad. Sin embargo, lo más importante proviene de la separación térmica que se produce en la Sala de la Entrada-Corredor 1, con la Sala de los Huesos-Corredor 2, de la Sala de las Columnas hasta la Sala de las Pinturas y desde esta a la Sala de las Chimeneas. Como vemos en el siguiente gráfico (Fig. 47), es una subida casi progresiva de la temperatura.

Como se ha dicho, achacamos este desnivel de temperaturas a la proximidad a la entrada actual, que como nos indica la Agencia Nacional de Meteorología ([www.aemet.es](http://www.aemet.es)) coincide con la media de los últimos años durante los últimos meses.

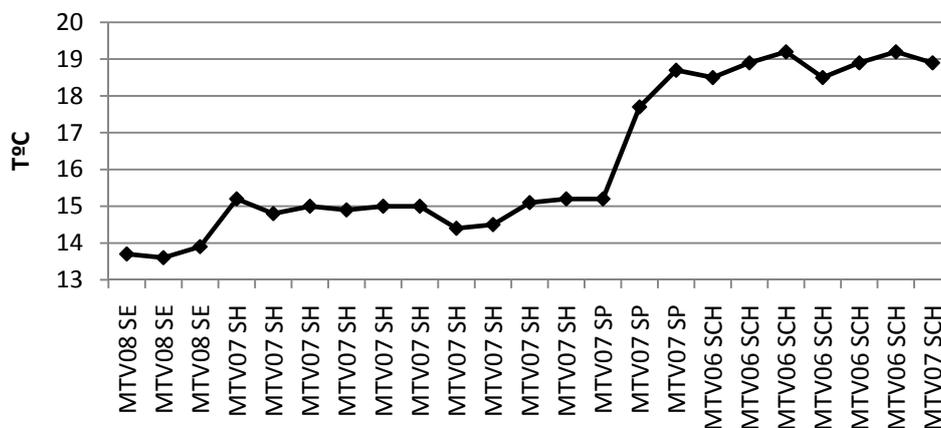


Figura 47. Gráfico de temperaturas (°C) a partir de los datos extraídos de las sondas

## 3.7 DISCUSIÓN (ISÓTOPOS)

### 3.7.1 LA PRESENCIA DE PLANTAS C3 Y C4

Los análisis que hemos realizado presentan 14 valores de  $\delta^{13}\text{C}$  de plantas tipo C4 y el resto del tipo C3. Los estudios sobre la fauna en la Sala de los Huesos de la Cueva de Maltravieso (Rodríguez, 2008) evidencian un clima algo más frío que el actual e incluso más árido, donde convivirían zonas de bosque de tipo mediterráneo con zonas de estepa y herbazales de gramíneas. Con estos datos y los proporcionados por el carbono, relacionaremos los datos de las plantas tipo C3 con ese bosque de tipo mediterráneo, cuyos árboles debieron crecer encima de la cavidad, o cerca de ella, y cuyas raíces favorecerían el diaclasado y fracturación de la caliza.

Por otro lado las plantas de tipo C4, aunque en ese estudio faunístico las zonas abiertas y de estepa corresponderían con las zonas graníticas cercanas, en nuestro caso, el hecho de hallarse a unos cuantos kilómetros de la cavidad, lo consideramos demasiado lejos y consideramos la posibilidad de que las plantas C4 se desarrollaran cerca de la abertura principal, la Diaclasa. Por otra parte, como destacaremos más adelante, se ha hallado mediante SEM, en uno de los espeleotemas, los restos de una planta del tipo C4.

Es difícil saber qué especies de plantas C4 se desarrollaron en esa época, sin embargo, por el tipo de fotosíntesis que tienen, se desarrollan en espacios secos y templados. Actualmente en Portugal y España crecen 7 y 20, respectivamente, especies de plantas tipo C4 (Pyankov, *et al*, 2010), algunas de las cuales autóctonas, por lo que nosotros tenemos en consideración estos valores y los consideramos complementarios a los de la fauna (para los espeleotemas relacionados con la Diaclasa, del resto, como PE3.2, no podemos asegurarlo).

Por otra parte, como se ha expuesto en el apartado de “Presentación de datos”, es necesario tener en cuenta que cada dato corresponde con una línea de crecimiento. La mayor parte de ellos, forma parte de otros espeleotemas, es decir, que se intercala con valores C3 de otras líneas de crecimiento. Sólo encontramos dos espeleotemas en los que todas las muestras extraídas presentan valores C4: **PE5B2** y **PE3.2**.

Asimismo hay que tener en cuenta el espeleotemas **PE6** porque de las 5 muestras sacadas, 2 están por debajo de -6, y las otras tres rondan ese valor (-6,62; -6,98; y 7,2), además este espeleotema lo hemos identificado como travertino. No obstante en su gráfico de dispersión con línea de tendencia no muestra equilibrio isotópico. A **PE10.2** también le sucede algo parecido, tiene dos valores de C3 y el resto cercanos a -6 (-6,18; -6,9 y -7,65), sin embargo no podemos encontrar una relación a nivel petrográfico con las anteriores, pues en casi su totalidad es calcita mosaico y en este caso si muestra equilibrio isotópico.

Interesante también resulta, si miramos con atención el gráfico con los valores de C4 (Fig. 42) que muestra unos datos muy similares para los espeleotemas **PE7.1, 7.2** y como hemos dicho **PE6**, que como sabemos son las más cercanas a la Diaclasa.

### 3.7.2 LA TEMPERATURA Y LA IMPORTANCIA DEL AGUA

En lo relativo al oxígeno no podemos saber con seguridad a qué temperatura precipitó la calcita, dado que no contamos con los valores del agua con la que precipitó esa calcita, es decir nos faltan datos para conocer con exactitud la temperatura. Por otro lado, una parte de los espeleotemas tienen calcita mosaico como resultado de una recristalización. Además como se observa en el gráfico del oxígeno, la gran mayoría de los espeleotemas muestra diferencias significativas entre sus propias láminas de crecimiento muestreadas. No obstante, como ya se ha presentado hemos hallado la temperatura, pero sobre la gran diferencia de valores que presenta trataremos en otro apartado

Sólo podemos aislar a **PE4** y **PE3.2** de esa variación. Sobre ambos espeleotemas se han realizado solo 2 muestreos, dada sus dimensiones, proporcionando unos resultados que muestran poca variación de temperatura entre las líneas de crecimiento, alrededor de 1°C. No obstante con todo ello podremos llegar a conclusiones muy interesantes a nivel geológico y arqueológico, debido a su ubicación (Fig. 48 y 49). Además **PE3.2**, como hemos apuntado con anterioridad, muestra valores de plantas tipo C4 (Fig. 48).

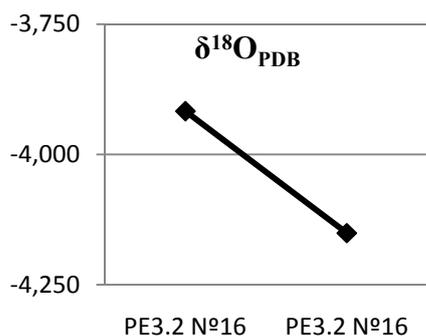


Figura 48. Gráfico con los valores isotópicos de oxígeno de PE3.2

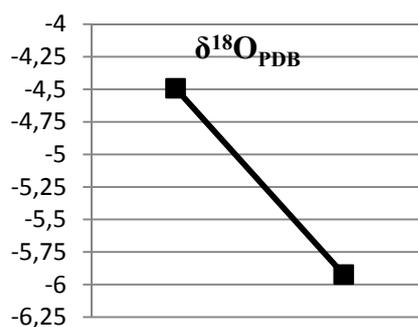


Figura 49. Gráfico con los valores isotópicos de oxígeno de PE4

Ambos datos nos debería indicar una estabilidad en la temperatura, relacionada con un momento en el que la cavidad estuvo cerrada, o cuya ubicación debería estar lejos de cualquier entrada del exterior. Ambos espeleotemas sólo cuentan con dos muestreos cada uno, debido a su poco espesor, por lo que sería necesario tomar con precaución los resultados.

Por otra parte hay que considerar la edad que hemos obtenido de los análisis mediante OSL de la Sala del Gato. La datación con un resultado de  $67445 \pm 6122$  B.P. ha sido realizada sobre el sedimento que se sitúa justo por debajo de PE4 (ver estratigrafía del muestreo, Fig. 24), lo cual nos sitúa a este espeleotema justo en el límite del MIS 4 del MIS 3, apuntando un periodo de transición frío. No obstante, hemos de tener en cuenta los 3-5 ka necesarios según Winograd (2002) para que comience el crecimiento de espeleotemas bien formados después de una cubierta de hielo, lo cual lo sitúa, considerando el rango de error de la datación, en el MIS3 más exactamente, considerando unas temperaturas más Interestadales.

No obstante, dado que el resto de espeleotemas (salvo PE3.2) los relacionamos mediante topografía y dataciones con la Diaclasa, quedando englobados en el Interglaciario MIS 5, sin embargo, PE4 muestra registros menos negativos (más fríos) que algunos espeleotemas asociados al MIS 5 como PE10.2 ó PE7.1 (los cuales muestran un equilibrio isotópico fiable, aunque PE10.2 sea calcita mosaico, lo cual hay que tomar con precaución).

Todo ello nos podría indicar diferencias en las procedencias de las aguas, es decir, que a la hora de aplicar una ecuación para hallar la temperatura a la que precipitó la calcita, es muy necesario contar con los datos del agua a partir de la cual precipitó la calcita. A ello se unen los datos del carbono que indica una vegetación C4, de clima templado. Todos parecen indicar que PE4 perteneció al MIS3, considerándose un período Interglaciario, aunque más frío que el actual. Si aceptamos comparar los datos con la Diaclasa, sería más frío que MIS5. Pero a su vez, como

discutiremos a continuación si la Sala del Gato representa un interior de cueva, y los espeleotemas de la Diaclasa cercanos a la entrada, es posible que no podamos hacer esa afirmación, pues no sabemos hasta que punto la temperatura exterior influenció a la precipitación de la calcita.

Por otro lado, las diferencias temporales de unos espeleotemas a otros, así como el desconocimiento del valor isotópico del agua a partir de la que precipitó la calcita, hacen que nos tomemos las temperaturas halladas con precaución.

Con todo ello, venimos a considerar que a la hora de valorar los datos, hemos de tener en cuenta la cronología, la petrografía y la ubicación de los espeleotemas, unos respecto a otros y respecto a la entrada. Además, al ser espeleotemas, sería de gran valor poder relacionar espeleotemas separados por sedimento o fracturación actual (del camino artificial a lo largo de la cavidad). Esta relación provendría del hecho de que su formación se debe a una lámina de agua más o menos constante. Sin embargo, la disparidad de valores y de cambios de una banda de crecimiento a otra (como veremos a continuación) lo dificultan.

Algunos espeleotemas como PE7.1 (Fig. 52) muestran variaciones de una banda de crecimiento a otra de más de 3°C, además la línea de tendencia, con 5 valores, es de  $r^2 = 0,86$ , lo que consideraríamos que precipitó en equilibrio. Este tipo de variación térmica creemos que está condicionada por la temperatura exterior de la cavidad, seguramente debida a variaciones estacionales, más que anuales.

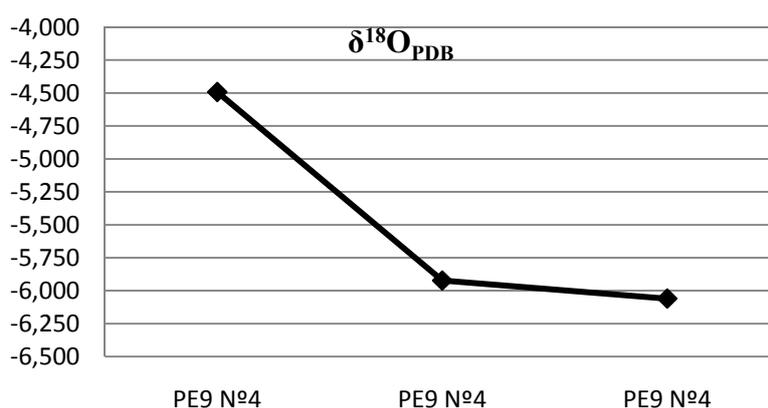


Figura 50. Gráfico con los valores isotópicos de oxígeno de PE9

También en el caso de PE9 (Fig. 50), sucede algo aún más acusado, porque de una lámina de crecimiento a otra existen diferencias de hasta casi 6°C. No obstante, parece que no precipitó en equilibrio isotópico.

Si observamos la gráfica de temperatura de las sondas actuales (Fig. 47), vemos que en diferentes años (2006, 2007 y 2008) y meses (de abril a diciembre), la temperatura no varía más de 1°C en cada zona. Esta zonación es porque actualmente la cavidad se divide en 3 zonas térmicas, por un lado la entrada (Sala de la Entrada y parte de Corredor 1), otra desde la Sala de los Huesos a la Sala de las Pinturas, y finalmente de la Sala de las Pinturas a la Sala de las Chimeneas. Esta última presenta una fuerte subida de las temperaturas de hasta casi 5°C. Esta organización pensamos que guarda relación con la entrada actual de la cavidad, pues las temperaturas van creciendo a medida que nos adentramos en la cueva y pierden relación con el exterior, manteniendo una temperatura media constante cálida, incluso en meses frescos.

Este comportamiento térmico es normal en las cuevas, como lo demuestra la monitorización de otras cavidades, como la cueva de Canelobre en Alicante (Andreu *et al.*, 2007). Esta cavidad muestra valores en el interior de la cueva, superiores a los exteriores, al igual que la Cueva de Maltravieso (como los 19,2°C de la Sala de las Chimeneas del período noviembre-diciembre). De igual manera, existe otro estudio realizado en la cueva de Valporquero, en el cual comprueban mediante sensores que la temperatura de las diferentes salas del interior de la cavidad varía fundamentalmente dependiendo de su situación respecto a la entrada de la cavidad ya que para ellos la temperatura está muy influenciada por las condiciones ambientales exteriores y por la ventilación en la cavidad (Arrese *et al.*, 2007). Por lo cual, en Maltravieso el hecho de existir una gran variedad en los datos de los espeleotemas está relacionado con la temperatura exterior, y no con una variable constante de interior de cueva.

Como hemos dicho, en el caso de los espeleotemas muestreados, vemos que no existe una misma relación, y eso es debido a que la entrada de la cueva se hallaba en otro lugar. Este lugar entendemos que coincide al menos con el Corredor 3, como evidencian el travertino hallado (PE6). Decimos al menos, porque consideramos la posibilidad de que como se observa en el plano presentado, existe una Diaclasa hercínica con dirección NW-SE que afecta a la mayor parte de la cavidad. Para entender esto con más precisión se ha realizado un gráfico ascendente de los valores, por si pudiéramos ver una relación entre zonas de la cueva (Fig. 51).

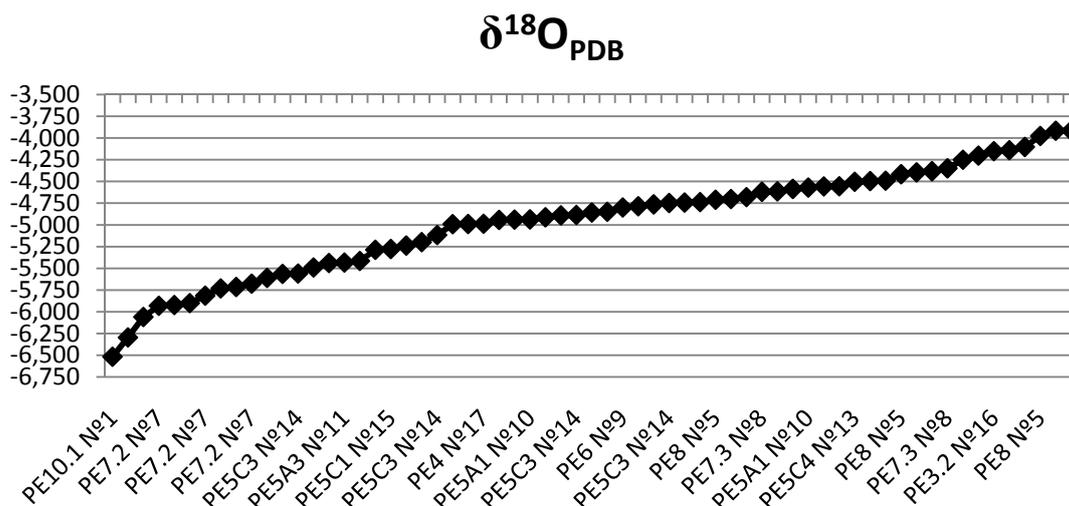


Figura 51. Evolución de las temperaturas de más altas a más bajas.

Como vemos, los espeleotemas muestran una gran variedad de temperaturas. Es evidente que no sabemos dónde está el punto exacto de división de la temperatura, pero lo más práctico a la hora de trabajar es escoger un punto de referencia, en este caso el más cercano a lo que teóricamente debería corresponder con la temperatura más baja (valores más cercanos al positivo).

Tabla 10. Agrupación de espeleotemas por valores  $\delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}}\text{‰}$  separados por 1°C

ESPELEOTEMA	$\delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}}\text{‰}$	Separación por 1°C
PE10.1 N°1	-6,52	6,75/6,5
PE5C4 N°13	-6,30	6,5/6,25
PE9 N°4	-6,06	6,25/6
PE7.2 N°7	-5,93	6/5,75
PE9 N°4	-5,92	
PE5A1 N°10	-5,90	
PE7.2 N°7	-5,82	
PE10.1 N°1	-5,73	5,75/5,5
PE10.1 N°1	-5,72	
PE7.2 N°7	-5,68	
PE6 N°9	-5,61	
PE5A3 N°11	-5,56	
PE5C3 N°14	-5,56	
PE10.2 N°2	-5,51	
PE5A1 N°10	-5,49	5,5/5,25
PE5A1 N°10	-5,44	
PE5A3 N°11	-5,43	
PE7.1 N°6	-5,42	
PE10.2 N°2	-5,29	
PE5C1 N°15	-5,29	
PE5C1 N°15	-5,28	
PE10.1 N°1	-5,24	5,25/5
PE7.1 N°6	-5,20	
PE5C3 N°14	-5,12	
PE7.1 N°6	-4,99	5/4,75
PE6 N°9	-4,99	
PE4 N°17	-4,99	
PE5A1 N°10	-4,94	
PE5A1 N°10	-4,94	
PE5A1 N°10	-4,94	

PE5C1 N°15	-4,91	
PE5C3 N°14	-4,89	
PE5C3 N°14	-4,89	
PE4 N°17	-4,86	
PE6 N°9	-4,85	
PE6 N°9	-4,8	
PE7.1 N°6	-4,79	
PE5C3 N°14	-4,76	
PE5C3 N°14	-4,75	
PE5B2 N°12	-4,74	4,75/4,5
PE5A1 N°10	-4,74	
PE8 N°5	-4,71	
PE10.3 N°3	-4,70	
PE6 N°9	-4,68	
PE7.3 N°8	-4,62	
PE8 N°5	-4,62	
PE10.2 N°2	-4,59	
PE5A1 N°10	-4,57	

PE10.2 N°2	-4,57	
PE5A1 N°10	-4,56	
PE7.3 N°8	-4,56	
PE5C4 N°13	-4,50	
PE10.2 N°2	-4,50	
PE9 N°4	-4,49	4,5/4,25
PE8 N°5	-4,42	
PE10.3 N°3	-4,40	
PE10.3 N°3	-4,38	
PE7.3 N°8	-4,35	
PE5C4 N°13	-4,25	
PE7.3 N°8	-4,20	4,25/4
PE3.2 N°16	-4,15	
PE7.1 N°6	-4,14	
PE5C4 N°13	-4,10	
PE8 N°5	-3,98	4/3,75
PE3.2 N°16	-3,92	
PE5B2 N°12	-3,92	

Como se observa en la Tabla 10 existe una diferencia de alrededor de 12°C a lo largo de la cavidad. Los datos más dispares los presentan los espeleotemas cercanos a la Diaclasa. Esta variabilidad creemos que es consecuencia de que la Diaclasa estuviese abierta, con la cual, la temperatura media de esta zona de la cueva no permanece estable, sino que está sometida a los cambios del exterior. Hemos de considerar aquí también el hecho de que es posible que no todas las líneas de crecimiento precipitaran en equilibrio isotópico como hemos intentado ver con las líneas de tendencia y con el gráfico comparativo (como PE6), pero aún así, la dinámica no cambia. Además conocemos la edad aproximada de PE4 y PE7.3 y sabemos que debieron formarse en MIS diferentes, y sin embargo algunas de sus bandas de crecimiento presentan valores similares. Todo ello, nos indica la necesidad de conocer el valor isotópico del agua a partir de la cual precipitó la calcita.

Si realizamos agrupaciones de valores mediante familias de espeleotemas, podemos obtener datos importantes, como es el caso de PE7, relacionándolas con la Diaclasa. Para ello, se ha creado un gráfico con los valores de las líneas de crecimiento de más reciente (sería la topográficamente más alta) a menos reciente (la inferior de PE7.3).

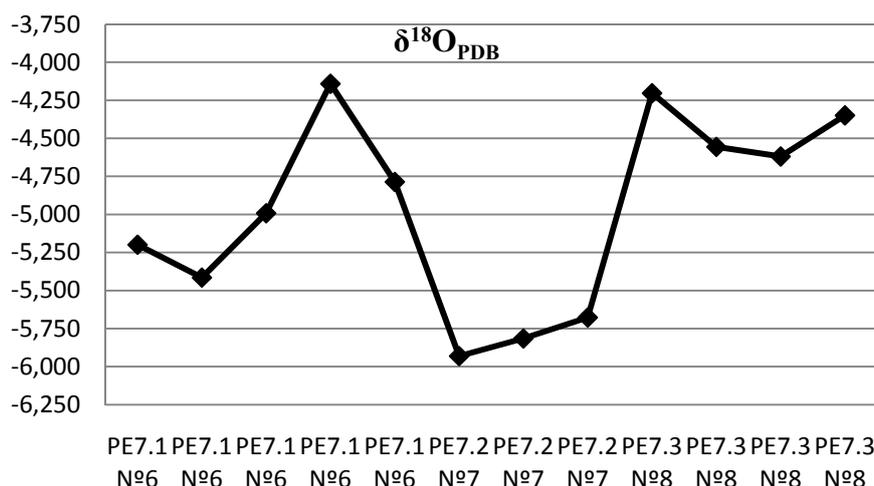


Figura 52. Gráfico de valores isotópicos del oxígeno de las tres coladas de PE7

La importancia de esta familia radica en el hecho de que hemos realizado una datación mediante OSL del sedimento hallado entre PE7.2 y PE7.3. Como vemos desde PE7.1 existe una gran subida de temperatura hasta PE7.2, a partir de la cual comienza a recuperarse, con una bajada de 5°C. Los datos de OSL nos indican que el sedimento muestreado entre PE7.2 y 7.3 corresponden con el MIS5, un estadio interglaciario, que se corresponde con la fauna de la Sala de los Huesos y las dataciones radiométricas de PE1 y PE2 de la Sala de los Huesos.

Ahora bien, sería necesario saber si estos cambios térmicos de los espeleotemas provienen efectivamente de cambios anuales relacionados con la temperatura exterior, o debido a oscilaciones climáticas a gran escala, como los cambios entre estadios isotópicos (PE7.2 sería MIS4). No obstante, dados los datos petrográficos presentados en este trabajo, nos decantamos por la influencia de la estacionalidad en la formación de los espeleotemas.

Por otro lado, como veremos más adelante, PE7.1 se desarrolla en un ambiente de cueva abierta (luz-penumbra) lo cual explicaría esa diferencia térmica entre sus líneas de crecimiento.

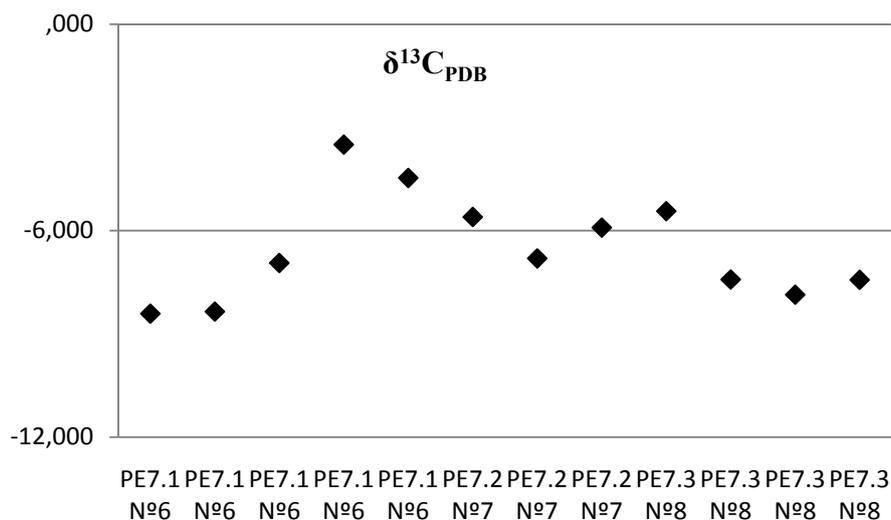


Figura 53. Separación de valores de plantas C3 y C4 para las coladas de PE7

Como se observa en el gráfico del carbono, también vemos un comportamiento a destacar para la vegetación en PE7.1, pues con el aumento de temperaturas parece que también aumenta la presencia de plantas del tipo C4, y cuya presencia va disminuyendo con el descenso de temperaturas. Si tenemos en cuenta este dato, suponemos que la presencia de este tipo de vegetación vendría dado más bien por la morfología que adquiriera la cavidad cuando se forma PE7.1. Ahora bien, comparamos ambos valores:

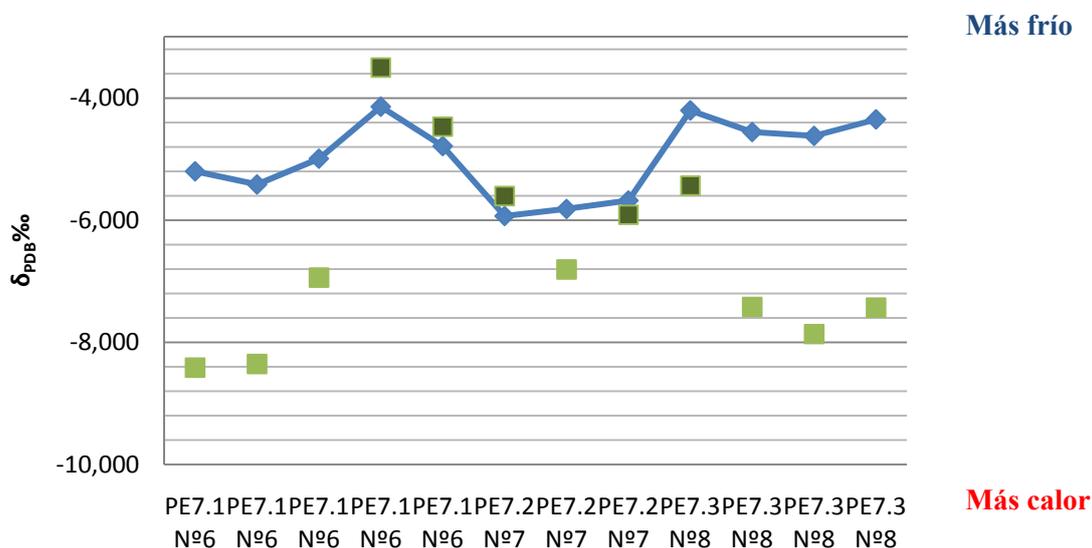


Figura 54. Azul oxígeno, verde carbono (verde oscuro plantas C4)

No obstante, en este gráfico (Fig. 54) podríamos apuntar que las plantas C4 aparecen con los valores más fríos, algo un tanto extraño, pues se desarrollan en climas cálidos y secos.

Lo cual nos lleva a reflexionar sobre la importancia del agua a partir de la cual precipitó la calcita. Pues su valor exacto nos daría la temperatura correcta. Por otro lado, vemos que los comportamientos son muy parecidos. Pero es de suma importancia el conocimiento de esa agua. Si volvemos sobre la tabla de las temperaturas (Tabla 8), vemos la diferencia térmica de un agua a otra.

### 3.7.3 LA IMPORTANCIA DE LA TEMPERATURA EXTERIOR Y SU RELACIÓN CON LA CAVIDAD

En lo referente a la relación con los cambios de temperatura anuales, hemos obtenido de la Agencia Internacional de Energía Atómica (<http://www.iaea.org/>), los gráficos representan por un lado los datos correspondiente a la temperatura media anual en el período 2000 a 2006 (Fig. 55) y por otro los niveles de  $\delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}} \text{‰}$  en el agua (Fig. 56), así como las precipitaciones para los mismos años. (Fig. 57)

El gráfico (Fig. 58) representa las variaciones de temperatura media anual a lo largo de un año. Como se observa la variabilidad no alcanza ni siquiera  $1^{\circ}\text{C}$ , en 6 años. Si esto lo comparamos con los niveles de  $\delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}} \text{‰}$  de las precipitaciones en el mismo período observamos que en realidad los niveles de  $\delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}} \text{‰}$  muestran una mayor relación con la ausencia o presencia de precipitaciones. Con esta dinámica, la explicación a las variaciones de las láminas dentro de un mismo espeleotema, con tal gradiente térmico, la podemos achacar a cambios estacionales, y la presencia de plantas de C4 está más relacionada con la ausencia de precipitaciones.

Por otro lado, aunque los datos no son exactamente de los mismos años, es posible realizar una comparación con el clima actual de la cavidad. Así pues, la parte de la cavidad que refleja mejor la temperatura media de la cavidad es actualmente el tramo entre el Corredor 2 y la Sala de la Mesita (pues los valores están entre Huesos y Pinturas). Efectivamente, el valor isotópico actual del agua de la sala de los Huesos es más frío ( $-3,51$ ) que el de la Sala de las Columnas ( $-4,89$ ) y por lo tanto más frío que la media exterior. Este comportamiento de las aguas meteóricas es diferente por ejemplo a los valores de las precipitaciones que suceden a baja temperatura. Éstas están más empobrecidas en isótopos pesados (valores de  $\delta$  más negativos).

El gráfico de la Fig. 57 muestra unas variaciones isotópicas de  $\delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}}$  algo superiores a  $-1\text{‰}$ , pero solo en el período 2005, pues parece recuperarse rápidamente en el año 2006. Si comparamos los dos gráficos anteriores, es decir la temperatura con la composición isotópica de las precipitaciones observamos que esa variación isotópica en el año 2005, hacia valores más positivos, se refleja en un aumento de temperatura.

Sin embargo, en años anteriores, los valores de  $\delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}}$  se mantienen estables mientras que la temperatura media oscila en  $0,5^{\circ}\text{C}$ . Es decir en 2002 a 2004, por ejemplo, se mantiene  $\delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}}$  de  $-6,6\text{‰}$  (aproximadamente), mostrando un valor constante, mientras que la temperatura en ese mismo período oscila ese  $0,5^{\circ}\text{C}$ , primero subiendo y luego bajando. Esto nos indica que existe una relación entre los valores  $\delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}}$  en las precipitaciones y la temperatura, pero no de manera significativa. Sin embargo como se muestra en el gráfico siguiente si que hay una estrecha relación entre las precipitaciones y  $\delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}}$ . Como se observa entre ambos gráficos, existe una tendencia inversa entre ambos datos, es decir cuando en el 2005 descienden las precipitaciones, los valores de  $\delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}}$  son más positivos y el resto de los años se mantienen estables.

El resumen de los gráficos de la IAEA (Fig. 55-58) nos indica, evidentemente, que los niveles de  $\delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}}$  aunque guarden cierta relación con las temperaturas, es en las precipitaciones dónde marca la diferencia y cualquier cálculo de las temperaturas a partir  $\delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}}$  hay que realizarlo con precaución. Un ejemplo más concreto es el diagrama que muestra la misma agencia pero con valores mensuales (Fig. 58), dónde se observa directamente la relación de la disminución de las precipitaciones, con un menor fraccionamiento isotópico, hacia valores más positivos y aunque no aparece en el diagrama, como nos indica la Agencia Estatal de Meteorología (<http://www.aemet.es/>) con temperaturas más altas.

Con todo ello, ahora es necesario tratar de unir todos los datos actuales con los de la cavidad. Para ello, hay que volver a los datos de las sondas de temperatura y a los análisis del agua. No obstante, hay que tener en cuenta que en el caso de Maltravieso, las diferencias de temperatura de las sondas en las diferentes salas y corredores está condicionada con su situación topográfica respecto a la entrada actual y no guarda relación con un aumento o disminución de las precipitaciones, y esa diferencia de  $4\text{-}5^{\circ}\text{C}$  entre unas zonas son debidos a la permanencia de las aguas en el epikarst

En función de los datos obtenidos para el agua actual de goteo, algunos investigadores como Muñoz, 2007 (para latitudes medias y bajas), los utilizarían para completar la ecuación de

la temperatura en espeleotemas. Sin embargo, esta presuposición se basa en el hecho de que sería el mismo agua (o similar) a partir de la cual precipitó la calcita. Sin embargo, observamos que los valores isotópicos de ambas aguas son diferentes, siendo ambos recogidos en el mismo día.

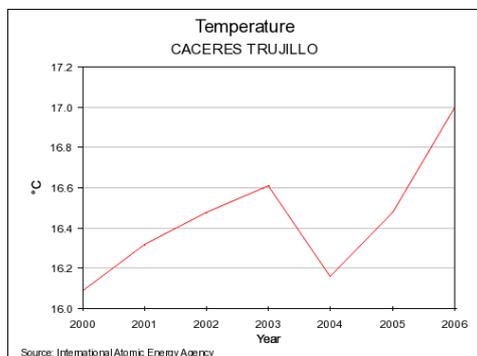


Figura 55. Gráfico de temperatura anual de los años 2000-2006 para la zona de Cáceres (fuente: <http://www.iaea.org/>)

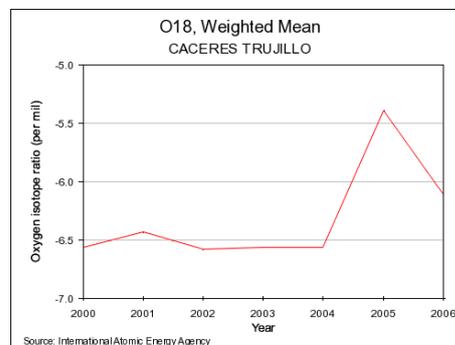


Figura 56. Gráfico de la variaciones isotópicas de las precipitaciones (2000-2006) para la zona de Cáceres (fuente <http://www.iaea.org/>).

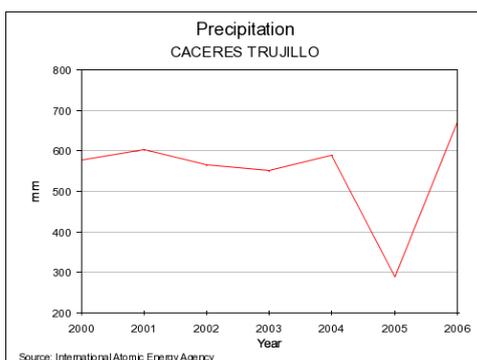


Figura 57. Gráfico de las precipitaciones medias anuales para la zona de Cáceres: 2000-2006 (fuente: <http://www.iaea.org/>).

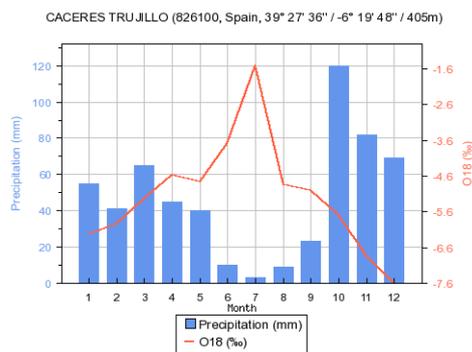


Figura 58. Gráfico de valores isotópicos del oxígeno y precipitaciones para la zona de Cáceres en un año (fuente: <http://www.iaea.org/>).

Esta agua debería indicar la temperatura media exterior a la cavidad, pero para ambas es la misma y lo mismo con las precipitaciones. No obstante, si es cierto, que existe un gradiente térmico que ya es evidente de la Sala de los Huesos a la Sala de las Columnas (aunque no tenemos datos directos de la Sala de las Columnas, sino que debemos realizar una media aproximada desde la Sala de los Huesos con la Sala de las Pinturas), lo cual quizás este relacionado con ese comportamiento del agua, evidenciando una mayor permanencia del agua en la zona vadosa de la cavidad, reflejando así la temperatura de cada sala y esa variabilidad en el agua.

A partir de lo cual, y en función de los datos isotópicos obtenidos, con esa disparidad que presentan, vemos que los espeleotemas cercanos a la Diaclasa reflejarían más unos cambios estacionales (pero no todos, como veremos en la petrografía), mientras que los espeleotemas más alejados como PE4 o PE3.2, sí que podría reflejar la temperatura media exterior.

### 3.8 CONCLUSIÓN (ISÓTOPOS)

Como se ha ido viendo, hemos establecido dos líneas de trabajo dentro de este capítulo. Por un lado, hemos creado una estratigrafía química que permitiese crear relaciones laterales entre las coladas y si fuera posible relacionar el hábito cristalino con los datos isotópicos (aunque este aspecto lo desarrollaremos en Capítulo 5). Sobre esto último vemos que no siempre es posible dado que no tenemos los suficientes datos, pero sí que ha sido factible establecer una relación entre coladas separadas espacialmente.

El comportamiento químico de la calcita y aragonito nos permite establecer una dinámica entre diferentes áreas relacionadas con la entrada original de la cavidad. Hemos comprobado que en función de la asociación de facies, que hemos dividido en zonas de entrada y zonas de interior, cada grupo tiene unos valores químicos parecidos en cuanto al oxígeno se refiere. Pues los datos del carbono nos muestran plantas C3 y C4 indistintamente.

En segundo lugar, se han hallado las temperaturas a las que pudo precipitar la calcita, siempre guardando las distancias, dado que se han calculado con un agua de goteo actual. Pero, ello nos ha servido para ver el comportamiento térmico en función de los datos petrográficos y de las sondas de temperatura actuales. Si consideráramos estas temperaturas como válidas vemos que existen una medias anuales superiores e inferiores a las actuales, y algunas parecidas.

A pesar de que los análisis se han realizado con coladas y no con estalagmitas, los valores obtenidos permiten trabajar con ellos desde ambos aspectos, relaciones laterales y temperaturas. No obstante, entendemos que este trabajo, una vez estudiados los resultados, se presenta como punto de partida para el desarrollo de un proyecto de muestreo y análisis más exhaustivo, que se unirá a los resultados de las distintas analíticas utilizadas.

La conclusión más evidente que podemos extraer de este trabajo es que existen coladas separadas espacialmente y que se comportan isotópicamente igual. Además el comportamiento coincide a nivel petrográfico. Pero este aspecto lo retomaremos y concretaremos más adelante.



## **CAPÍTULO 4**

---

---

### **LITOESTRATIGRAFÍA DE LA CUEVA DE MALTRAVIESO**

#### **4.1 INTRODUCCIÓN (LITOESTRATIGRAFÍA)**

#### **4.2 OBJETIVOS (LITOESTRATIGRAFÍA)**

#### **4.3 LOS CARBONATOS**

##### **4.3.1 LA CLASIFICACIÓN DE LOS CARBONATOS**

#### **4.4 TOBAS, TRAVERTINOS Y MICROBIOLOGÍA DE ESPELEOTEMAS**

##### **4.4.1 TOBAS Y TRAVERTINOS**

##### **4.4.2 MICROBIOLOGÍA DE ESPELEOTEMAS**

#### **4.5 CLASIFICACIÓN DE LOS ESPELEOTEMAS**

##### **4.5.1 CLASIFICACIÓN EN FUNCIÓN DEL ORIGEN**

##### **4.5.2 CLASIFICACIÓN MORFOLÓGICA**

##### **4.5.3 ESPELEOTEMAS SUBACUÁTICOS**

##### **4.5.4 ONTOGENIA Y FILOGENIA**

#### **4.6 ANTECEDENTES SOBRE LOS ESTUDIOS DE PRETROGRAFÍA DE ESPELEOTEMAS**

#### **4.7 LAS TÉCNICAS: MATERIALES Y MÉTODOS (LITOESTRATIGRAFÍA)**

##### **4.7.1 MATERIALES**

###### **4.7.1.1 ESPELEOTEMAS DE LA CUEVA DE MALTRAVIESO**

###### **4.7.1.2 LAS COLADAS ESTALAGMÍTICAS**

Colada Estalagmítica PE1

Colada Estalagmítica PE2

Colada Estalagmítica PE3

Colada Estalagmítica PE5A

Colada Estalagmítica PE5B

Colada Estalagmítica PE5C

Colada Estalagmítica PE6

Colada Estalagmítica PE8

Colada Estalagmítica PE9

Colada Estalagmítica PE10

4.7.1.3 DIFRACCIÓN DE RAYOS X

4.7.1.4 ABSORCIÓN ATÓMICA

4.7.1.5 MICROSCOPIO ELECTRÓNICO DE BARRIDO (SEM) Y MICROSCOPIO  
ELECTRÓNICO DE BARRIDO AMBIENTAL (ESEM)

#### **4.7.2 MÉTODOS**

4.7.2.1 ANÁLISIS PETROGRÁFICO Y MICROESTRATIGRÁFICO

4.7.2.2 PREPARACIÓN DE LAS MUESTRAS

4.7.2.3 METODOLOGÍA DEL ANÁLISIS PETROGRÁFICO

4.7.2.4 VOCABULARIO

4.7.2.5 DATOS A TENER EN CUENTA

4.7.2.6 RELACIÓN DE MICROFACIES DE MTV

4.7.2.7 DIFRACCIÓN DE RAYOS X

4.7.2.8 ABSORCIÓN ATÓMICA

4.7.2.9 MICROSCOPIO ELECTRÓNICO DE BARRIDO (SEM) Y MICROSCOPIO  
ELECTRÓNICO DE BARRIDO AMBIENTAL (ESEM)

#### **4.8 PRESENTACIÓN DE DATOS**

4.8.1 MICROFACIES DE LOS ESPELEOTEMAS DE LA CUEVA DE MALTRAVIESO

4.8.1.1 MICROFACIES: CALCITA COLUMNAR

4.8.1.2 MICROFACIES: CALCITA MOSAICO

4.8.1.3 MICROFACIES: ARAGONITO ACICULAR

4.8.1.4 MICROFACIES: CRISTALITOS

4.8.1.5 MICROFACIES: CALCITA MICROCRISTALINA

4.8.2 RELACIÓN DE MICROFACIES DE MTV-INTERPRETACIÓN

4.8.3 ANÁLISIS DRX SOBRE LOS ESPELOETEMAS

4.8.4 ANÁLISIS DE ABSORCIÓN ATÓMICA

4.8.5 SEM /ESEM: Fotografías

#### **4.9 INTERPRETACIÓN-DISCUSIÓN PETROGRÁFICA**

4.9.1 LAS COLADAS ESTALAGMÍTICAS DE LA CUEVA DE MALTRAVIESO

4.9.2 RECAPITULACIÓN POR SUCESIÓN DE COLADAS

#### **4.10 CONCLUSIÓN (PETROGRAFÍA)**

## 4.1 INTRODUCCIÓN (LITOESTRATIGRAFÍA)

La Cueva de Maltravieso cuenta con amplio conjunto de espeleotemas bien conservados y las coladas estalagmíticas son su mayor exponente. Estas coladas se hallan desde la Sala del Gato hasta la Sala de la Mesita, o por lo menos es lo que hasta ahora podemos observar. Como hemos explicado en otro apartado, los trabajos llevados en los años 60, para crear un corredor artificial que atravesara la cavidad fracturó todas las coladas, y hoy en día es difícil conocer la correlación entre ellas. Esta dificultad proviene de cómo se disponen las coladas, dado que existen coladas que crecen unas encima de otras a un lado de la trinchera artificial y al otro lado solo existe una o no existe.

Aunque una gran parte de los análisis petrográficos proviene del estudio de estalactitas o estalagmitas, en los que se hace hincapié en el análisis de la posible laminación anual, nosotros hemos optado por aplicar la misma metodología pero sobre las coladas. Esta elección parte de varios condicionantes. En primer lugar estas coladas se hallan sellando el sedimento con contenido arqueológico, además dos de ellas cuentan con dataciones de U/Th; por otro lado, la presencia de pinturas rupestres por las paredes de la cavidad impedía otro muestreo salvo el de elementos de suelo, no obstante, el resto de morfologías espeleotémicas eran menos significativas arqueológicamente.

Con todo ello, hemos realizado un total de 17 muestreos sobre coladas (y dos en excavación), sobre las que se han fabricado láminas delgadas y realizado otros análisis que iremos viendo.

## 4.2 OBJETIVOS (LITOESTRATIGRAFÍA)

El principal objetivo de este estudio petrográfico sobre coladas estalagmíticas es el conocimiento del ambiente de formación de las mismas. A partir de ello, intentaremos crear una correlación química entre coladas, es decir, trataremos de relacionar por la textura y hábito las diferentes coladas de la cavidad y crear una secuencia. Todo ello lo completaremos gracias a las dataciones mediante U/Th de PE1 y PE2, de OSL sobre sedimentos del Corredor 3 (entre PE7.3 y PE7.2), y finalmente con los datos isotópicos, sedimentológicos y topográficos.

No obstante, el objetivo último consiste en conocer la dinámica de sedimentación de la cueva, la localización de las entradas y sus cierres.

## 4.3 LOS CARBONATOS

### 4.3.1 LA CLASIFICACIÓN DE LOS CARBONATOS

El término “carbonatos” hace referencia a cada sedimento o roca sedimentaria que se ha formado primariamente de  $\text{CaCO}_3$  y/o  $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$  (Selley *et al.*, 2005).

Más del 90% de los carbonatos encontrados en ambientes marinos tienen un origen biológico o han estado bióticamente controlados. Algunos de los carbonatos precipitados abióticos están también provocados por la actividad de los organismos (Flügel, 2004). La distribución y frecuencia de la producción de carbonato mediante organismos depende principalmente de factores ambientales, como la luz, la temperatura del agua y la disponibilidad de sedimento.

El punto de partida del ciclo del carbonato de calcio está condicionado por la disponibilidad de ácido carbónico ( $\text{CO}_2$ ) en el agua. El  $\text{CO}_2$  soluble. Una solución en equilibrio con el  $\text{CO}_2$  (la presión parcial de  $\text{CO}_2$  en la atmósfera es de  $3 \cdot 10^{-4}$  atm) tiene un pH de 5,6 (solución ligeramente ácida). Las proporciones de  $\text{CO}_2$  solubles de las aguas intersticiales de los suelos, las formaciones superficiales y las capas freáticas pueden ser entre 10 y 40 veces superiores a la de la atmósfera.

Esto es debido a dos factores esenciales: la vida (respiración, descomposición de materia orgánica) y la ausencia de posibilidades de que el  $\text{CO}_2$  escape en un medio de baja presión parcial. Las aguas pueden entonces convertirse en ácidas y contribuir a la disolución de los carbonatos fósiles (este es el principio de la formación de los ambientes kársticos).

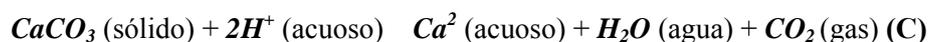
La reacción de partida consiste en disolver el  $\text{CO}_2$  en el agua:



A partir de entonces se forma un ácido débil, el ácido carbónico que a su vez se disocia en iones  $\text{H}^+$  e hidrógeno-carbonato.



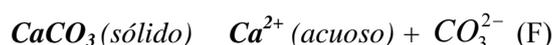
Las soluciones ácidas reaccionan con los carbonatos por su radical  $H^+$ , produciendo las siguientes reacciones (ácidos fuertes (C) ó débiles (D))



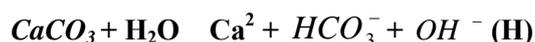
En el caso de los ácidos fuertes, la reacción se acompaña de una desgasificación de  $CO_2$  lo que provoca una reacción con el ácido clorhídrico sobre los sustratos que contienen los carbonatos. Las calizas se disuelven así por el contacto con las aguas ácidas, generando de esta forma un paisaje kárstico. Sin embargo, las aguas naturales contienen proporciones variables (teniendo en cuenta también la temperatura y la actividad orgánica) de  $CO_2$  disuelto. La reacción de estas aguas con las calizas queda ilustrado en la siguiente reacción (E):



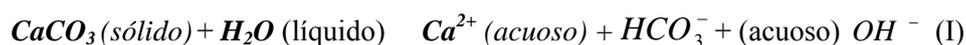
Sin embargo la caliza es parcialmente soluble al contacto con el agua. En un orden de 100 mg/l. Esta solubilidad se acompaña de la formación de iones carbonatados que pueden hidrolizar entonces de bicarbonato e hidroxilo:



Así que la balanza queda:



En todas estas reacciones, también vemos un aumento de la basicidad del medio de inclinar la balanza hacia la izquierda. Por ejemplo, a partir de la reacción D, el sistema evoluciona hacia la izquierda por adición de una base:

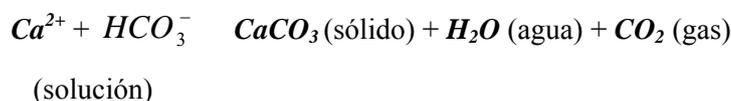


Provocando así **la precipitación del carbonato de calcio**.

El motor de la disolución o de la precipitación del carbonato dentro del sistema  $\text{CO}_2 - \text{H}_2\text{O} - \text{CaCO}_3$  será dependiente de las concentraciones de diversas especies iónicas, las funciones propias del pH (acidez-alcalinidad), de temperatura y de presión parcial de  $\text{CO}_2$ .

Las reacciones se pueden resumir de esta forma: un aporte de  $\text{CO}_2$  en una solución ácida (A y B) tiende a disolver el  $\text{CaCO}_3$  (C y D). El ión carbonatado producido posee un carácter básico, fijando entonces un protón (E). Inversamente, una disminución de  $\text{CO}_2$  disuelto (de la disolución) o un aumento del pH conllevarán una precipitación del  $\text{CaCO}_3$ . En el dominio continental, este último proceso puede tener múltiples causas, como la desgasificación por agitación de la solución (cascadas), la evaporación, la fotosíntesis, la actividad microorgánica, etc.

Las precipitaciones por desgasificación resultan en general del desplazamiento hacia la izquierda de la reacción E, el gas carbónico se escapa hacia la atmósfera.



En el caso de la evaporación, el proceso se reproduce en una salida a la atmósfera del agua de la solución:



La transformación en los ambientes de superficie de los minerales primarios conduce también a la precipitación de carbonato de calcio secundario.

El  $\text{CaCO}_3$  existe en diferentes estructuras cristalinas (polimorfos) siendo las más comunes: calcita (sistema trigonal), aragonito (sistema ortorrómbico) y vaterita (sistema hexagonal). La vaterita es muy rara, y el aragonito sin embargo es un componente común de la mayoría de los sedimentos carbonatados a pesar del hecho de que es metaestable a bajas

temperaturas y presión. Con el tiempo, el aragonito se puede convertir en calcita (el más estable polimorfo) mediante un proceso cuya discusión aún continúa abierta.

La dolomita,  $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$ , un componente común de muchas rocas carbonatadas, frecuentemente se forma a partir de la sustitución de la caliza. Su origen aún suscita debate dado que su formación no puede reproducirse en el laboratorio bajo baja presión y temperatura, con lo cual no puede entenderse su génesis. La calcita y la dolomita son ambos propensos a la sustitución isomórfica. El Magnesio normalmente reemplaza el Calcio de la Calcita, para producir Calcita Magnesianas. Las sustituciones son importantes porque cada una de ellas afecta a la red cristalina, lo cual puede producir efectos en la solubilidad y la recristalización de los minerales durante la diagénesis.

De manera más precisa es necesario hablar de los principales minerales que componen las rocas carbonatadas. Estos son: aragonito, calcita, dolomita, seguidos de la magnesita, ankerita y siderita y con carácter generalmente secundario los elementos minerales no carbonatados son los siguientes: materia orgánica, óxidos e hidróxidos, principalmente de aluminio, de hierro y de silicio, cuarzo (generalmente en forma de detrito), fosfatos (sobre todo de calcio y hierro), sales halógenas (especialmente cloruro de sodio y potasio), silicatos (habitualmente de origen detrítico y a veces de neoformación (minerales de arcilla y algunos feldespatos), sulfatos (anhidrita y yeso en primer lugar) y sulfuros (sobre todo pirita y marcasita) (Arche, 1992).

Tanto la formación de sedimentos carbonatados como su acumulación se localiza en un amplio espectro de ambientes deposicionales. Aunque el más común es el asociado a las orillas de mares tropicales, también puede formarse en océanos, lagos, arroyos, cuevas, y surgencias entre otros. Por otra parte, los animales y las plantas juegan un rol importante en la formación de estos sedimentos; sus esqueletos carbonatados contribuyen a la precipitación de sedimentos carbonatados a través de la modificación de las condiciones ambientales locales.



Figura 59. Ambientes continentales no marinos. Modificado a partir Flügel, 2004.

En lo que a nuestro caso nos concierne haremos hincapié en los ambientes no marinos, que a su vez pueden ser divididos y subdivididos como muestra el siguiente esquema (Flügel, 2004):

- Carbonatos no marinos formados en ambientes terrestres subaéreos expuestos.
  - Carbonatos pedogénicos, paleosuelos, caliche/calcreta: formados por la acumulación de carbonato de calcio dentro de suelos ricos en carbonato no consolidado.
  - Carbonatos palustres: carbonatos formados en ambientes lacustres y en ambientes no marinos/marinos transicionales por pequeñas oscilaciones en el nivel del agua y caracterizados por una mezcla de criterios de facies subaéreas y de agua dulce.
  - Carbonatos de karst: formados por precipitación del carbonato de calcio dentro de las cuevas (espeleotema).
  - Carbonatos eólicos: sedimentación de grano fino.
  - Carbonatos glaciales: disolución y recristalización de debris carbonatado transportado en ambientes glaciales, sucede en depósitos glacio-marinos.
- Carbonatos marinos formados en ambientes acuáticos terrestres.
  - Carbonatos de agua dulce: travertino, tufa calcárea y aglomerado carbonatado. Formación de depósitos carbonatados en orificios de ambientes subacuáticos de surgencias cálidas, calientes o frías combinado con procesos bióticos y abióticos.

- Carbonatos lacustres: deposición y precipitación de carbonato de calcio en lagos con diferente salinidad y en diferentes ambientes.
- Carbonatos fluviales: depósitos carbonatados formados en ríos, arroyos, cascadas, originados por la combinación de procesos bióticos y abióticos.

Los principales componentes texturales de las rocas carbonatadas son (Arche, 1992):

- Granos:
  - Esqueléticos o bioclásticos: a partir de moluscos (bivalvos, gasterópodos, cefalópodos), braquiópodos, cnidarios (corales), equinodermos, briozoos, foraminíferos, esponjas, estromatopóridos, arqueociátidos, artrópodos, calciesferas y algas (rodofitas, clorofitas, crisofitas, cianofitas).
  - No esqueléticos: pellets, peloides, ooides (oolitos), *grapestones* (lumps o agregados), intraclastos y pisolitos.
- Matriz: que constituye el componente textural de grano más fino, formado por cristales microcristalinos de carbonato cálcico, de tamaño generalmente menor de 4 micras denominado micrita.
- Cemento: generalmente está formado por calcita cristalina denominada esparita.

Existen diversos sistemas de clasificación de las rocas carbonatadas, siendo los más clásicos los que se presentan a continuación:

- Folk (1959, 1962): está basado principalmente en la composición, distinguiendo tres componentes, los aloquímicos (partículas o granos), la matriz (primordialmente micrita) y el cemento (esencialmente esparita drúsica).
- Dunham (1962) divide las calizas en base a su textura: *grainstone* (granos sin matriz), *packstone* (granos en contacto con matriz), *wackestone* (granos flotando en una matriz), *mudstone* (micrita con pocos granos), *boundstone* (caliza de sujeción orgánica).
- Tucker (1981) divide las calizas en base a su tamaño de grano: calcirrudita (la mayoría de los granos mayores de 2 mm.), calcarenita (la mayoría de los granos entre 2 mm. y 62 micras) y calcilutita (granos menores de 62 micras).

En realidad si se hiciera un esquema de los diferentes sistemas de clasificación, quedaría de este modo (Flügel, 2004):

- Textural/No textural
  - Textural
    - En función de la composición mineralógica y química
    - En función de las propiedades físicas
  - No textural
- Descriptiva/genética
- Aspectos deposicionales, biológicos y diagenéticos
- Carbonatos autóctonos y alóctonos

## 4.4 TOBAS, TRAVERTINOS Y MICROBIOLOGÍA DE ESPELEOTEMAS

### 4.4.1 TOBAS Y TRAVERTINOS

Ha sido aceptado por una parte de los investigadores que las tobas y travertinos son depósitos carbonatados de estromatolitos en agua dulce (Freytet *et al.*, 1999), sin embargo existen ciertas variantes, en función del país, a la hora de clasificarlos, denominarlos, establecer su origen, componentes, etc.

Pentecost (1993) sugiere el uso de dos términos, “travertino y toba meteogeno” para referirse a los depósitos que precipitan a partir de unas aguas en las cuales el dióxido de carbono disuelto proviene del suelo y la atmósfera y el término “travertino termógeno” para depósitos que precipitan de aguas en las cuáles el CO<sub>2</sub> proviene de flujos profundos. Si utilizamos estos términos, en cuevas, el depósito más frecuente es el de toba/travertino meteogena (Alonso-Zarza & Tanner, 2010) el cual tiende a precipitar más rápido que los espeleotemas y se deposita de manera irregular.

A escala micromorfológica, la toba y el travertino posee un amplio rango de fábricas, con diferencias en la porosidad, cementación y los componentes básicos como los aloquemias y se debe hacer una distinción entre los componentes autóctonos y los alóctonos. Por otro lado, en una escala mayor, estos depósitos pueden ser también clasificados en función de su ubicación dentro del sistema hidrológico o geomorfológico, estableciendo el marco básico para la forma y el tamaño del depósito (Nash *et al.*, 2007).

La mayoría de las tobas y travertinos son en última instancia depositados como resultado de un proceso orgánico, existiendo un componente biológico muy fuerte en muchos depósitos activos y recientes. Después de la diagénesis, hay frecuentemente una evidencia indirecta de organismos mediante huellas fósiles.

Para algunos, los depósitos denominados como tobas se forman alrededor de las surgencias, en ríos y piscinas palustres y **cerca de la entrada de las cuevas** (Alonso-Zarza & Tanner, 2010). Para depósitos de superficie, el término toba se ha utilizado para indicar depósitos precipitados a partir de agua dulce y temperatura ambiente, y que comúnmente contiene restos de macro y/o micrófitos (Ford & Pedley, 1996). Otros autores, sin embargo usan

el término toba y travertino para hacer referencia a los carbonatos precipitados a temperatura ambiente en aguas de ríos kársticos (Pentecost, 1995; Drysdale, 2001).

Los aspectos físicos de la toba calcárea de alguna manera reflejan los cambios temporales (estacionales, anuales, etc.) que condicionan su crecimiento. Algunas presentan unas bandas de crecimiento que pueden significar cambios en el ritmo de la descarga, el cual está relacionado con la recarga de la zona vadosa del epikarst (en el caso de la hipogea) y la zona de transmisión y en la habilidad de las bacterias de atrapar partículas detríticas o inducir a la precipitación del carbonato (Andrews *et al.*, 2005). Los cambios anuales en el grosor y la naturaleza de la toba calcárea parecen estar modulados por la desgasificación, la cual, es una función de la corriente y la actividad bacteriana. Un decrecimiento en la descarga y en el flujo laminar podría perjudicar en la formación de la toba calcárea.

Otros investigadores, definen la costra tobácea y toba de estromatolitos (*tufa crust* y *tufa stromatolites*). Estos depósitos quedarían definidos como carbonatos terrestres de origen microbianos (Riding, 2000) que se forman al aire libre a partir de aguas con una temperatura ambiente y un sustrato carbonatado (Andrews *et al.*, 2005).

Para algunos autores, cuando observan en lámina delgada, determinan que la toba hipogea es similar a la toba estromatolito (Andrews, 2005), con bandas milimétricas o inferiores, de micrita oscura y microesparita translúcida. En las tobas de estromatolitos, las bandas de micrita son debidas principalmente a la bioprecipitación de las cianobacterias (Viles *et al.*, 2007).

Bajo el SEM, ambas bandas se muestran como fibras a lo largo de algunas decenas de micrómetros y normalmente con menos de 1 mm de ancho, asociadas con filamentos y con agregados de *composite calcite* de romboedros planos y con límites cristalinos (*edged crystals*) aserrados (Verrecchia *et al.*, 1994). La presencia de estos filamentos podría indicar que uno de los ingredientes críticos para la formación de la toba calcárea es una precipitación bio-mediada (Borsato *et al.*, 2007), mientras las coladas estalagmíticas a partir de (principalmente) una precipitación inorgánica.

Para la mayor parte de los autores, la toba casi siempre contiene componentes microbianos (bacterias o cianobacterias) y a veces otros componentes algales. Las cianobacterias, organismos procariotas fototrofos (Whitton *et al.* 2002), son generalmente el componente microbiano.

El *Phormidium incrustatum* es la cianobacteria dominante encontrada en las tobas laminadas en Europa (Freytet *et al.*, 1996). La laminación en estas tobas generalmente se definen por ser delgadas (<5 mm de grosor), oscuras, con bandas de calcificación en primavera, a veces con densos filamentos paralelos y erectos (Freytet *et al.*, 1996). Esto contrasta con las bandas porosas y pálidas de verano/otoño ligeramente calcificadas, en las que se hallan estructuras aisladas en forma de arbusto (Freytet *et al.*, 1996). El crecimiento de cianobacterias a principios de la primavera está probablemente motivado por la disponibilidad de nutrientes y puede ir acompañada de floraciones de diatomeas, además una alta disponibilidad de lugares de nucleación permite la formación de capas oscuras densamente calcificadas.

Durante el verano, el crecimiento de cianobacterias es inicialmente rápido, impulsado tanto por un aumento de calor y luz, mientras que para las diatomeas el crecimiento se desacelera o se detiene, tal vez limitado por la disponibilidad de nutrientes y temperaturas más altas (Andrews *et al.*, 2005). El crecimiento de cianobacterias se ralentiza y los filamentos se agrupan en arbustos dispersos calcificados separados por cavidades, convirtiéndose en una capa porosa ligeramente calcificada.

La disminución de la temperatura y los niveles de luz en el otoño puede detener el crecimiento de cianobacterias, cesando incluso la calcificación, aunque si continúa, puede ir formando una costra fina y densa (Pentecost, 1988). Es posible que en los climas templados europeos, la calcificación de CaCO<sub>3</sub> y su posterior disolución se correlacione con las estaciones más húmedas (otoño, invierno y primavera, Andrews *et al.*, 2005).

La influencia del componente biológico en la laminación está condicionada por otros factores ambientales como la tasa de calcificación, la erosión, la falta de deposición, el crecimiento de las irregularidades, el desprendimiento de capas (Freytet *et al.*, 1996) y también por la presencia de diferentes poblaciones de cianobacterias y la presencia de otros organismos dentro de los microambientes relacionados con las corrientes de agua. La presencia de *Rivularia haematites*, *Phormidium foveolarum*, *Phormidium incrustatum* y *Schizothrix calcicola* también se ha asociado con la formación de bandas gruesas de calcita esparítica dentro de las tobas laminadas (Love *et al.*, 1988).

En tobas activas o sub-recientes los cristales esparíticos parecen ser precipitados primarios alrededor de los arbustos de cianobacterias (Love *et al.*, 1988): la calcita mosaico se asocia con *Rivularia* y *Dicothrix* y la calcita radial en empalizada se asocia con *Schizothrix* y *Phormidium* (Freytet *et al.*, 1999). Los cristales esparíticos primarios pueden actuar como

sustrato para el neomorfismo y la sustitución de la fábrica tobácea primaria durante la diagénesis (Love *et al.*, 1988; Freytet *et al.*, 1999). Otros han observado la sustitución diagenética de los arbustos micríticos de cianobacterias (Janssen *et al.*, 1999) por una calcita mosaico (Freytet *et al.*, 1999).

#### 4.4.2 MICROBIOLOGÍA DE ESPELEOTEMAS

En las cuevas, los microbios median en los procesos constructivos y destructivos, generalmente en los mismos sustratos y comúnmente solo sobre unas pocas micras (Jones, 2001). En ocasiones esta presencia puede detectarse mediante láminas delgadas, para detectar la presencia de microbios mineralizados y documentar los tipos de precipitados que se asocian con ellos. En la mayoría de los casos, sin embargo, esta presencia sólo puede ser detectada mediante SEM (Jones, 2001).

La calcificación de los microbios contribuye directamente al crecimiento de los espeleotemas. Los microbios son importantes porque actúan como lugares de nucleación para la precipitación de calcita y en muchos casos parecen controlar los tipos de cristales que se forman (Jones, 2001). Aunque para algunos autores como Merz (1992) la calcificación de las cianobacterias solo tiene lugar si el agua asociada está sobresaturada con respecto a la calcita. En la mayor parte de los casos es difícil demostrar como la modificación microbiana del agua es la responsable del crecimiento de los cristales.

Algunos filamentos de los microbios atrapan y unen granos detríticos dentro del sustrato lo que puede permitir la construcción de estromatolitos. La idea de que estas estructuras son estromatolitos se apoya en su aspecto general y estructura interior finamente laminada (Jones, 2001).

Por otro lado, los microbios también pueden destruir el sustrato cristalino, perforando o disolviéndolo. Pueden atacar a la calcita, perforándola o disolviéndola (*etching*) produciendo una alteración en el sustrato cristalino o creando residuos micríticos.

Paralelamente, hay que tener en cuenta la división de la cavidad en función del aporte de luz, como ya veremos Taborosi (2005) la divide en 3 zonas, pero para Jones (2001), la divide

en la zona interior completamente oscura y la zona de penumbra cercana a la entrada. Esta división que efectúa Jones (2001) en función de la luz que entra, la considera importante para el proceso metabólico de los microbios. En la zona de penumbra considera que crecen con fuerza diversas floras microbianas y para la zona oscura los quimiolitotrofos y quimioautotrofos. Sin embargo el hallazgo y el reconocimiento de ellos en los espeleotemas dependen de su potencial de preservación, pues para esta preservación necesitan que sean rápidamente reemplazados e incrustados por un mineral como la calcita.

Finalmente, existen algunos criterios que se deberían tener en cuenta para el reconocimiento de los microbios y la actividad microbiana (Jones, 2001):

- La documentación y reconocimiento de microbios mineralizados (normalmente mediante SEM)
- Reconocimiento de estromatolitos, con sus estructuras laminadas formadas por los microbios que activamente atrapan y ligan los granos detríticos al sustrato o actúan como lugares de nucleación para la precipitación mineral. En depósitos antiguos esto se puede comprobar a partir de la relación espacial entre los granos detríticos y los microbios preservados.
- Identificación de fábricas-texturas que son indicativas de la actividad microbiana (*Spiky calcite*). Esto puede ser difícil si no se hallan microbios asociados con las fábricas. En cada caso, esta actividad solo puede ser deducida si se identifican texturas similares producidas por microbios en otros entornos.

## 4.5 CLASIFICACIÓN DE LOS ESPELEOTEMAS

El término de **espeleotema** comenzó a utilizarse hace unas décadas (Moore, 1952) y hoy en día es ampliamente usado para referirse a **aquellos depósitos minerales secundarios formados en el interior de las cuevas**.

A la hora de abordar la descripción de los espeleotemas de la Cueva de Maltravieso es necesario establecer unos parámetros de clasificación adecuados a esta cavidad. Además dependiendo de los autores que se utilicen, es posible establecer varios tipos de divisiones: en función de los mecanismos que los han generado, lo que llamaremos una clasificación genética, los relacionados con su morfología externa (clasificación morfológica), y finalmente una clasificación mineralógica.

De todas ellas, la más utilizada es la clasificación morfológica, siendo sin embargo la de origen genético las que aportan más información sobre ciertos aspectos paleoclimáticos y sobre los ambientes deposicionales. Estas primeras clasificaciones se empleaban ya a mediados del siglo pasado (Moore & Halliday, 1953).

### 4.5.1 CLASIFICACIÓN EN FUNCIÓN DEL ORIGEN

En este grupo se dividirán los espeleotemas de la cueva desde el punto de vista de los mecanismos que los han generado. Así, podremos hablar de aquella morfología generada por la gravedad, lo que llamaremos Espeleotemas Gravitomórficos (Ginés, 2000) y los controlados únicamente por procesos físico químicos (como la capilaridad). Dentro de los gravitomórficos, entraría aquellos generados por aguas de goteo o aguas fluyentes y en el caso de los erráticos, serían aquellos relacionados con aguas de percolación.

Esta partición basada en la modalidad generada por el tipo de aporte hídrico, es bastante utilizada, sin embargo, existen algunos tipos que no pueden encuadrarse dentro de ellas. Para clasificarlas, hay que recurrir a diversos autores. Cabe mencionar la clasificación que utiliza White (1976), el cual distingue tres tipos claramente, los espeleotemas de goteo y flujo, los subacuáticos y al igual que Moore & Halliday (1953), también aparecen los erráticos.

Asimismo, Sweeting (1972), establece una diferencia entre espeleotemas de goteo, de flujo, de percolación y también subacuáticos.

A partir de esta pequeña organización, y siguiendo a White (1976), dado que sería la más acertada para el caso de Maltravieso, se propone un pequeños esquema donde se puede visualizar de manera mas clara el sistema de clasificación genética utilizada en Maltravieso.

1. Espeleotemas gravitomórficos:
  - a. Estalactitas
  - b. Estalagmitas
  - c. Coladas
  - d. Banderas
  - e. Estanterías
2. Espeleotemas erráticos
  - a. Estalactitas excéntricas
  - b. Escudos
3. Espeleotemas subacuáticos
  - a. Gours
  - b. Espeleotemas coraloides o racimos de uvas
  - c. Revestimientos subacuáticos
  - d. Bandas de nivel (entendemos por calcita flotante)

## 4.5.2 CLASIFICACIÓN MORFOLÓGICA

En lo que respecta a esta agrupación, la publicación más conocida y utilizada para ello, es la de Hill y Forti (1986). En esta edición en realidad ellos abogan más por la distinción en función de su composición química, y las formas que se producen. En ella, citan a varios mecanismos condicionantes de la morfología, pero todos ellos relacionados con las variables de los aportes hídricos (aguas de goteo, de condensación, de percolación, de flujo y de estancamiento). Sin embargo será en la segunda edición de esta obra (1997) dónde hacen hincapié en la clasificación morfológica.

Para crear un orden más preciso, ellos optan por establecer la siguiente estructura:

- Tipo: el cual se define como un grupo o categoría de espeleotemas que comparten una o más características morfológicas y tienen en común un origen diferente de otros tipos de espeleotemas.
- Subtipo: se define como un espeleotema, el cual tiene una identidad estructural similar al tipo, pero tiene un origen suficientemente diferente como para producir una desviación en la morfología con los elementos estructurales adicionales.
- Variedad: el espeleotema que tiene una morfología variante producida por diferencias en el flujo del agua, la composición mineral, color, cristalización y otros factores

Asimismo se presenta los tipos y subtipos de espeleotemas según la clasificación de los autores a los que nos venimos refiriendo.

<b>Tipos</b>	Estalagmitas cónicas subacuáticas
Revestimientos	--
Espeleotemas coraloides	Revestimiento espático subacuático
Láminas flotantes	Estalactita con revestimiento subacuático
Repisas	globular
Espato	
Estalactitas	
“Patatas de Elefante”	
<b>Subtipos</b>	
Revestimientos subacuáticos	
Espeleotemas coraloides subacuáticos	

### 4.5.3 ESPELEOTEMAS SUBACUÁTICOS

Como se puede comprobar en las anteriores clasificaciones, aparece comúnmente este tipo de espeleotema, el cual a su vez, tiene un amplio abanico de morfologías, como se observa en la clasificación de Hill & Forti (1997). Todos ellos tienen en común la génesis en el interior o en la superficie de las acumulaciones más o menos grandes y más o menos estables de aguas subterráneas.

La mayor parte de los autores tienden a relacionar estas formaciones con acumulaciones de agua en la zona vadosa del karst, aunque Hill & Forti (1997) ya citan a la deposición por aguas freáticas (en lo que serían los medios subacuáticos que forman parte de la zona saturada del karst). En este último caso, habría que dividir entre los relacionados con el nivel de base marino (para cuevas costeras) y el nivel de base continental.

### 4.5.4 ONTOGENIA Y FILOGENIA

Por otro lado, existe una publicación (Self & Hill, 2003) en la que establecen una clasificación diferente a la publicada por Hill & Forti, 1997, a pesar de contar con la misma autora, ya que lo que hacen es seguir la línea de investigación seguida por los investigadores rusos Victor I. Stepanov y Vladimir A. Maltsev. En este artículo se diferencia dos términos: **ontogenia** (utilizado por Grigor'ev, 1950), que sería el estudio de los cristales individualmente, como estos se agregan con otros y su desarrollo como cuerpos físicos, y por otra parte aparece el término de **filogenia** que sería el estudio de las especies minerales y su paragénesis.

Ellos se centran en la ontogenia, pues explicaría no sólo como los espeleotemas crecen, sino además porqué hay diferentes tipos. Ellos utilizan el término de *Minor Mineral Bodies* (MMB), según ellos, utilizado por los mineralogistas rusos porque piensan que es más adecuado para el sistema de clasificación de los espeleotemas. Con este término designan a los cuerpos minerales físicos que pueden ser estudiados por técnicas mineralógicas más que por técnicas cristalográficas o petrográficas.

En realidad es una clasificación que está a caballo entre la clasificación microscópica y la realizada a simple vista y al mismo tiempo aúna la clasificación genética junto a la

morfológica. Dado que en su mayor parte, los niveles sirven para la clasificación en el campo, he decidido incluirlo en este apartado y no en el apartado de la petrografía.

#### 4.6 ANTECEDENTES SOBRE LOS ESTUDIOS DE PETROGRAFÍA DE ESPELEOTEMAS

La primera publicación más relevante con la que contamos en el estudio petrográfico de espeleotemas es una descripción petrográfica realizada por Folk y Assereto (1976) sobre un espeleotema. A lo largo de este artículo distinguen varias morfologías de calcita y aragonito, haciendo hincapié en la relación del contenido de Magnesio en el agua con las formas de cristalización.

1. Calcita normal (*Length-Fast*) “*Palisade*” (LF)
2. Calcita *Length- Slow* (LS):
  - a. *Coconut-meat* (Carne de coco)
  - b. *Tooth-shaped packets* (agrupación en forma de dientes)
  - c. *Zoned Crystals* (empalizada de cristales con terminaciones afiladas)
3. Sustitución de Aragonito por Calcita: la sustitución se realiza en forma de calcita en mosaico (*equant calcite*) y no se ve afectada por la morfología ni cristalografía original del aragonito.

Sin embargo, al año siguiente, este artículo tuvo una réplica, Kendall & Broughton (1977). En esta publicación se ponía en cuestión la importancia del contenido de Mg en el agua para el tamaño de los cristales, así como la definición de la calcita LF en lo que a inclusiones y relieve se refiere. Por otra parte, estaban de acuerdo en que la calcita LS se deposita a partir de interrupciones en el crecimiento de espeleotemas.

Pero no será hasta un año después cuando los mismos autores (Kendall & Broughton, 1978) publiquen un artículo ampliamente descriptivo en el que analicen una extensa colección de láminas delgadas de espeleotemas (estalactitas, estalagmitas y coladas), pretendiendo de este modo remediar la carencia de este tipo de estudios. En este artículo ellos centran su atención en

lo que consideran la calcita más común, ya definida por Folk & Assereto (1976), *palisade calcite*. Así también quedan definida una nomenclatura:

1. Acicular: cristales en forma de agujas con una longitud de 10  $\mu\text{m}$  de ancho. Este término lo utilizan para denominar tanto a cristales individuales como al conjunto de ellos. Dentro de él engloban los términos “fibroso” (conjunto muy agrupado) y “esferulítico” (conjunto radiado).
2. Columnar: describe cristales con una anchura superior a 10  $\mu\text{m}$ .
3. Subcristales: utilizado como subdivisión de los cristales, lo que pasará a denominarse como cristalitos (por ejemplo: Muñoz, 2007).

Por otro lado, a lo largo del artículo, se hace un pormenorizado estudio de las **inclusiones**, relacionándolas con la formación de grandes cristales, a partir del crecimiento lateral de los cristalitos. Además, ellos proponen para los cristales que componen los espeleotemas el término de **crystal compuesto**, en cuanto que cada cristal observable al microscopio está en realidad compuesto de una unidad inferior sobrepuesta en continuidad óptica con el sustrato formado al mismo tiempo.

Unos años después podemos encontrar otra publicación (González *et al*, 1992) en la que relacionan la composición química del agua con la morfología de la calcita. Por otra parte ellos instan a diferenciar el **hábito cristalino** de la **textura**, siendo el primero el resultado de los mecanismos de crecimiento de los cristales individuales (determinado en parte por la orientación y el tamaño), mientras que la textura sería el resultado de la interacción de numerosos cristales a lo largo del proceso de crecimiento. Así también definen el término **morfología** como la apariencia general de un espeleotema.

En cuanto a la textura de la calcita consideran que no está relacionada directamente con la química de los fluidos, y distinguen las siguientes:

1. Textura fibrosa (*Fibrous Fabric*).
2. Textura Mosaico (*Equant*) y Dendrítica.
3. Texturas de transición.

Además muestran considerable atención a los factores que controlan el hábito cristalino y los mecanismos por los que los cristales crecen. Consideran que existen numerosos factores que condicionan estos aspectos, como el nivel de saturación del agua, la naturaleza de la relación entre la superficie del agua-cristal, el tipo de flujo, la temperatura, el intercambio de iones, etc. Además defienden que **el crecimiento cristalino es competitivo** y que la formación de los cristales columnares o fibrosos depende del número de núcleos disponibles.

Asimismo, la combinación de la textura y del hábito cristalino proporciona restricciones en la naturaleza del flujo o en el transporte de los reactantes (rápido *versus* lento). Los datos morfológicos y composicionales pueden ayudar a definir una estrecha relación entre las condiciones químicas bajo las que los cristales crecen. Finalmente, concluyen que es necesario investigar sobre las relaciones entre, el hábito y la saturación, y la textura respecto al tipo de flujo, y una vez cuantificadas estas relaciones, sería posible extraer importante información sobre los componentes químicos del fluido y las condiciones hidrológicas a partir de los registros proporcionados por la morfología.

A raíz de estos últimos artículos, se suscitan otras publicaciones que consisten en réplicas y contrarréplicas a lo publicado, no aportando mayores avances en este campo (Muñoz, 2007). En realidad, hasta entonces, los investigadores empezaban a fijar algunos conceptos justificados de manera diferente, como la existencia de varios tipos de calcita, unos los clasificaban en función de los ejes cristalográficos (Folk & Assereto, 1976) o en función de la laminación y las inclusiones (Kendall & Broughton, 1976). Así también, unos habían relacionado el hábito cristalino con el contenido en Mg de los fluidos (Folk & Assereto, 1976) y otros con las condiciones de precipitación en el tiempo (Kendall & Broughton, 1978) y finalmente, González *et al.* (1992) con la sobresaturación de los fluidos.

Esta disparidad de criterios también quedó patente en otros aspectos, así, para Kendall & Broughton (1978) el crecimiento de los cristales **no era competitivo**, mientras que para González *et al.* (1992) era justamente lo contrario. Del mismo modo, hasta el momento habían definido tres mecanismos de crecimiento totalmente diferentes (Muñoz, 2007): la formación de cristales fibrosos frente a columnares debido al contenido en Mg de las aguas (Folk & Assereto, 1976), a la coalescencia de los cristalitos y permanencia de las condiciones de crecimiento (Kendall & Broughton, 1978) o a la presencia de mayor número de núcleos generados de manera heterogénea en un flujo rápido de agua (González *et al.*, 1992).

Fernández-Díaz *et al.* (1996) por su parte estudian experimentalmente el crecimiento de la calcita, la relación Magnesio-Calcita, y los cristales de aragonito en un gel con porosidad media y estudian los efectos del estado de la saturación y la concentración de Magnesio en la morfología de los cristales. Ellos encontraron que la calcita romboédrica crecía a partir de fluidos con baja saturación que no contienen Mg. Cuando la saturación incrementa, los hábitos cristalinos de la calcita evolucionan secuencialmente desde cristales romboédricos dendríticos, a *skeletal crystals*, los cuales eventualmente reemplazan el centro. Finalmente, los esferulitos de aragonito se forman en los niveles más altos de sobresaturación. Chafezt (1991), por otro lado, relacionó los cambios de los precipitados, formados alrededor de las burbujas de gas, con una disminución de la saturación.

Por otra parte, otros estudios consideraron la relación entre el hábito cristalino y la química de las aguas no marinas (Folk, 1974, González et al 1992). Los abanicos de cristales aciculares fueron atribuidos a una rápida exolución de CO<sub>2</sub> en lugar de relacionarlos con el contenido en Mg como se hizo con los carbonatos marinos (Folk, 1974). El flujo fluido podría jugar un rol importante en el control del hábito cristalino: los cristales fibrosos precipitarían desde flujos o de aguas oscilantes y donde *equant crystals* (mosaico) es más probable que crezcan en aguas no fluidas (González et al 1992).

Años después es posible encontrar estudios en los que se relacionan la textura de la calcita, los mecanismos de crecimiento y el ambiente de formación de los espeleotemas (Frisia *et al.*, 2001). En este artículo se diferencian 4 tipos de textura, los cuales han sido determinados a partir de espeleotemas activos mediante microscopio electrónico de barrido y de transmisión:

1. Calcita fibrosa o alargada (columnar; según la traducción de Muñoz, 2007): con una relación longitud-anchura de los cristales de 6:1 para los columnares y superior para los fibrosos, y que se caracterizan por un crecimiento competitivo. Estos cristales tienen pocas imperfecciones y forman escalones de crecimiento por medio de dislocaciones en la red cristalina.
2. Microcristalina: esta textura está formada por láminas blanquecinas, opacas y porosas.
3. Dendrítica: formada por ramas de policristales >100 nm de largo y aproximadamente 10 µm de ancho, compuestas por un grupo de cristalitos romboédricos con terminaciones fácilmente diferenciables. Presentan mayor densidad de defectos cristalinos.

4. Tufa calcárea: depósito poroso consistente en agregados de cristalitos, pequeñas fibras y detritos de carbonato.

En relación a las texturas, en una publicación posterior Blanc, 2005 hace la siguiente clasificación:

1. Columnar (o acicular): grandes cristales dispuestos en columnas o agujas que sobrepasan el cm, dejando entre ellas espacios porosos.
2. Empalizada: cristales verticales, prismáticos, apretados en grupos compactos y bien delimitados. Su crecimiento implica un agua muy mineralizada.
3. Microzona laminada: pequeñas láminas con contornos limpios u ondulados de calcita amarilla-naranja.
4. Esparítica y microesparítica (cristales de 10 a 100  $\mu\text{m}$ ): mosaico de cristales de calcita esparítica, generalmente clara, dejando vacíos entre ellos.
5. Dendrítica: crecimientos arborescentes.
6. Estromatolítica: almohadillas laminares relacionadas con el crecimiento de algunas algas, generalmente en cuevas de tufa o de travertino.
7. Coraloide: concreciones que evocan las ramas de un coral, a veces incluso esferulíticas.

A lo largo de todos estos años, y resumiendo las conclusiones obtenidas de las diferentes publicaciones en lo que respecta a la formación y disposición de los cristales; para algunos autores la evaporación tiene efectos insignificantes en el proceso de cristalización (Hanor, 1978) y los diferentes hábitos cristalinos con la composición química del agua inicial y con el ritmo de exolución de  $\text{CO}_2$  (Palmer, 1996). Las soluciones sin contenido en Magnesio con un ritmo lento de exolución producen cristales de calcita euhédricos. Mientras que un ritmo rápido de exolución produce romboedros. Incrementos de Magnesio en el agua crea cristales de calcita en pequeños grupos de romboedros redondeados, después romboedros alargados y finalmente esferas de láminas de calcita, respectivamente (Palmer, 1996).

Por otro lado, unos años después se publica un artículo (Frisia, 2005) en el que se reivindica la utilización de la terminología rusa, como ya se había hecho años anteriores (Self, 2003), reconociendo la importancia del término **ontogénesis**. Este término incluye el estudio de las diversas formas (hábito) de los cristales de un mismo compuesto y con una misma estructura cristalina en relación con el ambiente deposicional.

La ontogénesis definiría pues no solo como un espeleotema crece, sino también porqué se forma. Existe una relación directa entre la **solución** y la **textura** del espeleotema, porque el crecimiento del cristal depende de la velocidad de goteo del agua sobresaturada sobre la superficie de un espeleotema. Esta autora, vuelve a reivindicar, como ya lo hizo en el año 2000, que un análisis petrográfico y mineralógico de la textura del espeleotema puede proporcionar mucha información sobre las condiciones en las que se ha formado y permite una información correcta de las propiedades químicas.

La forma y disposición en el espacio del cristal que define un **agregado** (Self, 2003) dependería de lo siguiente: estado de sobresaturación de la solución, simetría de la distribución de los cationes e iones entorno a la superficie del cristal, velocidad y anisotropía del crecimiento, el estado energético de la superficie del cristal, etc.

La textura del espeleotema puede ser clasificada en un sistema jerárquico en el cual y en términos extremos se forma en quasi-equilibrio con el ambiente o en condiciones de gran desviación del equilibrio. En este caso la definición del equilibrio no se refiere a equilibrio termodinámico, porque incluye factores ambientales como la geometría de la fase fluida y la presencia o ausencia de corrientes de aire que determina la evaporación (Frisia, 2005).

La definición de **textura (fábrica)** siguiendo el pensamiento ruso presupone el concepto de sincronía de la cristalización en el espacio. En un espeleotema es difícil cuantificar esta sincronía (para estalagmita y estalactita con láminas anuales, la sincronía del agregado cobraría para ellos el intervalo de un año). En un contexto climático caracterizado por la variabilidad estacional, la cristalización en una cueva es un proceso cíclico, que se traduce en agregados sincrónicos discriminados visiblemente o químicamente. Si la característica de la solución cambia cíclicamente, se produce un cambio textural del espacio de la cristalización sincrónica (Stepanov, 1997). El fenómeno de crecimiento del agregado es competitivo, lo cual reduce el número de cristales que inicialmente nuclean en el sustrato (en general, será el aspecto de la forma cristalográfica que crece muy lentamente y prevalece al final del proceso).

La textura será una característica del agregado y la microestructura que se estudiaría mediante SEM (Self, *et al.* 2003), daría información sobre los mecanismos de crecimiento de los cristales individuales. Por **microestructura** se define como el defecto reticular que modifica la sistematización regular de los átomos en la estructura del cristal. El defecto más común que se forma en un cristal durante el crecimiento es la dislocación (prácticamente falta una fila de átomos) y la “germinación” (repetición especular de la red a través del plano de geminación). La textura de un agregado sincrónico varía a medida que aumenta el grado de sobresaturación de la solución respecto al mineral que precipita. **El análisis textural debe ser la base para la interpretación correcta de la información geoquímica.**

En resumen el estudio de espeleotemas permite situarlos como marcadores paleoambientales, pues permiten su datación, contienen gran número de información física y química, y finalmente pueden ser estudiadas desde un rango cronológico inferior al año hasta cientos de años.

## 4.7 LAS TÉCNICAS: MATERIALES Y MÉTODOS (LITOESTRATIGRAFÍA)

### 4.7.1 MATERIALES

#### 4.7.1.1 ESPELEOTEMAS DE LA CUEVA DE MALTRAVIESO

La Cueva de Maltravieso cuenta con una colección de espeleotemas que en función de la clasificación morfológica y genética pasamos a destacar:

##### Espeleotemas gravitomórficos

**Coladas (gravitomórficos de flujo constante):** se hallan por la mayor parte de la cavidad, y forman verdaderos pavimentos estalagmíticos de diferente espesor (de hasta 3 cm) y longitud. Incluso crecen formando asociaciones. Las coladas más importantes, aunque fracturadas antrópicamente se hallan desde la Sala del Gato a la Sala de la Mesita. No entraremos en más detalles sobre este tipo de espeleotemas, dado que su estudio forma parte de este trabajo de investigación, por lo se pasarán a describir más adelante.

##### Espeleotemas de goteo

**Banderas:** como su nombre indica estos espeleotemas presentan una morfología de una bandera o incluso como se ha denominado alguna vez, como tiras de *bacon*. Se hallan indistintamente en las paredes de la cavidad, creciendo a través de las grietas de la caliza.

**Estalactitas:** tienen una amplia presencia a lo largo de la cueva, su crecimiento desde el techo, desarrolla diferentes tamaños, desde unos cuantos centímetros a casi medio metro.

**Estalagmitas:** al igual que las anteriores, pero creciendo desde el suelo, se hallan a lo largo de la cavidad, aunque por la excavación de la trinchera artificial algunas, de importante tamaño, fueron destruidas. Ambos tipos, sufrieron fracturas antrópicas a lo largo del período en el que la cavidad estuvo abierta sin control al público.

**Columns:** como sabemos, su desarrollo se debe a la unión del crecimiento de las estalactitas y estalagmitas. En la Cueva de Maltravieso se localizan principalmente en dos salas, en la Sala de los Huesos y en la propiamente dicha Sala de las Columnas.

**Moonmilk:** la conocida como Leche de Luna, una formación de aspecto blanquecino, se halla en algunas paredes de la cavidad, como en la Sala de las Pinturas, o al final de la Sala de las Chimeneas.

**Estanterías:** se desarrollan en algunas zonas de la cueva, como la Sala de las Columnas, y como su nombre indica se forman a partir de una base plana, a partir de la que precipita la calcita, formando en la mayor parte de las ocasiones rebordes de goteo.

#### Espeleotemas subacuáticos

**Palomitas (*Popcorn*)-Coraloide:** existen varias zonas de la cavidad dónde es posible localizar amplias formaciones de este tipo de espeleotema con esa morfología como su propio nombre indica. Por ejemplo a lo largo de la Sala del Gato, cerca de la entrada actual, así como en el fondo de la excavación de la Sala de los Huesos. En realidad, continúan formándose. Algunas de ellas, son simples morfologías esféricas, mientras que otras forman verdaderos, como también se conocen, racimos de uvas. Su crecimiento se debe a que crecen de manera esférica alrededor de un grano u otro elemento.

**Calcita flotante:** actualmente este tipo de espeleotema se localiza en pequeñas acumulaciones de agua (piscinas), sobre las que se desarrolla una capa de aspecto blanquecino de calcita flotante, aunque su presencia es escasa. El mejor ejemplo se halla en el fondo de la excavación de la Sala de los Huesos.

**Estalagmita subacuática:** en la Sala del Gato se localiza una estalagmita subacuática de aproximadamente 0,5 metros.

A continuación presentamos un compendio fotográfico sobre los tipos de espeleotemas que se hallan en la Cueva de Maltravieso:

1. Columnas
2. Estalactitas
3. Estalagmitas-Coladas (pavimento)
4. Mesita (Estantería-Escudo)
5. Goteo actual - Coraloide en el suelo
6. Moonmilk sobre pinturas rupestres
7. Banderas (*bacon*)
8. Estanterías
9. Estalactita subacuática
10. Racimos de uvas (*grapefruit*)
11. Calcita flotante

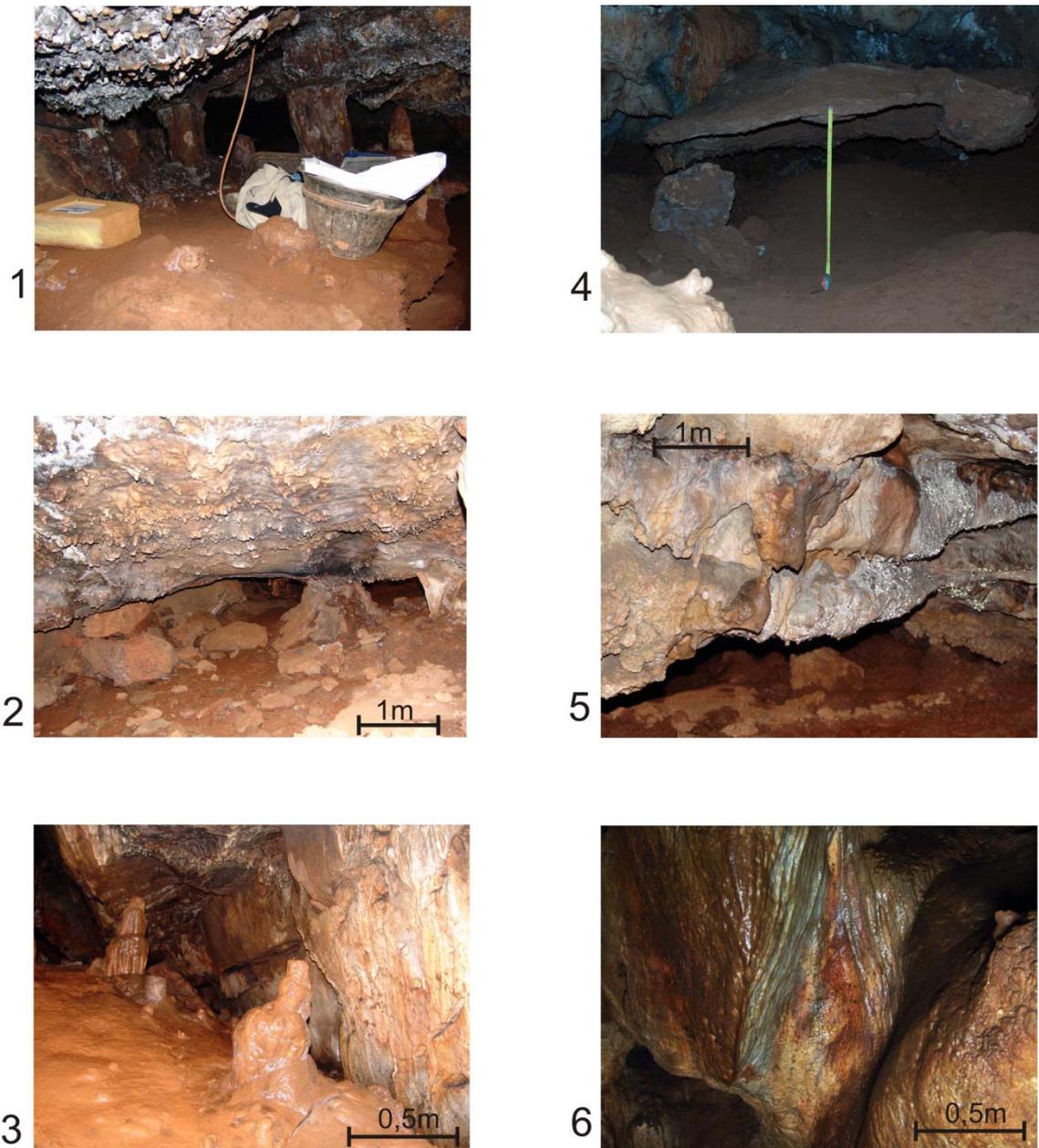


Figura 60. Tipos de espeleotemas de la Cueva de Maltravieso (I)



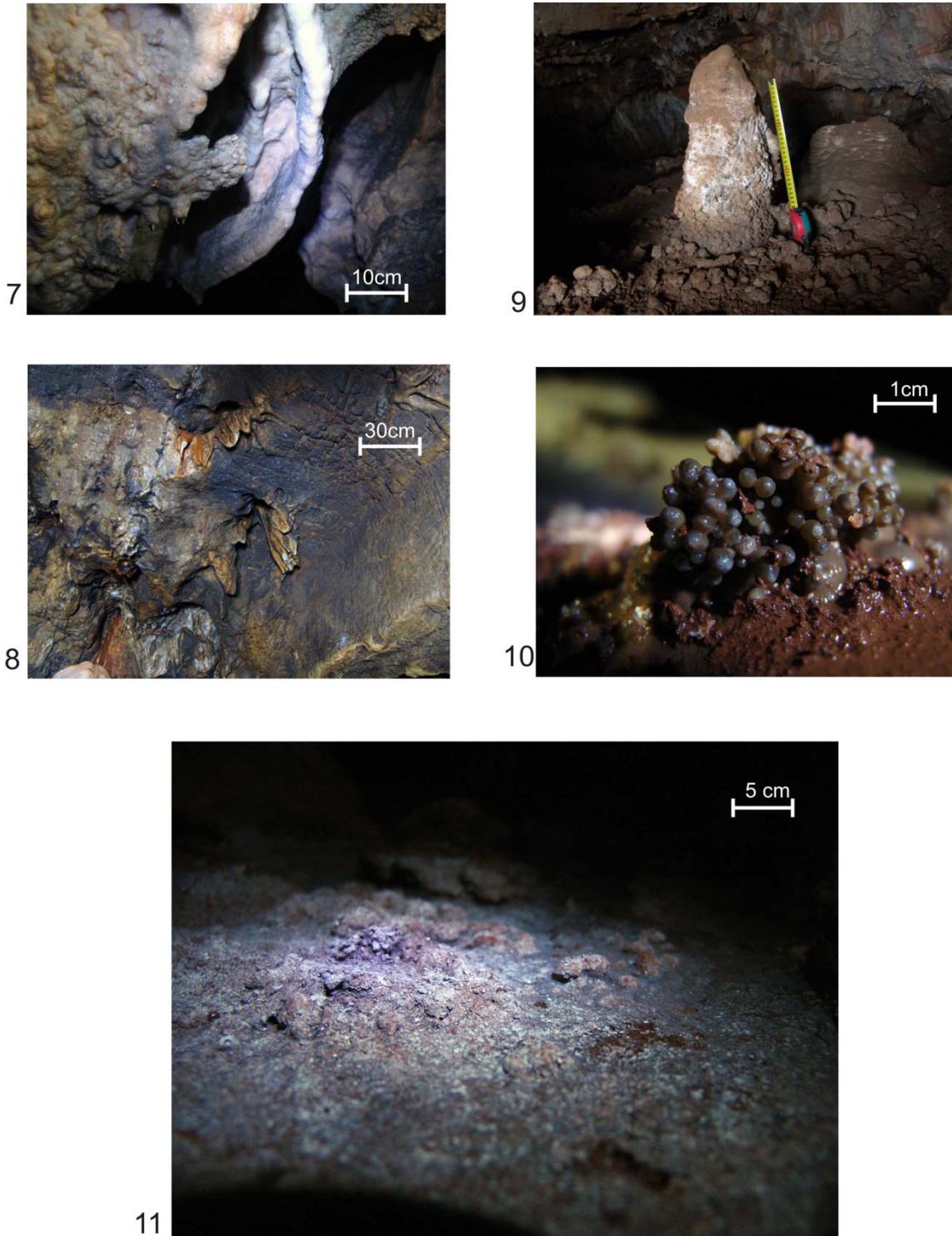


Figura 61. Tipos de espeleotemas de la Cueva de Maltravieso (II)



#### 4.7.1.2 LAS COLADAS ESTALAGMÍTICAS

En total se obtuvieron 19 muestras de coladas estalagmíticas algunas de ellas en superposición estratigráfica, agrupándolas bajo una misma sucesión estratigráfica (por ejemplo PE10, Colada Estalagmítica 10).

**Tabla 11. Enumeración de las coladas estalagmíticas**

<b>ESPELEOTEMA Lámina Delgada</b>	<b>Sucesión LOCALIZACIÓN</b>
<b>PE10.1 N°1</b>	<b>PE 10</b> Sala de la Mesita
<b>PE10.2 N°2</b>	
<b>PE10.3 N°3</b>	
<b>PE9 N°4</b>	<b>PE9</b> Sala de la Mesita
<b>PE8 N°5</b>	<b>PE8</b> Sala de la Mesita
	(misma Mesita)
<b>PE7.1 N°6</b>	<b>PE7</b> Corredor 3 (final)
<b>PE7.2 N°7</b>	
<b>PE7.3 N°8</b>	
<b>PE6 N°9</b>	<b>PE6</b> Corredor 2 (inicio)

<b>PE5A.1 N°10</b>	<b>PE5A</b> Sala de las Columnas
<b>PE5A.3 N°11</b>	
<b>PE5B.2 N°12</b>	<b>PE5B</b> Sala de las Columnas
<b>PE5C.4 N°13</b>	<b>PE5C</b> Sala de las Columnas
<b>PE5C.3 N°14</b>	
<b>PE5C.1 N°15</b>	
<b>PE3.2 N°16</b>	<b>PE3</b> Corredor 1
<b>PE4 N°17</b>	<b>PE4</b> Sala del Gato
<b>PE1 N°18</b>	<b>PE1</b> Sala de los Huesos
<b>PE2 N°19</b>	<b>PE2</b> Sala de los Huesos

A continuación se muestra la ubicación de las diferentes muestras en la planta y sección de la Cueva de Maltravieso (Fig. 62). Cabe decir que el material gráfico que se presenta es todo con el que contamos, el cual se ha tratado de adaptar al presente trabajo, dado que el cierre de la cavidad impide ir a tomar datos más adecuados (colocación de escalas, o topografía). Por ello, tanto la sección como la topografía de MTV se han obtenido y modificado de un informe presentado por la empresa INGEMISA en 1990 sobre riesgos geológicos y geotécnicos del Calerizo de Cáceres.

Sobre la topografía hay que decir que entendemos que los puntos están tomados sobre el camino que dibuja la trinchera artificial. Por lo tanto debemos situar las muestras de manera aproximada, dado que se hallan en las secciones estratigráficas dejadas por la excavación de la misma trinchera. No obstante, es posible observar los desniveles ya observados en campo, como el existente entre la Sala de las Columnas y la Sala de la Mesita.





Figura 62 Sección (A) y planta (B) de la Cueva de Maltravieso a partir de INGEMISA (1990) y Ripoll *et al.* (1999) con la ubicación de los depósitos químicos y las muestras. Abreviados: SCH (Sala de las Chimeneas), SS (Sala de las Serpiente), SP (Sala de las Pinturas), SM (Sala de las Mesita), C3 (Corredor 3), SC (Sala de las Columnas), C2 (Corredor 2), SH (Sala de los Huesos), C1 (Corredor 1), SG (Sala del Gato). Leyenda: (1) Fragmentos de espeleotemas, (2) Sucesión de coladas estalagmíticas localizadas a lo largo de la trinchera, (3) Placa caliza con recubrimiento espeleotémico, (4) Trinchera Artificial, (5) Estalagmita, (6) Estalactita, (7) Columna, (8) Estalagmita fracturada, (9) Estalactita fracturada, (10) Superficie por la que se extienden las coladas.



### A) Colada Estalagmítica PE1

Esta colada se halla en la Sala de los Huesos y como hemos visto al inicio de este trabajo cuenta con una datación mediante U/Th que la sitúan aproximadamente en 117 ka BP. Nosotros hemos obtenido esta muestra a partir de la excavación dado que se hallaba *in situ* en un lateral de la misma superficie de intervención.

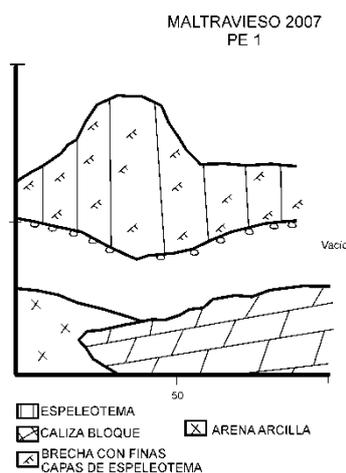


Figura 63. Croquis de la ubicación de PE1

### B) Colada Estalagmítica PE2

Al igual que la anterior, ha sido datada, proporcionando una edad aproximada de 183 ka BP. La extracción de esta muestra proviene también de la excavación (campaña 2005), justo al lado del muestreo para su datación. Como las observaciones de campo nos han indicado, PE2 se formó a partir de una gran placa caliza desprendida de la Sala del Gato. Esta sala comunica con la Sala de los Huesos mediante un pequeño hueco, dado que la placa impide el acceso. La morfología de este espeleotema es de colada con un reborde o estantería de goteo.



Figura 64. Ubicación de PE2 en la Sala de los Huesos

### C) Colada Estalagmítica PE3

Se halla al inicio del Corredor 3, al lado del acceso al piso superior y su morfología es de estalactita. Una estalactita formada por un goteo cenital que se forma encima de un gran bloque y sedimentos. En realidad la parte superior está formada por una brecha con láminas cristalinas. La muestra escogida es una parte lateral de la estalagmita que crecía a modo de visera.

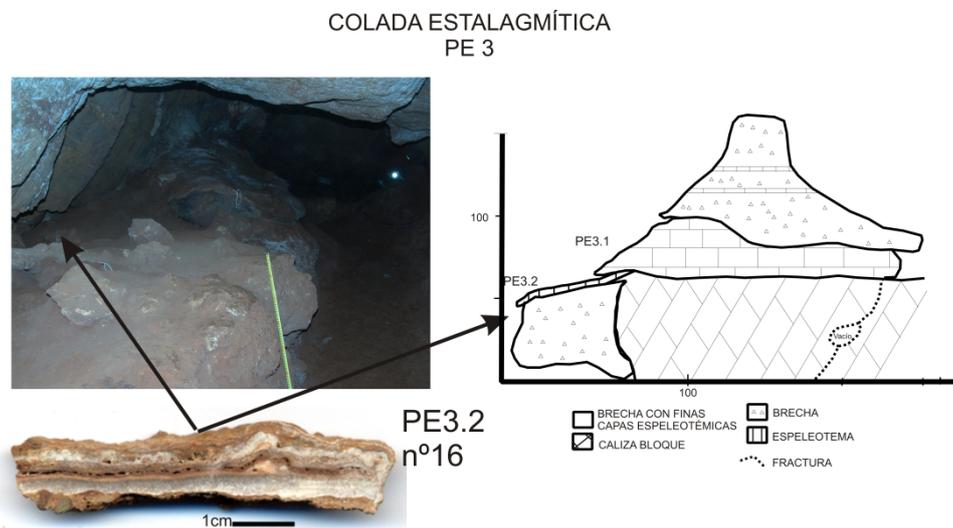


Figura 65. Ubicación de PE3 en el Corredor 1. Croquis de su localización y muestra.

## D) Colada Estalagmítica PE4 (Datación OSL)

Se ubica en la Sala del Gato y cubre toda la superficie de la sala, aunque su parte más central se halla fracturada, y en su interior se observa un vaciado de sedimentos. En esta sala es posible hallar rasgos de espeleotemas subacuáticos como una estalactita y crecimientos coraloides. Paralelamente, hemos realizado un muestreo debajo de PE4 para datar mediante OSL y cuyos resultados presentamos en otro capítulo de este trabajo.

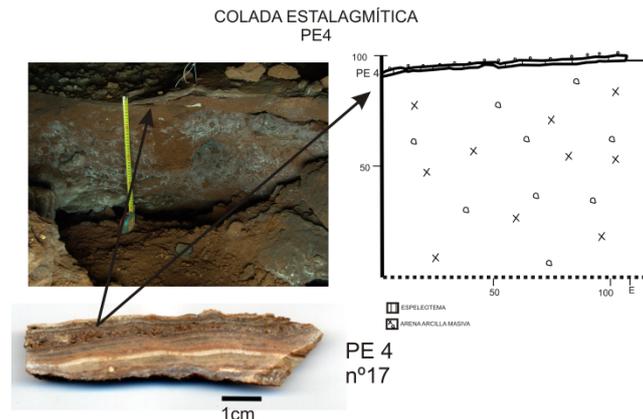


Figura 66. Ubicación de PE4 en la Sala del Gato. Croquis de su localización y muestra

## E) Colada Estalagmítica PE5A

Forma el acceso a la Sala de las Columnas y crecen debajo de un megabloque de caliza desprendido del techo y bajo ellas, existe un vaciado natural de sedimentos.

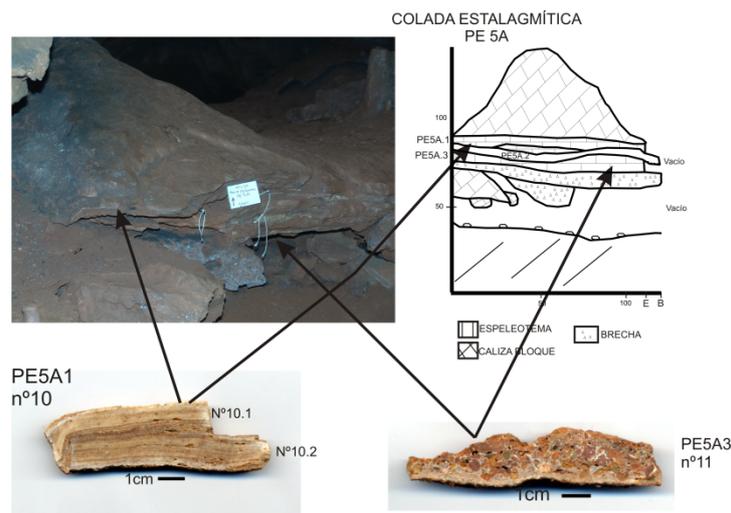


Figura 67. Ubicación de PE5A en la Sala de las Columnas. Croquis de su localización y muestras

## F) Colada Estalagmítica PE5B

Se localiza a la derecha de la entrada de la Sala de las Columnas y según las observaciones de campo existe otra colada, pero era difícil de extraer dada su ubicación.

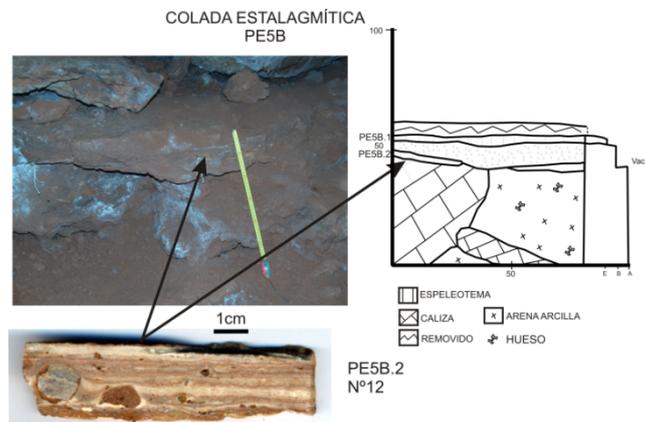


Figura 68. Ubicación de PE5B en la Sala de las Columnas- Corredor 2. Croquis de su localización y muestra

## G) Colada Estalagmítica PE5C

Estos espeleotemas se hallan a la izquierda de la entrada de la Sala de las Columnas, justo antes de PE5A y está formada por varias coladas, algunas de las cuales presentan un importante grosor lo que impedía su muestreo.

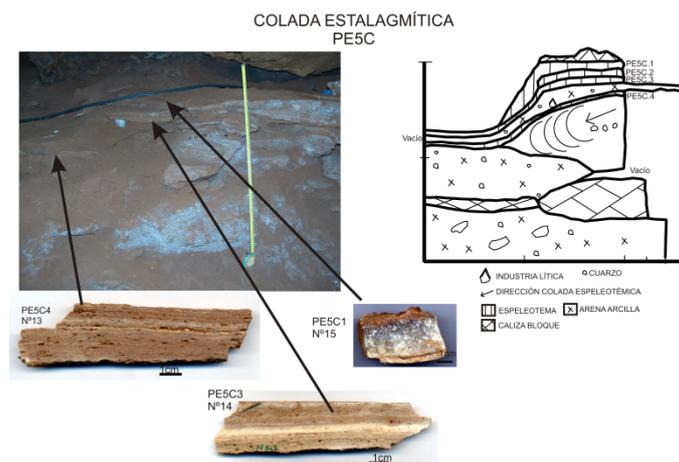


Figura 69. Ubicación de PE5C en el Corredor 2. Croquis de su localización y muestras

## H) Colada Estalagmítica PE6

Se halla al inicio del Corredor 3, justo al nivel del suelo de la trinchera artificial por lo que no sabemos si existen otros espeleotemas relacionados con ella.

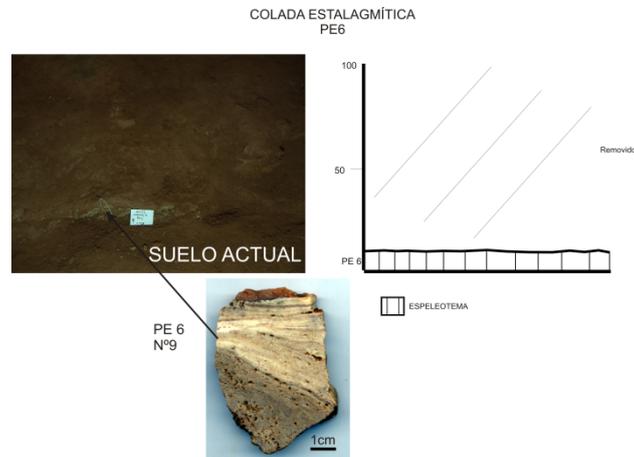


Figura 70. Ubicación de PE6 en el Corredor 3. Croquis de su localización y muestra

## I) Colada Estalagmítica PE7 (Datación de OSL)

Se ubica en el Corredor 3, cerca de la Mesita y aparece en tres coladas, entre las que se halla sedimento con presencia de huesos e industria lítica. Se ha datado mediante OSL el sedimento presente entre PE7.3 y PE 7.2. Los resultados se presentan en otro apartado.

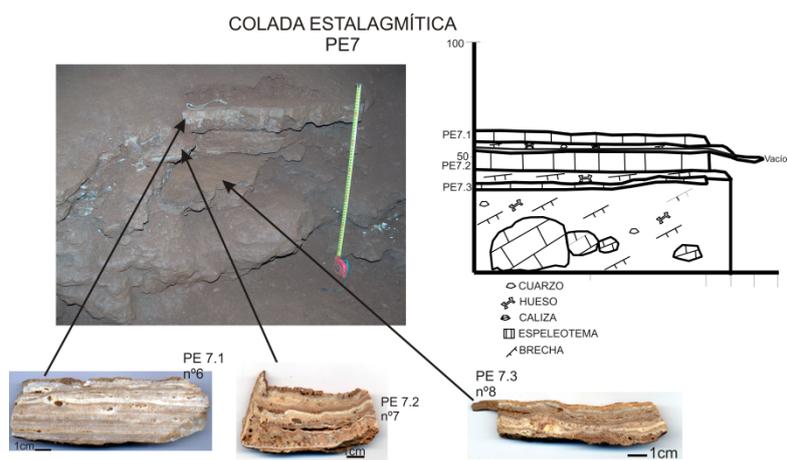


Figura 71. Ubicación de PE7 en el Corredor 3. Croquis de su localización y muestra

## J) Colada Estalagmítica PE8

Es la formación conocida como la Mesita y que da nombre a la sala. Se halla suspendida a casi un metro del suelo y por debajo se observa brecha con fauna adherida a ella, que denota un vaciado de sedimentos. Por otra parte, al quedar suspendida sufrió un recrecimiento en los bordes en forma de película envolvente (lo que hemos denominado como costra).

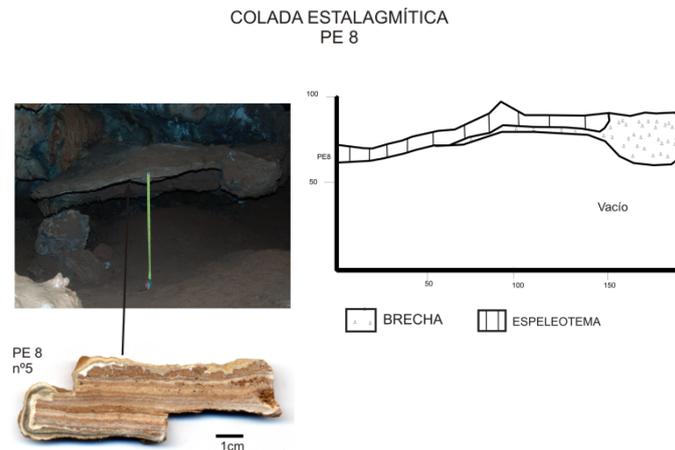


Figura 72. Ubicación de PE8 en la Sala de la Mesita. Croquis de su localización y muestra

## K) Colada Estalagmítica PE9

Se halla a la derecha de la entrada de la Sala de las Pinturas en la Sala de la Mesita, y al igual que las anteriores fue fracturada por los trabajos de acceso a la cavidad de los años 60.

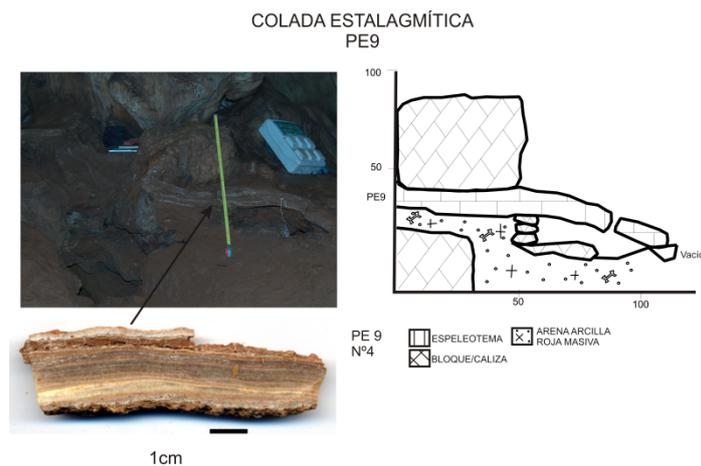


Figura 73. Ubicación de PE9 en la Sala de la Mesita. Croquis de su localización y muestra

## L) Colada Estalagmítica PE10

Al igual que PE5A se halla debajo de un megabloque y en este caso en la Sala de la Mesita, al lado izquierdo del acceso a la Sala de las Pinturas.

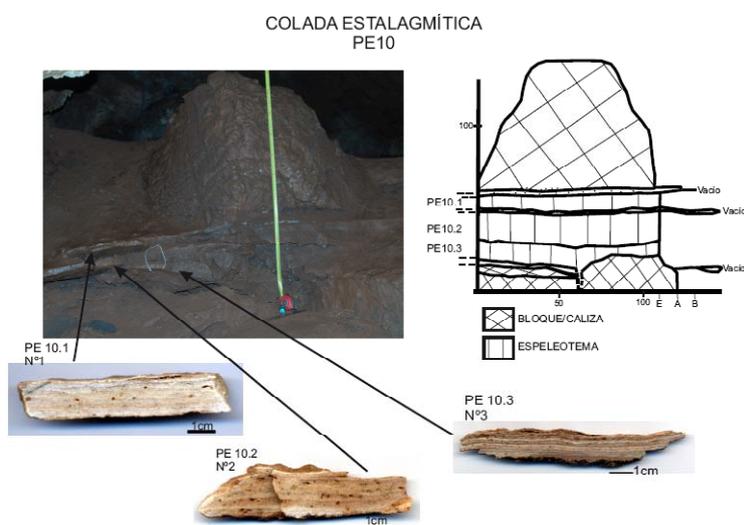


Figura 74. Ubicación de PE10 en la Sala de la Mesita. Croquis de su localización y muestra

### 4.7.1.3 DIFRACCIÓN DE RAYOS X

El análisis se ha realizado sobre las siguientes muestras de las coladas:

Tabla 12. Muestras para DRX

MALTRAVIESO- MUESTRAS PARA EL DIFRACTÓMETRO
MTV 07 nº6.2 PE 7.1 Neta (D8 BRJ15004)
MTV 07 nº15 PE5C1 Neta (D8 BRJ15005)
MTV 07 nº2 PE10.2 Neta (D8 BRJ15002)
MTV 07 nº10.1 PE5A1 Neta (D8 BRJ15003)
MTV 07 nº 16 PE3.2 Neta (D8 BRJ15001)
MTV 07 nº6.3 PE7.1 Neta (D8 BRJ15006)
MTV 07 nº14 Neta PE5C3 (D8 BRj15031)
MTV 07 nº10.2 Neta PE5A.1 (D8 BRj15027)
MTV 07 nº6.1 Neta PE7.1 (D8 BRj15021)
MTV 07 nº1 Neta PE10.1 (D8 BRj15016)
MTV 07 nº 7.1 Neta PE7.2 (D8 BRj15023)
MTV 07 nº5 Neta (costra) PE8 (D8 BRj15018)
MTV 07 nº11 Neta PE5A3 (D8 BRj15028)
MTV 07 nº8 Neta PE7.3 (D8 BRj15025)
MTV 07 nº5.2 Neta PE8 (D8 BRj15020)

<b>MTV'07 nº12 Neta PE5B.2 (D8 BRj15029)</b>
<b>MTV'07 nº3 Neta PE10.3 (D8 BRj15017)</b>
<b>MTV'07 nº13 Neta PE5C4 (D8 BRj15030)</b>
<b>MTV'07 nº9 Neta PE6 (D8 BRj15026)</b>
<b>MTV'07 nº4.2 Neta PE9 (D8 BRj15019)</b>
<b>MTV'07 nº17 Neta PE4 (D8 BRj15032)</b>
<b>MTV'07 nº7.2 Neta PE7.2 (D8 BRj15024)</b>
<b>MTV'07 nº4 Neta PE9 (D8 BRj15022)</b>

#### 4.7.1.4 ABSORCIÓN ATÓMICA

Las muestras escogidas has sido las siguientes:

**Tabla 13. Muestras para Absorción Atómica.**

<b>ESPELEOTEMA</b>	<b>MUESTRA</b>	<b>Mineral</b>
<b>PE5C1 N°15</b>	AA1	Calcita
<b>PE5C1 N°15</b>	AA2	Aragonito
<b>PE7.1 N°6.2</b>	AA3	Calcita
<b>PE7.1 N°6.2</b>	AA4	Aragonito
<b>PE5B2 N°12</b>	AA5	Aragonito
<b>PE5B2 N°12</b>	AA6	Calcita

#### 4.7.1.5 MICROSCOPIO ELECTRÓNICO DE BARRIDO (SEM) Y MICROSCOPIO ELECTRÓNICO DE BARRIDO AMBIENTAL (ESEM)

Análisis realizados con SEM en la Facultad de Ciencias de la Universidad Autónoma de Madrid.

**Tabla 14. Muestras para SEM (UAM)**

<b>ESPELEOTEMA</b>	<b>MUESTRA SEM</b>
<b>PE7.1 N°6 (Aragonito)</b>	ME3
<b>PE7.1 N°6 (Rosetas)</b>	ME4
<b>PE6 N°9</b>	ME5
<b>PE5C1 N°15</b>	ME7

Análisis realizados mediante SEM y ESEM en el Servicio de Recursos Técnicos de la Universitat Rovira i Virgili de Tarragona.

**Tabla 15. Muestras para ESEM y SEM (URV)**

<b>ESPELEOTEMA</b>	<b>INTERÉS</b>	<b>MUESTRA SEM</b>	<b>MUESTRA ESEM</b>
<b>PE10.2 N°2</b>	Mosaico	SEM 1	ESEM 1
<b>PE10.2 N°2</b>	Microcristalina	SEM 2	ESEM 2
<b>PE10.3 N°3</b>			ESEM 3
<b>PE7.1 N°6</b>	Aragonito		ESEM 4
<b>PE7.2 N°7</b>	Parte inferior	SEM 5	ESEM 5
<b>PE6 N°9</b>	Parte inferior. Identificar las Flores		ESEM 6
<b>PE5C3 N°14</b>	Fragmento entero, para ver la porosidad.	SEM 7	ESEM7
<b>PE5C1 N°15</b>	Contacto microcristalina, con aragonito y columnar		ESEM 8
<b>PE4 N°17</b>	Elemento circular.		ESEM 9

## 4.7.2 MÉTODOS

### 4.7.2.1 ANÁLISIS PETROGRÁFICO Y MICROESTRATIGRÁFICO

El análisis petrográfico de las coladas estalagmíticas permite realizar los estudios geoquímicos con mayor precisión, evitando de este modo las zonas que han sufrido algún tipo de diagénesis. Por otro lado, las diferencias petrográficas permiten hallar indicadores paleoclimáticos independientes de los análisis geoquímicos.

A lo largo de este apartado se expondrá la metodología empleada para obtener las láminas delgadas y su posterior análisis petrográfico y microestratigráfico de las coladas muestreadas.

#### **A) Preparación de las muestras.**

Los espeleotemas se cortaron longitudinalmente con una radial, escogiendo la superficie que contuviera más líneas de crecimiento. Por otro lado, estas líneas coinciden lateralmente con el muestreo realizado sobre las mismas para su análisis isotópico.

El fragmento cortado tenía unas dimensiones aproximadas de 15x15cm, pues dependían de la naturaleza de cada espeleotemas. Este fragmento fue escaneado a alta resolución.

A continuación, fue adherido a un vidrio, mediante resina de poliéster, y pulido mecánicamente con una Brot Rectificadora. El tamaño final de las muestras es de 30µm.

#### **B) Metodología del análisis petrográfico**

A raíz de la revisión de los antecedentes metodológicos sobre la petrografía de espeleotemas se han establecido los criterios para el reconocimiento y clasificación de los hábitos cristalinos. Sin embargo, cabe decir que antes de comenzar la clasificación petrográfica, se analizaron los espeleotemas mediante Difracción de Rayos X (DRX) en el Servicio de Recursos Técnicos de la Universidad Rovira i Virgili de Tarragona. Los resultados que se

presentan (Tabla 17) muestran en su mayoría calcita magnésiana, salvo en algunos casos dónde aparece aragonito. Este aragonito se presenta en aquellas muestras en las que mediante el microscopio petrográfico se ha identificado un hábito acicular y normalmente en disposición en abanico.

Dado que el análisis de DRX se realizó sobre fragmentos de espeleotemas sin separación microestratigráfica, existen algunas muestras con presencia de aragonito que no aparecen en el DRX pero que mediante el microscopio hemos podido distinguir claramente su hábito acicular y en abanico.

Como se viene apuntando, el estudio de los antecedentes sobre el análisis de espeleotemas ha permitido un conocimiento de los diferentes sistemas de clasificación empleados hasta el momento. Con todo ello, se ha establecido un sistema de clasificación e interpretación de los hábitos cristalinos presentes en los espeleotemas de la Cueva de Maltravieso. No obstante de manera sintética se presenta una lista con el vocabulario más común para la clasificación de los hábitos y que se ha empleado en este trabajo.

### C) Vocabulario

- Calcita columnar (Kendall & Broughton, 1978), relación 6:1 (Frisia, 2000)
- Calcita mosaico (González, 1992)
- Calcita microcristalina (Railsback, 2000)
- Calcita fibrosa (Frisia 2000): columnar 10:1
- Calcita en empalizada (Railsback, 2000)
- Cristalitos (por ejemplo: Muñoz, 2007, Frisia, 2003)
- Dientes de perro (Folk & Assereto 1976).
- Calcita Flotante (Taylor & Chafezt, 2004).
- Rosetas-Flores (Pomar, 1975): con crecimiento cristalino radial unidos por intercrecimiento de los romboedros. Sería la calcita flotante en sección transversal vista al microscopio petrográfico.
- Cristal compuesto (Kendall & Broughton, 1978): agregados cristalinos

- Hiato (Muñoz, 2007): parada en el crecimiento cristalino e identificado por el depósito de arcillas.
- Hábito y textura (González, 1992).
- Lámina: es el nivel más pequeño de una secuencia (o sucesión) sedimentaria y estaría limitada por encima como por debajo, por una superficie de laminación (Campbell, 1967)
- Banda: en estratigrafía es el equivalente a lámina, pero que se caracteriza por ser fácilmente distinguible por su color o por la presencia de elementos aislados (Dabrio & Hernando, 2003). En nuestro caso, una banda podrá estar formada por varias láminas pero mantiene el mismo hábito cristalino, hasta que comienza una nueva microfacies (aunque sea el mismo hábito).
- Microfacies (Flügel, 2004).
- Estromatolito (Jones, 2001).

En este vocabulario aparecen los hábitos cristalinos más destacados que aparecen en los espeleotemas de la Cueva de Maltravieso. Así como también hacemos referencia a las definiciones que establece González (1992) para el hábito y la textura.

Sin embargo, sobre esta lista se ha desarrollado una clasificación más exhaustiva de los hábitos en función de lo que presentaban los espeleotemas. Así por ejemplo, la calcita columnar queda dividida en cuatro, en función de su relación anchura-grosor, y sobre esta división se establece otra según disposición, terminaciones...Este sistema, como se ha apuntado, se ha establecido a partir del conjunto existente en las muestras y para, como veremos más adelante, tratar de conocer con más profundidad el ambiente de formación de los espeleotemas y su relación con el resto de cavidad.

Por ello, se ha creado un cuadro de MICROFACIES (Anexo: leyenda microfacies), en el cual se establece un método de clasificación mediante iconos denominados a partir de números y letras (lo que llamamos CÓDIGO) que permite simplificar los datos.

Paralelamente, una vez creados los iconos y a través de una composición fotográfica de la lámina delgada del espeleotema (creada a partir de fotografías tomadas con el microscopio

petrográfico NIKON Eclipse E400 POL), se ha dibujado mediante el programa CorelDraw12 lo que denominamos como MICROESTRATIGRAFÍA.

Cada lámina delgada se corresponde con una de estas microestratigrafías, en las que a escala, las microfacies muestran su relación entre ellas. No obstante, para obtener el máximo rendimiento de ello, se ha creado al lado una tabla con datos descriptivos (Código) e interpretativos (tipo de Descarga, Grado de Saturación, Precipitación, Acidez del agua, y la Relación del Mg/Ca) pero que no presentamos en este trabajo. Sobre los datos interpretativos, no siempre se han podido conocer, dado que trabajamos a partir de los datos bibliográficos, y no experimentales (Tabla 16), y a veces no lo especifican.

En relación a los datos descriptivos, se ha realizado una descripción petrográfica de cada espeleotema con el microscopio NIKON Eclipse E400 POL, a partir, cuando fuera posible y/o necesario, de los puntos que se enumeran a continuación.

#### **D) Datos a tener en cuenta**

- Color
- Hábito
- Tamaño cristales compuestos y/o cristalitas
- Textura
- Elementos minerales (incluye huesos)
- Bandas de crecimiento
- Inclusiones

Al mismo tiempo, y para tratar de simplificar las descripciones, se ha creado un esquema más sintético en el que se incluye el Código de Microfacies, junto con una pequeña descripción.

#### 4.7.2.2 RELACIÓN DE MICROFACIES DE MTV

### CLASIFICACIÓN GENERAL

#### 1) Calcita microcristalina

##### a. Con microlaminación

###### 1. Marrón-verde

A. Líneas regulares

B. Líneas irregulares (alta sinuosidad)

###### 2. Gris

A. Líneas regulares

B. Líneas irregulares (alta sinuosidad)

a. Elementos semicirculares y circulares

###### 3. Lechoso-cristalitos

A. Líneas irregulares gris-marrón

#### 2) Calcita columnar

##### a. 4:1 (relación longitud:anchura)

###### 1. Con microlaminación impregnada

A. Con inclusiones alargadas y alineadas

###### 2. Con cambios laterales a mosaico y alta porosidad rellena

##### b. 5:2

###### 1. En abanico

A. Con inclusiones alargadas y alineadas

B. Sin inclusiones

###### 2. En empalizada y perpendicular a la base de crecimiento

A. Sin inclusiones

##### c. 6:1

###### 1. Terminaciones euhédricas

A. Sin inclusiones

###### 2. Terminaciones subhédricas

A. Sin inclusiones, con poca laminación.

##### d. 10:1 (fibrosa)

###### 1. Con microlaminación impregnada

A. Con cambios laterales a mosaico y/o columnar

###### 2. Con terminaciones (euhédricas)

A. Radiadas y tamaño desigual

- a. Coloración gris
      - b. Radiadas alrededor de un nódulo arcilloso y con laminación impregnada.
    - B. Porosidad rellena de sedimento marrón-rojo
  - 3. Creciendo en diferentes direcciones y tamaños
    - A. Con inclusiones alineadas.
  - e. Roseta con terminaciones euhédricas
    - 1. Sin porosidad
    - 2. Con porosidad
- 3) Calcita mosaico**
- a. Grande.
    - 1. Con microlaminación con porosidad media y figuras freáticas.
  - b. Medio
    - 1. Con bordes muy irregulares y porosidad.
    - 2. Con microlaminación irregular, impregnada y presencia de arcilla marrón roja rellenando poros.
  - c. Pequeño
- 4) Columnar-mosaico-microcristalina**
- a. Con terminaciones euhédricas, límites arcillosos y alta porosidad
    - 1. Crecimiento radiado
      - A. Irregular
      - B. Regular (en forma de flor)
- 5) Aragonito acicular**
- a. Abanicos pequeños
    - 1. Gris-verde opaco con punteado negro.
      - A. Diferentes direcciones de crecimiento.
    - 2. Gris (algo translúcido)
  - b. Abanicos medianos
    - 1. Lechosos
  - c. Abanicos grandes
    - 1. Con coloración gris-verde con punteado negro.
    - 2. Gris (algo translúcido)
    - 3. Base de color gris opaco.
  - d. Perpendicular a la base de crecimiento.
- 6) Cristalitos**
- a. Creciendo por encima de una línea carbonatada
    - 1. Tendencia a columnar

## 2. Tendencia a microcristalino

- b. Creciendo a ambos lados de una línea carbonatada

7) **Hiato:** interrupción del crecimiento cristalino, generalmente con sedimentación de arcilla marrón-roja.

- a. Con porosidad y precipitación de calcita en los límites.
  - 1. Con detritos pequeños
  - 2. Con detritos grandes
- b. Con porosidad y precipitación de la calcita en bandas.
  - 1. Con detritos pequeños
- c. Sin relleno, solo coloración en los límites.
- d. Gris

#### 4.7.2.3 DIFRACCIÓN DE RAYOS X

Como se ha apuntado, se han realizado diferentes análisis mediante DRX. Dado que estos análisis fueron los primeros que se realizaron sobre los espeleotemas, la metodología consistió en elegir las zonas, mediante un criterio visual, más cristalizadas, sin impurezas. Asimismo, se muestrearon algunas láminas de crecimiento que, mediante lupa binocular, presentaban un crecimiento acicular.

La metodología consistía en la pulverización de la zona muestreada, que directamente era llevada al DRX de la Servicio Técnico de la Universiada Rovira i Virgili (Tarragona).

#### 4.7.2.4 ABSORCIÓN ATÓMICA

La Espectroscopía de Absorción Atómica es una técnica de análisis instrumental, que detecta y cuantifica gran número de elementos químicos del sistema periódico. Se basa en la propiedad que tienen los elementos químicos de absorber y emitir solo determinadas radiaciones, es decir, absorber o emitir a ciertas longitudes de onda es característico de cada elemento por el que se le puede identificar.

Es una técnica que permite la detección y cuantificación de elementos de un extracto líquido. En nuestro caso se ha requerido determinar y cuantificar mediante espectrofotometría de Absorción Atómica, los contenidos de Mg y Ca de unas muestras de los espeleotemas de MTV. El objetivo ha sido determinar la proporción de cada elemento en relación a la presencia o ausencia de Aragonito y la relación que guarda la presencia de Mg en la longitud de los cristales de Ca.

Los análisis se han realizado en la Facultad de Ciencias de la Universidad Autónoma de Madrid en el marco de unas prácticas del máster de Arqueometría.

#### 4.7.2.5 MICROSCOPIO ELECTRÓNICO DE BARRIDO (SEM) Y MICROSCOPIO ELECTRÓNICO DE BARRIDO AMBIENTAL (ESEM)

Para completar los análisis petrográficos, ha sido necesario ayudarnos de otras técnicas de observación más precisas como son las proporcionadas por el SEM y SEM.

El **Microscopio Electrónico de Barrido** o **SEM** (*Scanning Electron Microscope*), utiliza un haz de electrones en lugar de un haz de luz para formar una imagen. Tiene una gran profundidad de campo, lo que permite que enfoque a la vez una gran parte de la muestra. También produce imágenes de alta resolución. Para las muestras no conductoras, como es nuestro caso, se han recubierto con una capa delgada de oro para darle propiedades conductoras a la muestra.

El **Microscopio Electrónico de Barrido Ambiental** o **ESEM** (*Environmental Scanning Electron Microscope*). Con sus diferentes modos de vacío y la pletina peltier permiten trabajar sin la limitación para los materiales aislantes o de baja conductividad eléctrica si necesidad de metalizar las muestras. Sin embargo, las imágenes obtenidas son de menor claridad, en nuestro caso, que las obtenidas con el SEM.

La utilización de ambos microscopios se ha realizados en dos centros distintos, uno adscrito a la Universidad Autónoma de Madrid (UAM) y otro de la Universitat Rovira i Virgili (URV). Como se presenta en las Tablas 14 y 15, se ha muestreado aquellas zonas de algunos espeleotemas para observar con más precisión, en algunos casos, el hábito cristalino y en otros para verificar la actividad bacteriana que ya observábamos mediante el microscopio petrográfico, pero que para algunos autores como Jones (2001) es imprescindible para corroborar su presencia.

## 4.8 PRESENTACIÓN DE DATOS

### 4.8.1 MICROFACIES DE LOS ESPELEOTEMAS DE LA CUEVA DE MALTRAVIESO

El término **microfacies** fue originalmente definido por Brown (1943) y de nuevo y de manera independiente por Cuviller (1952). La definición que dieron se refería solo a la asociación de criterios petrográficos y paleontológicos estudiados en lámina delgada. Hoy en día, el término hace referencia a todos los datos sedimentológicos y paleontológicos los cuales pueden ser descritos a partir de láminas delgadas, *peles*, bloques pulidos y muestras de rocas (Flügel, 2004).

Mientras que el microscopio se convierte en esencial para el estudio de láminas delgadas, hay muchas técnicas adicionales que pueden ser utilizadas para maximizar la información ofrecida en el análisis de microfacies (Tucker, 1981). El microscopio catodoluminiscente, el microscopio de inclusiones fluidas, el SEM (*Scanning Electron Microscopy*) y los análisis de isótopos estables son utilizados cada vez más en estos estudios. Los análisis químicos y las técnicas de Rayos-X, por su parte, están ya bien establecidas como métodos rutinarios para determinar la composición de las muestras.

La combinación de estas técnicas con los estudios de microfacies ofrece nuevas posibilidades para la interpretación de las caracteres diagenéticos de los carbonatos (Flügel, 2004). Por otro lado, la cuantificación de los criterios utilizados en las láminas delgadas, basados en análisis de frecuencia y usando métodos multivariados, comienza a ser un requisito para la categorización de los modelos sedimentarios.

En el caso que nos concierne, la definición de microfacies viene determinada por el hábito cristalino y su relación genética. Así, una vez efectuado el examen petrográfico de las láminas delgadas sobre los espeleotemas de la Cueva de Maltravieso podemos enumerar las microfacies que presentan. No obstante, también incluimos un cuadro-resumen de las mismas.

#### 4.8.1.1 MICROFACIES: CALCITA COLUMNAR

Es uno de los hábitos más comunes en los espeleotemas y por lo tanto aparece en la mayor parte de las muestras que hemos observado. Su extinción es ondulante, y se presenta como cristales alargados, con límites irregulares o netos (empalizada), con una relación de longitud: anchura diferente según el caso, por lo que hemos definido diferentes subtipos en función de los hallados en las muestras.

La longitud de los cristales se debería según Taylor *et al.* (2004) al grado de saturación, a más saturación, mayor longitud. No obstante Folk & Assereto (1976) creen que una mayor longitud se debe a la presencia de Mg. Por otro lado, para Railsback (1999), cuando aparece una alternancia de láminas de calcita columnar con láminas de aragonito se debe a la alternancia de una estación húmeda con una seca respectivamente.

Para Self, *et al.* 2003 y Frisia *et al.*, 2001 la textura columnar se forma en condiciones de goteo constante, en climas en los que no hay un fuerte contraste estacional respecto a la pluviosidad media anual, en cuevas carentes de corrientes de aire o agua que puede conducir a procesos cinéticos (rápida desgasificación, evaporación...). Para estos autores la solución tiene un grado medio de sobresaturación, o si se hallan iones extraños, como el Mg, el aspecto de los cristales columnares puede presentar una curvatura más o menos pronunciada. La textura columnar sería típica de las estalagmitas que son formadas en condiciones de quasi-equilibrio, con sobresaturación relativamente baja, goteo constante y ausencia de impurezas en la solución que alimenta al espeleotema.

Por otra parte, la presencia de inclusiones en esta calcita, según Kendall & Broughton (1978) se debe a la precipitación rápida de la calcita, mientras que una precipitación lenta daría una coalescencia perfecta entre los cristales.

##### Relación 4:1

**Con inclusiones:** Frisia & Borsato (2010) consideran que se debe a una descarga y un grado de sobresaturación variable y entrarían dentro de lo que ellos denominan como *Short columnar* <6:1.

**Sin inclusiones:** Frisia & Borsato (2010) establecen su origen en un ritmo constante de descarga con un grado de sobresaturación de la calcita relativamente constante y bajo.

### Relación 5:2

**Con inclusiones alargadas y alineadas.** Su origen está en una descarga y un grado de sobresaturación variable (*Short columnar* <6:1, Frisia & Borsato, 2010), no obstante, para Janssen *et al.* (1999) cuando aparecen en abanico, las asocia a una precipitación bioquímica, concretamente debido a la presencia de cianobacterias.

**Sin inclusiones:** como Frisia & Borsato (2010) ya definieron en las anteriores, se debe a un ritmo constante de descarga y a un grado de sobresaturación de la calcita relativamente constante y bajo.

### Relación 6:1

**Con inclusiones:** al igual que las anteriores, Frisia & Borsato (2010) relacionan su origen con un grado de descarga y sobresaturación variable y entrarían dentro de lo que ellos denominan *Columnar proper 6:1*. Para Self, *et al.* 2003, aumentando la sobresaturación, y aunque exista Mg en la solución, se forman cristales alargados, con crecimiento generalmente perpendicular al sustrato. Estos cristales con una relación entre ancho y largo mayor de 6:1, con terminaciones apuntadas los definen como aciculares, y serían muy comunes en concreciones aragoníticas y en algunas concreciones de flujo variable.

**Sin inclusiones:** la misma génesis que los subtipos sin inclusiones anteriores según Frisia & Borsato (2010).

### Relación 10:1 (Frisia & Borsato (2010) lo denominan *Elongated columnar* >>6:1)

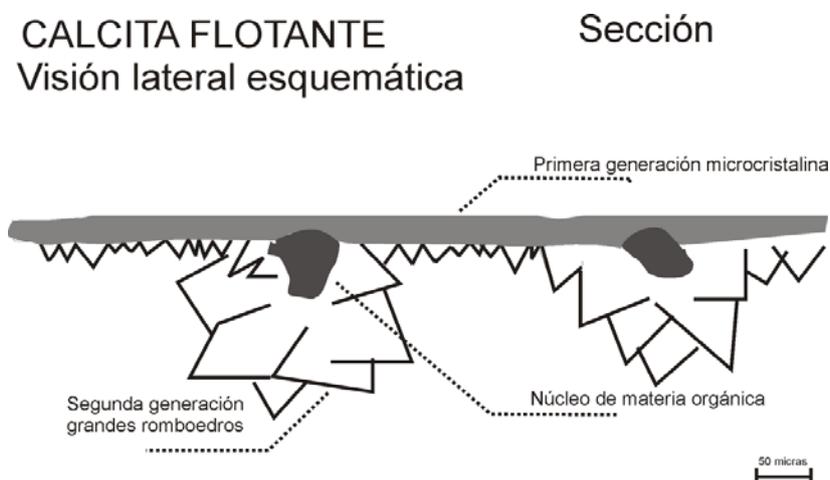
**Con inclusiones:** se desarrollan según un grado de descarga y sobresaturación variable, pero con una relación Mg/Ca en el agua de goteo igual o superior a 0,3 (Frisia & Borsato, 2010).

**Sin inclusiones:** crecen a partir de un ritmo constante de descarga, con un grado de sobresaturación de la calcita relativamente constante y bajo, pero con una relación Mg/Ca en agua de goteo igual o superior a 0,3 (Frisia & Borsato, 2010). Para Folk & Assereto (1976) se debe a un alto contenido de Magnesio. Sin embargo, para González *et al.* (1994) cuando presenta un aspecto fibroso se debería a la presencia de flujos

oscilantes, pero para Frisia *et al.* (2000) esta textura se debería a una actividad bacteriana que favorecería su formación. Por otra parte, hemos detectado calcita columnar con crecimientos individuales que se desarrollan a partir de la acreción de cristalitos en aguas tranquilas (piscinas), pues van asociadas a la siguiente microfacies.

**Rosetas-Flores:** es la calcita flotante que cuando se observa con el SEM se presenta como un crecimiento cristalino radial unido por intercrecimiento de los romboedros. Por otra parte, las flores son las rosetas vistas al microscopio petrográfico, seccionadas transversalmente, dando una apariencia en forma de flor. La comprobación de que lo que denominamos Flores es calcita flotante proviene de la observación hecha mediante SEM. Taylor *et al.* 2004, consideran que la longitud de los cristales está relacionado directamente con el incremento en el estado de saturación de la fuente de agua, comenzando a ser más alargados a la vez que el estado de saturación se incrementa.

**Con porosidad:** para González *et al.* (1994) se forma en una acumulación de agua, en forma de piscina, en la que no existe turbación. Para Taylor & Chafezt (2004), la presencia de poros es debida a la existencia de burbujas de gas atrapadas. No obstante consideramos que podría corresponderse también a acumulaciones de agua que acabarían desapareciendo y dejando las oquedades.



**Figura 75.** Este esquema representa una lámina de calcita flotante. La cara plana superior correspondería con la superficie de las aguas subterráneas, los grandes romboedros por su parte, se desarrollan en condiciones totalmente subacuáticas. Modificado de Pomar *et al.* (1975) Sin embargo en este trabajo no hemos observado el núcleo de materia orgánica.

**Sin porosidad:** siguiendo el estudio de Taylor & Chafezt (2004) sobre la calcita flotante establecemos este subtipo para la acumulación en el fondo de la piscina, debido a un exceso de peso o por un cambio en la tensión superficial que hace que las láminas de

calcita se caigan y acumulen en el fondo, lo que indica unas condiciones inestables. A veces aparecen como cristalitos, o como calcita microcristalina con laminación, o creciendo a ambos lados de la primera generación microcristalina. Este último proceso indica unas condiciones estables.

#### 4.8.1.2 MICROFACIES: CALCITA MOSAICO

Se define como cristales de calcita equidimensionales con bordes irregulares. Su origen lo consideramos controvertido y está en función de dónde aparezca, y de los rasgos que presenta. No obstante, aunque en nuestras muestras se observan diferentes tamaños (pequeño, medio y grande), no podemos explicar el origen de esta variación. Por otro lado en los espeleotemas de Maltravieso suele aparecer con una microlaminación que en ocasiones presenta una coloración oscura, lo cual hace pensar en un proceso postdeposicional diagenético, así siguiendo a una gran cantidad de autores (por ejemplo: Folk & Assereto, 1976) como algunas últimas publicaciones (Frisia & Borsato, 2010), su origen está en el reemplazamiento de la fábrica de aragonito por calcita (proceso de neomorfismo, Tucker, 1981).

La diagénesis de los carbonatos envuelve diferentes procesos. Entre ellos se pueden distinguir los seis más importantes (Tucker, 1981): cementación, micritización microbiana, neomorfismo, disolución, compactación y dolomitización. Existen dos aspectos del neomorfismo: la transformación polimórfica húmeda de aragonito a calcita, y la recristalización húmeda de calcita a calcita. Ambos procesos son húmedos porque tienen lugar en presencia de agua, a través de la disolución-reprecipitación (Tucker, 1981).

A nuestro parecer, para considerar este origen, habría que al menos localizar otros rasgos que lo verificaran, como la presencia de alguna aguja de aragonito en la que se viera ese reemplazamiento. Por ello, es necesario también tener en cuenta el estudio de otros autores que consideran que procede de un crecimiento de aguas no fluidas (González *et al.* 1992). Por otro lado, cuando el mosaico aparece como cemento, entre el sedimento, tendríamos que volver a hablar de procesos diagenéticos meteóricos y tratar de evaluar si es cemento vadoso o freático (pero entraría en la definición de esparita de p. ej. Tucker, 1981).

Blanc, 2005 define una calcita esparítica y microesparítica (cristales de 10 a 100  $\mu\text{m}$ ) como un mosaico de cristales de calcita esparítica, generalmente clara, dejando vacíos entre

ellos (podría entrar dentro de la denominación de cristalitos). Para este autor estas formaciones son objeto de una alimentación continua de aguas muy mineralizadas a temperaturas frecuentemente muy elevadas

#### 4.8.1.3 MICROFACIES: ARAGONITO ACICULAR

Esta microfacies está definida como cristales aciculares o en forma de agujas, que normalmente aparecen agrupados en forma de abanico. Al igual que la microfacies anterior, en las muestras estudiadas se presenta en diferentes tamaños (pequeños, medianos y grandes), aunque también se localiza alguno perpendicular a la base de crecimiento (no en forma de abanico).

A pesar de esta variedad de tamaño, no podemos saber por el momento si se debe a una estabilidad de las condiciones o al grado de saturación. Sin embargo sí que podemos explicar su génesis general en función de varios autores. Por un lado Frisia & Borsato (2010) explican su origen a partir de una descarga regular pero relativamente baja, incluso puede existir un período de sequía. No obstante creen que existe una covariación indiferente entre la relación Mg/Ca en agua, una alta alcalinidad y un alto pH en las aguas de alimentación. Para González *et al.* (1992) una rápida exolución de CO<sub>2</sub> sería la responsable del crecimiento de los abanicos de cristales aciculares.

Para Frisia *et al.*, 2000 y Self *et al.*, 2003, las texturas aciculares o fibrosas son características de estalagmitas crecidas en cuevas en las que el agua de percolación contiene Mg y la presencia de actividad bacteriana favorecería la presencia de la textura fibrosa. Railsback (1999) además añade que la alternancia con láminas de calcita indicaría una estación seca.

Por otra parte, en función de las muestras de la Cueva de Maltravieso, hemos hallado abanicos aciculares con punteado negro o con base microcristalina cuyo origen se halla en la cristalización de cianobacterias (p. ej. Jones, 2001 ó Freytet, P & Verrecchia, E.P., 1999).

#### 4.8.1.4 MICROFACIES: CRISTALITOS

La definición de cristalitos como la unidad más pequeña de crecimiento de la calcita (p.ej. Muñoz, 2007) es de fácil entendimiento, no obstante a la hora de realizar su identificación es un tanto difícil. Esta dificultad proviene del hecho de que a veces podría confundirse como calcita mosaico pequeño, o incluso dentro de la calcita microcristalina. Por supuesto, su mejor identificación sería mediante SEM, así Frisia *et al.* (2000), pueden atreverse a concluir que cuando los cristalitos observados mediante SEM presentan superficies rugosas se han formado en invierno, mientras que las superficies lisas se debe al verano. Folk & Assereto (1976) afirman que en realidad su crecimiento se debe a una fase de sequía (pero ellos sólo se refieren a los *Tooth-shaped packets*).

En lo que se refiere a los mecanismos de crecimiento de los cristalitos (Frisia *et al.*, 2001) comprueban experimentalmente que en verano se caracterizan por la evolución desde pequeños granos, con superficies rugosas, a granos más grandes con superficies suaves y lisas. En invierno los cristalitos se caracterizan por superficies rugosas (interpretado como resultado en fluctuaciones en la sobresaturación), pero este aspecto solo es posible determinarlo mediante SEM.

#### 4.8.1.5 MICROFACIES: CALCITA MICROCRISTALINA

Se define como una calcita que no puede ser observada mediante microscopio petrográfico debido a su pequeño tamaño (menos de 4  $\mu\text{m}$ , Railsback, 2000). Normalmente los petrógrafos utilizan el término de micrita para los sedimentos consistentes en  $\text{CaCO}_3$  microcristalina y el término de “micrítico/a” para materiales que parecen micrita. No obstante algunos autores no aconsejan este término para los espelotemas (Railsback, 2000). Frisia *et al.* (2000), sin embargo, la definen como una micrita oscura y opaca (romboedros de 2-4  $\mu\text{m}$ ) con una extinción irregular.

La textura microcristalina según Frisia *et al.*, 2000 se forma a partir de aguas de percolación con un bajo grado de saturación y un aporte cíclico de materia orgánica resultando una típica laminación probablemente anual. No obstante, para ellos puede ser considerada como una textura columnar laminar caracterizada de una superposición irregular de los cristalitos que forman los cristales compuestos con borde interdigitado y que se compone de un elevado

número de defectos cristalinos. La textura microcristalina es indicio de condiciones ambientales similares a aquellas en las que se forma la textura columnar, con la diferencia que el agua de goteo es periódicamente enriquecida en impurezas.

Los cristallitos formados en esta textura en verano muestran los extremos de las caras planas y tienden a la coalescencia en individuos mayores con las superficies externas lisas y precipitan en condiciones muy cercanas al equilibrio isotópico (con baja saturación). Por otra parte, los cristallitos formados en invierno presentan caras rugosas y planas a la vez, y tienden a alargarse en dirección al flujo. Serían grandes cristales cuya textura microcristalina sólo podría diferenciarse bajo microscopio electrónico de barrido (Frisia *et al.*, 2001).

Para Genty *et al.*, 2001, la textura microcristalina se forma bajo fluctuaciones en el ritmo de la descarga y por aportaciones estacionales de inhibidores del crecimiento de la calcita.

Paralelamente nosotros, en función de las muestras estudiadas, hemos distinguido diferentes subtipos.

Con microlaminación: sería una calcita cuyos cristales no pueden observarse al microscopio debido a su tamaño, pero que presenta una laminación debido a un crecimiento secuencial. Frisia & Borsato (2010) la localizan normalmente encima o debajo de hiatos, formando diminutos agregados en las coladas, y relacionan su origen con una precipitación bioquímica. Frisia *et al.* (2000) considera el verano su estación de crecimiento. Cuando la microlaminación está bien definida hace que la consideremos como tapices algales-estromatolitos (Jones, 2001).

Blanc, 2005, define en este contexto lo que denomina una microzona laminada: pequeñas láminas con contornos limpios u ondulados de calcita amarilla-naranja. Forman microsecuencias bien agrupadas. Proviene de aportes regulares, a veces cíclicos con cortes o interrupciones frecuentes en el crecimiento. Estas láminas a veces son muy rojas y pueden implicar precolaciones abundantes a través de formaciones residuales. Este tipo puede ser atravesado a partir de espeleotemas más antiguos por el crecimiento de agujas cristalinas.

Lechosa-cristallitos: Frisia & Borsato (2010) definen este tipo como una calcita microcristalina formada por un apilamiento irregular de cristallitos (4x50  $\mu\text{m}$ ) y se debe a una descarga y sobresaturación variable, con la presencia de inhibidores del crecimiento cuando la descarga incrementa y la sobresaturación decrece. Dentro de este subtipo podríamos hacer referencia a la definición que hace Blanc (2005) de una calcita esparítica-microesparítica, cuyo origen se debe

a una alimentación de aguas muy mineralizadas y a temperaturas muy elevadas. La diferencia petrográfica con la anterior es la laminación. El límite con la definición de cristalitos es difícil de establecer.

#### 4.8.1.6 RELACIÓN DE MICROFACIES DE MTV-INTERPRETACIÓN

**Tabla 16. Relación de microfácies de MTV-Interpretación.**

MICROFACIES	SUBFACIE		INTERPRETACIÓN	BIBLIOGRAFÍA	
Calcita microcristalina	Con microlaminación marrón-verde	Micrita (FRISIA) oscura y opaca: romboedros de 2-4 $\mu\text{m}$ , extinción irregular.	<ul style="list-style-type: none"> <li>Comúnmente observada encima o debajo de hiatos. En coladas forma diminutos agregados. Posiblemente debido a una precipitación bioquímica.</li> <li>Se forman en verano</li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li>Frisia (2010)</li> <li>Frisia <i>et al.</i> (2000)</li> </ul>	
	Con microlaminación gris				
	Lechosos-cristalitos	<ul style="list-style-type: none"> <li>Columnar microcristalina: apilamiento irregular de cristalitos (4x50<math>\mu\text{m}</math>)</li> <li>Esparítica-microesparítica</li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li>Descarga y sobresaturación variable. (Slcc relativamente bajo). Inhibidores del crecimiento eficientes cuando la descarga incrementa y la sobresaturación decrece.</li> <li>Alimentación continua de agua muy mineralizada y a temperaturas muy elevadas</li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li>Frisia (2010)</li> <li>Blanc (2005)</li> </ul>	
Calcita columnar	4:1 (Short columnar Frisia <6:1)	Con inclusiones	Descarga y grado de sobresaturación variable		<ul style="list-style-type: none"> <li>Frisia (2010)</li> <li>Railsback (1994). Estación húmeda cuando alterna con láminas de aragonito</li> <li>Taylor <i>et al.</i> (2004): los cristales son más alargados a más saturación.</li> </ul>
		Sin inclusiones	Ritmo constante de descarga, grado de sobresaturación de calcita relativamente constante y bajo.		
	5:2 (Short columnar Frisia <6:1)	Con inclusiones alargadas y alineadas En abanico.	Descarga y grado de sobresaturación variable.	<ul style="list-style-type: none"> <li>Janssen <i>et al</i> (1999).Precipitación bioquímica.</li> </ul>	
		Sin inclusiones alargadas y alineadas	Ritmo constante de descarga, grado de		

			sobresaturación de calcita relativamente constante y bajo.		
6:1 ( <i>Columnar proper</i> Frisia 6:1)	Con inclusiones		Descarga y grado de sobresaturación variable		
	Sin inclusiones		Ritmo constante de descarga, grado de sobresaturación de calcita relativamente constante y bajo		
10:1 ( <i>Elongated columnar</i> , Frisia >>6:1)	Con inclusiones		<ul style="list-style-type: none"> <li>• Descarga y grado de sobresaturación variable, pero con la relación Mg/Ca en el agua de goteo igual o superior a 0.3.</li> <li>• Fibrosos: a partir de flujos o aguas oscilantes</li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li>• Frisia (2010)</li> <li>• González <i>et al.</i> (1994)</li> </ul>	
	Sin inclusiones		<ul style="list-style-type: none"> <li>• Ritmo constante de descarga, grado de sobresaturación de calcita relativamente constante y bajo, pero con la relación Mg/Ca en el agua de goteo igual o superior a 0.3</li> <li>• Alto Contenido en Magnesio</li> <li>• Fibrosos: a partir de flujos o aguas oscilantes</li> <li>• Fibroso: la actividad bacteriana favorece su formación</li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li>• Frisia (2010)</li> <li>• Folk &amp; Assereto (1976)</li> <li>• González <i>et al.</i> (1994)</li> <li>• Frisia <i>et al.</i> (2000)</li> </ul>	
Roseta	Con porosidad		Calcita flotante. No existe turbación en el agua.	González <i>et al.</i> (1994)	Taylor & Chafezt (2004). Presencia de burbujas de gas.
	Sin porosidad		Calcita flotante que se ha depositado en el fondo por demasiado peso.	Taylor & Chafezt (2004)	

<b>Mosaico</b>	Grande	Con microlaminación	Reemplazamiento de fábrica de aragonito por calcita.		<ul style="list-style-type: none"> <li>• Frisia (2010)</li> <li>• Folk &amp; Assereto (1976)</li> </ul>
	Medio				
	Pequeño				
<b>Aragonito acicular</b>	Abanicos pequeños		<ul style="list-style-type: none"> <li>• Descarga regular pero relativamente baja. Es posible algún período de sequía. Covariación indiferente entre en la relación de Mg/Ca en el agua, alta alcalinidad y pH en las aguas de alimentación</li> <li>• Estación seca cuando alterna con láminas de calcita.</li> <li>• Abanicos de cristales aciculares: rápida exolución de CO<sub>2</sub></li> </ul>		<ul style="list-style-type: none"> <li>• Frisia (2010)</li> <li>• Railsback (1994)</li> <li>• González (1992)</li> </ul>
	Abanicos medianos				
	Abanicos grandes				
	Perpendicular a la base de crecimiento				
<b>Cristalitos</b>	SEM:	SEM:	<ul style="list-style-type: none"> <li>• Fase de sequía (Folk &amp; Assereto, 1976)</li> </ul>		<ul style="list-style-type: none"> <li>• Tooth-shaped packets (Folk &amp; Assereto, 1976)</li> <li>• SEM: Frisia <i>et al</i> (2000)</li> </ul>
	<ul style="list-style-type: none"> <li>• Superficies rugosas</li> <li>• Superficies lisas</li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li>• Invierno</li> <li>• Verano</li> </ul>			
<b>Hiato</b>	Porosos		Interrupción en el crecimiento. Períodos de sequedad (láminas rojas)	Gascoyne (1992)	
	Con sedimento				
<b>General</b>	<b>Inclusiones</b>		Precipitación lenta de la calcita		Kendall & Broughton (1978)

MICROFACIES DE LOS ESPELEOTEMAS  
DE LA CUEVA DE MALTRAVIESO

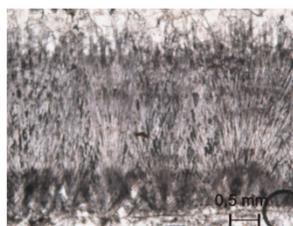
Calcita columnar 10:1  
(nc)



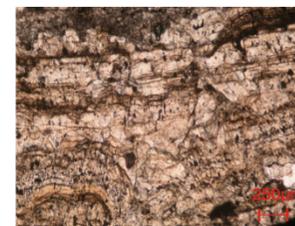
Calcita mosaico  
(nc)



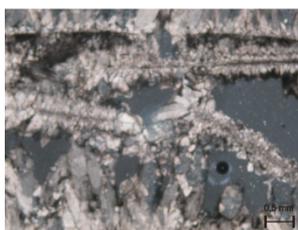
Abanicos aciculares  
con punteado negro  
(nc)



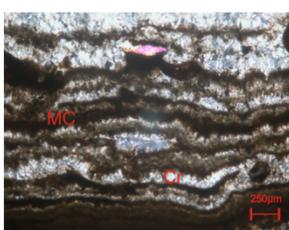
Calcita columnar de  
origen orgánico (np)



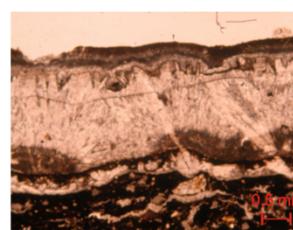
Calcita flotante  
(Rosetas, nc)



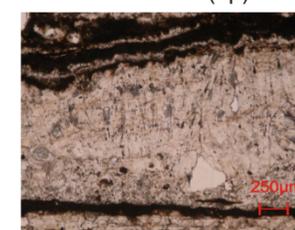
Calcita microcristalina (MC)  
Cristalitos (Cr) (nc)



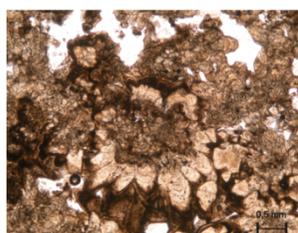
Abanicos aciculares  
con base microcristalina (np)



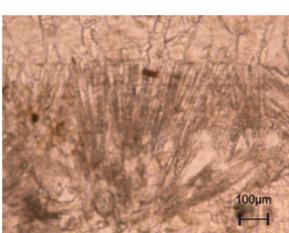
Calcita columnar 5:1 en abanico  
con inclusiones alargadas y  
alineadas (np)



Calcita flotante  
(Flores, np)



Abanicos aciculares  
(Aragonito, np)



Abanicos aciculares  
de origen orgánico (np)

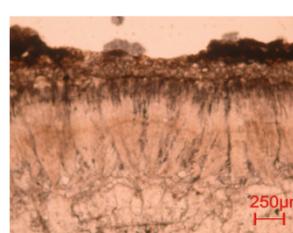


Figura 76. Ejemplos de microfacies de los espeleotemas de la Cueva de Maltravieso (np: nicoles paralelos; nc: nicoles cruzados).



## 4.8.2 ANÁLISIS DRX SOBRE LOS ESPELOETEMAS

Los resultados obtenidos del análisis mediante Difracción de Rayos X de los espeleotemas de la Cueva de Maltravieso son los siguientes.

Tabla 17. Resultados de DRX

MALTRAVIESO- MUESTRAS PARA EL DIFRACTÓMETRO	RESULTADOS
MTV`07 nº1 Neta PE10.1	Calcita magnesiana, cuarzo
MTV`07 nº2 PE10.2 Neta	Calcita magnesiana
MTV`07 nº3 Neta PE10.3	Calcita magnesiana, cuarzo
MTV`07 nº4 Neta PE9	Calcita magnesiana, cuarzo
MTV`07 nº4.2 Neta PE9	Calcita magnesiana, <b>aragonito</b> , cuarzo
MTV`07 nº5 Neta (costra) PE8	Calcita magnesiana, <b>aragonito</b>
MTV`07 nº 5.1	Sin analizar
MTV`07 nº5.2 Neta PE8	Calcita magnesiana
MTV`07 nº6.1 Neta PE7.1	Calcita magnesiana, <b>aragonito</b>
MTV`07 nº6.2 PE 7.1 Neta	Calcita magnesiana, <b>aragonito</b>
MTV`07 nº6.3 PE7.1 Neta	Calcita magesiana, cuarzo
MTV`07 nº 7.1 Neta PE7.2	Calcita magnesiana, cuarzo
MTV`07 nº7.2 Neta PE7.2	Calcita magnesiana
MTV`07 nº8 Neta PE7.3	Calcita magnesiana, cuarzo
MTV`07 nº9 Neta PE6	Calcita magnesiana, cuarzo
MTV`07 nº10.1 PE5A1 Neta	Calcita magnesiana
MTV`07 nº10.2 Neta PE5A.1	Calcita magnesiana, cuarzo
MTV`07 nº11 Neta PE5A3	Calcita magnesiana, cuarzo
MTV`07 nº12 Neta PE5B.2	Calcita magnesiana, <b>aragonito</b> , cuarzo
MTV`07 nº13 Neta PE5C4	Calcita magnesiana, cuarzo
MTV`07 nº14 Neta PE5C3	Calcita magnesiana, cuarzo
MTV`07 nº15 PE5C1 Neta	Calcita magnesiana, cuarzo
MTV`07 nº15.1 PE5C1 (piso superior)	Sin analizar
MTV`07 nº16 PE3.2 Neta	Calcita magnesiana, <b>aragonito</b>
MTV`07 nº17 Neta PE4	Calcita magnesiana, <b>aragonito</b> , cuarzo

### 4.8.3 ANÁLISIS DE ABSORCIÓN ATÓMICA

Los resultados obtenidos del análisis de Absorción Atómica sobre las muestras de espeleotemas de la Cueva de Maltravieso se exponen en la siguiente tabla.

Resultados:

**Tabla 18. Resultados de los análisis de Absorción Atómica.**

<b>Mineral</b>	<b>MUESTRA</b>	<b>Patrón: Ca</b>	<b>Patrón: Mg</b>	<b>Ratio Mg/Ca</b>
<b>Calcita</b>	AA1	2250 ppm	<b>9125 ppm</b>	4,05
<b>Aragonito</b>	AA2	<b>4531,25 ppm</b>	1250 ppm	0,27
<b>Calcita</b>	AA3	1484,375 ppm	<b>4765,625 ppm</b>	3,2
<b>Aragonito</b>	AA4	<b>4062,25 ppm</b>	2968,75 ppm	0,73
<b>Aragonito</b>	AA5	8750 ppm	<b>32083,33 ppm</b>	3,66
<b>Calcita</b>	AA6	2343,75 ppm	<b>9453,125 ppm</b>	4.03

#### 4.8.4 SEM/ESEM: FOTOGRAFÍAS

SEM (UAM):

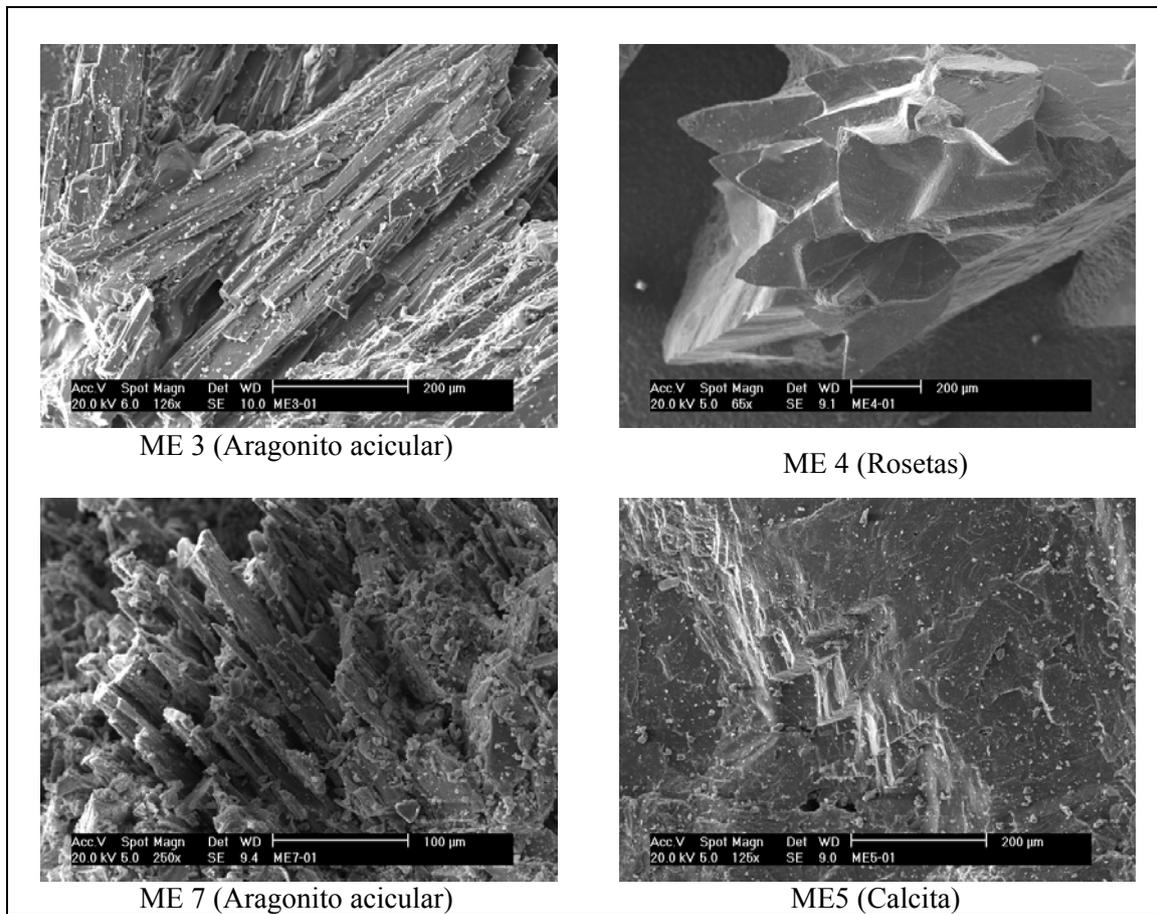
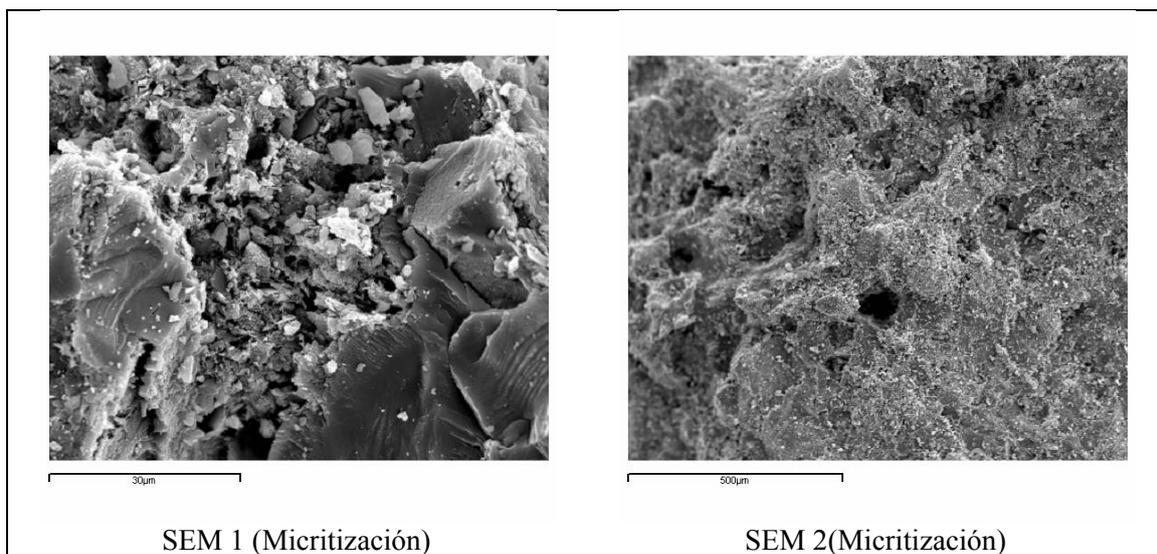


Figura 77. Fotografías tomadas mediante SEM (UAM).

SEM (URV)



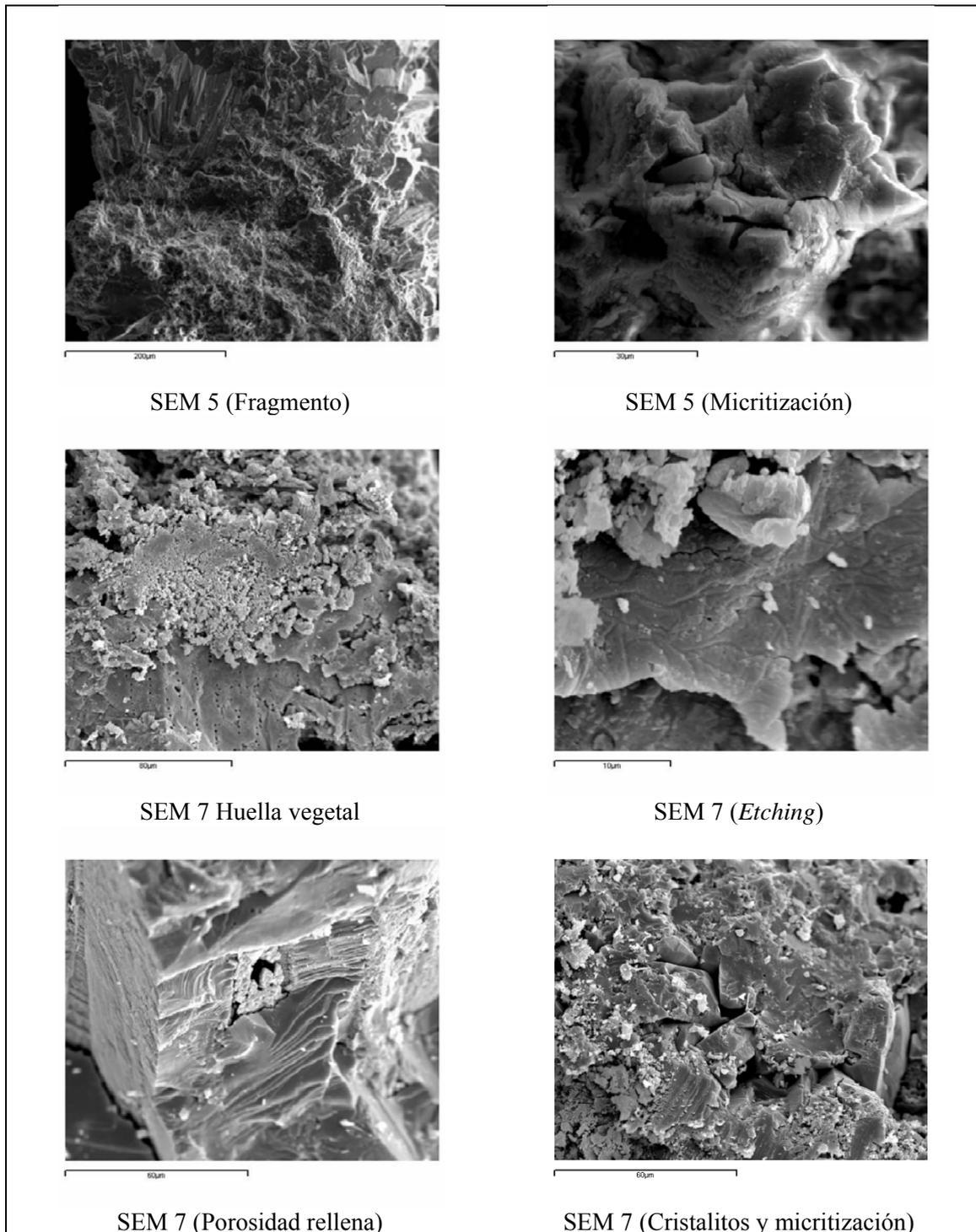
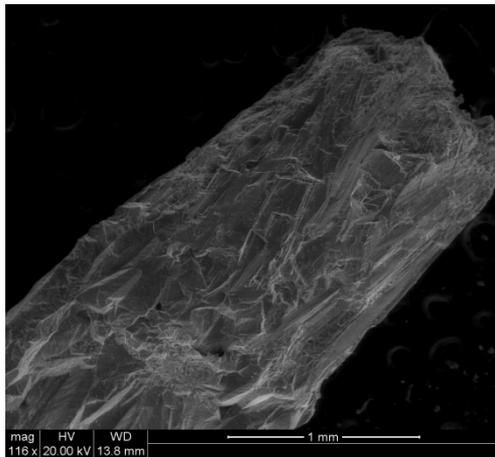
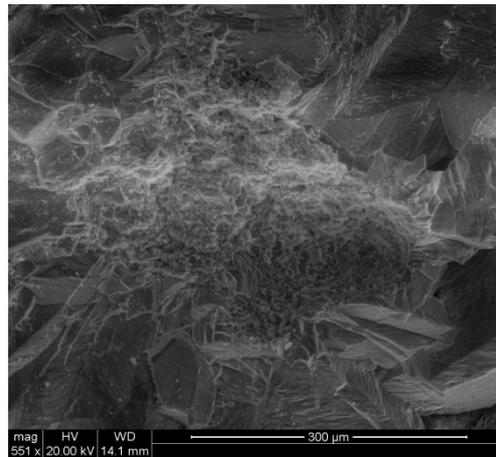


Figura 78. Fotografías tomadas mediante SEM (URV)

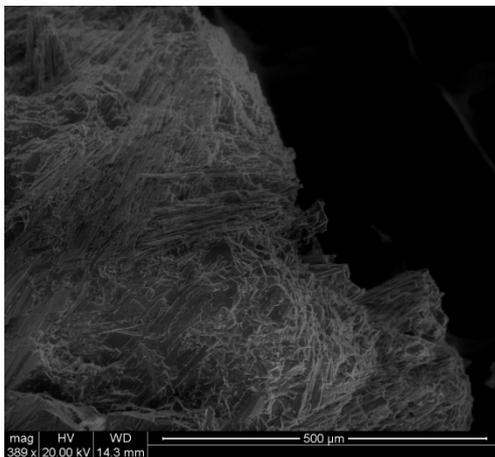
## ESEM (URV)



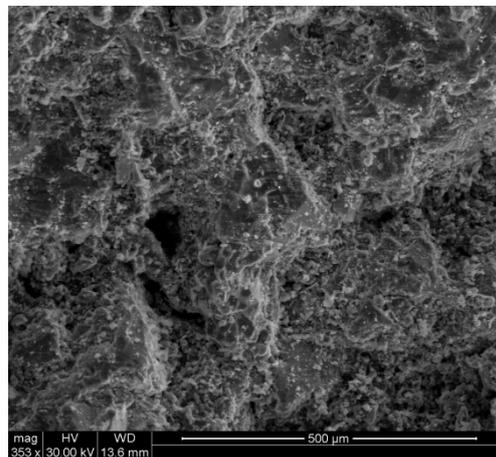
ESEM 8 (Fragmento)



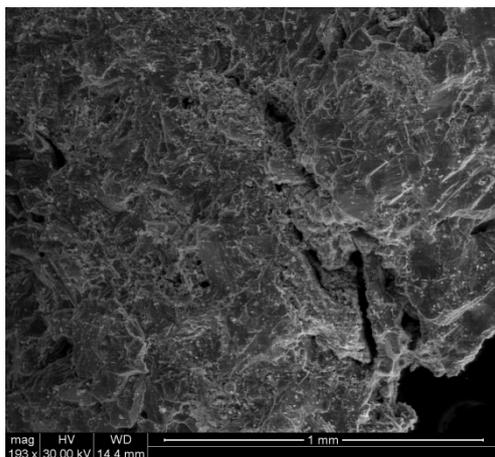
ESEM 8 (Calcita microcristalina)



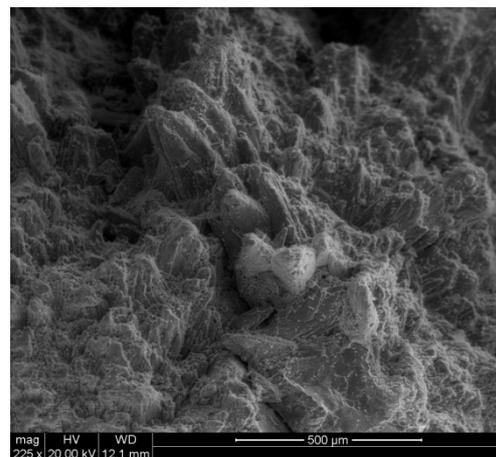
ESEM 8 (Aragonito)



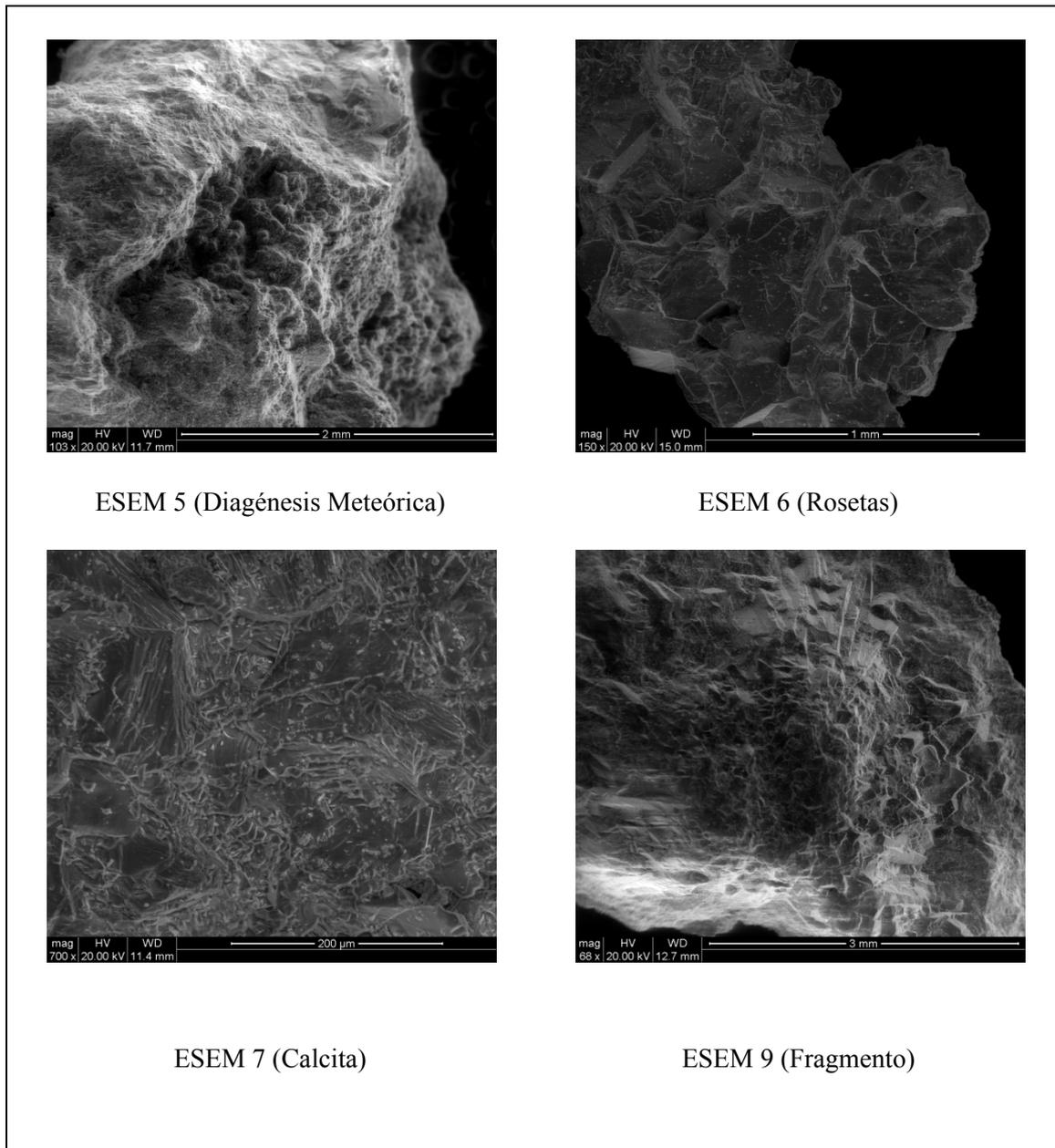
ESEM 3 (Porosidad)



ESEM 3 (Calcita microcristalina)



ESEM 5 (Diagénesis meteórica)



**Figura 79. Fotografías tomadas mediante ESEM (URV)**

## 4.9 DISCUSIÓN PETROGRÁFICA

A raíz de los análisis petrográficos efectuados sobre las láminas delgadas de los espeleotemas de la Cueva de Maltravieso, podemos obtener la siguiente interpretación de los ambientes de formación en los que crecieron, así como reconocer algunos de los procesos postdeposicionales a los que se vieron sujetos.

Las diferentes coladas presentan unas asociaciones de microfacies que nos hacen pensar que cada una de ellas se formó en diferentes estaciones y según Railsback (1994) cuándo las láminas de calcita columnar se alternan con láminas de aragonito implica un período de un año. A estas estaciones nos referiremos como estación seca y estación húmeda. De esta manera lo simplificamos, dado que a veces los autores definen una característica de sequía, como los hiatos de arcillas rojas (Gascoyne, 1992), o la formación de cristalitos (Folk & Assereto, 1976) o la calcita microcristalina con microlaminación que según Frisia *et al.* (2000) se forma en verano. Por otro lado, Railsback (1994) también explica la asociación de láminas de calcita y aragonito con estaciones húmedas y secas respectivamente.

En lo que respecta a los procesos postdeposicionales nos referimos sobre todo al hábito cristalino, dado que sobre la calcita mosaico para algunos autores entienden que su presencia se debe al reemplazamiento de la fábrica de aragonito por calcita (Frisia & Borsato, 2010 y Folk & Assereto, 1976). No obstante, González *et al.* (1992) considera que la calcita mosaico podría crecer a partir de las aguas no fluidas.

Asimismo, consideramos que el aspecto más importante radica en el tipo de hábito cristalino que presentan los espeleotemas, y que la longitud de cada uno de ellos se debe a una estabilidad en las condiciones de formación, permitiendo que los cristales (el cristal compuesto) se desarrollen con mayor longitud. Respecto a esto, como se ha apuntado en los análisis de Absorción Atómica, la presencia de Mg no parece favorecer este aspecto. No obstante este hecho se podría justificar dados los análisis de DRX que muestran calcita magnesiana en la mayoría de los casos.

Entendemos que las aguas a partir de las cuales se han formado estos espeleotemas provienen de las aguas de infiltración de la zona insaturada del karst. Es decir, provienen de aguas meteóricas vadosas.

## 4.9.1 LAS COLADAS ESTALAGMÍTICAS DE LA CUEVA DE MALTRAVIESO

### 4.9.1.1 COLADA ESTALAGMÍTICA PE1 N°18

Esta colada, sobre la que hemos obtenido una lámina de aproximadamente 2,5 cm de altura, presenta una ciclicidad subanual en los hábitos cristalinos, algunos de los cuales se ha visto sometido a procesos postdeposicionales, como es la sustitución de la fábrica de aragonito por calcita mosaico (Frisia & Borsato, 2010 y Folk & Assereto, 1976). En este caso, es posible distinguir como la calcita va poco a poco reemplazando a las agujas de aragonito de lo que trataremos más adelante.

A grandes rasgos, la asociación comienza con aragonito acicular en abanico con calcita columnar con una relación longitud: anchura que va variando, al igual que la longitud de las agujas de aragonito. En esta asociación, y entre la calcita, aparece una asociación de cristalitos, algunos marcando el final del crecimiento de una banda de calcita columnar y el inicio de otra.

Para Folk & Assereto (1976) esto se debe a una fase de sequía y nosotros entendemos que las condiciones de crecimiento de la calcita columnar han variado, seguramente con una bajada de la descarga de agua, debida a una fase de sequía, relativa y puntual, que en cierto momento se reactiva y mediante el crecimiento competitivo de los cristales (González *et al.*, 1992), formando otra banda de crecimiento de calcita columnar, que termina cuando comienza el crecimiento de aragonito acicular, representando el comienzo de la estación seca. Los límites entre ambas estaciones no son marcados, sino que son graduales, como quizás lo representen la formación de cristalitos, que apuntan a esa disminución gradual en la descarga de agua.

Por otro lado, a 1,5 cm aproximadamente de la base, comienza una asociación menos clara, en lo que al aragonito se refiere. Pues la calcita columnar ahora se asocia con bandas de crecimiento de calcita microcristalina con algo de aragonito y cristalitos. Sin embargo, aunque Railsback (1994) no habla de esto, estas bandas por separado son características de estaciones secas o de sequía y en el caso de la calcita microcristalina con la presencia de materia orgánica e inhibidores del crecimiento cristalino (Frisia & Borsato, 2010).

Finalmente, y a techo, aunque como hemos apuntado a lo largo de toda la lámina nunca se pierde esa asociación entre ambiente seco y húmedo, el punto más marcado lo presenta un hiato de arcilla, que evidencia una sequía más contrastada que la marcada por el aragonito, dado que no se forman cristales. No obstante, por encima de este hiato vuelve a crecer calcita columnar pero fibrosa, que según Frisia, *et al.* (2000) su formación está favorecida por la actividad bacteriana. Este aspecto se relaciona con la siguiente banda de crecimiento, a partir de la cual se forma calcita microcristalina entre la que crece calcita columnar fibrosa en forma de estalagmita.

Con todo ello, creemos que este espeleotema se formó a partir de microfacies estacionales, no podemos asegurar si estas estaciones coinciden, para la estación seca, con verano solo y para la húmeda con otoño, invierno y/o primavera. Pero si es cierto que los cambios no son bruscos y marcados, con lo que creemos que la calcita columnar comienza a formarse entre otoño e invierno y cuando llega la primavera y en función de grado de sobresaturación, y de descarga, se sucede un cambio gradual a aragonito. La presencia de calcita microcristalina frente a aragonito es debida a la entrada de inhibidores del crecimiento y materia orgánica. Proceso que se acentúa a techo, con la terminación en estalagmita.

Por todo ello consideramos que existió una lámina de agua constante durante un período de tiempo, que sufría oscilaciones estacionales, para finalmente desaparecer, y solo hallar un pequeño goteo cenital. El origen de esta lámina de agua, estaría relacionado con el nivel freático del arroyo Concejo, pues las dimensiones de esta colada, así como la carbonatación de los sedimentos que se hallan justo debajo indican que hubo un aporte de agua constante por infiltración desde la zona vadosa, y sin apenas turbación para que se formara esta colada. Para finalmente desaparecer y solo quedar constancia en un pequeño goteo.

Por otro lado, la presencia calcita mosaico, consideramos que se debe a un proceso puntual de disolución- recristalización que solo afecta a la base del espeleotema.

#### 4.9.1.2 COLADA ESTALAGMÍTICA PE2 N°19

Esta muestra forma parte del extremo de PE2. Como hemos comentado en otro apartado, PE2 se forma sobre una placa caliza de grandes dimensiones desprendida del techo de la Sala del Gato, lo que marca el límite de la Sala de los Huesos hacia esta dirección. Esta placa tiene una pendiente hacia la Sala de los Huesos y sobre ese extremo inferior es donde se ha obtenido la muestra, al lado de la hallada para la datación mediante U/Th. La morfología y disposición de la placa es la que ha marcado el tipo de colada, pues en su extremo funciona como una estantería (Hill & Forti, 1997) con un borde de crecimiento.

La muestra, con casi 6 cm de espesor, presenta una base marcada por una lámina de crecimiento de calcita columnar con una dirección hacia la base, lo que nos indica que se formaría por un aporte de agua que a partir de la base de la placa, actuaría como una pequeña piscina, se colmataría y provocaría un goteo que precipitaría formando esta calcita columnar. Todo ello nos indica unas condiciones estables de goteo, con diferentes fases de crecimiento.

Por encima aparece una microfacies en la que se distinguen varios hábitos cristalinos, entre los que destacan abanicos aciculares de pequeño tamaño, cristallitos creciendo a ambos lados de una línea carbonatada. Así entendemos que se dio una fase de acumulación de agua en la que se fue formando calcita flotante (Taylor & Chafetz, 2004) y depositándose en el fondo (existiría una turbación en el agua o por peso que haría que la calcita se depositara y acumulara en el fondo de la piscina). La presencia de aragonito nos podría indicar una fase de cambio a condiciones más secas, aunque para Railsback (1999) estas condiciones se dan cuando el aragonito alterna con láminas de calcita, por lo que no podemos asegurar su origen.

La siguiente microfacies viene definida por calcita mosaico que crece en tamaño desde la base, pero la diferencia con el resto de muestras viene por la presencia de una alta porosidad en forma de vesículas y cavidades fenestrales (Tucker, 1981). Estas vesículas aparecen a veces alineadas, lo que indica que son primarias y originadas por la presencia de burbujas de aire que quedaron atrapadas.

Al conservar este carácter consideramos que la calcita mosaico no procede de una recristalización, sino que como apunta González *et al.* (1992), precipitaría a partir de aguas tranquilas lo cual permite justificar a nivel microscópico, la presencia de esa piscina. Sin embargo, sobre las cavidades fenestrales su origen petrográfico se debe a procesos diagenéticos

(Tucker, 1981). En este caso, al existir ambos rasgos, junto con la presencia de láminas de calcita flotante entre el mosaico, indica que el espeleotema sufrió un proceso de redisolución y circulación de agua puntual que dejó esas cavidades.

Otro nivel viene marcado por la presencia de microfacies de calcita microcristalina junto con hiatos arcillosos con detritos y alguna línea de crecimiento con calcita columnar en abanico. Esta fase la interpretamos como de cambio a condiciones secas, con presencia de materia orgánica, inhibidores del crecimiento, con alguna pequeña fase húmeda, como la que marca la calcita columnar.

El techo lo marca una microfacies de calcita mosaico desarrollado en aguas tranquilas (González, 1992) dado que no presenta ningún rasgo de recristalización (Folk & Assereto, 1976).

#### 4.9.1.3 COLADA ESTALAGMÍTICA PE10.1 N°1

Esta lámina se presenta con un espesor de aproximadamente 1,5cm. Como se observa en la planta de Maltravieso, su ubicación se halla a la entrada de la Sala de las Pinturas, y es la colada superior topográficamente respecto a otras dos (PE 10.2 y PE10.3). Por encima de su cota, se sitúa un megabloque de caliza de más de 1 m de ancho, que marca el límite con la sala contigua.

Este espeleotema, presenta una base de calcita microcristalina marron-verde con una laminación de alta sinuosidad. Entendemos esta microfacie como una fase de sequía (aunque para Frisia, 2003, la laminación sería anual), con un aporte de materia orgánica. Las diferentes laminaciones indican fases de crecimiento marcada por una posible presencia de tapices algales-estromatolitos (Jones, 2001). A continuación se produce una fase húmeda a partir de la cual los cristales crecen en continuidad óptica, formándose una calcita columnar, pero, dada las láminas de crecimiento que presenta debió formarse bajo condiciones variables.

La parte central de la lámina está formada por una calcita mosaico, que presenta unas líneas de crecimiento propias de un crecimiento cristalino anterior. Si aceptamos a Frisia (2010) y Folk y Assereto (1976), esta fábrica es debida al reemplazamiento de aragonito por calcita,

con lo cual creemos que esta calcita mosaico marca una fase de recristalización provocada por un proceso diagenético lento, dado que mantiene las líneas de crecimiento anteriores.

Esto junto a la calcita anterior, nos confirmaría esa ciclicidad entre una estación húmeda con otra seca, marcada por el aragonito que ha desaparecido. Por otro lado, la representación de lo que llamamos flores o rosetas (Pomar *et al.*, 1975) nos podrían indicar una mayor presencia de agua, en condiciones estables que provocaron esa recristalización gradual. Sin embargo cabe decir que no se ha hallado presencia de alguna aguja de aragonito, por lo que no podemos asegurar esta transformación de aragonito a calcita. Esta calcita mosaico no debería ser adecuada para realizar análisis geoquímicos.

Acercándonos a techo aparecen tres hiatos de arcilla que marcan una fase de sequía, intercalados con calcita mosaico que suponemos que tiene el mismo origen que el anterior. Por encima, además, se desarrolla un crecimiento de cristalitos, que corrobora la fase de sequía. Sin embargo sobre ellos se desarrollan una calcita columnar en abanico de color amarillo-marrón con inclusiones alineadas, cuyo origen según Janssen *et al.* (1999) se debe a una precipitación bioquímica, por la presencia de cianobacterias, y según el esquema que presenta en su artículo por el alga denominada *Phormidium incrustatum* o *Schizothrix* (Freytet & Verrecchia, 1999) cuya presencia es habitual en algunas zonas de las cuevas.

Finalmente, a techo se desarrolla una fase de sequía marcada por la presencia de un hiato de arcilla. Por último una fase de desarrollo de calcita mosaico cuyo origen nos es difícil de aclarar, dado que podría ser parte de una calcita columnar seccionada en la fabricación de la lámina, pues no están claros los hábitos cristalinos que aparecen.

#### 4.9.1.4 COLADA ESTALAGMÍTICA PE10.2 N°2

La anchura de esta colada, es similar a la anterior, casi 2cm, y se ubica a muy poca distancia de la anterior, separada por un pequeño vacío. La base, al igual que PE10.1 N°1, la forma una calcita microcristalina con láminas de crecimiento verde-marrón. Por ello, consideramos un origen similar, una precipitación bioquímica, seguramente en verano, o en condiciones secas y cálidas. Por encima, el resto de la lámina revela una calcita mosaico también parecida a la anterior lámina delgada.

Aunque parece más afectada por los procesos postdeposicionales, se observa a su vez las líneas de crecimiento seguramente anteriores, algunas de las cuales marcadas por un rojo arcilloso, lo cual indicaría una fase de sequía, junto con los detritos en forma de granos de arcilla que quedan atrapados.

Por otro lado, en este caso tampoco podemos asegurar que la calcita mosaico se deba a una sustitución de aragonito por calcita, pero sí que sabemos que esta parte del espeleotema ha sufrido una recristalización que le hace que sea inadecuada para análisis geoquímicos.

#### 4.9.1.5 COLADA ESTALAGMÍTICA PE10.3 N°3

Esta muestra de menos de 1,5 cm de espesor, parte con una base difícil de definir, pues se mezclan hábitos cristalinos de diferente índole así como líneas de crecimiento, arcilla y detritos. Con lo cual, sólo podemos decir que las condiciones no han sido estables para el desarrollo, y que a su vez debió sufrir, en parte, un proceso de recristalización.

Por otra parte, el resto de la lámina se hace aún más complicada, si cabe, de interpretar, dado que si bien está formada por calcita mosaico, también se hallan detritos arcillosos. Asimismo, se observan diferentes y pequeños hiatos, marcados en los límites de las líneas de crecimiento y agrupados.

En realidad, si se observa la lámina con luz paralela, parece calcita columnar marcada por hiatos de crecimiento, pero que se ha visto afectada por procesos postdeposicionales.

Sin embargo a techo parece que la tendencia se estabiliza y la microfacies que presenta es de una calcita columnar 4:1 que intercala con fases de cristalitos, por lo que volvemos a evidenciar esa ciclicidad estacional.

En definitiva, deberíamos considerar que esta colada no sería demasiado adecuada para análisis geoquímicos.

#### 4.9.1.6 COLADA ESTALAGMÍTICA PE9 N°4

Lámina delgada con algo más de 2 cm de espesor, se halla a la entrada de la Sala de las Pinturas, al lado derecho, pues PE10 se halla al lado izquierdo. A pesar de su proximidad, su petrografía es muy diferente.

Si bien la base está compuesta por una calcita mosaico pequeña, debida seguramente a un proceso diagenético (Frisia & Borsato, 2010), a partir de ahí comienza un proceso repetitivo de fases secas marcadas en primer lugar por el aragonito acicular, aunque de poco espesor, y unas fases húmedas por la presencia de calcita columnar. Esta calcita con una relación 10:1, de aspecto fibrosa, según Frisia *et al.* (2000) su crecimiento se ha visto favorecido por la actividad bacteriana. Para Folk & Assereto, debería deberse a una mayor presencia de Mg.

Estos, llamemos ciclos, cambian, pues entre la última calcita columnar 10:1 se observa unos cristalitos que marca un cambio en las condiciones, hacia más secas, para luego estabilizarse hacia más húmedas. De hecho, por encima se observa un hiato arcilloso que marca sequía y entre el que han seguido creciendo los cristales de la fase o ciclo anterior.

Sobre ello, hay que decir que Blanc (2005), define una textura denominada “microzona laminada” formada por pequeñas láminas con contornos limpios u ondulados de calcita amarilla-naranja, las cuales provendrían de aportes regulares, a veces cíclicos con cortes o interrupciones frecuentes en el crecimiento. Estas láminas a veces son muy rojas y pueden implicar precolaciones abundantes a través de formaciones residuales. Este tipo puede ser atravesado a partir de espeleotemas más antiguos por el crecimiento de agujas cristalinas. Sobre esta definición podemos colocar ese crecimiento cristalino.

Por otra parte, a partir de ese hiato, se producen ciclos de hiatos arcillosos con calcita columnar, lo que podremos interpretar como fases secas y húmedas (calcita), para finalmente desarrollarse abanicos de aragonito acicular. Sin embargo, consideramos que por el aspecto y coloración gris-verde que presentan, se debe a la presencia seguramente de cianobacterias (Freynet & Verrecchia, 1998 y 1999).

#### 4.9.1.7 COLADA ESTALAGMÍTICA PE8 N°5 (MESITA)

Este espeleotema tiene dos fases, en primer lugar, de colada espeleotémica normal de casi 2 cm, y en segundo lugar en forma de reborde de goteo de menos de 0,5cm, dado que este espeleotema ha quedado suspendido en el aire (lo que se conoce como Mesita), pero no es un escudo como la definición de Hill & Forti (1997), cuya descripción podría coincidir, pero en realidad es un techo de un depósito anterior que ha sido lavado, como lo acredita la parte de brecha que ha quedado adherida a la base de esta colada.

Como se ha dicho, la parte inferior de la muestra corresponde a una fase de goteo del borde de la colada, que cristaliza en forma de calcita columnar con tendencia a 6:1 a 10:1 y dirección de crecimiento hacia el suelo de la cavidad. Por ello suponemos que las condiciones fueron estables y húmedas en esta fase. A continuación se desarrolla una calcita microcristalina, con presencia de materia orgánica y parece que alguna calcita columnar, suponemos que debió existir inhibidores del crecimiento y que se desarrollaría en una fase con tendencia a la sequedad.

A continuación se sucede un ciclo de calcita columnar, lo que indicaría una fase estable y húmeda. Le sigue un ciclo de formación de muchos abanicos de aragonito pequeños, mezclados con calcita microcristalina, lo cual entendemos que pertenece a una fase seca, en la cual debió existir un aporte de materia orgánica, seguramente de alguna cianobacteria. Además la base está formada por un hiato arcilloso que indica ese comienzo de fase seca, que se reactiva con la formación de los abanicos aciculares de aragonito.

Por otro lado, entre este ciclo aparecen pequeñas láminas de crecimiento rojizas, que confirman esa fase seca (Genty, 2001). Este ciclo viene seguido por otro de calcita columnar, que indicaría una fase más húmeda y estable, para volver a otro ciclo igual que el anterior.

Seguidamente se desarrolla a lo largo de casi 1cm unos ciclos de calcita columnar con fases de cristalitos alineados cuya separación queda marcada por una línea rojiza. Estaríamos en una fase húmeda con intercalación de fases más secas (líneas rojas) que se reactivan (cristalitos).

Finalmente, las últimas fases las marcan a grandes rasgos, dos ciclos de aragonito acicular con calcita columnar. Es posible que este aragonito, al igual que el anterior, haya tenido aporte de materia orgánica.

En definitiva, este espeleotema se forma a partir de ciclos secos y húmedos, con una alta presencia de materia orgánica, seguramente cianobacterias (Janssen *et al.*, 1999), en esa fase seca.

#### 4.9.1.8 COLADA ESTALAGMÍTICA PE7.1 N°6

Esta colada con un espesor de casi 2cm tiene una base de calcita microcristalina con laminación gris verde. Si se observa con detenimiento la dinámica de este espeleotema, vemos que la base microcristalina, junto con los cristalitos que aparecen por encima, forman parte de una dinámica de calcita flotante que se ha ido depositando y acumulando en el fondo, creando esa microfacies microcristalina.

Sin embargo los cristalitos, forman parte de la calcita flotante que no ha caído, no obstante, no debemos descartar la presencia de tapices algales (Baskar, 2009; Jones, 2001 y Nicoll *et al.*, 1999). Por encima aparece una microfacies con abanicos aciculares de aragonito que indicarían una fase seca, aunque su aspecto gris-verde podría ser debido a la presencia de alguna cianobacterias. La piscina sobre la que se formaría la calcita flotante comenzaría a secarse. Pero sufre un nuevo aporte de agua, como lo corrobora varias fases de calcita flotante, incluso existe suficientes núcleos disponibles en el agua (González *et al.*, 1992) para que sobre esta calcita flotante creciera una calcita columnar. Las condiciones debieron ser muy estables, dado que la porosidad que presenta es primaria, por lo que suponemos que el agua quedó atrapada ahí, luego desaparecería, y se formaría una nueva microfacies.

Lo que más destaca en esta lámina delgada es la presencia de la microfacies siguiente y que está compuesta por abanicos aciculares de aragonito gris con punteado negro (materia orgánica atrapada) horizontal y vertical, lo cual asociamos a la presencia de cianobacterias como *Schizothrix* y a la carbonatación de su estructura ((Freytet & Verrecchia, 1998 y 1999).

Finalmente, la lámina se desarrolla con presencia de lo que se denominan rosetas (Pomar *et al.*, 1975) por la observación realizada sobre SEM, y que corresponderían con

láminas de calcita flotante, algunas de las cuales han caído y sobre otras se ha ido desarrollando calcita columnar. Los límites de la línea de agua quedarían marcados por las láminas de crecimiento, sobre las que terminan los calcita columnar con terminaciones euhédricas (Railsback, 2000). Como la microfacies anterior de calcita columnar, las condiciones debieron ser muy estables, de encharcamiento, sin perturbación, para conservar una porosidad primaria y la estructura original.

#### 4.9.1.9 COLADA ESTALAGMÍTICA PE7.2 N°7

Muestra con un espesor de casi 3 cm, presenta en sus casi 2 primeros centímetros una mezcla de hábitos cristalinos, mezclados con arcilla, sin disposición laminar. En esta microfacies, al no existir un hábito cristalino definido, la importancia de su interpretación radica en la porosidad, marcada por una alta presencia de cavidades policóncavas que marcan un proceso diagenético de disolución, a su vez la presencia de arcillas marca un proceso diagenético meteórico subaéreo (Tucker, 1981). Por otro lado, la observación mediante SEM y ESEM (SEM 7 y ESEM7) evidencia la presencia de alteración postdeposicional a partir de microorganismos (Jones, 2001) como la micritización.

A partir de la microfacies anterior, se desarrollan ciclos de calcita columnar 6:1, que evidenciaría una fase húmeda. Por encima aparece una microfacies similar a la primera, aunque la hemos clasificado como microcristalina con laminación marrón. Sin embargo aparece algún elemento de calcita flotante (Taylor & Chafetz, 2004) que indica que ha funcionado como una piscina. Pero las cavidades policóncavas, aunque en este caso con tendencia a fenestrales, que identifican a una fase de diagénesis posterior (Tucker, 1981).

Los rasgos que presenta son de láminas de calcita flotante que primero se formaron en una piscina bajo condiciones estables y posteriormente se cayeron y se acumularon, para posteriormente sufrir procesos diagenéticos subaéreos. No obstante el aspecto que presenta, la laminación, así como los límites cristalinos podríamos denominar a esta microfacies como de estromatolitos (Jones, 2001).

A techo se desarrolla una calcita columnar, con tendencia a fibrosa, seguramente favorecida por la actividad biológica (Frisia *et al.*, 2000). Además presenta gran cantidad de líneas de crecimiento irregulares, inclusiones y separación entre algunos cristales columnares, lo

que evidenciaría una fase húmeda pero oscilante con la precipitación rápida de la calcita (Blanc, 2005). Asimismo, esta laminación y la forma de los cristales, nos recuerda a la fosilización de algunas cianobacterias (Freytet & Verrecchia, 1998 y 1999).

#### 4.9.1.10 COLADA ESTALAGMÍTICA PE7.3 N°8

Muestra de casi 2cm de espesor. La base viene marcada por sedimento carbonatado con carbonatación en forma de calcita mosaico como cemento (freático meteórico según: Adams *et al.*, 1997). El espeleotema comienza con una microfacies de calcita mosaico, creemos que debido a una fase de recristalización posterior, dada la porosidad y la disposición de los cristales, por lo que deberíamos descartarla para análisis geoquímicos.

Por encima se desarrollan diferentes fases laminares de cristalitos intercalados con límites de crecimiento marcados por arcilla. Entendemos estas microfacies como tapices algales (estromatolitos) dispuestos en láminas (Jones, 2001) que han favorecido el crecimiento del espeleotema. Estas microfacies se intercalan con calcita mosaico y calcita columnar, esta última presenta las caras curvadas lo que para algunos autores representa alta sobresaturación (González, 1992). Podríamos interpretar esta fase como húmeda (columnar) con períodos más secos (cristalitos).

El espeleotema termina con una fase de sequía mostrada por un hiato arcilloso y de nuevo una fase de tapices algales laminados.

#### 4.9.1.11 COLADA ESTALAGMÍTICA PE6 N°9

Colada estalagmítica de más de 6cm de espesor. A nivel macroscópico muestra un aspecto travertínico o de toba calcárea (Frisia *et al.*, 2000), con laminación, alta porosidad y deleznable al tacto. En su base presenta una dinámica de calcita flotante (que hemos denominado Flores) en los dos primeros centímetros, corroborado por las imágenes tomadas mediante ESEM (ESEM 6) y según la define Pomar *et al.*, 1975 ó Taylor & Chafezt, 2004.

No obstante, a diferencia de PE7.1 N°6, que también presenta, una dinámica de calcita flotante, que se observa claramente en el microscopio petrográfico y con imágenes tomadas por SEM (ME4), en el caso de PE6 N°6 vemos que lo que denominamos Flores, son el equivalente a las Rosetas cortadas desde una perspectiva cenital.

A continuación los rasgos laminares que presentan, junto con la porosidad, podría definirla como estromatolito. Para Alonso-Zarza & Tunner (2010) esta toba se formaría en coladas masivas en los pasadizos cercanos a las entradas de las cuevas, en la zona de penumbra más cercana a la oscuridad.

Esta dinámica de calcita flotante se repite, junto con el carácter laminar, a lo largo de la muestra (incluso creando un aspecto microcristalino), mostrando a veces calcita columnar entre las láminas, que evidenciaría unas condiciones más estables aunque breves. A techo, la calcita columnar se desarrolla de manera más continua, pero vuelve a desarrollarse, lo podríamos considerar como posibles tapices algales (que llamamos estromatolitos).

En definitiva estamos ante una dinámica de base de encharcamiento a partir de la que se forman las rosetas, y gracias a un aporte microbiano continuo, se forman tapices algales laminares que fosilizan, formándose lo que han denominado toba calcárea (Frisia *et al.*, 2000). Nos indicaría que no estamos lejos de la entrada de la cavidad, junto a una fuente cercana a la luz y con aporte periódico de materia orgánica en forma de cianobacterias.

#### 4.9.1.12 COLADA ESTALAGMÍTICA PE5A1 N°10

Esta lámina de 1,5cm de espesor, presenta una base de calcita microcristalina laminada, aunque algunos cristales parecen tener continuidad óptica con la siguiente microfacies, por lo que podríamos pensar en una fase intermedia de sequía. La calcita columnar que aparece a continuación, permite pensar en una fase húmeda, pero la laminación que presenta, y la terminación euhédrica de los cristales indica oscilaciones de la lámina de agua (Railsback, 2000), junto con la entrada de detritos pequeños.

Finalmente aparece calcita micristalina con laminación, que podrían ser estromatolitos, pero no podemos afirmarlo, aunque sí que indica la presencia de materia orgánica, con tendencia a sequía (Frisia *et al.*, 2000).

#### 4.9.1.13 COLADA ESTALAGMÍTICA PE5A3 N°11

Esta colada, de casi 1,5 cm tiene una base de calcita mosaico, que funciona como cemento de los detritos que envuelve, debido a una fase de circulación de agua y compactación por precipitación (Adams *et al.*, 1997). A techo la calcita columnar evidencia unas condiciones húmedas más estables, con una laminación con terminaciones euhédrica que marca los límites de la lámina de agua a partir de la cual precipitó la calcita.

#### 4.9.1.14 COLADA ESTALAGMÍTICA PE5B2 N°12

Colada estalagmítica con aproximadamente 2 cm de espesor, revela una base microcristalina que indica una fase seca, con posibles inhibidores del crecimiento cristalino (Frisia & Borsato, 2010) a partir de la cual crece calcita columnar cuyos límites euhédricos marcan las diferentes láminas de agua. Por otro lado, sobre la base de cada banda de crecimiento, crecen láminas de cristalitos, que indican que el crecimiento ha sido competitivo (González *et al.*, 1992).

La tendencia fibrosa de la calcita columnar nos podría indicar la presencia de materia orgánica (Frisia & Borsato, 2010). Sin embargo, a medida que nos acercamos a la siguiente microfases que nosotros hemos denominado microcristalina, aparecen rasgos de alguna calcita flotante (Taylor & Chafetz, 2004). A techo se presenta en 2 fases, la alternancia de estación seca (calcita columnar) y húmeda (abanicos aciculares de aragonito), aunque la primera de aragonito comienza a ser sustituida por calcita. No obstante, no podemos descartar de nuevo la fosilización de alguna cianobacterias con estructura arbustiva.

Entendemos que el crecimiento de esta colada se debe a aportes cíclicos de láminas de agua, con algún aporte de materia orgánica. Estas láminas, en alguna ocasión, funcionan como pequeñas piscinas sobre las que crece la calcita flotante, pero vuelve a reactivarse el flujo y se vuelve a formar calcita columnar, a partir del crecimiento competitivo de los cristalitos (González *et al.*, 1992). Finalmente, las últimas láminas de crecimiento muestran una estacionalidad.

#### 4.9.1.15 COLADA ESTALAGMÍTICA PE5C4 N°13

Esta muestra con un espesor de más de 2 cm, presenta un crecimiento de calcita columnar, con una laminación que parece indicar los límites de recarga de la lámina de agua que alimentaba la precipitación. No obstante, la presencia de detritos y huesos, en esos límites, indican una posible fase seca. Por otra parte, a techo existe una microlaminación muy irregular de aspecto microcristalino que podría corresponder con un depósito de estromatolitos.

#### 4.9.1.16 COLADA ESTALAGMÍTICA PE5C3 N°14

Colada con un espesor de más de 2 cm comienza con una calcita columnar fibrosa con líneas de crecimiento que indica un ambiente húmedo (con láminas de aguas intermitentes) y con presencia de materia orgánica. Esta calcita, a veces, crece a partir de lo que parece un detrito y se intercala con calcita microcristalina con un alto grado de laminación y que podríamos considerar como rasgo de una fase más seca con presencia de algas (estromatolitos) que favorece esa laminación.

A techo, aparecen tres láminas de crecimiento de lo que consideraríamos abanicos de calcita, formados a partir de la calcificación de unas cianobacterias (Janssen, 1999). Entre estas láminas se desarrolla algún hiato arcilloso que implicaría un cambio en las condiciones climáticas hacia una sequía. Por último un desarrollo laminar de calcita microcristalina evidencia de nuevo la presencia de estromatolitos.

En definitiva, existe una gran evidencia de cianobacterias que no podemos clasificar, pero que podrían indicar la cercanía a la entrada de la cavidad, entre la penumbra y la oscuridad. No obstante, las observaciones realizadas mediante el microscopio SEM (SEM7) muestran indicios de una actividad bacteriana posterior (Jones, 2001) mediante *etching* y micritización. Por otra parte, también se observan evidencias de la presencia de algún *Festucoides* a partir de la carbonatación de las hojas (SEM7), dado que se ha realizado una medición de la *Short cell* y la *Long cell* (programa de reconocimiento del Dr. Dan Cabanes).

#### 4.9.1.17 COLADA ESTALAGMÍTICA PE5C1 N°15

Esta muestra con casi 2 cm presenta dos dinámicas de precipitación contrastadas, por un lado, la base está formada por calcita columnar con tendencia a fibrosa, pero con una alta laminación, que consideramos que son estromatolitos que se desarrollan en una fase húmeda.

La presencia de una lámina de aragonito (mediante análisis de DRX) acicular podría significar la entrada de la estación seca (aunque comienza a ser sustituido por calcita), que se reactiva con otra fase húmeda de calcita columnar, y otra seca, con aragonito acicular que comienza a ser sustituida por la calcita (los cristalitas entre las agujas de aragonito evidencian esto). Como ya sabemos, los estromatolitos evidencian la proximidad a la entrada.

La siguiente dinámica viene dada por la presencia de calcita columnar, a veces con contactos en empalizada según la define Railsback (2000). Este tipo de formación, tan puramente cristalina, se corresponde a una precipitación química debido a un cierre de la entrada de la cavidad más próxima. Su compactación, rigidez y origen inorgánico lo diferenciarían de la clasificación como travertino o tufa (Frisia & Borsato, 2010).

Dada las características de las coladas inferiores de esta familia, con la presencia de cianobacterias, normalmente en forma de estromatolitos, podría considerarse que la entrada estaba cerca, y sin embargo este espeleotema (que es el techo de la familia PE5C), termina con una fase de precipitación química que indica que se ha cerrado esa entrada, pues este tipo de espeleotema se desarrolla en la zona oscura (Taborosi, 2005).

#### 4.9.1.18 COLADA ESTALAGMÍTICA PE3.2 N°16

Esta colada se halla cerca a la entrada actual de la cavidad, y como hemos dicho forma parte de un depósito carbonatado en forma de estalagmita. Tiene un espesor de 2 cm y comienza con un desarrollo de calcita columnar con tendencia a fibrosa y crecimiento continuo. Entre esta lámina aparece algún abanico acicular de aragonito que podría indicar una pequeña fase seca, pero parece que está siendo sustituido por calcita, con lo que solo contamos con una pequeña evidencia.

Por encima se desarrollan láminas de aragonito con hiatos arcillosos, con presencia de una porosidad fenestral diagenética (Tucker, 1981). Esta combinación podría significar el cambio de condiciones secas (aragonito) a más secas (hiatos).

#### 4.9.1.19 COLADA ESTALAGMÍTICA PE4 N°17

Esta formación espeleotémica con 1,5 cm de espesor, se halla en la Sala del Gato, cercana a la Sala de los Huesos, pero su petrografía no la relaciona. La dinámica que presenta es, a partir de una calcita microcristalina, se desarrollan láminas de calcita columnar, con base con cristallitos, con láminas de aragonito acicular y termina con un hiato.

La interpretación que sacamos de esto es la oscilación entre estación seca y húmeda. Por otro lado, los límites cristalinos están bien marcados, lo que muestra el límite de la lámina de agua. Por otra parte, existe una fase llegando casi a techo de un crecimiento de calcita columnar con crecimiento invertido, lo que podríamos interpretar como un crecimiento subacuático en forma de calcita flotante que habría que asegurar mediante SEM.

## 4.9.2 RECAPITULACIÓN POR SUCESIÓN DE COLADAS

### 4.9.2.1 PE10

Respecto a estas tres coladas, podemos decir que se vieron sometidas a procesos postdeposicionales, lo que debió alterar sus hábitos cristalinos anteriores, pero estos procesos, seguramente de subida del nivel freático que provocaron una disolución-recristalización, se produjo en condiciones estables, como marcan las líneas de crecimiento anteriores.

Sin embargo, si tenemos en cuenta a González *et al* (1992), los cuales consideran que la calcita mosaico crece en aguas no fluidas, deberíamos pensar en una acumulación puntual de agua cargada en carbonato cálcico que permitió una precipitación de la calcita en forma de mosaico. No obstante no valoramos esta opción, y creemos que la clave está en esas líneas de crecimiento anteriores.

### 4.9.2.2 PE7

Al igual que PE 10, esta sucesión se divide en tres coladas, las cuales muestran en general una dinámica de piscina, es decir, en este tramo de la cavidad debió de existir un punto de cambio de pendiente que crearía un relieve a partir del cual se desarrollarían las piscinas, aunque no hemos podido localizar una estructura de *gours*. No obstante, a la presencia continua de agua, se une la presencia de cianobacterias, que si bien no hemos podido localizar mediante SEM, consideramos que algunas fábricas presentar caracteres biológicos como hemos ido describiendo anteriormente.

Por el momento no podemos saber que especie se desarrolló, pero por los paralelismos bibliográficos que hemos ido viendo anteriormente, se desarrollan a partir de organismos fototrofos, seguramente esta parte de la cavidad estaría cerca de la entrada, en un lugar de penumbra.

Asimismo hay que hacer referencia aquí de PE6, la cual presenta, como hemos dicho caracteres travertínicos y de acumulación de agua, por lo que la relacionamos con la formación

de PE7.1. Sin embargo, las observaciones de campo parecen mostrar que PE6 se halla a una cota topográfica inferior. Esto quizás se deba a que cerca de PE6 existía una fuente cercana a la entrada de la cavidad y que formaba charcos como PE7.1.

Por otra parte hay que recordar que PE6 se halla a nivel del suelo de la trinchera artificial, por lo que no sabemos si existen más espeleotemas por debajo de ella que podamos relacionar con PE7.2 y 7.3.

#### 4.9.2.3 PE5A

Esta sucesión muestra una dinámica estacional con presencia de materia orgánica y afectada por procesos estacionales.

#### 4.9.2.4 PE5C

Se han muestreado 3 coladas de esta sucesión, sin embargo, como existen otras coladas con un grosor importante que no se han podido muestrear. De las muestras obtenidas podemos conocer el carácter estacional de las fábricas cercanas a la entrada por la presencia de cianobacterias, que al igual que las anteriores no hemos podido encontrar mediante SEM. Pero, la importancia de esta familia proviene del hecho de que coincidiendo con el espeleotema superior (PE5C1 N°15), se localiza una fase de cierre de la cueva, en este caso de la Diaclasa.

Sobre el resto de coladas que hemos descrito, nos es imposible crear una relación química, lo cual nos indica la dificultad que implica el análisis de coladas, solamente es necesario tratar de discutir aquí la importancia de la laminaridad anual, que nosotros hemos podido establecer mediante asociaciones estacionales de fábricas como ya apuntaba Railsback (2000) y que creemos que a mayor estacionalidad, más proximidad a la entrada de la cavidad, lo que le confiere una oscilación climática.

**Tabla 19. Cuadro resumen de interpretación petrográfica de las muestras.**

MUESTRA	Lámina constante de agua- Estación húmeda	Estación seca	Procesos postdeposicional	Calcita microcristalina- Fase seca- Inhibidores del crecimiento	Estromatolitos	Cianobacterias (abanicos)	Piscinas	Cristalitos- nueva nucleación	Estacionalidad	Apta para análisis geoquímicos
PE1 n°18	X	X	X	X				X	X	SÍ
PE2 n°19	X	X	X				X		X	SÍ
PE3.2 n°16	X									SÍ
PE4 n°17	X	X		X					X	SÍ
PE5A1 n°10	X			X	X					SÍ
PE5A3 n°11	X		X							SÍ
PE5B2 n°12	X	X		X		X	X	X		SÍ
PE5C1 n°15	X	X			X			X	X	SÍ
PE5C3 n°14	X				X	X				SÍ
PE5C4 n°13	X				X					SÍ
PE6 n°9	X			X	X		X	X		SÍ
PE7.1 n°6	X	X		X		X	X	X		SÍ
PE7.2 n°7	X		X	X			X			NO
PE7.3 n°8	X		X		X			X	X	NO
PE8 n°5	X	X		X	X				X	SÍ
PE9 n°4	X	X	X			X			X	SÍ
PE10.1 n°1	X		X		X	X		X		NO
PE10.2 n°2			X		X					NO
PE10.3 n°3	X		X	X				X		NO

#### 4.10 CONCLUSIÓN (PETROGRAFÍA)

Las coladas estalagmíticas muestreadas de la Cueva de Maltravieso revelan como hábito cristalino más común la calcita columnar con extinción ondulante, con diferentes relaciones entre longitud: anchura. La presencia de esta calcita indica que en la mayor parte de los casos, las coladas se han formado a partir de una lámina constante de agua.

Paralelamente, existe una tendencia con la calcita columnar, y es a aparecer asociada con aragonito o con hiatos, lo cual denota una marcada estacionalidad, pasa de una fase y/o estación húmeda (calcita) a una fase y/o estación seca (aragonito e hiato arcilloso). A su vez, la presencia de materia orgánica en forma de cianobacterias calcitizadas permite evidenciar la presencia de una entrada cercana.

Finalmente se ha podido comprobar la existencia de dos tipos de coladas: **de entrada de cueva** y **de interior**. La importancia de ello radica en la propia morfología actual de Maltravieso, pues ello significa la localización de la entrada original de la cavidad, y en consecuencia los lugares de ocupación prehistóricos. Esto último podemos vincularlo a presencia de agua, dada la localización del travertino y de los espeleotemas de calcita flotante, que indica acumulación de agua. Este aspecto será debatido a fondo en el capítulo siguiente.



## **CAPÍTULO 5**

---

---

# **GEOMORFOLOGÍA ENDOKÁRSTICA DE LOS DEPÓSITOS QUÍMICOS DE LA CUEVA DE MALTRAVIESO**

## **5.1 INTRODUCCIÓN**

## **5.2 OBJETIVOS**

## **5.3 ARQUEOLOGÍA DE LA CUEVA DE MALTRAVIESO**

### **5.3.1 LOS YACIMIENTOS ARQUEOLÓGICOS EN CUEVA**

### **5.3.2 MALTRAVIESO COMO YACIMIENTO ARQUEOLÓGICO**

### **5.3.3 INTERVENCIONES ARQUEOLÓGICAS DE EPPEX EN LA CUEVA DE MALTRAVIESO**

### **5.3.4 TRABAJOS DE LIMPIEZA**

### **5.3.5 SONDEOS EN LA SALA DEL DESCUBRIMIENTO**

### **5.3.6 EXCAVACIÓN EN LA SALA DE LA ENTRADA**

### **5.3.7 EXCAVACIÓN EN LA SALA DE LOS HUESOS**

### **5.3.8 EXCAVACIÓN EN LA SALA DE LAS CHIMENEAS**

## **5.4 LASS TÉCNICAS: MÉTODOS Y MATERIALES**

### **5.4.1 MÉTODOS**

#### **5.4.1.1. CLASIFICACIÓN DE LOS TIPOS DE CUEVAS. EL PAISAJE KÁRSTICO**

#### **5.4.1.2 LA TECTÓNICA DE LA CALIZA**

#### **5.4.1.3 TIPOS DE DISOLUCIÓN**

#### **5.4.1.4 PALEOKARST Y RELLENOS DE CUEVA**

#### **5.4.1.5 RASGOS DE PALEOKARST**

#### **5.4.1.6 RELLENOS DE CUEVA**

#### **5.4.1.7 MANANTIALES KÁRSTICOS**

### **5.4.2 MATERIALES**

#### **5.4.2.1 PROCESOS SEDIMENTARIOS DETRÍTICOS Y QUÍMICOS**

##### **A) Las Coladas Estalagmíticas**

- B) La Sala de los Huesos
- C) Diaclasa
- D) La Sala de las Chimeneas

## 5.7 RESULTADOS

## 5.6 DISCUSIÓN FINAL

### 5.6.1 AMBIENTES DE FORMACIÓN: ASOCIACIÓN DE MICROFACIES

#### 5.6.1.2 LAS COLADAS DE INTERIOR DE CUEVA

- A) Coladas de interior de cueva situadas en la base de la sucesión estratigráfica
- B) Coladas de interior de cueva situadas en el techo de la sucesión estratigráfica

#### 5.6.1.2 COLADAS DE ENTRADA DE CUEVA

- A) Asociación de microfacies de estromatolitos y travertino
- B) Coladas de entrada de cueva: microfacies de cianobacterias calcitizadas

### 5.6.2 INTERPRETACIÓN AMBIENTAL

#### 5.6.2.1 AMBIENTES DE FORMACIÓN DE LOS ESPELOTEMAS: ANUALIDAD-

#### 5.6.2.2 ESTACIONALIDAD

#### 5.6.2.3 EL CRECIMIENTO DE LAS CIANOBACTERIAS: EL SIGNIFICADO AMBIENTAL EN LOS ESPELEOTEMAS

### 5.6.3 EL CLIMA DE LA CAVIDAD: PETROGRAFÍA E ISÓTOPOS

#### 5.6.3.1 TEMPERATURA DE LOS ESPELEOTEMAS DE INTERIOR DE CUEVA

#### 5.6.3.2 TEMPERATURA DE LOS ESPELEOTEMAS DE ENTRADA DE CUEVA

#### 5.6.3.3 FORMACIÓN Y TEMPERATURA DE LOS ESPELEOTEMAS DURANTE LOS INTERGLACIALES.

### 5.6.4 RASGOS POSDEPOSICIONALES

### 5.6.5 LA CUEVA DE MALTRAVIESO: LUGAR DE OCUPACIÓN PREHISTÓRICO

#### 5.6.5.1 PRIMERA FASE: DISOLUCIÓN FREÁTICA Y VADOSA

#### 5.6.5.2 SEGUNDA FASE: DOLINA, SIMA Y CUEVA

#### 5.6.5.3 TERCERA FASE: COLAPSO Y CIERRE DE LA CUEVA DE MALTRAVIESO

#### 5.6.5.4 LOS LUGARES DE OCUPACIÓN EN LA CUEVA DE MALTRAVIESO

## 5.7 CONCLUSIÓN FINAL

## 5.8 PERSPECTIVAS DE FUTURO

## 5.1 INTRODUCCIÓN

Como sabemos hasta el momento, relativamente pocas han sido las investigaciones llevadas a cabo sobre la geomorfología kárstica y cartografía de Maltravieso. Como referente contamos con algunos estudios, por ejemplo Algaba *et al.*, 2001, o Fernández *et al.*, 2003a, que describen la morfología actual de Maltravieso. El objetivo de estas publicaciones era meramente descriptivo, es decir, a partir de una observación de la cavidad actual, describían los diferentes rasgos kársticos, que mostraba las zonas no colmatadas de sedimentos. Es por ello, que la planta de Maltravieso con la que trabajamos, realizada por el grupo espeleológico GETA (Grupo de Espeleología Técnica de Aparejadores de Madrid) en los años 90, muestra los límites de la cavidad accesibles, presentando, como veremos más adelante, una morfología aproximada, pero no real.

No obstante, hay que citar algunos estudios de especial interés, salvo que consideramos que no contaban con el mejor enfoque. Estos se incluyeron dentro de un proyecto de investigación arqueológica que consideraba la posibilidad de que la cavidad fuera más larga, hacia el NW. Es decir, basándose en la presencia de un cono de deyección (Cono 2) en la Sala de las Chimeneas, creían que taponaba una parte de la cueva. De esta manera se realizó un estudio gravimétrico, Camacho, A. G. *et al.* (2002) y otro de georresistividad, Fernández *et al.*, 2003b, relacionado con esa hipotética continuación de la cavidad. Los resultados fueron negativos en ese sentido. Cabe decir también que en el año 1990 (INGEMISA) ya se había realizado un trabajo de características similares.

Por lo que respecta al presente trabajo, la importancia del mismo radica en el avance sobre el conocimiento de la historia de la cavidad. Ello nos lleva a unos ítems importantes: el desarrollo del karst, la entrada de sedimentos detríticos y la presencia de megabloques y finalmente el desarrollo de espeleotemas. En cuanto al estudio de sedimentos detríticos y químicos su importancia radica en que gracias a ello, hemos podido localizar la entrada original de la cavidad con las consecuencias arqueológicas que ello supone.

Como hemos ido viendo a lo largo del presente trabajo, gracias al estudio petrográfico de espeleotemas que hemos realizado y en lo que a la interpretación de microfacies se refiere, ha sido de vital importancia para la distinción de zonas de entrada e interior de cueva. Los datos

hallados nos han permitido confirmar las observaciones de campo y los trabajos sobre la geología estructural de la Cueva de Maltravieso.

Para ello a lo largo de este capítulo aportaremos una síntesis sobre los resultados de las diferentes metodologías aplicadas y cuyo fin último será la creación diferentes planos de Maltravieso dónde se refleje la morfología real de la cavidad y la entrada de la misma.

## 5.2 OBJETIVOS

Como hemos ido viendo, la Cueva de Maltravieso presenta una gran complejidad morfológica. Este hecho radica en su mayor parte en la presencia de sedimentos que impiden una visión amplia de la morfología original de la cavidad. No obstante la presencia de estos sedimentos, junto con el hallazgo de su entrada nos ha permitido obtener una información muy importante geológica y arqueológicamente.

Es por ello, que uno de los principales objetivos de este trabajo ha consistido en la recreación del paleokarst. En este sentido, nos referimos a los procesos de disolución que han afectado a la cavidad y que hemos podido hallar como diagnósticos de esa morfología. Para ello se ha clasificado los rasgos de la fase activa y fósil.

Por otro lado, a partir de los estudios sedimentológicos se ha realizado una cartografía kárstica de la cavidad. Del mismo modo, presentaremos la planta de Maltravieso con la presencia de los depósitos sedimentarios detríticos y químicos.

Un especial interés tienen estos mismos depósitos químicos como fase de construcción química frente a los clásticos. A partir del estudio petrográfico de las microfacies de las coladas estalagmíticas, recrearemos los ambientes de formación de las mismas. Para ello incluiremos un plano de distribución de las coladas en función de su ubicación respecto a la entrada original de la cavidad.

A raíz de estos descubrimientos, junto con las dataciones con las que ya contábamos y las realizadas para el presente trabajo, el objetivo era conocer la edad de los depósitos y la relación que guardan respecto a ellos y respecto a la entrada.

Finalmente esta cartografía es un buen útil para la gestión patrimonial y también para realización de nuevas excavaciones en los puntos de entrada definidos en este trabajo.

## 5.3 ARQUEOLOGÍA DE LA CUEVA DE MALTRAVIESO

### 5.3.1 LOS YACIMIENTOS ARQUEOLÓGICOS EN CUEVA

A la hora de estudiar un yacimiento arqueológico es necesario tener en cuenta que la deposición de sedimentos no es un proceso indiscriminado que puede darse en cualquier lugar. Esta viene determinada por varios factores: la existencia de una fuente de sedimentos, la naturaleza de la capa superficial, el marco topográfico y el conjunto de procesos geomórficos activos (Butzer, 1989).

Así, la deposición es parte de una estructura sistémica con regularidades perceptibles, una estructura susceptible de una interpretación relativamente específica. Los sedimentos pueden acumularse en:

- Puntos dispersos alrededor de un manantial o en cuevas
- Estructuras lineares (valles fluviales o líneas de costa)
- Extensas superficies de suelo (pendientes, mares de dunas o capas de polvo o de cenizas volcánicas transportadas por el viento)

La presencia de un depósito tangible, grueso o delgado, extenso o localizado, significa que la sedimentación neta ha prevalecido durante innumerables aunque breves episodios de erosión, transporte y deposición a pequeña escala. Por lo general una serie heterogénea de sedimentos suele reflejar varios procesos distintos, en respuesta a diferentes niveles de energía.

El efecto final será una superposición de unidades de sedimentación que registran acontecimientos sucesivos del medioambiente físico por pequeños o breves que fuesen (facies que definen microambientes deposicionales).

El registro sedimentario de un yacimiento arqueológico suministra una información medioambiental y estratigráfica fundamental, permitiendo interpretar patrones de asentamiento y las actividades subsistenciales. Ello es debido a que los sedimentos arqueológicos incluyen siempre una mezcla de componentes físicos, biogénicos y culturales.

**Las cuevas**, que son nuestro principal interés, se presentan como una fuente de información arqueológica. Existen numerosas cuevas con sedimentos arqueológicos a lo largo de todo el mundo, reflejo de las ocupaciones a través de la historia del hombre. Incluso hoy en día, las cuevas se siguen utilizando como vivienda o como establo de ganado.

A lo largo de la historia de la humanidad, las cavidades se han convertido en un punto de reunión de las comunidades humanas, que debieron utilizar estos espacios en su zonación económica del territorio (Binford, 1982). Ello lo atestiguan los restos arqueológicos que a través de la excavación podemos recuperar. No obstante, estas oquedades en la roca y entradas de cuevas también fueron utilizadas por la fauna, como por ejemplo, cubiles de hiena, refugio de murciélagos, o simplemente como depósito natural de restos de fauna que han llegado transportados por gravedad.

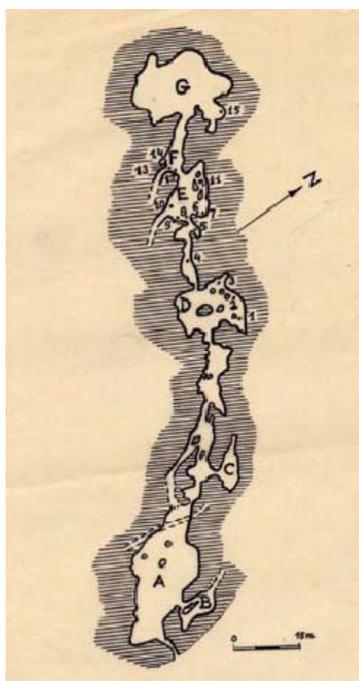
Dentro de este contexto y en función de los resultados de este trabajo, hay que tener en cuenta un ambiente deposicional complementario a la Cueva de Maltravieso: **los manantiales**. Los manantiales depositan sedimentos y modifican los suelos y las formaciones detríticas de sus alrededores. La gama de sedimentos resultantes incluye cienos y arenas orgánicas, tobas y travertinos calcáreos, tufas orgánicas conteniendo huellas de plantas, y sedimentos de distintas texturas impregnados de cal, sales o hierro. Asimismo, se convierte en una fuente de aprovisionamiento de agua para el hombre.

Por todo ello, el hallazgo de la Cueva de Maltravieso con el registro arqueológico que contiene, junto con los estudios que se están llevando a cabo, incluyendo el presente, permiten ampliar el conocimiento sobre los lugares de ocupación prehistóricos en el contexto de las cavidades.

### **5.3.2 EL YACIMIENTO ARQUEOLÓGICO DE MALTRAVIESO**

En 1951, cuando se estaban llevando a cabo unos trabajos de cantería sobre caliza en el antiguo Camino de Maltravieso, al sur del casco urbano de Cáceres, fue descubierta la entrada artificial de una cavidad, junto con material arqueológico, que acabaría denominándose la Cueva de Maltravieso. A raíz de este descubrimiento los propios canteros exploraron parte de ella, en este caso, la Sala del Descubrimiento (actualmente desaparecida) y una galería lateral a

esta (también destruida) dónde hallaron unos enterramientos holocénicos (en el plano de Callejo de 1956 correspondería con la letra A y B respectivamente. Fig. 80).



**Figura 80. Plano realizado por C. Callejo dónde aparece la Sala del Descubrimiento (A y B).**



**Figura 81. Imagen tomada en 1956 cuándo se pararon los trabajos de cantería.**

A partir de ese momento se fue produciendo un expolio de manera que, actualmente sólo se hallan en el Museo Arqueológico de Cáceres dos cráneos, uno de ellos trepanado, varias calotas craneales y algunos fragmentos post-craneales. No obstante, la recuperación de algunos fragmentos cerámicos asociados, llevó a que algunos investigadores propusieran algunas cronologías para lo que considerarían unos depósitos funerarios. Para Algaba *et al* 2000, lo adscriben al Neolítico, mientras que otros (Almagro-Basch 1969; González Tablas 1984-85) lo incluyen en la Edad de Bronce. En los últimos estudios (Cerrillo Cuenca *et al.*, 2008) se propone que pertenece al período Proto-Cogotas. También se recuperaron algunos elementos líticos.

Todo lo anterior hace referencia a los enterramientos hallados en la galería B de la Sala del Descubrimiento (Fig. 81); no obstante, a lo largo de la cavidad se recuperaron algunos restos faunísticos descontextualizados que fueron atribuidos al Pleistoceno por Hernández Pacheco y Miquel Crusafont (por ejemplo, Rodríguez-Hidalgo, 2008).

A pesar del contenido arqueológico, los trabajos de cantería continuaron, lo cual condujo a la destrucción de la propia Sala del Descubrimiento (Fig. 82). Al mismo tiempo, en

esa década de los 50, el conservador del Museo Provincial de Cáceres, D. Carlos Callejo, exploró y cartografió la cavidad (Fig. 80) logrando descubrir un conjunto de arte parietal que propició el final de los trabajos de cantería y su puesta en valor. Este descubrimiento hizo que todos los esfuerzos se concentrasen en el estudio y clasificación del arte, dejando de lado cualquier otra investigación.

Otro aspecto importante a destacar, fue la construcción en los años 60 de una trinchera a lo largo de toda la cavidad, en aquellos sectores por los que no se podía transitar. Este hecho evidencia la falta de interés por los depósitos sedimentarios de la cavidad, incluidas sus formaciones espeleotémicas. No obstante, en este trabajo se han aprovechado las secciones estratigráficas dejadas por esta trinchera para recabar el máximo de información. Al mismo tiempo, hay que destacar el hecho de que los escombros resultantes de esta trinchera fueron acumulados a los lados de esta, entorpeciendo la visión de los depósitos sedimentarios.

En resumen, desde 1957 hasta la década de los 70, Carlos Callejo, fue realizando descubrimientos y publicaciones sobre la cueva. Estas publicaciones se irían incrementando por las relaciones mantenidas con otros arqueólogos, mostrando de esta manera, una importante colección de arte rupestre, y numerosos restos antropológicos y faunísticos. Por otro lado, en la década de los 90, Sergio Ripoll e Hipólito Collado comenzarían un estudio sistemático sobre la colección de arte rupestre que contiene la cavidad (Fig. 84). Ello propició la protección de la misma, con la construcción de una verja que regulaba el acceso al interior, el acondicionamiento alrededor del actual parque y finalmente la creación de un centro de interpretación al lado y que ha sido renovado en la actualidad.

Estas representaciones están aproximadamente formadas por: 71 manos, en negativo, por aerógrafo y en color rojo (Fig. 82), aunque primero se pintó en blanco y luego se superpuso el rojo; figuras zoomorfas grabadas formadas por un cuadrúpedo indeterminado, un cérvido (Fig. 83) un caprino, dos bóvidos, un équido, un prótomo de cérvido y otro de carpido y un cuadrúpedo indeterminado; y finalmente, pinturas rojas y negras como trianguliformes, puntuaciones, líneas verticales y un semicírculo. Todas estas representaciones se han enmarcado en una cronología (Ripoll, 1999) entre el Auriñaciense Medio-Final (33.000-29.000 B.P.) y el Magdaleniense Inicial (17.000-15.000 B.P.), aunque adscribiendo concretamente las manos al Gravetiense (29.000-21.000 B.P.).



Figura 82. Pintura supestre de una mano en la Sala de las Pinturas



Figura 83. Grabado de una cierva en la Sala de las Chimneas

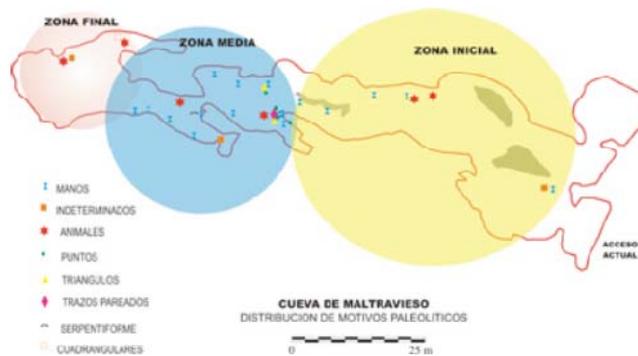


Figura 84. Plano de distribución de las figuras paleolíticas en la Cueva de Maltravieso según Collado Giraldo (2010) (extraído de Collado Giraldo, 2010)

Todas estas actuaciones propiciaron la concienciación general de que Maltravieso era un yacimiento arqueológico; dado que esta cavidad había estado abierta al público sin ningún control, Ello conllevó a que en su interior se llevaran actos de vandalismo como fracturación de espeleotemas, fuegos, defecaciones que alteraron la microbiología de la cavidad (Arroyo & Arroyo, 2002), etc. y que propiciaría su cierre final al público.

Sin embargo, una vez cerrada la cavidad no se conoce ninguna excavación arqueológica integrada en un proyecto de investigación multidisciplinar; hasta la llegada del Equipo Primeros Pobladores de Extremadura (EPPEX). En realidad los esfuerzos fueron siempre conducidos sobre las pinturas rupestres.

### 5.3.3 INTERVENCIONES ARQUEOLÓGICAS DE EPPEX EN LA CUEVA DE MALTRAVIESO

Durante el transcurso del año 1999, una pequeña comitiva de prehistoriadores, provenientes de la Universidad Rovira i Virgili de Tarragona y, formada por los doctores Eudald Carbonell y Antoni Canals, fue guiada por una arqueóloga local, Isabel Saucedo, por territorios de Malpartida de Cáceres y Cáceres. El objetivo era localizar yacimientos arqueológicos, y poder correlacionar las industrias que se hallaban en superficie. De este modo, se hallaron los yacimientos al aire libre de Vendimia (Malpartida de Cáceres) y El Millar (Cáceres), sin ningún registro óseo, dada la acidez natural del terreno.

Por otro lado, para tratar de correlacionar los elementos arqueológicos y paleontológicos pleistocénicos citados por Hernandez Pacheco o por Miquel Crusafont, se visitó la Cueva de Maltravieso, junto con las cuevas de Santa Ana y El Conejar, todas ellas situadas en el término municipal de Cáceres.

A partir de ello, se abriría un nuevo proyecto de investigación arqueológica. Este proyecto, conocido ahora como Proyecto Primeros Pobladores de Extremadura, tendría como objetivos principales, la formación de un equipo de jóvenes investigadores extremeños, la divulgación del patrimonio extremeño y la excavación sistemática de los yacimientos.

Todo ello condujo a que en el año 2002, la Cueva de Maltravieso abriera sus puertas al Equipo de Investigación Primeros Pobladores de Extremadura (EPPEX), y en su interior se realizaría la primera excavación arqueológica.

Los primeros trabajos consistieron en la adecuación de la cueva con la retirada de los escombros que impedían la circulación. Este material removido, provenía de los trabajos de acceso al interior de la cavidad que se realizara en los años 50-60. Estos sedimentos, impedían una visión correcta de la cueva y de sus formaciones geológicas. De este modo, cuando fueron retirados, tras días de duro trabajo a lo largo de varias campañas, dejaron al descubierto un rico depósito fosilífero, y una nueva sala, sin arte rupestre asociado: la Sala de los Huesos.

Paralelamente se instalaron tres sondas, cuyos datos hemos utilizado en este trabajo, para controlar la humedad, temperatura y CO<sub>2</sub> y de esta manera controlar estos elementos que

podrían afectar a la conservación del arte rupestre cuando las intervenciones se llevaban a cabo. A lo largo de los diferentes años, la lectura de las sondas indicó que durante el período de excavación, los niveles de las sondas no variaban como para comprometer la conservación del arte parietal, pues la propia estructura de la cavidad y las corrientes de aire que la recorren la convierte en termoestable.

Al mismo tiempo, se colocó a lo largo de toda la cavidad un sistema de cableado y de cuadros eléctricos, con un sistema de iluminación de bajo impacto para un mejor rendimiento en el trabajo.



Figura 85. Planta de Maltravieso con la localización de las Salas y Corredores. Modificado del realizado por GETA (Grupo de Espeleología Técnica de Aparejadores de Madrid) (Ripoll *et al.*, 1999).

### 5.3.3.1 TRABAJOS DE LIMPIEZA

A lo largo de los trabajos de acondicionamiento de la cavidad (campañas 2002-2005), que se llevaron a cabo durante los primeros años de intervención de EPPEX, se recuperó un conjunto paleontológico estratigráficamente descontextualizado y que se le ha denominado “Colección Van der Made”. Identificadas las especies de: *Ursus cf. arctos/spelaeus*, *Crocota crocuta*, *Lynx pardina*, *Equus cf. asinus*, *Equus cf. caballus*, *Sus scrofa*, *Dama dama cf. clactoniana* y *Bos primigenius* (Canals *et al.* 2003), la adscribía a unos depósitos relacionados con el estadio isotópico 6 y 10.

### 5.3.3.2 SONDEOS EN LA SALA DEL DESCUBRIMIENTO

Durante la **campaña de excavaciones del año 2002**, se iniciaron unos sondeos en el exterior de la cueva (Fig. 86 y 87), coincidiendo con la antigua Sala del Descubrimiento. Estas intervenciones fueron destinadas al hallazgo de depósitos sedimentarios que todavía pudieran permanecer intactos. Pero los resultados fueron negativos, no se halló ningún depósito original de la cueva, ni restos arqueológicos, salvo algunos restos humanos de *Homo sapiens* descontextualizados, ubicados en las grietas de la caliza, debido a los trabajos de cantería que debieron desplazarlos de su lugar original de enterramiento.



Figura 86. Inicio abertura sondeos en la Sala del Descubrimiento



Figura 87. Estado final sondeos

### 5.3.3.3 EXCAVACIÓN EN LA SALA DE LA ENTRADA

Durante la **campaña de excavaciones del año 2002** se realizó una pequeña cata dentro de la cueva y cercana a la entrada actual. Para ello se colocó una cuadrícula de 3 metros cuadrados (Fig. 88).

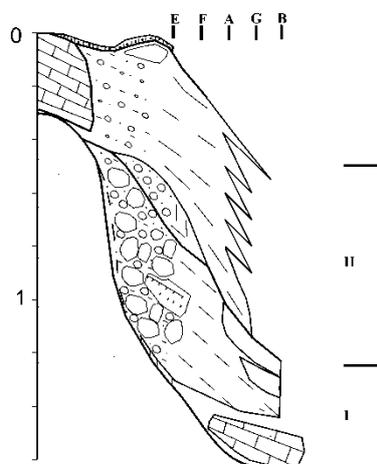


Figura 88. Excavación y limpieza de la Sala de la Entrada

El objetivo fue reconocer los procesos sedimentarios que afectaron a esta parte de la cueva. A los 20 cm, aparecieron grandes fragmentos estalagmíticos que se habían desprendido del techo. Finalmente a unos 70 cm aparecieron grandes bloques que corresponderían con el suelo de la cueva. Con lo cual, se abandonaron los trabajos en esta zona.

#### 5.3.3.4 EXCAVACIÓN EN LA SALA DE LOS HUESOS

Como se ha indicado con anterioridad, los trabajos de desescombro de la cavidad permitieron el hallazgo de una pequeña sala con un depósito brechificado. En esta área, el sedimento aparece sellado entre dos planchas estalagmíticas que han sido datadas por las series  $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$ . Estas dataciones han sido realizadas por el Laboratorio de Geocronología del *Muséum National d'Histoire Naturelle* de París (Francia) bajo la dirección de Christophe Falguères. Los resultados proporcionarían una edad de  $117 \pm 17/-14$  ka B.P. para la colada estalagmítica superior (PE1) y de  $183 \pm 14/-12$  ka B.P. para la colada estalagmítica inferior (PE2).

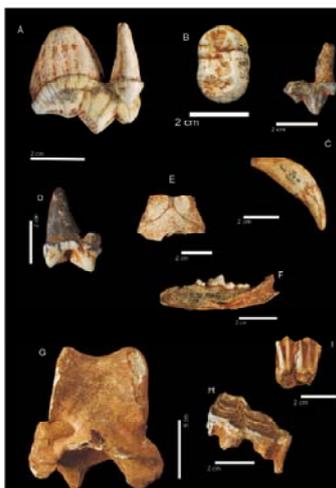


**Figura 89. Estratigrafía de la Sala de los Huesos**

En el año 2003 se plantearía una cuadrícula (6x4 metros) y se comenzó a excavar esta sala. Los restos arqueológicos recuperados desde las campañas 2003-2008 han sido objeto de diferentes trabajos de investigación (Peña, 2007 y 2008, para la industria lítica y Rodríguez-Hidalgo, 2008 y 2010 para la fauna). Las conclusiones que se sacan a raíz de estos trabajos es que la industria se adscribe al Modo 3.

En lo referente a la fauna, se han identificado diferentes taxones como los presentados en la Fig. 90 y las conclusiones zooarqueológicas indican un alto porcentaje de consumo de

carnívoros, concretamente convierten a esta sala en un cubil de hienas, aunque se han identificado rasgos de consumo antrópico como marcas de corte, pero que son puntuales y solo demuestran la presencia humana pero no la utilización de la sala como habitación.



**Figura 90.** Restos de algunos de los taxones representados en el conjunto de la Sala de los Huesos A) *Crocota crocuta* B) *Ursus* sp. C) *Canis lupus* D) *Lynx pardinus* E) Testudinae F) *Vulpes vulpes* G) *Bos/Bison* sp. H) *Equus* sp. I) *Cervus elaphus* (extraído de Rodríguez-Hidalgo, 2008, pág 145)

Por otro lado también contamos con un estudio preliminar proporcionado por C. Hanquet sobre los micromamíferos de esta sala, que consistió en la elaboración de una lista faunística con la identificación de 12 taxones (2 insectívoros: *Crocidura* gr. *russula-leucodon*, *Talpa* sp., 5 quirópteros: *Rhinolophus mehelyi*, *Rhinolophus euryale-mehelyi*, *Rhinolophus ferrumquinum*, *Myotis myotis-blythii* y *Miniopterus schreibersii*, y finalmente 5 roedores: *Iberomys brecciiensis*, *Terricola* gr. *duodecimcostatus-lusitanicus*, *Apodemus sylvaticus*, *Eliomys quercinus* y *Allocricetus bursae*).

### 5.3.3.5 EXCAVACIÓN EN LA SALA DE LAS CHIMENEAS

Durante la **campaña 2002**, se realizó un sondeo justo al lado de la pared Este (arqueológico), bajo unas pinturas rupestres con motivos geométricos. El sondeo comenzó con unas dimensiones de 2 metros cuadrados, pero que se redujeron a 1 solo cuadro (T-32) de 1 metro cuadrado, dado que la aparición de la pared de la cavidad impidió continuar en el resto. La información que proporcionó entonces (Fig. 92 y 93), fue la individualización de 6 niveles estratigráficos. Los materiales recuperados consistieron en restos de lepóridos, pequeños carnívoros (Rodríguez-Hidalgo, 2008) y carbones.

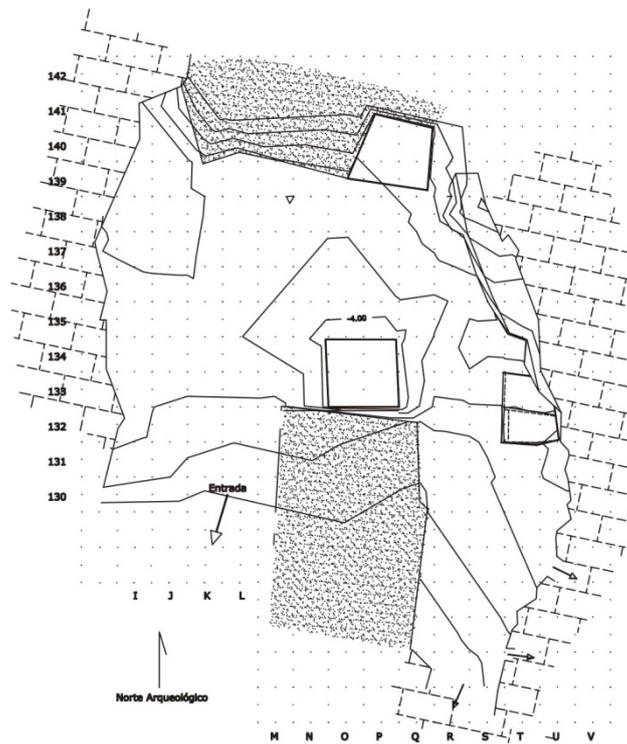


Figura 91. Planta de la Sala de las Chimeneas con las tres áreas de intervención arqueológica (fuente EPPEX)

Por otro lado, sobre este sondeo recogimos dos testigos para la realización de láminas delgadas (Fig. 92). Los resultados se presentaron en un trabajo de DEA que evidenciaron una superficie de pisoteo antrópico con presencia de fragmentos de ocre, cuya morfología indicaba un transporte no natural por lo que, si fuera posible, unos análisis de composición, podría relacionarlos con las pinturas (Mancha, 2007).



Figura 92. Sondeo cercano a la pared Este (cuadrícula de 1x1 m). En la parte inferior se aprecia el testigo dejado para láminas delgadas.

Figura 93. Estratigrafía establecida a partir del primer sondeo (fuente EPPEX).

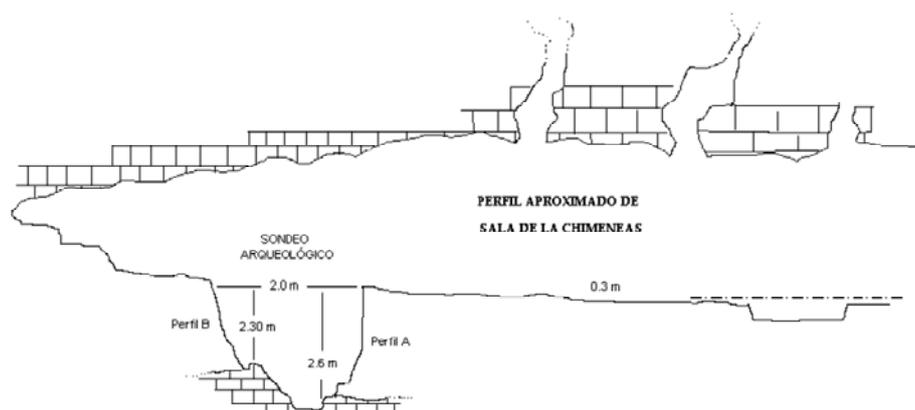


Figura 94. Perfil aproximado de la Sala de las Chimeneas, junto con los sondeos iniciales (fuente: EPPEX).

Durante la **campana del año 2004**, se inició un sondeo estratigráfico en el segundo cono o Cono 2 situado al Norte arqueológico (Fig. 91 y 94) para caracterizar la potencia del relleno en este punto de la cueva y tratar de relacionarlo con el Cono 1. Con la aparición de grandes bloques, a más de 2 m de profundidad y dada la imposibilidad de utilizar martillos neumáticos, se abandonó el sondeo sin llegar al sustrato rocoso de la cueva. Los resultados mostraron la falta de relación entre ambos conos. El material arqueológico que se recuperó a lo largo del sondeo fue escaso, destacando la gran abundancia de coprolitos que aún se localizan en el perfil del sondeo y que indican una letrina de hienas (Rodríguez-Hidalgo, 2008).

Pero no fue hasta el año 2005 cuando se inició la excavación en extensión de esta sala. Una vez practicado un corte (E-W) en la distal del Cono 1, se instaló una cuadrícula, con una superficie de 36 m<sup>2</sup>, siguiendo unos cuadros ya abiertos en el año 2003. No obstante, las restricciones impuestas desde la Junta de Extremadura, argumentadas en el deterioro de las pinturas por la presencia humana, a pesar de las lecturas de las diferentes sondas que manifestaban lo contrario, sólo permitieron un año más de excavación.

La recuperación de dos conchas perforadas antrópicamente (Rodríguez-Hidalgo *et al.*, en prensa), junto con el hallazgo de un hueso grabado, permitieron una adscripción cultural al Paleolítico superior. Asimismo, con los recientes resultados obtenidos de la datación de 2 carbonos hallados en la excavación (Canals *et al.*, 2011) terminan por verificar la cronología del Paleolítico superior del depósito ( $17840 \pm 90$  BP y  $17930 \pm 100$  BP).

Hasta el momento, la mayor parte del material arqueológico recuperado en esta área proviene de un paquete de bloques parcialmente colmatados (Unidad 2). Este paquete se

extiende hacia el tránsito con la Sala de la Serpiente, evidenciando la conexión entre ambas zonas.

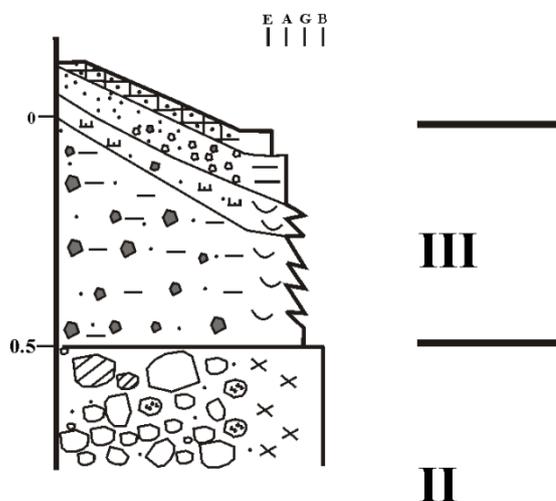


Figura 95. Estratigrafía levantada a partir de la sección del Cono I y el área de excavación

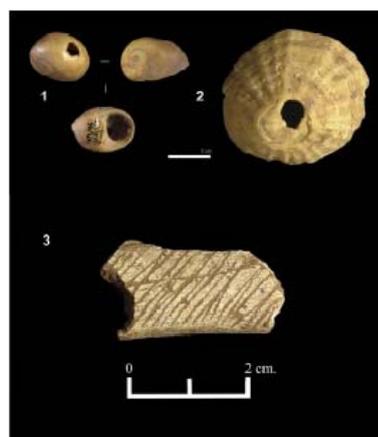


Figura 96. A la izquierda *Littorina obtusata*, a la derecha *Patella vulgata*. Debajo hueso grabado. (Extraído de Canals, *et al.*, en prensa)

Por otra parte, en lo referente al material lítico hallado, consta de un total de 74 objetos de cuarzo en su mayoría y cuarcita y sílex en minoría. El análisis preliminar mostró un predominio de lascas simples sin retoque y productos de talla (Peña, 2007), y dada la escasez del registro no fue posible adscribirlo a un modo técnico. No obstante, la presencia de lascas laminares junto al sílex como materia prima nos hicieron pensar, antes de contar con ningún otro dato, que el depósito se generó en el Paleolítico superior, debido a que la captación del sílex requiere desplazamientos a larga distancia con lo que denota unos modelos paleoeconómicos complejos.

En lo que a fauna se refiere, se han identificado 11 taxones: *Bos/Bison* sp., *Equus* sp., *Equus* cf. *asinus*, Cervidae indet., *Sus scrofa*, *Ursus* sp., *Ursus* sp., *Lynx pardinus*, *Vulpes vulpes*, *Felis silvestris*, Leporidae indet. y Aves. La presencia de los homínidos queda evidenciada en las marcas de corte halladas en los huesos de lepóridos, no obstante, su acumulación también se debe a muerte natural o carnívoros. El resto de macromamíferos es resultado de una acumulación natural. Tanto la identificación como la interpretación del registro faunístico proviene de un trabajo de investigación (Rodríguez-Hidalgo, 2008) que es imposible ampliar dada la falta de registro provocado por el cierre administrativo de la cavidad.

Paralelamente, el estudio de la microfauna ha identificado 12 taxones (8 roedores: *Iberomys cabreræ*, *Microtus agrestis*, *Microtus arvalis*, *Terricola* sp., *Arvicola sapidus*,

*Arvicola terrestris*, *Apodemus sylvaticus* y *Eliomys quercinus*; 2 insectívoros: *Crocidura* sp. y *Erinaceus europaeus*; y 2 quirópteros: *Myotis myotisblythii* y *Myotis* sp) algunos de los cuales pertenecen a la secuencia del Pleistoceno superior. Por otro lado, la mayoría de ellos se asocia a medios húmedos, aunque un 54% se asocia al bosque, un 33% al prado húmedo y un 6% a un ambiente acuático. La asociación pertenecería a un momento climático mediterráneo con temperaturas suaves y un gradiente de humedad ambiental superior al actual en la zona (Bañuls, 2010).

## 5.4 LAS TÉCNICAS: MÉTODOS Y MATERIALES

### 5.4.1 MÉTODOS

#### 5.4.1.1 CLASIFICACIÓN DE LOS TIPOS DE CUEVAS. EL PAISAJE KÁRSTICO

Una cueva es un vacío natural bajo la superficie que es lo suficientemente grande para admitir humanos (Palmer, 2006). Existen numerosos tipos de cuevas, diferentes en su origen y apariencia; y su clasificación es muy flexible e informal, aunque en su mayoría se clasifican en función del origen (disolución, actividad volcánica, etc.). Sin embargo, también se pueden clasificar en función de la roca en la que se ha formado (caliza, granito, etc.). No obstante, a veces, la forma de la cavidad es la clasificación más adecuada.

Tipos de cuevas en función del origen:

- **Cuevas de disolución:** se han formado por la acción de la disolución de las aguas subterráneas que pasan a través de los poros y fisuras de rocas solubles como la caliza. La Cueva de Maltravieso es un ejemplo de ellas.
- Cuevas volcánicas: se forma a partir de la lava que se solidifica en la superficie de la Tierra.
- Cuevas de hielo: se forma por el fundido de canales dentro de los glaciares
- Cuevas de erosión: se forman en función de la erosión producida por el agua y se pueden clasificar en función del proceso específico que les afecta.
- Abrigos: se producen por una erosión selectiva de las rocas más débiles que están cubiertas por otras más resistentes.
- Cuevas de grietas o fisuras: las grietas se ensanchan por un estrés en la corteza de la superficie de la Tierra o por el deslizamiento gravitacional de las masas de roca sobre las laderas.
- Cuevas de talud: consisten en vacíos entre los bloques del talud que se acumulan en la base de las laderas y precipicios.
- Cuevas de almacén: se producen por una acumulación de material en lugar de ser eliminado.

Uno de los primeros pasos para entender el funcionamiento de una cueva de disolución, que es la que a nosotros nos interesa, es reconocer el paisaje que le rodea pues está íntimamente ligado a él. Aparte de la formación de la cueva, la disolución de las rocas solubles tiene un gran impacto en el paisaje, en el que se producen una gran variedad de rasgos característicos como fisuras, depresiones, etc. Este paisaje se llama **Karst** y en nuestro caso se corresponde con El Calerizo Cacereño.

La mayoría de las cuevas y las características de las superficies kársticas se desarrollan en una cercana asociación entre ellas. La mayor parte del agua que forma las cuevas se alimenta de depresiones kársticas y hundimientos de arroyos y esta agua emerge en manantiales. La Fuente de El Marco, asociada a El Calerizo es un ejemplo de ello

Éstas y otras características de las superficies son claves para la presencia de cuevas y pueden también servir como entradas. Algunas de ellas son conocidas como: karren, pináculos kársticos, epikarst, depresiones kársticas, dolinas, poljes, uvalas, surgencias kársticas o paleokarst.

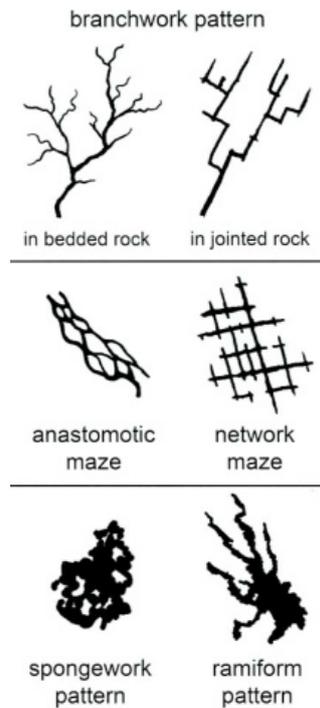
Para determinar el origen de una cavidad hay que tener en cuenta los tipos de entradas y los conductos más comunes (pozos, cañones, tubos, fisuras, salas y niveles).

- **Salas:** se producen cuando dos o más conductos se cruzan
- **Niveles:** la distribución vertical de los conductos está relacionada con la evolución de los valles de los ríos locales. Como los ríos profundizan sus canales mediante la erosión, las corrientes que circulan por la cueva se desvían a niveles más bajos. Por el momento en la Cueva de Maltravieso se conocen dos niveles, el llamado Piso Superior y la cueva como tal.

Respecto a los tipos o modelos, todas las cuevas, salvo las más simples, tienen una variedad de conductos que se conectan, mostrando un modelo que las distingue. Algunas veces, diferentes partes de la misma cueva tienen diferentes modelos, y más de un tipo puede superponerse en una única localización.

- **Modelo dendrítico:** consisten en canales de corriente que convergen como afluentes. Este tipo de drenaje es esencialmente el equivalente subterráneo a las corrientes de la superficie. En rocas bien estratificadas, los conductos son sinuosos y curvados. En rocas fracturadas la mayoría de los conductos sigue modelos angulosos.

- Modelo laberinto: contiene muchos circuitos cerrados que se originan más o menos simultáneamente (cuevas anastomosadas, de red, espongiiformes, ramiformes)
- Cuevas con un único conducto: son cuevas alimentadas por una única corriente, por hundimientos de arroyos, o son restos de cuevas más extensas. Este es el caso de Maltravieso, aunque veremos con algunas diferencias.



**Figura 97. Desarrollo de cuevas (extraído de Palmer, 2006)**

En el caso de la Cueva de Maltravieso, es una cueva de disolución de un único conducto, pero con diferentes niveles.

#### 5.4.1.2 EL KARST DE FRACTURA

Cabe introducir aquí algunas nociones sobre la importancia de los rasgos tectónicos de la caliza, pues ellos serán claves en el desarrollo de la Cueva de Maltravieso. No obstante, debemos partir en primer lugar de los planos de estratificación que normalmente suelen ser horizontales, puesto que la sedimentación es un fenómeno condicionado sobre todo por la gravedad (Llopis Lladó, 1970).

En el caso de Maltravieso, los planos de estratificación están inclinados debido a las diferentes orogenias que han afectado a la zona. Estas deformaciones tectónicas han producido, sobre todo durante la orogenia Hercínica, lo que se conoce como **roturas**. Éstas son deformaciones discontinuas, puesto que rompen la continuidad de la masa rocosa, que de este modo queda dividida en bloques separados por otras tantas soluciones de continuidad o planos de rotura. En el caso que nos concierne, haremos hincapié el concepto de **diaclasa**, como ejemplo de rotura simple que se localiza en Maltravieso.

Las diaclasas son, roturas sin desplazamiento y vienen determinadas por la existencia de un plano o plano de diaclasas. El interés que tiene este tipo de fisura es de suma importancia porque toda la infiltración y circulación del agua en las rocas compactas se realiza a través de ellas. Sin la fisuración (diaclasas, planos de estratificación y fallas), una parte importante del agua de precipitación atmosférica no sería absorbida, y la circulación subterránea quedaría restringida a las rocas porosas.

#### 5.4.1.3 TIPOS DE DISOLUCIÓN

La instalación de un karst es posible gracias a la existencia de una estructura tectónica. Si la caliza fuera una roca sin fisuras, sería totalmente impermeable y no permitiría la infiltración; los fenómenos de disolución superficial tendrían otro carácter distinto y el agua escurriría en su totalidad sobre la superficie caliza (Llopis Lladó, 1970).

Existen dos tipos de disolución: masiva y sobre fisuras. En el caso de la masiva, se realiza siempre sobre leptoclasas o sobre diaclasas submacroscópicas (Ek, 1968) de tal manera que el proceso mecánico se realiza en realidad sobre fisuras (planos de estratificación, macro y microdiaclasas y fallas).

Un plano de estratificación, interfiriendo con la superficie topográfica, constituye una línea de mínima resistencia por la que el agua circula fácilmente, erosionando y disolviendo la caliza, con lo que el plano es excavado. No obstante, los planos de las fisuras no son las zonas óptimas para la disolución, sino que ésta será máxima en la intersección de dos planos de fisura, sea plano de estratificación y diaclasa o dos planos de diaclasa. En estas intersecciones se juntan dos soluciones de continuidad que determinan la generación de un conducto incipiente por el agua que penetra mucho más fácilmente.

Si consideramos una fisura aislada como un plano de una diaclasa, por ejemplo, veríamos como la disolución avanzaría poco a poco en profundidad penetrando el agua, primero gota a gota, luego estableciéndose una zona más ancha en la región superior de la diaclasa, cerca de la zona freática (Llopis Lladó, 1970).

No obstante, la masa caliza está generalmente multipartida por planos de fisura, de tal modo que aparece dividida en una serie de bloques paralelepípedicos de múltiples tamaños, grandes y pequeños, a tenor de los caracteres de la fisuración. En este tipo de estructura, la disolución se hace simultáneamente a lo largo de un conjunto de macro y microfisuras, con carácter reticular. Ello origina los siguientes fenómenos:

- Erosión progresiva del volumen de la masa caliza a consecuencia de la disolución.
- Separación y depósito de la *terra rossa* residual.

En definitiva, a raíz de estos caracteres Llopis Lladó (1970) establece una ley aplicable a toda la masa caliza fisurada: “Las zonas de máxima disolución de la masa caliza está en razón directa con la máxima densidad de fisuración”.

#### 5.4.1.4 PALEOKARST Y RELLENOS DE CUEVA

La Cueva de Maltravieso forma parte de un sistema kárstico que afecta a una amplia zona de Cáceres. Por ello, es importante, definir algunos rasgos que afectan a la formación de un karst y los procesos sedimentarios que lleva asociados.

Los fenómenos de erosión kársticos dependen de las características de la circulación de dos tipos de aguas a través de la caliza: aguas kársticas cautivas y libres.

- Aguas cautivas: circulan por los conductos kársticos llenándolos totalmente, y por lo tanto, el agua discurre a presión hidrostática.
- Aguas libres: circulan impulsadas exclusivamente por acción gravitatoria, es decir, exactamente igual a como lo hacen las aguas epigeas.

La selección de las fisuras, por su parte, por donde van a desarrollarse de forma primordial las cavidades subterráneas será dividida en tres factores:

1. Mayor anchura inicial de las fisuras, puesto que en el comienzo todas las fisuras paralelas de una misma familia tendrán el mismo gradiente hidráulico.
2. Distribución del gradiente hidráulico en función de los diámetros de los conductos, sus longitudes y caudales que circulan por ellos.
3. Cuando el caudal pasa preferentemente a un conducto, aparece un nuevo factor, el movimiento que deja de ser laminar y pasa a turbulento.

### **A) Rasgos de Paleokarst**

Las morfologías kársticas son fundamentalmente el resultado de un proceso de disolución en rocas solubles. Esta importante acción de disolución da lugar a una morfología muy típica en superficie y en profundidad. El mayor desarrollo del karst se produce en las rocas carbonatadas y dentro de estas son las calizas las que mejor se prestan a estos procesos de disolución (Fig. 98). Estas rocas presentan una baja solubilidad relativa, por lo que el proceso de karstificación es lento, pero tienen una gran resistencia y por ello las simas y cuevas pueden alcanzar grandes dimensiones, tanto en extensión como en profundidad.

La intensidad de esta disolución depende de muchos factores entre ellos la climatología y la hidrología, así como la sedimentología (planos de estratificación, discordancias, contactos...) y como se ha recalado, la tectónica (diaclasas, fallas).

La karstificación de un macizo reposa bajo la noción de ciclo hidrológico (Ford y Williams, 1989). Ella se apoya bajo dos conceptos fundamentales: la noción de energía (hidrodinámica, química y mecánica) y las condiciones del medio (constitución química, las condiciones estructurales y su comportamiento hidráulico). Cuando el volumen de agua cárstica es pequeño y la circulación se realiza a lo largo de fisuras estrechas, no se puede desarrollar fuerza viva suficiente para que se produzca erosión y la hegemonía del proceso cárstico corresponderá a la disolución (Ek, 1968).

Cuando el agua corre libremente y en masa, como en un curso fluvial epigeo, accionada exclusivamente por la gravedad, los fenómenos dinámicos se realizan igual que en la superficie: excavación del cauce, y por tanto, erosión (sin excluir la disolución), de este modo la hegemonía

del fenómeno corresponderá a la erosión. Cuando el agua circula en masa, por conductos amplios, pero llenándolos completamente, la circulación es lenta y al proceso erosivo, producido sobre todo por erosión hidroestática más que por gravedad; se une un proceso de disolución lenta con lo cual erosión y disolución estarán equilibrados (Llopis, 1970).

Respecto a los rasgos de disolución de pequeña escala que se observan en el interior de las cuevas y en este caso en Maltravieso, podemos destacar los siguientes:

- *Improntas de corriente (scallops)*: son huecos asimétricos disueltos en la superficie de la roca soluble a partir de aguas turbulentas (Fig. 99 y 102). Son útiles para determinar las condiciones anteriores del flujo en los conductos que ahora se hallan secos. No se forman si la velocidad del agua es menor de 1cm/sg.
- *Flutes*: son surcos verticales de disolución en las paredes de la cavidad por el descenso de las aguas vadosas. La Cueva de Maltravieso cuenta con una buena colección (Fig. 100).
- *Rills*: al igual que las anteriores son canales vadosos salvo que se forman en superficies inclinadas. También es posible hallarlos en Maltravieso (Fig. 100).
- *Solution pockets*: son agujeros de disolución sin salida, en las paredes o techos de las cuevas. La mayor parte se localizan a lo largo de las fracturas (Fig. 101). Se forman de diferentes maneras, aunque la mayoría se debe a las inundaciones periódicas de la cavidad cuando se inyecta por las fracturas un agua agresiva.
- *Cúpulas*: son como los anteriores pero más grandes y redondeadas en los techos de las cuevas y que en general no siguen las fracturas visibles (Fig. 102).
- *Ceiling pendants*: son proyecciones de la roca dejadas en el techo de la cavidad o un saliente de la pared cuando la roca se elimina por disolución (Fig. 101).
- *Canales en el techo*: algunos son el remanente de una etapa temprana del desarrollo de un conducto (Fig. 103).

No obstante, existen otras morfologías de disolución que por el momento no hemos hallado en la Cueva de Maltravieso como son: marmitas de gigante, varios tipos de improntas como de burbujas, anastomosadas, esponjosas, campanas, surcos de drenaje, superficies, muescas o rampas de disolución (Palmer, 2006). Por otro lado, por el momento, y dada la morfología actual de la cavidad, no se han hallado signos de corrosión fototrófica de la caliza. Esta corrosión es el resultado de la disolución biológica que aumenta en las zonas de penumbra de las entradas de la cavidad, dónde se limita la luz que entra a un estrecho rango de ángulos.



**Figura 98.** Paisaje kárstico de El Calerizo (Fuente: Mario Modesto)



**Figura 99.** Sala de la Serpiente-Entrada a la Sala de las Chimeneas. Marcas de corriente indicadas por el círculo rojo.



**Figura 100.** Acceso a la Sala de la Entrada. *Flutes* y *Rills*.



**Figura 101.** Sala de la Serpiente: *solution pockets* y parte de *ceiling pendants*.



**Figura 102.** Sala de las Chimeneas: *solution pockets*, cúpulas e improntas de corriente en el techo.



**Figura 103.** Canales en el techo de la cavidad, cerca de la entrada actual. En realidad es un tubo freático formado a presión hidroestática. Sus dimensiones son aproximadamente 50x50 cm.

## B) Rellenos de cueva

El karst es un medio particularmente favorable al almacenamiento y a la preservación de los sedimentos en comparación con los depósitos al aire libre. Los depósitos que se forman en las cuevas constituyen una fuente fundamental de información (Fig. 104), y básicamente se pueden clasificar en dos conjuntos: endógenos y exógenos.

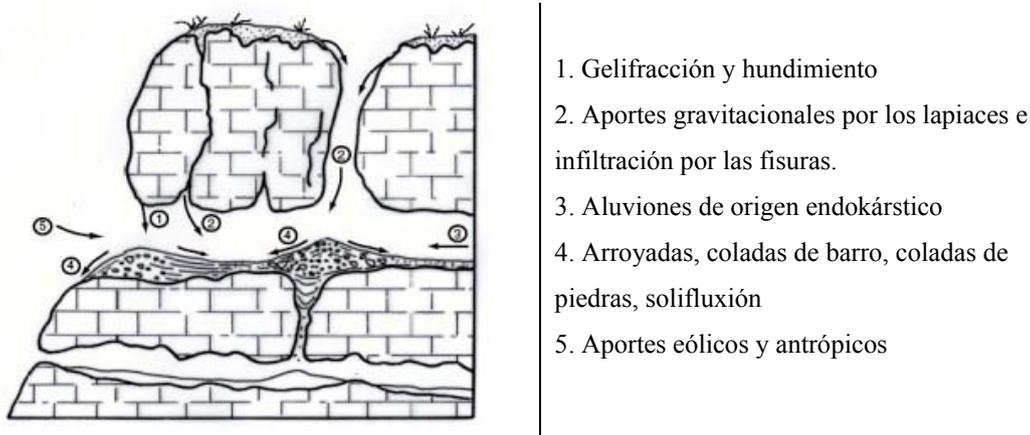


Figura 104. Ejemplos de procesos que contribuyen a la sedimentación detrítica de entrada de cueva (modificado de Miskovsky, 1987)

Los elementos **endokársticos** son aquellos que se han formado *in situ*, dentro de la cavidad. Estos están formados por: los productos de alteración, usualmente los elementos finos (arcillas), los productos clásticos y las secreciones químicas.

Los elementos **exokársticos**, son aquellos que se introducen dentro de la cavidad, de manera natural o incluso por el hombre.

Con todos ellos una gran cantidad de sedimentos se acumulan en las cuevas y pueden preservarse más o menos intactos por un largo período de tiempo. Ellos son indicadores fiables de las condiciones ambientales del pasado y también son útiles para datar. Dentro de ellos podemos destacar los depósitos detríticos y los químicos (espeleotemas).

Los sedimentos detríticos consisten, de manera genérica, en un material granular producido por la meteorización de la roca preexistente, la cual ha sido erosionada y finalmente depositada por el agua, el viento o el hielo. No obstante, el material suelto puede caer por las entradas, por gravedad o ser transportado por los animales. Los detritos pueden ser de diferente tamaño desde rocas hasta partículas microscópicas y pueden incluir materiales solubles como materiales insolubles. La mayor parte de estos sedimentos se componen de gravas, arenas y

arcilla y provienen de las corrientes de agua de la superficie de la cueva. No obstante se mezclan con el material erosionado procedente de las paredes de la cueva y el techo.

Durante el transporte, los fragmentos de rocas se rompen en partículas más pequeñas que se redondean por abrasión. Este redondeamiento es un indicativo de la distancia del transporte. Una gran parte de las arcillas exokársticas que se hallan en las cuevas se derivan de la meteorización mecánica de la pizarra. Los bloques caídos de las paredes de la cueva o del techo tienden a tener los bordes afilados.

Las características de los granos, la composición y las estructuras internas de los sedimentos proporcionan información sobre el carácter de la fuente y flujo del agua que los depositaron. Cuando el transporte se realiza por medio de una corriente la mayoría de la grava y la arena se arrastra como carga de fondo. Si esa corriente es lo suficientemente turbulenta algunas son transportadas en suspensión. La arcilla normalmente se transporta en suspensión, no obstante los sedimentos limo-arcillosos también pueden introducirse en las cuevas por las corrientes de aire.

El carácter de un depósito sedimentario está controlado por tres variables: la naturaleza del material, la mecánica del transporte y el ambiente deposicional. Lo que se deposita debe tener una fuente disponible y sus granos deben estar lo suficientemente sueltos para ser transportados. Para erosionar y transportar los granos de mayor tamaño se requiere un flujo rápido. El tamaño de los granos dependerá de la velocidad del transporte del agua. Los granos se depositarán cuando la velocidad cae por debajo del umbral crítico necesario para moverlos. La forma del depósito depende de la magnitud de la masa de agua y sus patrones de flujo.

Conocer la composición de los sedimentos puede proporcionar información sobre el área de captación de las corrientes e incluso sobre el momento de la deposición. Las estructuras sedimentarias reflejan la naturaleza del flujo de agua a partir del cual se depositaron los materiales, así como las condiciones paleoambientales. Entre estas estructuras destacan:

- Laminación cruzada: la dirección de la laminación indicará la dirección del flujo.
- Marcas de ripples: son pequeñas dunas que indican la dirección del flujo por su asimetría.
- *Cut & fill*: es cuando una parte de la secuencia sedimentaria se vacía y se rellena con sedimentos posteriores.

- *Surge marks*: son surcos producidos en las pendientes de los depósitos ricos en arcillas que se forman por la fluctuación de los niveles del agua.
- Embudos de fango: en las zonas inundadas los bancos de limo o arcilla pueden formar aros alrededor de agujeros.
- Fisuras de fango: se producen en los sedimentos de grano fino, causados por una escisión del depósito en bloques poligonales. Esto indica una deposición de fango por un movimiento lento del agua seguido de un secado de la superficie.
- Vermiculaciones: son depósitos de arcilla y/o material orgánico en las paredes de las cuevas que forman enjambres con formas de gusanos o patrones poligonales. Tienden a formarse en superficies suaves y húmedas debido a la combinación de períodos húmedos y secos acompañados de un proceso microbiológico.
- Caída de bloques: se produce por un colapso del techo o de las paredes de la cavidad. El proceso puede modificar la forma de los corredores y salas y hacen difícil identificar el modelo de disolución original. La forma del material puede variar desde pequeños fragmentos hasta grandes losas y bloques.

En lo que a sedimentación química se refiere no nos extenderemos aquí, dado que dentro del presente trabajo existe un capítulo dedicado a ello. No obstante cabe introducir la importancia de su clasificación y estudio petrográfico. En ello radica el conocimiento de los ambientes en los que se desarrollaron los espeleotemas. La descripción de estos ambientes nos ayudará en última instancia a completar la morfología original de la cavidad: entrada e interior.

La clasificación mediante los ambientes de formación de los espeleotemas es en nuestro caso a veces difícil de definir, sobre todo si estamos hablando de su posición topográfica en el interior de la cavidad, y sobre todo la distancia exacta que guardan con la entrada (el límite entre luz y penumbra), lo cual debemos completar con las observaciones de campo.

Paralelamente haremos uso de una de las leyes básicas en el análisis de facies y lo extrapolaremos al análisis de microfacies. Esta ley, denominada Ley de Walther (1984) consiste en que en cualquier ciclo sedimentario la sucesión de facies que se encuentra lateralmente (en la horizontal) es igual a la que aparece en sentido vertical, es decir en el tiempo. Sólo las facies que actualmente se encuentran adyacentes se pueden suceder en la vertical sin interrupciones (hiatos u otras interrupciones) (Dabrio, C. & Hernando, S., 2003).

En el caso que nos concierne, hemos podido observar asociaciones de microfacies que nos permiten crear relaciones laterales. Esto, unido a la interpretación genética, en última instancia nos conduce a una clasificación mediante esos ambientes de formación.

Por otra parte, tendremos en cuenta las variaciones verticales en las sucesiones estratigráficas, que en nuestro caso son heterogéneas, por lo que podremos referirnos a la textura, hábito, límites en la lámina de agua, etc. De manera teórica, en estas sucesiones se observan variaciones, pero también hay caracteres, términos, estratos o tramos que se repiten en la sucesión de manera más o menos exacta o regular (Dabrio, C. & Hernando, S., 2003).

Por ello, cuando advertimos variaciones en la vertical, y se observe un orden, hablaremos de una **tendencia**, y si ésta se compara con un patrón y encaja con él, le denominaremos **polaridad** de la sucesión estratigráfica. Si las variaciones en la vertical con una tendencia y polaridad definida se repiten ordenadamente se tendrá una **alternancia** y si se descifra el orden (la **ley** que rige el orden) obtendremos la **ritmicidad** de esa sucesión estratigráfica. Combinando la polaridad y la ritmicidad obtendremos la **ciclicidad** de la sucesión por lo que podremos conocer e interpretar las variaciones en la vertical y su significado.

Paralelamente, hemos de tener en cuenta que la sedimentación es discontinua, ocasional e irregular, al igual que la erosión, por lo que el tiempo representado por los sedimentos en una sucesión estratigráfica es menor que el lapso de tiempo total considerado, esto es lo que se conoce como la **discontinuidad del registro estratigráfico**. Entenderemos por esta discontinuidad como un lapso de tiempo no representado por sedimentos dentro de una sucesión estratigráfica, o lo que es lo mismo, la ausencia del registro estratigráfico representativo de un lapso de tiempo determinado dentro de una sucesión estratigráfica.

En función de nuestro registro, hemos introducido dentro de las discontinuidades, el concepto de **hiato**. En Estratigrafía representa un lapso de tiempo sin sedimentación, pero en nuestro caso, esa “no sedimentación” será solo química, pues el hiato corresponderá en la mayoría de los casos con una sedimentación detrítica con ausencia de la química.

Con este soporte teórico y gracias a los datos obtenidos de los análisis petrográficos, que uniremos a los isotópicos, se ha podido establecer esa clasificación en función de la distancia a la que se forman las coladas con respecto a la entrada de la cavidad. Esta relación viene dada, en cómo la luz y la temperatura exterior afecta a la formación de los espeleotemas.

En el caso de la Cueva de Maltravieso, la morfología actual de esta cavidad, con una sola entrada artificial, unido a un registro arqueológico que abarca desde el Pleistoceno medio hasta el Holoceno, convierten al presente trabajo en una herramienta muy importante, por un lado a nivel arqueológico y por otro a nivel geológico.

#### 5.4.1.5 MANANTIALES KÁRSTICOS

Las aguas kársticas una vez han circulado a través de la masa caliza surgen al exterior originando manantiales (Llopis Lladó. 1970). La mayor parte de ellos se caracterizan por tener grandes caudales y fuertes variaciones estacionales o accidentales, las primeras determinadas por los períodos de fusión de nieves, las segundas por los momentos de fuertes precipitaciones anómalas. Éste emerge de la roca caliza a través de una fisura o sale de una caverna, a veces transitable y de mucha longitud; y suelen aparecer además en regiones secas.

Llopis Lladó (1970) divide a los manantiales en función del tipo de alimentación:

- Resurgencias: emergencias de alimentación alóctona, porcedentes de la salida de aguas sumidas en masa.
- Surgencias: proceden de la emergencia de aguas colectoras autónomamente por el aparato kárstico.

Ambas pueden ser permanentes e intermitentes, ello depende no sólo del caudal alimentador, sino también de las características de la topografía de los conductos por dónde circula el agua.

Los manantiales permanentes pueden ser ascendentes o descendentes, los primeros funcionan siempre a presión hidroestática; los segundos pueden o no funcionar a presión, siendo frecuente este último. La emergencia a presión es siempre consecuencia de que se encuentra por debajo de la superficie piezométrica virtual; la emergencia libre, por el contrario, implica que se halla situada por encima del nivel piezométrico kárstico, condición indispensable igualmente a toda circulación kárstica de tipo fluvial.

Si se toma el criterio estructural como punto de división de fuentes kársticas, cualquier tipo de fisura puede provocar una emergencia, si bien la importancia de ésta dependerá siempre

del tipo de fisura. Los planos de estratificación, como fisuras más elementales, pueden conducir aguas fluviales o a presión, especialmente en zonas dónde escaseen las diaclasas.

Las fuentes de diaclasas son las más frecuentes (Llopis Lladó, 1970). En el caso más elemental, una diaclasa cortando planos de estratificación que actúan como conductos hídricos, actúa de plano colector y reúne los caudales de todos los planos que corta. Además, las diaclasas, por su carácter de roturas, ofrecen mayores posibilidades a la circulación kárstica que los planos de estratificación; los fenómenos de disolución avanzan más rápidamente y el poder colector aumenta considerablemente. Así por ejemplo, para Llopis Lladó (1970) hay un 80% de fuentes kársticas que son de diaclasa.

El carácter específico de las fuentes de diaclasa dependerá de las características geométricas de aquellas; las diaclasas verticales dan origen casi siempre a fuentes descendentes, y en la mayor parte de los casos emiten aguas de circulación libre, ello es consecuencia de que la erosión progresa rápidamente en las diaclasas verticales y el agua pasa pronto de la fase cautiva a la fase fluvial. Las diaclasas inclinadas, en cambio, favorecen el descenso del agua cuando la inclinación está en el sentido de la corriente; entonces se originan fuentes descendentes, cuando por el contrario la inclinación se hace en sentido contrario a la corriente, la fuente será ascendente. Las diaclasas cortantes o cizallantes constituyen planos de perfecta permeabilidad y, por tanto, pueden actuar como superficies impermeables por los cuales el agua se ve obligada a emerger.

Las aguas kársticas al emerger contienen todavía un alto porcentaje de carbonato de calcio que es precipitado en gran parte en la salida. En este caso la precipitación está favorecida por procesos biocatalíticos, cuando se deposita sobre zonas de vegetación, y su acumulación origina las tobas calizas. Las tobas se depositan a la salida de los manantiales kársticos desde el momento en que el manantial comienza a funcionar y forman acumulaciones.



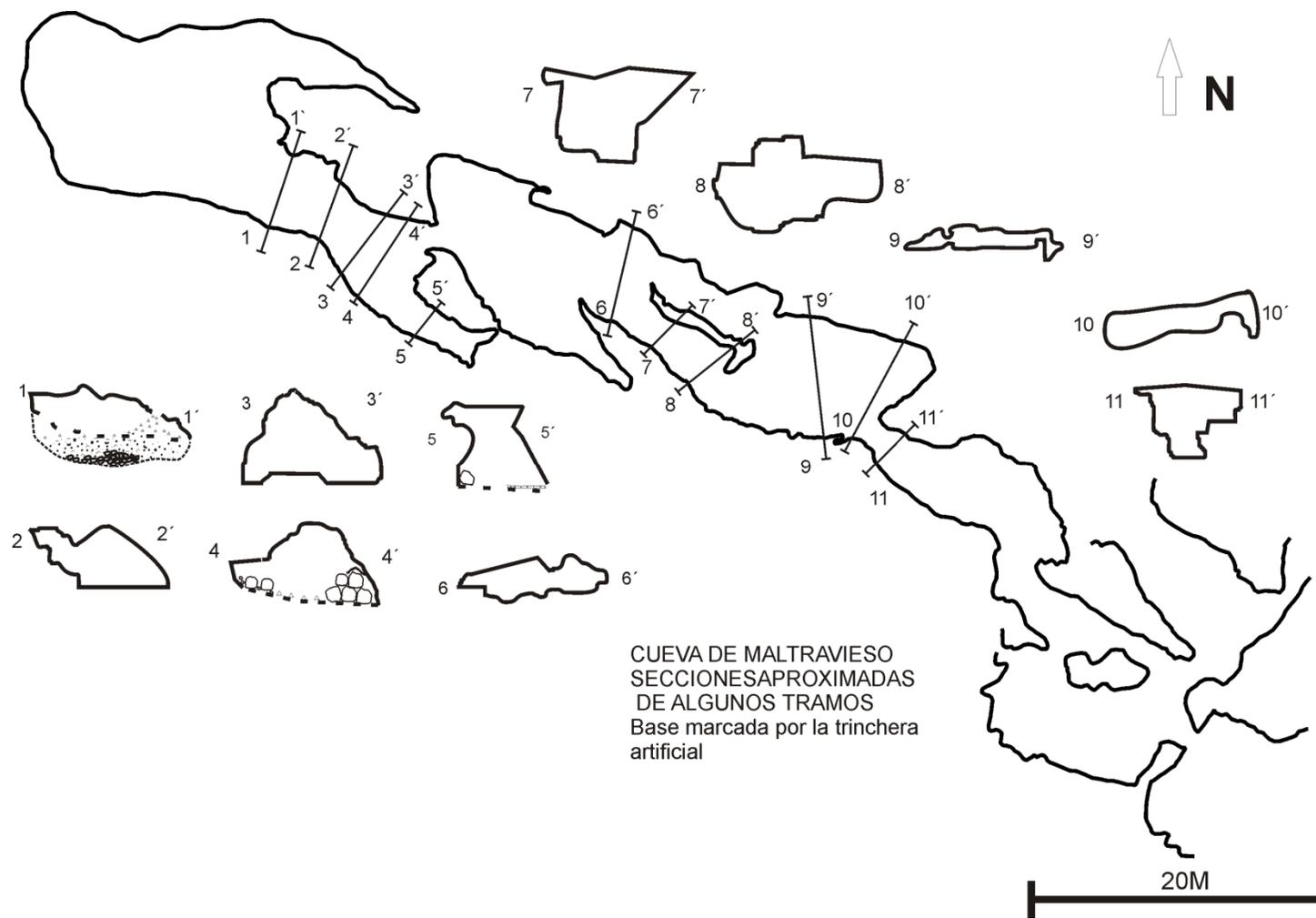


Figura 105. Planta de la Cueva de Maltravieso con la morfología de algunas secciones. Realizada antes de la intervención de EPPEX. Modificada a partir de Rebollada, E. & Fernández Amo, F. J. (2001).



## 5.4.2 MATERIALES

### 5.4.2.1 PROCESOS SEDIMENTARIOS DETRÍTICOS Y QUÍMICOS

Como hemos ido viendo hasta el momento, la Cueva de Maltravieso es una cueva de disolución de un único conducto pero con diferentes niveles, uno superior y otro inferior. Su morfología se debe a la mezcla de procesos erosivos y de disolución favorecidos por las líneas de debilidad (de estratificación y de fractura).

La morfología original se haya modificada por la presencia de diferentes depósitos. Estos depósitos colmatan algunas zonas de la cavidad impidiendo una mejor visión. En lo referente a la sedimentación detrítica, se ha realizado un estudio (Mancha, 2007) cuyos resultados presentaremos de manera breve a continuación. No obstante, ya hemos apuntado el hecho de que la única información estratigráfica con la que podemos contar es la proporcionada por las excavaciones arqueológicas (Sala de los Huesos y Chimeneas) y sondeos (Sala de las Chimeneas) y el resto, por las secciones dejadas por la creación de una trinchera artificial a lo largo de la cavidad, pero que no profundizaba más de 1-1,5 metros.

Gracias a esta trinchera ha sido posible observar la presencia de una gran cantidad de coladas estalagmíticas, que como hemos presentado en un capítulo anterior, es posible hallarlas, desde la Sala del Gato hasta la Sala de la Mesita. No obstante, el mejor descubrimiento proviene del hecho de que existen varios niveles de formación de coladas en sucesión estratigráfica. Como hemos visto, los resultados de su estudio petrográfico, junto a la relación que guardan con los depósitos detríticos serán de vital importancia para el conocimiento de la geomorfología endokárstica de la Cueva de Maltravieso.

A partir de los datos sedimentológicos obtenidos hasta ahora, ha sido posible establecer el siguiente patrón de sedimentación en la Cueva de Maltravieso, dividida en tres áreas deposicionales y postdeposicionales diferentes.

## **A) La Sala de los Huesos**

La Sala de los Huesos (Fig. 106) presenta dos grandes unidades separadas por una ligera discordancia señalada por la mejor estratificación de la unidad 2.

La primera unidad contiene un grupo de lechos de bloques y gravas parcialmente colmatados a no colmatados por una matriz de arena y arcilla roja (2.5YR 4/6 a 4/4) no estratificados. En la base hay grandes bloques (50 cm) constituidos por fragmentos de brecha antigua y placas de caliza con soporte clástico no colmatados a parcialmente colmatados por matriz rojiza de arena arcilla. Estos grandes bloques de la base se apoyan lateralmente en la colada estalagmítica PE2 (datada en 183 ka BP). A techo la matriz contiene elementos organominerales (húmico) correlativo a una alteración observada en las gravas. Los bloques clasto soportados no colmatados a parcialmente colmatados presentan cierta gradación normal a normal inversa.

La segunda unidad contiene un grupo de lechos de grava media de 3/5 cm con algún bloque fuera de medida y arena arcilla roja (5YR 4/6) mal estratificados. Los clastos son matriz soportados. Esta unidad finaliza con un crecimiento espeleotémico denominado PE1 datado en 117 ka BP.

## **B) Diaclasa**

El depósito de la Diaclasa se distribuye desde la Sala de los Huesos hasta la Sala de las Pinturas. Su extensión nos es aún desconocida, pero contamos con algunas secciones estratigráficas dejadas por la trinchera que nos permiten aproximarnos a su observación aunque el afloramiento no es muy fiable para una descripción definitiva.

El relleno de la Diaclasa presenta de manera provisional dos unidades en la entrada de la Sala de las Columnas:

La unidad inferior está constituida por un lecho espeso de bloques y gravas bimodales, de 2 y 6 cm, parcialmente colmatados por una matriz calcarenítica de color rojo oscuro (2.5YR 4/6 a 5/6) sin estratificación. El límite de la base no es observable. Los clastos están soportados por clastos y en la fracción arenosa gruesa hay fragmentos de pizarra. En la fracción grava hay clastos de cuarzo.

La unidad 2 es un grupo de lechos formados por coladas estalagmíticas microlaminadas, muchas de ellas fisuradas y con abundantes rellenos terrígenos en la parte superior. Estas coladas han sido muestreadas como PE5A.

En la Sala de la Mesita la unidad 1 de la Diaclasa también ha sido descrita como un lecho espeso de 40 cm de grosor compuesto por grandes bloques (desde casi métricos hasta 10/50 cm). La base del depósito tampoco se observa. Su ordenación interna es clasto soportada y parcialmente colmatada por una arena gruesa a media con cierta selección sin estratificar. Contiene fragmentos de pizarra y algunas gravas bimodales de 3 y 6 cm de diámetro. Los bloques presentan concreciones litoquímicas de tipo coliflor. Algunos presentan fracturas mecánicas por peso, otros presentan meteorización por microlapiaz. A techo, la matriz de arena roja (2.5YR 4/6 a 5/6) entre los bloques es calcarenítica y aumenta la colmatación del espacio entre los bloques.

Entre la entrada de la Sala de las Columnas y la Sala de la Mesita se localizan la mayor parte de los espeleotemas estudiados en este trabajo (desde PE5 hasta PE10). Como hemos visto en el capítulo de OSL uno de los depósitos terrígenos muestreados entre PE7 tiene una edad de 127 ka BP.

### **C) La Sala de las Chimeneas**

La litoestratigrafía de la Sala de las Chimeneas se basa en dos perfiles denominados Cono 1 y Cono 2.

#### *Cono 1*

En el **Cono 1** (Fig.108) se está llevando actualmente la excavación y está localizado en la entrada de la Sala de las Chimeneas. En el Cono 1 hemos determinado 2 unidades litoestratigráficas de arriba a abajo:

La unidad III está constituida por un grupo de lechos de 0.6 m de espesor, formados por granulos de clastos líticos de limo arcilla estratificados. Las estructuras sedimentarias están constituidas por estratificación cruzada en surcos y de bajo ángulo de pequeña escala. También en la mitad de la unidad hay una acumulación de carácter organomineral y clastos alterados. A techo de la unidad hay una colada estalagmítica alterada.

La unidad II en el Cono 1 está formada un lecho espeso de gravas y bloques colmatados por arena arcilla roja. Los bloques y gravas son calizas aunque también hay cuarzos en el tamaño grava media. El espesor del lecho no es conocido. Algunos de los bloques presentan una alteración. Esta unidad está interdigitada con las arenas y arcillas microestratificadas descritas en la unidad II del cono 2.

### *Cono 2*

El Cono 2 se sitúa a fondo de la Sala de la Chimeneas. En este cono han sido descritas 3 unidades estratigráficas.

La unidad II formada por un grupo de lechos microestratificados en laminación de bajo ángulo y lechos lenticulares compuestos de clastos líticos de arena arcilla. Estos clastos líticos son del tamaño gránulo y una matriz de arena los soporta. Presenta un prominente moteado amarillo gris. Este grupo de lechos de 0.6 m reposa en discordancia erosiva sobre la unidad I.

La unidad I está constituida por un grupo de lechos masivos con rasgos de bioturbación desarrollados, entre los cuales hay figuras de sufusión. Está compuesto también de clastos líticos de arcilla y limo matriz soportados por una matriz arenosa amarilla (7.5 YR 5/8). Esta unidad de 1 m de espesor se asienta sobre una superficie con megabloques con superficies impregnadas por una coloración negra.

La unidad 0 es un grupo de lechos arcillosos con estructuras de laminación masiva con concreciones y figuras de deformación hidroplásticas observada en la naturaleza de los límites entre grupos de laminaciones.



**Figura 106. Sala de los Huesos**



**Figura 107. Formación espeleotémicas a la entrada de la sala de las Columnas**



**Figura 108. Parte del cono 1 de la Sala de las Chimeneas**



**Figura 109. Sondeo del Cono 2 de la Sala de las Chimeneas**

## 5.5 RESULTADOS

A continuación presentamos los resultados obtenidos a partir de las observaciones de campo, los análisis sedimentológicos, y los derivados de las diferentes metodologías utilizadas en la presente tesis.

Como hemos explicado, el relleno de esta cavidad se produjo por la entrada de materiales del exterior a partir de las aberturas producidas por la disolución de la caliza y la fracturación. En este sentido, se han localizado varias posibles entradas que hoy aparecen selladas por colmatación. Unas vienen asociadas a la abertura al exterior de cúpulas de disolución, por fracturas por descompresión y otra, la más importante, respecto a su tamaño y cantidad de material, es una antigua abertura asociada a los planos de diaclasado hercínico y que hoy está también sellada.

Esta abertura es lo que nosotros ya hemos venido denominando simplemente como **Diaclasa** y se localiza a la derecha, siguiendo la trinchera hacia el interior de la cavidad. En relación a sus dimensiones, hemos realizado algunas aproximaciones en función de la planta de MTV (plano estructural), en concreto a partir de la prolongación de la propia morfología (Fig.112).

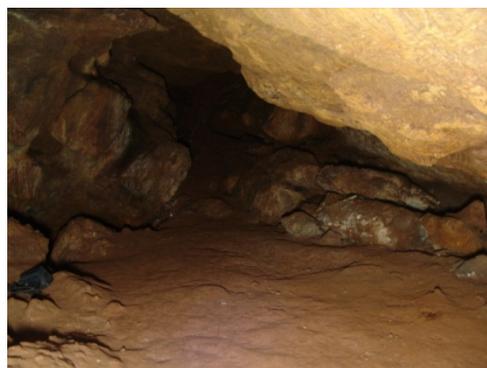
Como se observa en las figuras anteriores, la Diaclasa funcionó como boca de entrada de sedimentos, y como se aprecia en la foto, de huesos (Fig.110). Por otro lado, hemos de tener aquí en cuenta la presencia de lo que se denomina Piso Superior (encima de la Sala de la Entrada), pues consideramos que junto con la Diaclasa forman parte de un nivel superior formado antes de la propia cueva. No obstante, procesos erosivos posteriores debieron abrir parte de la Diaclasa hacia el exterior provocando la entrada de una gran cantidad de sedimentos. Esta abertura es la responsable principal del relleno sedimentario de Maltravieso, pues junto con el Piso Superior, este proceso abarca desde la Sala de la Entrada hasta la Sala de las Chimeneas (como distal). Aunque consideramos que no fue un proceso simultáneo, dado que existió una disolución y sedimentación diferencial a lo largo de la cavidad.

De la importancia de esta Diaclasa (Fig.111), lo discutiremos a continuación, pues su abertura y dimensiones serán de vital importancia para el desarrollo de la cavidad y sobre todo para su utilización por el hombre y la fauna.

Como resultados finales de este trabajo de investigación hemos creado diferentes planos que nos ayudan a entender el funcionamiento de la cavidad. En un primer plano (plano estructural) hemos incluido las líneas de debilidad principales (de diaclasado hercínico y de estratificación) que favorecen los procesos de disolución y fractura (desprendimiento de megabloques) de la cavidad (Fig. 113).



**Figura 110.** Brecha fosilífera de la Diaclasa. Localizada detrás de la Sala de las Columnas.



**Figura 111.** Final de la Diaclasa en la Sala de las Pinturas. Abajo a la derecha funda de una cámara (30x30 cm) para la escala.



**Figura 112.** Plano vertical de disolución y evacuación de sedimentos entre la Sala de los Huesos y la Sala de las Columnas. Nuevo espacio definido a raíz de este trabajo. Coincide con el plano de disolución N120°E. Poco espacio para realizar la foto (50x50 cm).



**Figura 113.** Lateral de la Sala de las Pinturas. Desprendimiento de megabloques. Medidas de los megabloques, aproximadamente 2 x 1,5 m. La forma tan angular viene dada por los límites marcados por el cruce entre líneas de estratificación y diaclasado.

En este primer plano lo que hemos hecho es, a partir de las líneas de debilidad estructural, las hemos extrapolado en los límites de la cavidad que presenta el plano. Se constata que existe una relación entre esas líneas y los límites de la cavidad. Por ejemplo, vemos la continuidad de la Sala del Gato con la Sala de las Chimeneas. Este espacio, que no aparece en el plano, lo hemos constatado gracias a las observaciones de campo. Existe desde la Sala del Gato hasta la Sala de la Mesita un espacio continuo casi colmatado por sedimentos (sobre todo en el tramo Huesos-Columnas, Fig. 112). Del mismo modo ocurre al otro lado.

Así por ejemplo, vemos que coincide la entrada actual (donde está situada hoy una puerta de hierro), con la Sala o Corredor de la Serpiente. Ello, nos vuelve a indicar la importancia de esos planos de disolución y fractura, que afectan a toda la cavidad. Lo cual nos deja finalmente en la extrapolación desde la Sala de la Entrada-Piso Superior de las líneas de debilidad, que si observamos, conducen hasta los márgenes aproximados de la Sala de las Chimeneas. Es este espacio vacío lo que denominamos Diaclasa y cuya morfología y posición coincidiría con el mismo Piso Superior, o Nivel Superior.

A partir del plano anterior y en función de la extrapolación de las líneas de debilidad más importantes y los límites actuales, hemos dibujado la morfología real de la cavidad (Fig. 114 y 115).

En un tercer plano, junto con la extensión original de la cavidad, hemos creado la cartografía kárstica de los elementos detríticos a partir de los análisis sedimentológicos y de la presencia de megabloques (Fig. 116).

Por otra parte, también hemos creado un plano en el que a partir de los depósitos químicos y detríticos, las observaciones de campo y las diferentes dataciones, hemos dispuesto la distribución de los depósitos principales con la edad aproximada de los mismos (Fig. 117).

Finalmente hemos realizado un quinto plano en el que gracias a los datos de la Petrografía de espeleotemas, hemos hallado la entrada original de la cavidad a lo largo del Pleistoceno (Fig. 118). La morfología de la entrada la hemos definido a partir de los datos estructurales, de campo y sobre todo de esa Petrografía de los espeleotemas. Por ello presentamos la distribución de las coladas de entrada e interior de cueva, lo cual está íntimamente ligado a la morfología original del karst.

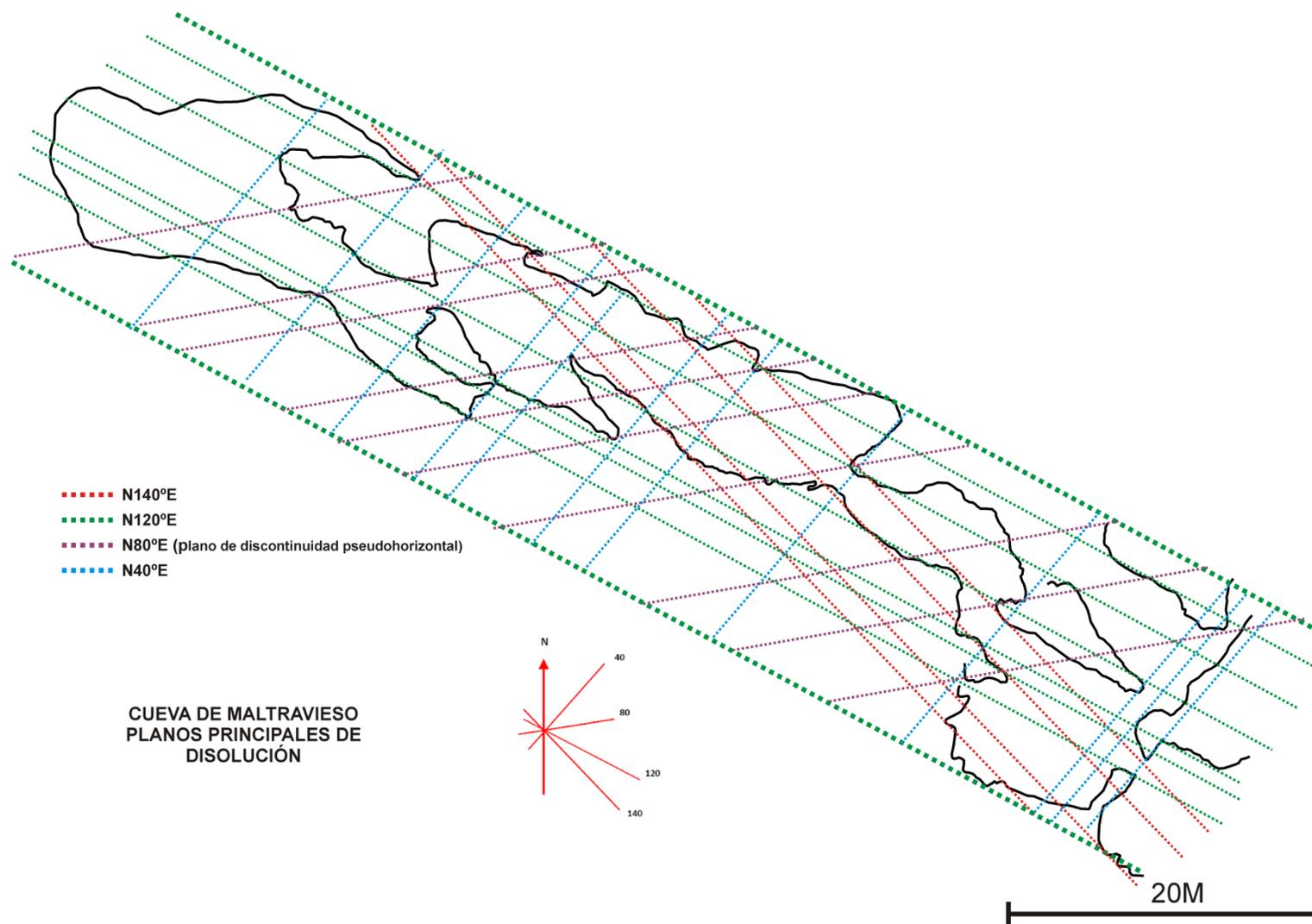


Figura 114. Plano de la Cueva de Maltravieso con los planos de disolución principales (a partir de Fernández & Rebollada, 2003). En realidad la morfología de las salas y corredores la proporciona el relleno sedimentario, junto con la caída de bloques y megabloques.



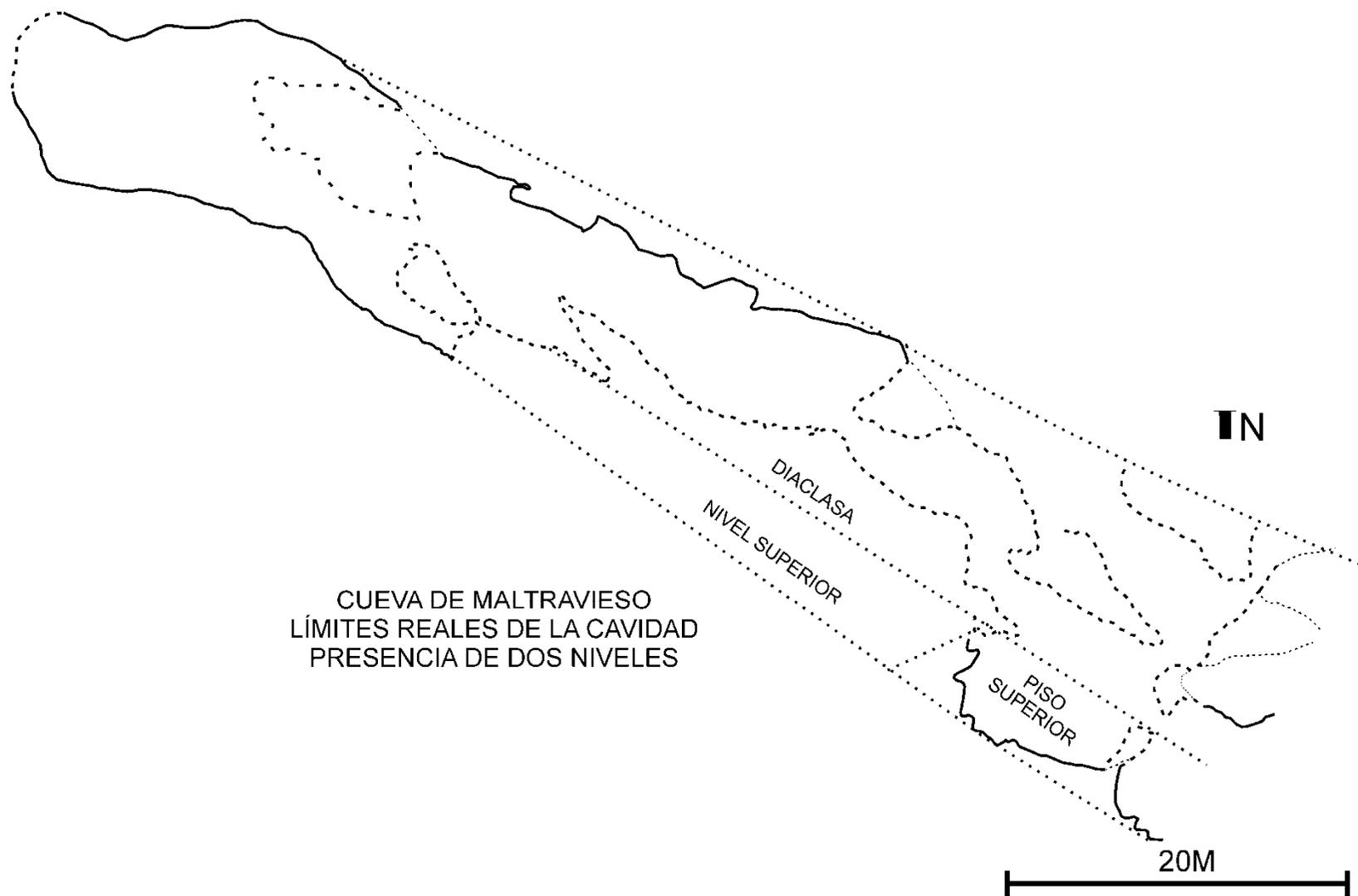


Figura 115. Planta de la Cueva de Maltravieso con los límites reales de la cavidad. Indicación del Piso Superior y el Nivel Superior colmatado. Zona de la Diaclasa.



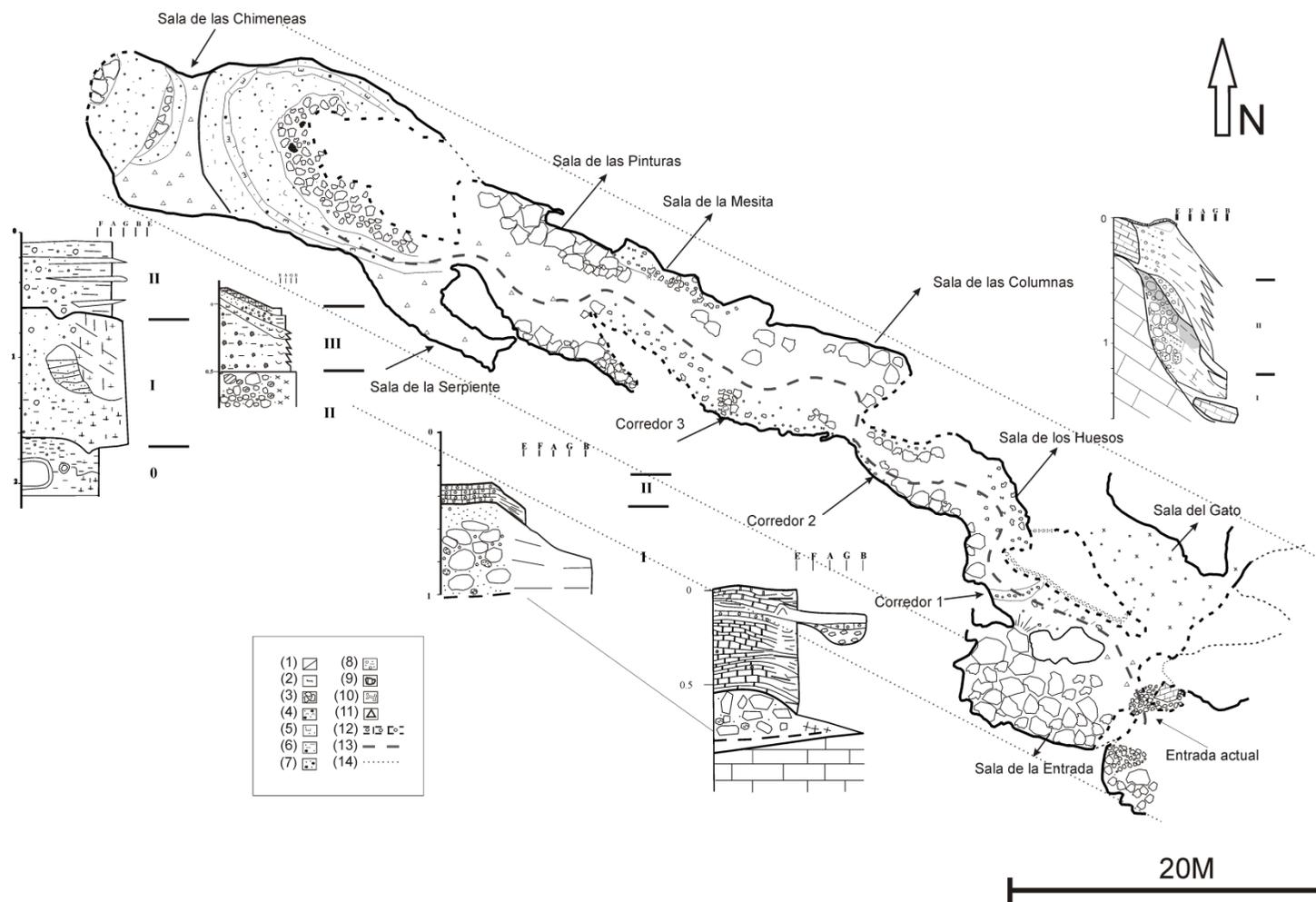


Figura 116. Planta de la Cueva de Maltravieso a partir de Ripoll *et al*, 1999, con los límites reales de la cavidad. Indicación del Piso Superior y el Nivel Superior colmatado. Zona de la Diaclasa. Leyenda: (1) Nivel antropizado, (2) Costras superficiales, (3) Bloques parcialmente colmatados, (4) Gravas con arena arcilla roja, clastos alterados y estratificación lenticular, (5) Gravas con arena arcilla roja y contenido húmico, (6) Gravas con arena arcilla roja y estratificación en hojas, (7) Gravas con arena arcilla roja, (8) Microconglomerado de clastos líticos, (9) Fragmento de espeleotema, (10) Contenido arqueológico, (11) Sedimento actual, (12) Placa caliza, (13) Trincheras artificiales, (14) Plano de disolución principal N°120 E.



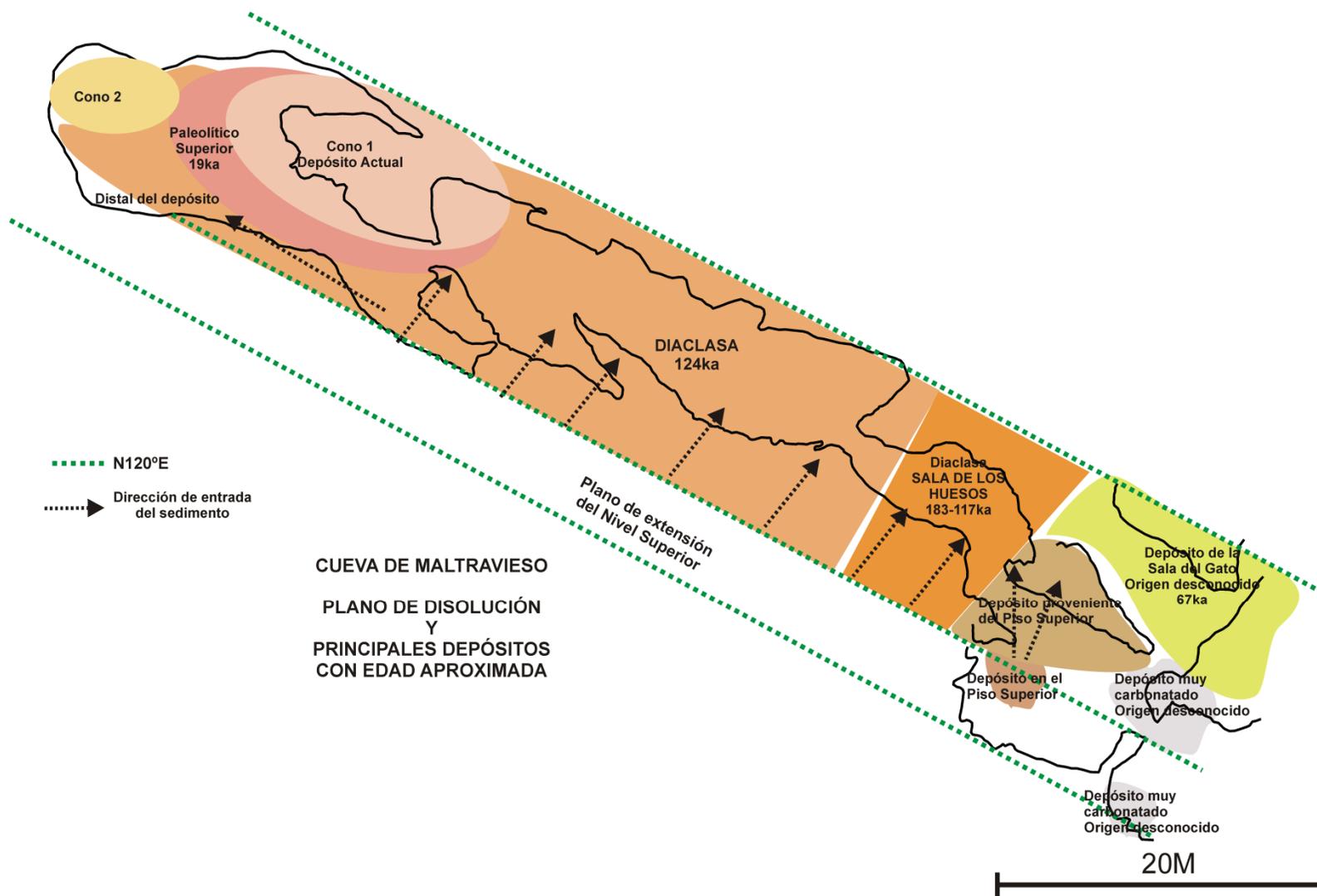


Figura 117. Planta de la Cueva de Maltravieso con los límites reales de la cavidad y los principales depósitos con la edad aproximada.



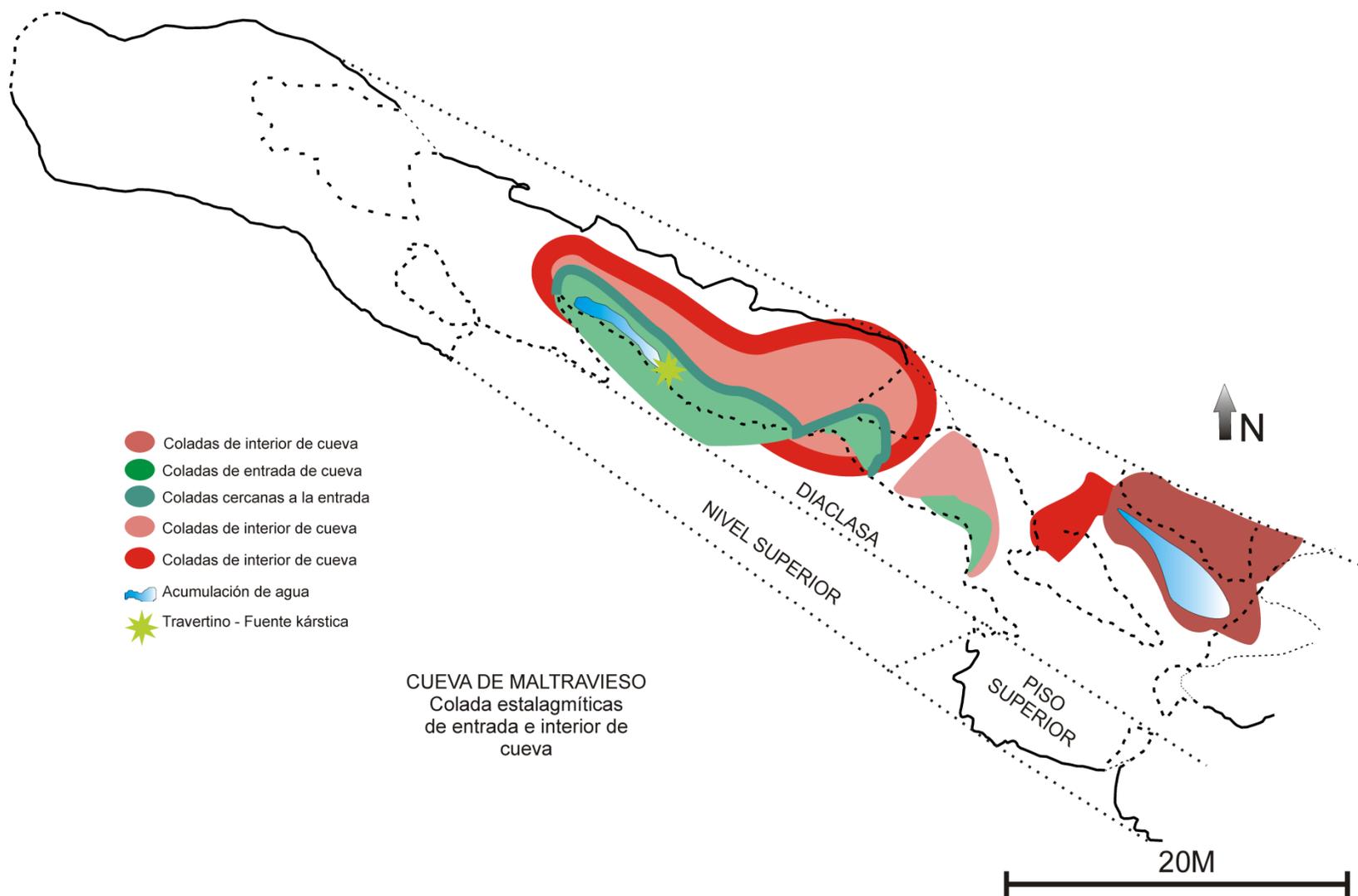


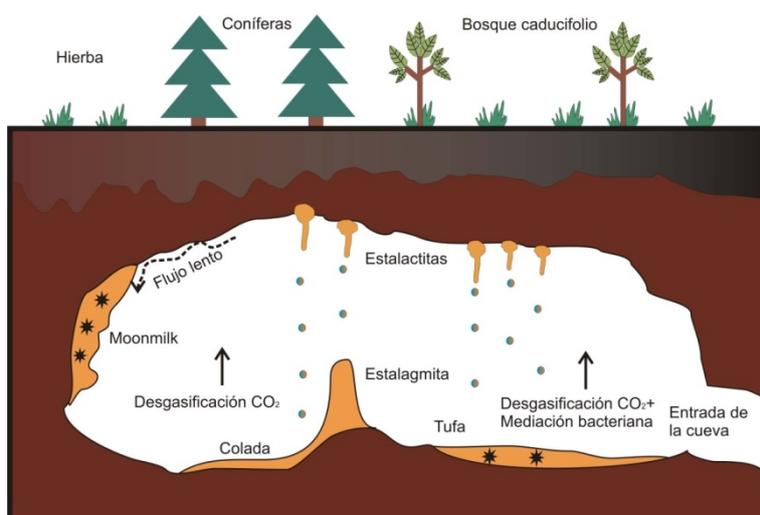
Figura 118. Plano de Maltravieso con la distribución de las coladas de entrada e interior de cueva.



## 5.6 DISCUSIÓN FINAL

Como hemos venido avanzando, una vez que hemos realizado una descripción e interpretación puramente petrográfica de cada colada estalagmítica, podemos cumplir uno de los objetivos que nos marcamos al inicio de la presente tesis. Recordemos que por un lado, hemos buscado la relación cartográfica entre las diferentes coladas, pues como sabemos, además de hallarse fracturadas natural y antrópicamente, se hallan separadas espacialmente. Para ello también utilizaremos los datos proporcionados por los análisis de dataciones e isotopía.

En el aspecto cartográfico, presentaremos los tipos de espeleotemas desarrollados en un ambiente de interior de cueva (oscuridad) y los desarrollados cerca de la entrada (penumbra-luz) mediante el carácter genético de las diferentes microfacies, y cuando sea posible, mediante asociación de las mismas.



**Figura 119.** Los espeleotemas más corrientes y su ambiente de formación. Las estalagmitas son alimentadas por un goteo individual y crecen desde el suelo hacia arriba. Las coladas, masivas, rígidas e inorgánicas se desarrollan en los conductos interiores de la cueva y son alimentadas por varios goteos, o por una fuente. Las formas suaves de la toba calcárea se desarrollan cerca de la entrada de la cavidad, se alimentan de varios goteos (o fuentes), y su formación requiere la intervención de la actividad microbiana (indicado por las estrellas). El Moonmilk se forma bajo las condiciones de un flujo constante de agua. Con la respiración microbiana (indicado por las estrellas) aumenta el estado de sobresaturación de las aguas, o por debajo, la saturación de la calcita. Modificado de Frisia & Borsato, 2010.

Por otra parte, existe otro componente importante en el desarrollo de este apartado y es la observación de campo. Es decir, como se ha explicado, la ubicación actual de los espeleotemas muestreados respecto al plano vertical que dibuja la Diaclasa, permite afianzar los

caracteres petrográficos de entrada o de interior de cueva. Ello nos confirma los planos que hemos realizado mediante la extrapolación de las líneas de debilidad.

Como vemos en la Figura 119, existe una clara diferencia entre los espeleotema de entrada e interior de cueva. Estas diferencias se establecen desde diferentes puntos de vista, por un lado en la presencia de materia orgánica, y en la importancia de la identificación de cianobacterias fototrofas calcitizadas, y por otro, en la diferenciación entre espeleotema y travertino. Esta división que efectúa también Jones (2001) en función de la luz que entra, la considera importante para el proceso metabólico de los microbios.

En la zona de penumbra considera que crecen con fuerza diversas floras microbianas (Fig. 120) y por el contrario en la zona oscura sólo crecen los organismos quimiolitotrofos y quimioautotrofos. Sin embargo el hallazgo y el reconocimiento de ellos en los espeleotemas dependen de su potencial de preservación, pues necesitan que sean rápidamente reemplazados e incrustados por un mineral como la calcita.



**Figura 120. Cueva de El Conejar (Cáceres). Crecimiento de flora en la entrada de la cavidad.**

Cabe recordar aquí la importancia de la clasificación cartográfica, pues hay que tener en cuenta la morfología actual de Maltravieso, que cuenta con una entrada actual artificial, como sabemos por los trabajos de cantería, y salvo las cúpulas de disolución de la Sala de las Chimeneas, no hay, “a simple vista”, ninguna otra entrada.

La presencia de espeleotemas en la Cueva de Maltravieso se ve favorecida, no solo por la existencia de planos de debilidad verticales, sino sobre todo por su proximidad a la superficie del macizo (Ortega, 2009).

Además junto con los datos expuestos anteriormente, trataremos de extraer la información paleoclimática a través de la petrografía y los análisis isotópicos. Respecto a los datos isotópicos, hay que recordar que no contamos con todos los datos necesarios para comparar todas las microfacies asociadas con varios espeleotemas. Dado que se muestreaba las zonas más cristalizadas, lo que descartaba a otras de gran valor petrográfico (además, recordar que primero se realizaron los análisis isotópicos y después los petrográficos).

Sin embargo, se ha conseguido obtener en una parte de los casos, una correlación de datos valiosos para completar una asociación microestratigráfica. Dorale *et al.* (2001) admite que no existe aún una prueba absoluta para la ausencia de procesos cinéticos, pero consideran que si dos espeleotemas tienen registros similares es una buena prueba de que ambos precipitaron en equilibrio isotópico, proporcionando así una alternativa al test de Hendy que no hemos realizado dado su coste económico. Recordemos que este test consiste en la constancia del valor isotópico a lo largo de una lámina de crecimiento y después se relacionan los datos del oxígeno con los del carbono en la misma lámina (si estos valores covarían es porque ha existido algún proceso cinético que ha afectado a los dos fraccionamientos paralelamente, Muñoz, 2007).

Como se ha mostrado en el capítulo de los isótopos, los valores dados por el agua de goteo actual son diferentes y ambas muestras fueron recogidas al mismo tiempo y separadas por unos metros (Sala de los Huesos y Sala de las Columnas). Por ello Urey *et al.* (1948) ya señalaba la importancia de utilizar, para hallar paleotemperaturas, depósitos marinos, ya que la composición isotópica de la solución de partida debe ser conocida y, la del agua meteórica consideran que es demasiado variable (como demuestran nuestros datos). No obstante hemos hallado las temperaturas con ambas aguas.

Por último, gracias a todos los datos obtenidos podremos recrear la formación de la Cueva de Maltravieso, en lo que a disolución, abertura y relleno se refiere. Aspectos de gran interés arqueológico.

### 5.6.1 AMBIENTES DE FORMACIÓN: ASOCIACIÓN DE MICROFACIES

Mediante esta asociación hemos creado una clasificación relacionada, como hemos dicho, con la entrada de la cavidad y el aporte lumínico, todo ello en función de las microfacies con caracteres diagnósticos de estos rasgos. No obstante, gracias a la clasificación genética de las coladas, hemos de aportar otro ítem, y es la presencia permanente de agua en las zonas cercanas a la entrada. Así, la clasificación queda de esta forma:

- **Coladas de interior de cueva.**
  - **Situadas en la base de la sucesión estratigráfica.**
  - **Situadas a techo de la sucesión estratigráfica.**
  
- **Coladas de entrada de cueva.**
  - **Asociación de microfacies de estromatolitos y travertino.**
  - **Asociación de microfacies de cianobacterias calcitizadas.**

#### 5.6.1.1 LAS COLADAS DE INTERIOR DE CUEVA

En este apartado presentaremos aquellas coladas estalagmíticas que muestran microfacies de **calcita columnar** y **crystalitos**, así como las de **aragonito acicular**. No obstante en función de su posición estratigráfica con las coladas de entrada de cueva (cuando se sitúan por debajo), algunas de ellas guardan una relación topográfica con la Diaclasa, es decir que ésta aún no se ha abierto al exterior como para permitir la entrada de luz. Por ello, haremos una pequeña distinción de otras de interior de cueva (cartográficamente alejadas) y de las situadas a techo de una sucesión estratigráfica (cierre de la entrada).

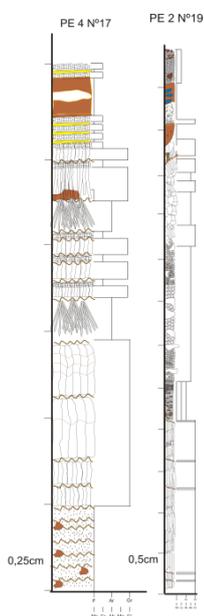
La identificación de este tipo de espeleotemas viene dada por el hábito cristalino. La microfacies que más la identifica es una calcita columnar con una relación 6:1 a 10:1, a veces con contactos en empalizada según la define Railsback (2000) y se halla en varias coladas de la Cueva de Maltravieso. No obstante también la presencia de microfacies de crystalitos la hemos asociado con un ambiente de interior de cueva, pues no presenta otros rasgos que digan lo contrario. No obstante Frisia & Borsato (2010) localizan la microfacies de crystalitos

normalmente encima o debajo de hiatos, formando diminutos agregados en las coladas, y relacionan su origen con una precipitación bioquímica, pero en este trabajo no hemos podido constatar la mediación biológica.

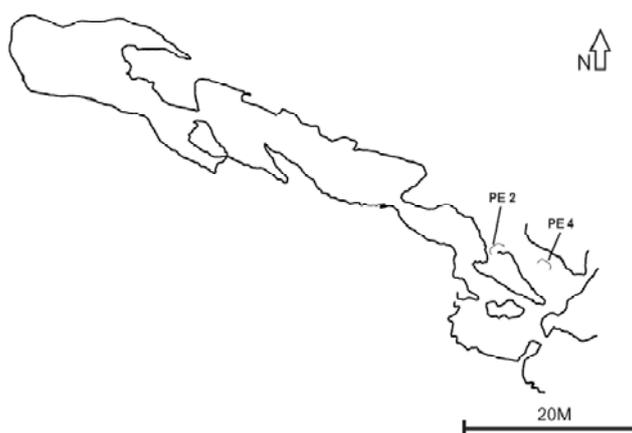
La mejor clasificación para el significado de estas coladas, es en primer lugar, agrupar las coladas significativas de ambientes de interior de cueva y situarlas estratigráficamente cuando estén asociadas dentro de una sucesión. Es decir, en nuestro caso aparecen a techo o en la base.

Finalmente, hay que hacer mención de aquellas que siempre han estado topográficamente alejadas de una entrada. Consideramos a estas dos coladas como de interior de cueva, sin reflejo de ningún otro proceso (Fig. 122): **PE2 (Sala de los Huesos)** y **PE4 (Sala del Gato)**.

Como hemos comentado en otro apartado, **PE2** se forma sobre una placa caliza de grandes dimensiones desprendida del techo de la Sala del Gato, lo que marca el límite de la Sala de los Huesos hacia esta dirección. Esta placa tiene una pendiente hacia la Sala de los Huesos y sobre ese extremo inferior es donde se ha obtenido la muestra PE2, al lado de la hallada para la datación mediante U/Th, cuya edad proporcionada es 183 ka.



**Figura 121. Columnas microestratigráficas con facies de interior de cueva (PE4 y PE2)**



**Figura 122. Planta de MTV con las coladas con microfacies de interior de cueva (PE4 y PE2)**

La colada PE2 (Fig. 121) presenta una base marcada por láminas de crecimiento de calcita columnar con una dirección hacia la base, lo que nos indica que se formaría por un aporte de agua que a partir de la base de la placa, actuaría como una pequeña piscina, se colmataría y provocaría un goteo que precipitaría formando esta calcita columnar. Todo ello nos indica unas condiciones estables de goteo, con diferentes fases de crecimiento en zona oscura.

La siguiente microfacies viene definida por calcita mosaico que crecen en tamaño desde la base, pero la diferencia con el resto de muestras viene por la presencia de una alta porosidad en forma de vesículas y cavidades fenestrales (Tucker, 1981). Estas vesículas aparecen a veces alineadas lo que indica que son primarias y originadas por la presencia de burbujas de aire que quedaron atrapadas. Al conservar este carácter consideramos que la calcita mosaico no procede de una recristalización, sino como apunta González *et al.* (1992) precipitaría a partir de aguas tranquilas lo cual permite justificar a nivel microscópico la presencia de esa piscina.

Sobre las cavidades fenestrales hablaremos más adelante. El techo de la colada lo marca una microfacies de calcita mosaico desarrollado en aguas tranquilas (González, 1992) dado que no presenta ningún rasgo de recristalización (Folk & Assereto, 1976). La presencia de estas microfacies que marcan una fábrica organizada, sin rasgos de materia orgánica, permite ubicarlos en esa zona oscura. Por otro lado, su ubicación topográfica, lejos de la Diaclasa y de alguna cúpula de disolución corrobora todo ello.

En relación con **PE4 (Sala del Gato, Fig. 121)**, esta colada presenta una base de calcita microcristalina, cuyo origen está relacionado con un crecimiento cristalino a partir del sedimento con inhibidores de crecimiento (Frisia & Borsato, 2010), hasta que empieza a desarrollarse microfacies de calcita columnar 6:1 y abanicos de aragonito acicular. Ambas microfacies tienen un crecimiento en dos direcciones y un límite marcado por el nivel de la línea de agua. Todo ello hace pensar en las condiciones subacuáticas de formación de estas láminas de crecimiento. A ello se une el hecho de que en la Sala del Gato se hallan varias estalagmitas y formaciones coraloides de origen subacuático.

En lo relativo a PE4, como presentamos en otro apartado, hemos realizado una datación mediante OSL de los sedimentos que se hallan justo por debajo de la misma. La edad proporcionada es de  $67445 \pm 6122$  BP, lo cual aleja cronológicamente a este depósito del de la Sala de los Huesos. La implicación geológica y arqueológica la comentaremos más adelante.

En lo relativo a los isótopos, existe el problema de que no se han realizado análisis sobre PE2 como ya se ha explicado. Pero si que se pueden comentar los datos de PE4 (Tabla 20). No obstante con las dataciones tan alejadas, no es posible relacionarlas.

**Tabla 20. Valores  $\delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}}\%$  de la colada estalagmítica PE4 n°17**

<b>MUESTRA (de muro a techo)</b>	<b><math>\delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}}\%</math></b>
<b>PE4 N°17</b>	-4,86
	-4,99

A pesar de sólo realizar dos análisis, al menos podemos saber que las temperaturas eran estables a lo largo de la muestra. Pues una muestra fue recogida hacia muro y otra hacia techo, lo cual indica que en esta zona las condiciones ambientales durante la formación del espeleotema eran estables, de interior de cueva, pues no varían ni 1°C entre ellas. Su relación, si existiera, con el resto de coladas es por el momento difícil de establecer.

Por otro lado, PE2 se formó cuando la placa caliza de la Sala del Gato se desprendió del techo y cayó, lo cual dividió estas dos zonas, y aisló a su vez a la Sala del Gato del Corredor 1. Con lo cual se formó un ambiente totalmente diferente, de interior de cueva. Del mismo modo la misma placa impidió que entraran sedimentos de la Diaclasa a la Sala del Gato, mientras que PE2 funcionaba de barrera de los sedimentos y establecía una edad relativa para los mismos.

#### **A) Coladas de interior de cueva situadas en la base de la sucesión estratigráfica**

Sala de la Mesita: **PE10.3 n°3.**

Corredor 3 (final, cerca de la Sala de la Mesita): **PE7.3 n°8.**

Sala de las Columnas (entrada): **PE5A1 n°10** y **PE5A3 n°11** (todas las muestreadas).

Corredor 2 (final, entrada a Sala de las Columnas): **PE5C4 n°13.**

En lo que respecta a PE5A1 n°10 y PE5A3 n°11 (Fig. 123 y 124) ambas presentan caracteres de interior de cueva, sin aporte lumínico, pero su posición, limitando con un megabloque podría ser la responsable de estos caracteres. No obstante, por ser PE5A3 n°11 la base de la secuencia, la consideramos de interior de cueva, posiblemente antes de que se abriera la Diaclasa, pues se halla muy cercana a ella. Sin embargo, lo contrario ocurre con los datos isotópicos de PE5A1 n°10, que la relacionan con un las temperaturas de entrada de cueva, es



**Tabla 21. Valores  $\delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}} \text{‰}$  de las coladas de interior de cueva**

MUESTRA (de muro a techo)	$\delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}}$ ‰								
	-4,70		-4,35		-4,10		-5,90		-5,56
	-4,40		-4,62		-4,50		-5,49		
	-4,38		-4,56		-4,25		-5,44		-5,43
PE10.3 N°3		PE7.3 N°8	-4,20	PE5C4 N°13	-6,30	PE5A1 N°10	-4,94	PE5A3 N°11	
							-4,94		
							-4,57		
							-4,74		
							-4,56		
							-4,94		

En este caso, la correlación isotópica es bastante aproximada, para la n°3 el valor de la microfases de calcita columnar es de -4,38, para las otras dos coladas, los valores de -4,25 y -4,20 (para la n°13 y la n°8 respectivamente).

Los valores de la n°10 y la n°11 son bastante diferentes del resto, presentando valores más cálidos en la base. Aunque para el techo de la n°13 la subida de temperatura es más acusada. Estos rasgos las sitúan en otro ambiente diferente de formación. Como veremos en el gráfico de temperaturas guardan mayor relación con un ambiente de entrada de cueva. Dato que comentaremos en más adelante.

Como se observa en la tabla de isótopos (Tabla 21), los valores son bastante similares, con unas temperaturas más frescas que las que presentan microfases de entrada de cueva (salvo las ya comentadas).

Sobre los valores de  $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}} \text{‰}$ , los datos apuntan a plantas del tipo C3, salvo para el techo de la n°8, que da valores de plantas C4.

Finalmente, dentro de esta sección hay que decir que hemos realizado una datación mediante OSL, que se presenta en otro apartado de este trabajo, de un paquete sedimentario de poco espesor (10-20 cm) localizado por encima de PE7.3. El resultado es  $124750 \pm 8959$  BP, lo cual lo relaciona con el depósito de la Sala de los Huesos, cuyas coladas estlagmíticas PE1 y PE2 se sitúan cerca de ese rango cronológico. En realidad la relación viene dada porque PE1 tiene una datación de 117 ka BP y según Winograd (2002) se necesitan entre 3-5ka para que

comience el crecimiento de espeleotemas bien formados después de la cubierta de hielo, lo que podría hacer coincidir a PE1 con PE7.2.

## **B) Coladas de interior de cueva situadas en el techo de la sucesión estratigráfica**

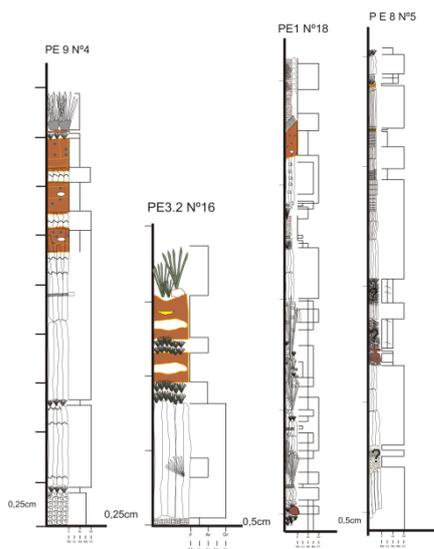
La primera colada que hay que mencionar es la propia Mesita (PE8 nº5, Fig. 125). Esta colada, presenta 2 fases, una es cuando funcionaba como colada y otra cuando, después de ser lavados los sedimentos que se hallaban por debajo, la dejan en una situación elevada, en forma de escudo o estantería (Hill & Forti, 1997). Esta morfología final hace que los aportes de agua posteriores formen un espeleotema de reborde, pues nosotros hemos muestreado, justo ese borde de la Mesita.

En el mismo caso hay que mencionar a PE1 nº18 que se halla en la Sala de los Huesos y está datada por U/Th en 117 ka. BP.

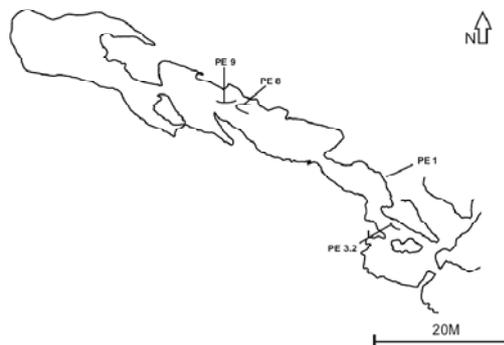
En relación a ello, hay que mencionar a PE9 nº4. Esta colada se halla al final de la Sala de la Mesita, alejada de la vertical que dibuja la Diaclasa (Fig. 125 y 126). No obstante a techo de esta colada, se desarrollan una microfacies de abanicos aciculares los cuales consideramos que por el aspecto y coloración gris-verde que presentan, se debe a la presencia seguramente de cianobacterias (Freytet & Verrecchia, 1998 y 1999).

En el caso de la Mesita, estas microfacies se desarrollan en forma de costra que ha crecido después de que quedara suspendida la colada en forma de estantería, pues el crecimiento continúa por debajo. Algo parecido sucede con PE1. Ambas, muestran un comportamiento de zona oscura bien desarrollada, incluso con rasgos diagenéticos, y después un desarrollo microbiano. No obstante, la posición topográfica de ambas, casi pegadas al techo de la cavidad, y sellando los paquetes sedimentarios, permiten confirmar las microfacies de interior de cueva. Por ello, la parte superior con rasgos de materia orgánica, nos hace pensar en un aporte de agua posterior y de distinta procedencia, debido a un proceso posterior.

Por otra parte hay que mencionar que PE9 nº4 (Sala de la Mesita) y PE3.2 nº16 (Corredor 1) son bastante similares en tanto que desarrollan un patrón de calcita columnar, hiato arcilloso y abanicos aciculares de origen orgánico (Fig. 125). No obstante, PE3.2 crece a partir de un desarrollo lateral de una estalagmita, al lado del acceso al Piso Superior, por lo que su formación es diferente a las anteriores.



**Figura 125. Microestratigrafías de coladas con microfacies de interior de cueva (zona oscura) y abierta (zona penumbra-luz)**



**Figura 126. Localización de las coladas con microfacies de interior de cueva como techo de la secuencia.**

Si observamos la planta de MTV todas estas muestras se hallan en la parte más alejada del plano vertical que dibuja la Diaclasa (Fig. 126), a diferencia de las coladas de entrada de cueva.

Las cuatro coladas representan dos etapas diferenciadas, por un lado, un proceso de cierre de la cavidad en el inicio del Pleistoceno superior, dada la datación de PE1 y por otro, suponemos que una reactivación de la circulación de agua y de alguna entrada. Aunque tenemos que tomar con precaución a PE3, dada su ubicación y morfología de reborde de estalagmita.

Por otro lado, sería también posible pensar que la base de PE9 forma parte de las coladas de cierre de cavidad como PE7.3, y los abanicos estén relacionados con una fase de abertura como PE7.1, pues en esta zona no se desarrolla una sucesión de 3 espeleotemas como PE7 ó PE10, así que los hiatos arcillosos que presenta pueden estar relacionados con una fase en la que no se forma espeleotema en esa zona, para finalmente abrirse del todo la Diaclasa y formase el techo de abanicos como aparece en PE10.1 nº1. De este modo PE9 no reflejaría el cierre posterior al Pleistoceno superior, pues además topográficamente se halla a menos altura que la propia Mesita.

A continuación se muestran los valores isotópicos (Tabla 22), ordenados de muro a techo, de cada colada. Se advierte que los dos primeros datos de PE8 son de lo que denominamos costra y que envuelve en dos láminas de crecimiento a la Mesita, lo que evidencia ese proceso posterior. No se han realizado análisis isotópicos de PE1.

Tabla 22. Valores  $\delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}}\text{‰}$  de las coladas alejadas de la Diaclasa.

MUESTRA (de muro a techo)	$\delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}}\text{‰}$	MUESTRA (de muro a techo)	$\delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}}\text{‰}$	MUESTRA (de muro a techo)	$\delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}}\text{‰}$
	-6,06		-4,15 (columnar)		-4,71 (costra exterior)
<b>PE9 n°4</b>	-5,92	<b>PE3.2 n°16</b>	-3,92 (columnar)	<b>PE8 n°5</b>	-4,62 (costra interior)
	-4,49 (abánicos)				-4,42
					-3,98

En relación a los datos isotópicos, vemos que la n°5 y la n°16 muestran de los valores más frescos obtenidos para todos los espeleotemas. La n°4 presenta valores más frescos para los abánicos de origen biológico. Estos aspectos se discutirán en el apartado de paleoclima.

Con estos valores isotópicos no podemos crear una relación entre la Sala de los Huesos y el resto de espeleotemas, no obstante, sí que nos indica que PE9 es diferente a PE8.

#### 5.6.1.2 COLADAS DE ENTRADA DE CUEVA

La importancia de esta denominación viene, como veremos, de las dimensiones de la misma. Unas dimensiones que abarcan a la mayor parte de la cavidad actual.

Como se observa en el esquema que presentamos a partir de Taborosi *et al.* 2005 (Fig. 134) la petrografía que muestran los espeleotemas de entrada de cueva es: deleznable, con una fábrica que ellos consideran desordenada. Aunque estos autores creen que la fábrica microcristalina es el mejor ejemplo, pensamos que este tipo que concretan no se ajusta con la definición con la que nosotros trabajamos (p. ej. Railsback, 2000), no obstante como veremos si que podremos ajustarla en otros términos.

Por otro lado, existe una colada que presenta caracteres de ambos ambientes: la colada **PE5C1 n°15** que se halla a la entrada de la **Sala de las Columnas**, al final del Corredor 2 y es el techo de una sucesión de espeleotemas. Esta colada presenta una base de entrada de cueva y un techo de interior de cueva (Fig. 128 y 129).

La colada nº15, a techo presenta una textura puramente cristalina (Fig. 127), y se debe a una precipitación química a partir del cierre de la cavidad, dejándola situada en zona de interior de cueva. Su compactación, aspecto cristalino, rigidez y origen la diferencian de la clasificación de travertino o tufa (Frisia & Borsato, 2010). Dada las características de las coladas inferiores de esta sucesión, con la presencia de materia orgánica, cianobacterias, normalmente en forma de estromatolitos, podría considerarse que la entrada estaba cerca, y sin embargo este espeleotema (que es el techo de la familia PE5C) termina con una fase de precipitación química que indica que se ha cerrado esa entrada, pues este tipo de espeleotema se desarrolla en la zona oscura (Taborosi, 2005, Fig. 134).



Figura 127. PE5C1, calcita colimnar 10:1 en empalizada. Escala 1 mm. Nicoles cruzados.

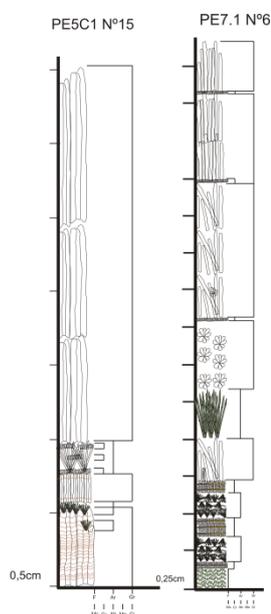


Figura 128. Microestratigrafía de las coladas con microfacies de zonas entrada e interior de cueva.

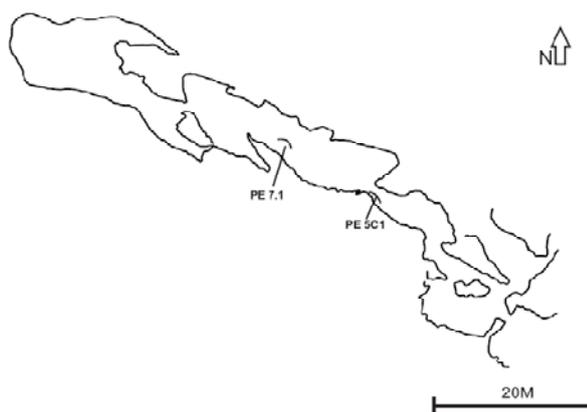


Figura 129. Localización en planta de las coladas con microfacies de entrada e interior de cueva.

En función de todo lo que hemos visto anteriormente sobre los espeleotemas de entrada, entendemos que esta fase supone el cierre de la Diaclasa, su colmatación en esta parte de la cavidad (entrada a la Sala de las Columnas). Por otra parte recordemos que esta colada presenta en su base un crecimiento de tipo estromatolito (p. ej. Jones, 2001), con lo cual, se combina la última fase de entrada de cueva con interior de cueva.

En el caso de la muestra PE7.1 nº6, presenta una tendencia similar, aunque con ciertas diferencias. Estas diferencias parten principalmente de su formación en una piscina. Aunque, como se observa a techo de la misma (Fig. 128), las condiciones se estabilizan en un ambiente dónde se desarrolla una calcita columnar 10:1 y 6:1 sin presencia de materia orgánica que denote un ambiente de entrada de cueva. Del mismo modo, este espeleotema se sitúa en el techo de una sucesión de espeleotemas como hemos visto anteriormente.

### **A) Asociación de microfacies de estromatolitos y travertino**

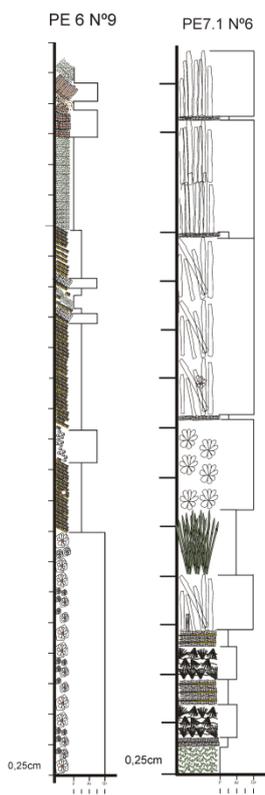
La existencia de luz, como entrada de cueva, viene determinada por la presencia de materia orgánica, en forma de estromatolitos (Jones, 2001) y de la calcificación de cianobacterias (p. ej. Janssen *et al.*, 1999). La presencia de cianobacterias viene dada, a veces, por microfacies de **abánicos aciculares o columnares** (microfacies columnar 5:1) y de **estromatolitos** (microfacies de calcita microcristalina con microlaminación). Algunos autores hablan de una calcita radial en empalizada (lo que correspondería con lo que nosotros denominamos abánicos aciculares) cuya presencia se asocia con las cianobacterias *Schizothrix* y *Phormidium* (Freytet *et al.*, 1999).

Por otro lado, debemos introducir aquí de nuevo la denominación de **travertino**, o toba calcárea (Frisia *et al.*, 2000) que la diferencia del espeleotema. En la Cueva de Maltravieso, hemos extraído una muestra (**PE6 nº9**) justo al final de la Sala de las Columnas e inicio del Corredor 3 que se hallaba al nivel del suelo actual (de la trinchera). A nivel macroscópico formaría parte de la clasificación de travertino, es decir presenta laminación, alta porosidad y un aspecto deleznable al tacto (Frisia *et al.*, 2000). Para Alonso-Zarza & Tunner (2010) esta toba se formaría en coladas masivas en los pasadizos cercanos a las entradas de las cuevas.

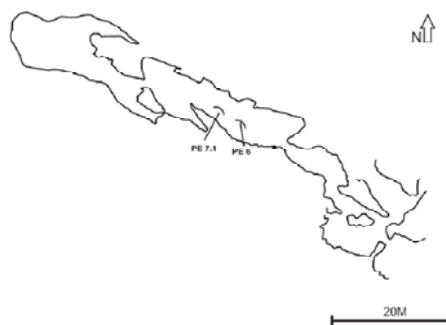
Unida a esta clasificación, en cierto modo, macroscópica debemos ahora añadir la tendencia a la asociación de microfacies de calcita flotante que presenta: Flores y columnar creciendo en direcciones opuestas, por un lado, y de estromatolitos por otro. Los rasgos de

microfacies de calcita flotante también se desarrollan en las coladas cercanas: **PE7.1 n°6** (Rosetas y microfacies de calcita columnar 10:1).

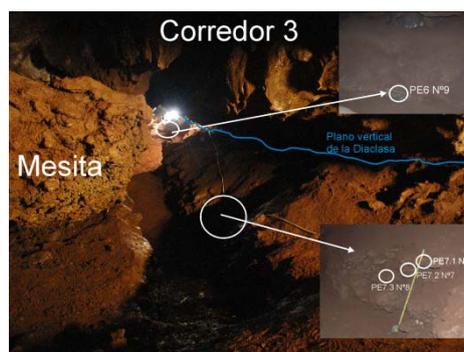
Estas coladas se sitúan en el **Corredor 3** (Fig. 130-132). PE6 n°9 se halla a nivel del suelo actual de la trinchera artificial, en el inicio del corredor (justo al lado del acceso al interior de la Diaclasa), y PE7.1 n°6 se localiza casi al final del mismo corredor y junto con otras dos coladas y estratigráficamente dispuestas como se observa en la Fig. 133.



**Figura 130. Microestratigrafías de las coladas PE6 n°9 y PE7.1 n°6**



**Figura 131. Planta de MTV con la ubicación de las coladas de entrada de cueva**

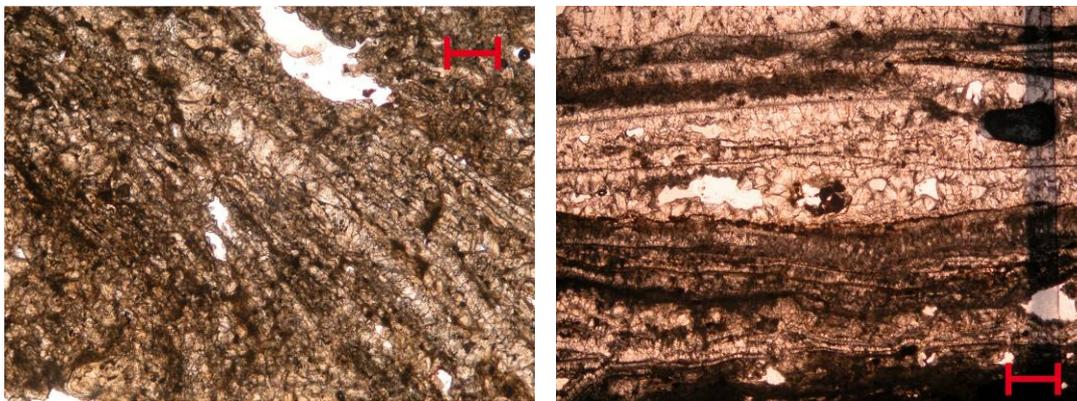


**Figura 132. Corredor 3 y parte de la Sala de la Mesita. Localización de las coladas PE7 y PE6 y su relación con la Diaclasa.**

Como la topografía con la que contamos no es muy precisa en cuanto a la profundidad de unas respecto a otra, sin embargo, como se observa en la foto, PE7 parece situarse topográficamente más baja. Igualmente, algunos datos topográficos preliminares con los que contamos, indican un desnivel de aproximadamente 0,5-1 metros de PE6 a PE7. No obstante, mediante las microfacies que presenta podremos establecer la relación lateral.

En primer lugar, como ya hemos adelantado, la presencia de microfacies de Rosetas-Flores representa el ambiente de encharcamiento que se produce en esta zona. Sobre esta zona debió existir un lugar de acumulación de agua constante, en forma de piscinas. Por otra parte repetimos que **PE6 n°9 es un travertino**, lo que significa que en esta zona se localizaba una

fuente kárstica (Llopis, 1970) en un ambiente iluminado y relacionada con la Diaclasa. Hoy en día, la mayor parte de los investigadores aceptan que las tobas y travertinos son depósitos de estromatolitos en agua dulce (Freytet *et al.*, 1999). La mayoría de las tobas y travertinos son en última instancia depositados como resultado de un proceso sedimentario biológico (Fig. 133).



**Figura 133.** Detalle del travertino (PE6 n°9) y de calcita flotante en PE7.1 n°6. Escala 250  $\mu\text{m}$ . Nícoles paralelos.

Para algunos autores, cuando observan en lámina delgada el travertino o toba hipogea lo consideran similar a la toba estromatolito (Andrews, 2005), con bandas milimétricas o inferiores, de micrita oscura y microesparita translúcida. En las tobas de estromatolitos, las bandas de lo que ellos denominan micrita (para nosotros sería la microfacies de calcita microcristalina) tienen su origen principalmente en la bioprecipitación de las cianobacterias (Viles *et al.*, 2007). Estas cianobacterias son organismos procariotas fototrofos (Whitton *et al.*, 2002) y son generalmente el componente microbiano de estos travertinos y de los espeleotemas.

Por otro lado el *Phormidium incrustatum* es la cianobacterias dominante encontrada en las tobas laminadas de Europa (Freytet *et al.*, 1996). La laminación en estas tobas generalmente se definen por ser delgadas (<5 mm de grosor), oscuras, con bandas de calcificación en primavera, a veces con densos filamentos paralelos y erectos (Freytet *et al.*, 1996). Esto contrasta con las bandas porosas y pálidas de verano/otoño ligeramente calcificadas, en las que se hallan estructuras aisladas en forma de arbusto (Freytet *et al.*, 1996).

La influencia del componente biológico en la laminación está condicionada por otros factores ambientales como la tasa de calcificación, la erosión, la falta de deposición, el crecimiento de las irregularidades, el desprendimiento de capas (Freytet *et al.*, 1996) y también por la presencia de diferentes poblaciones de cianobacterias y de otros organismos dentro de los microambientes relacionados con las corrientes de agua. La presencia de *Rivularia haematites*,

*Phormidium foveolarum*, *Phormidium incrustatum* y *Schizothrix calcicola* también se ha asociado con la formación de bandas gruesas de calcita esparítica dentro de las tobas laminadas (Love *et al.*, 1988).

Todo ello, junto a la asociación de microfacies de encharcamiento, convierten a esta zona en una área inundada, con una constante e importante cantidad de agua, y situada en una zona entre la luz y la penumbra (Alonso-Zarza, 2010), cerca de la entrada de la cueva (Alonso-Zarza & Tanner, 2010).

A esto hay que añadir las microfacies de calcita microcristalina con laminación que se hallan en las coladas de PE7.1 nº6 y PE6 nº9 y que denominamos estromatolitos (Jones, 2001). Esto para PE6, pero para la colada de PE7.1, aunque no entran dentro de la denominación de travertino, sí que presenta una base con microfacies de estromatolitos con laminación.

Como se observa en las microestratigrafías (Fig. 130) existe una asociación de microfacies entre dos coladas que las relacionan lateralmente. La colada, que de ahora en adelante denominaremos travertino (PE6 nº9), junto con la colada PE7.1 nº6 presenta esta asociación de Rosetas-Flores, que las sitúa en un ambiente continuo de agua. Asimismo, las microfacies de cristalitos, de PE6 nº9, que no son más que láminas de calcita flotante acumuladas, asociándose con Rosetas, nos indica una alimentación continua de agua, de manera que las condiciones no permanecen estables. Sin embargo PE7.1 nº6, presenta una asociación de microfacies en ambientes estables con agua, dado el desarrollo de las Flores, junto con la calcita columnar 10:1 creciendo en direcciones opuestas, y los límites de crecimiento que presenta (estabilidad de la lámina de agua, Railsback, 2000).

A raíz de ello, consideramos que la fuente kárstica provenía del inicio del Corredor 3. Esta fuente, tiene su punto más relacionado con el exterior en PE6 nº9, desarrollándose un travertino, gracias al aporte de materia orgánica y luz (indispensable para su crecimiento). Esta agua circularía hacia otra dirección, no hacia PE7.1 nº6. Pues sobre esta colada, las condiciones se mantenían estables.

No obstante, hay que añadir que se desarrollan en la base de la colada anterior microfacies de abanicos aciculares de aragonito gris con punteado negro (materia orgánica atrapada) horizontal y vertical, lo cual lo asociamos a la presencia cianobacterias como *Schizothrix* (o lo que es lo mismo, algas azules-verdes) y la carbonatación de su estructura (Freytet & Verrecchia, 1998 y 1999). Estas cianobacterias necesitan luz para vivir, pues ya se ha

dicho, son organismos fototrofos. Además, también la base está formada por calcita microcristalina con laminación (estromatolitos).

Con todo lo expuesto hasta ahora, y por el momento, tenemos que desde PE6 nº9 hasta PE7.1 nº6, existe una abertura de la cueva. Traducido, quiere decir que todo el Corredor 3 estaba abierto, y entraba suficiente luz como para que precipitara travertino y vivieran cianobacterias (en forma de microfacies de abanico acicular, o estromatolitos).

A diferencia de el esquema presentado por Taborosi et al. 2005 o por Frisia & Borsato, 2010 (Fig 134 y 119), con una entrada de cueva con acceso horizontal, la Cueva de Maltravieso presenta una Diaclasa, que pasa a convertirse en una entrada subvertical de grandes dimensiones. Sobre su morfología y acceso, hablaremos más adelante, pues existe una relación con los que se denomina Piso Superior cuya génesis está en relación con todo ello.

Iluminación	Luz del día	Reducida	Mínima	Ninguna
Temperatura	Variación diaria		Variación reducida	Constante
Humedad	Amplio rango (60-90%)		Estrecho rango (80-95%)	Estable, alto (>95%)
Esquema hipotético de una cavidad				
Petrología	Deleznable, poroso, desordenado y fábrica desordenada		Duro, denso, y fábrica organizada	
Tamaños de los cristales	Microcristalina		Macrocristalina	
Biología	Proceso biológico dominante		Influencia biológica	Precipitación físico-química
Tipo de roca	TUFA		TRANSICIONAL	ESPELEOTEMAS

**Figura 134. Esquema hipotético de una cavidad, modificado de Taborosi *et al.* 2005. En él se relacionan los caracteres y tipos de espeleotemas-tufas con su ubicación.**

Hasta aquí hemos podido relacionar petrográficamente las dos coladas, sin embargo ahora vamos a ver los datos isotópicos ( $\delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}} \text{‰}$ ) que hemos obtenidos en los análisis (Tabla 23). Como ya se explicó en el capítulo de métodos, los análisis isotópicos fueron realizados con anterioridad a los petrográficos. Esto significa que no tienen porqué estar muestreadas las mismas microfacies. No obstante trataremos de unirlas, gracias a estos datos. En la tabla que presentamos a continuación, se observan valores similares.

Tabla 23. Valores  $\delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}}\text{‰}$  del travertino y PE7.1

MUESTRA (de muro a techo)	$\delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}}\text{‰}$	MUESTRA (de muro a techo)	$\delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}}\text{‰}$
	-4,79		-4,85
	-4,14		-4,68
PE7.1 n°6	-4,99	PE6 n°9 (travertino)	-4,80
	-5,42		-4,99
	-5,20		-5,61

El resultado más evidente nos lo muestra el valor de -4,99, que para PE7.1 se corresponde con las Rosetas, y en PE6 el valor de -4,85 corresponde con las Flores.

En lo referente a  $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}\text{‰}$  existe también una relación directa, pues ambas presentan valores de plantas C3 y C4 (de estas últimas su presencia es escasa en los análisis realizados).

Hasta aquí podemos establecer una relación clara entre dos coladas separadas espacialmente y su relación con un ambiente iluminado. En realidad la clave nos la ha dado la identificación del travertino, marcado por una ritmicidad microestratigráfica, señalando una tendencia que en parte hemos podido asociar con una colada del mismo corredor.

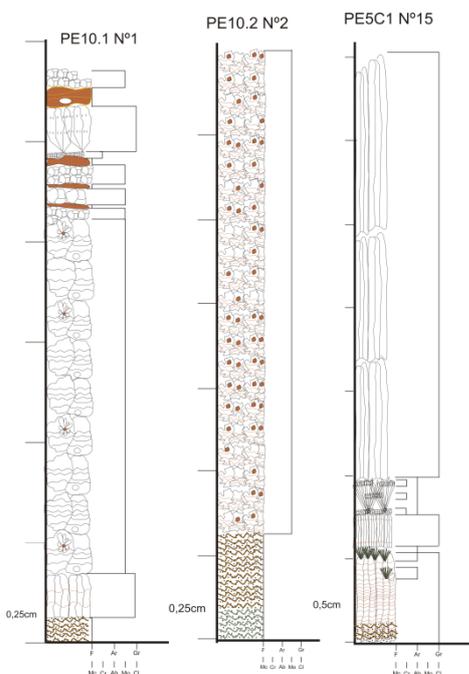
Otra microfacies que hay que relacionar con este ambiente de entrada de cueva, es la de **calcita microcristalina con laminación o estromatolitos** (Jones, 2001). Para algunos autores la presencia de bandas de micrita (calcita microcristalina) son debidas principalmente a la bioprecipitación de las cianobacterias (Viles *et al.*, 2007). Las cianobacterias, repetimos, organismos procariontes fototrofos (Whitton *et al.* 2002), son generalmente el componente microbiano de los espeleotemas. Los cambios estacionales en el crecimiento microbiano combinados con los cambios en el ritmo de calcificación parece ser la causa de la laminación que suele observarse sobre todo en las tobas calcáreas (Andrews *et al.*, 2005).

Esta microfacies aparece en las coladas de: **PE10.1 n°1** y **PE10.2 n°2 (Sala de la Mesita)**, **PE7.2 n°7**, **PE7.1 n°6** y **PE6 n°9** (en el **Corredor 3** y de las que ya hemos hablado), **PE5A1 n°10**, **PE5B2 n°12**, **PE5C4 n°13**, **PE5C3 n°14** y la base de la colada **PE5C1 n°15**. En resumen, todas ellas se hallan **entre la Sala de las Columnas y la Sala de la Mesita**.

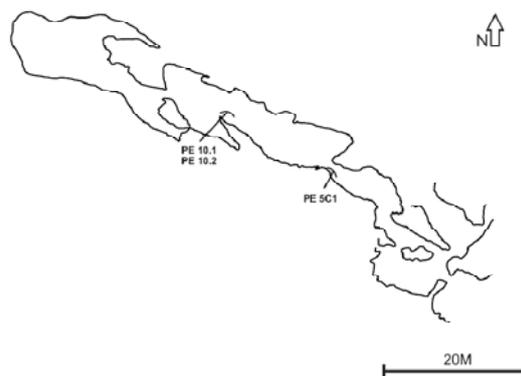
Esta microfacies se localiza en la base de las coladas PE10 (n°1 y n°2, de la Sala de la Mesita) y PE7.1 n°6 del Corredor 3 (de la que no trataremos aquí dado que ya ha sido explicada en el apartado anterior). Su relación la comentamos a continuación (Fig. 135 y 136).

Es evidente que no podemos correlacionar lateralmente PE10.1 n°1 con PE10.2 n°2, dado que se localizan la primera encima de la segunda. Pero si que podemos marcar una tendencia entre el crecimiento de estas dos coladas (Fig. 135). Ambas muestran en su base calcita microcristalina laminada, y por encima, desarrollan en gran parte calcita mosaico.

Entre ambas coladas, existe un hiato de no sedimentación, con lo que marca una discontinuidad en el registro estratigráfico. Ahora, sobre PE5A1 n°10 y PE5C1 n°15 de la Sala de las Columnas, hay que decir que encontramos correlación estratigráfica con PE10. De este modo, PE10.1 n°1 y PE5C1 n°15 (Fig. 137) presentan la misma base de calcita microcristalina con una laminación con alta sinuosidad y al observarlas en el microscopio petrográfico con nicoles cruzados, se puede intuir la formación de calcita columnar sobre toda la superficie. No obstante, solo presentan esta característica en común, el resto difiere. Pero ambas son el techo de la sucesión de varios espeleotemas.



**Figura 135. Microestratigrafías de PE10.1 n°1 y PE5C1 n°15. Obsérvese que la base de ambas presenta microfacies de calcita microcristalina y calcita columnar con laminación**



**Figura 136. Ubicación en la planta de MTV de las coladas con calcita microcristalina en la base.**

En realidad existen dos hiatos que podemos relacionar, uno en PE10 (uno entre cada colada), el segundo sucede en PE7. La diferencia es que en el primero, el hiato se presenta como vacío, con poco sedimento, y en PE7 con sedimento en su totalidad, hasta el crecimiento de la siguiente colada.

Al igual que con las coladas anteriores, hemos tratado de relacionar la petrografía con la isotopía, y guardando siempre las distancias, los datos que nos ofrecen ambas son bastante similares (Tabla 24). Sobre todo en la base muestreada, pues ambas se corresponden con la calcita microcristalina con laminación (lo valores resaltados en negrita de la tabla).

Tabla 24. Valores  $\delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}}\text{‰}$  de las coladas con base de calcita microcristalina

MUESTRA (de muro a techo)	$\delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}}\text{‰}$	MUESTRA (de muro a techo)	$\delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}}\text{‰}$	MUESTRA (de muro a techo)	$\delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}}\text{‰}$
	<b>-5,24</b>		<b>-5,51</b>		<b>-5,28</b>
	-6,52		-5,29		<b>-5,29</b>
<b>PE10.1 n°1</b>	-5,73	<b>PE10.2 n°2</b>	-4,57	<b>PE5C1 n°15</b>	-4,91
	-5,72		-5,29		xxx
	xxx		-5,51		

Como se observa los valores más similares están entre PE10.1 y PE5C1 para la base de calcita microcristalina. Además, si se observa la tabla general de valores, PE10.2 guarda más relación isotópica con PE7.2.

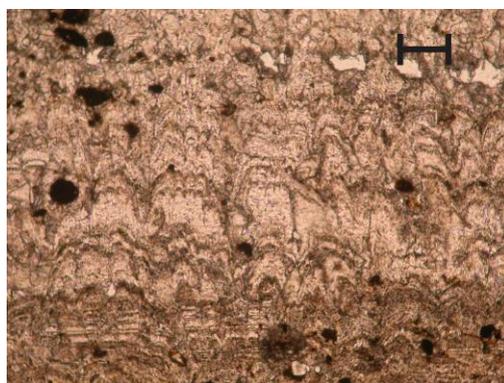


Figura 137. PE5C1 Microfacies de calcita microcristalina con laminación (estromatolitos). Escala 250 $\mu\text{m}$ . Nícoles paralelos.

Paralelamente, como muestran las tablas y gráficos del carbono, en estas coladas los valores de  $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}\text{‰}$  para la base microcristalina tienen valores de plantas C3. Para algunos autores como Martín-García, R. & Alonso-Zarza, A. M. (2009), consideran que la calcita secundaria es más pesada en  $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}\text{‰}$  que la primaria, sobre todo la que contiene relictos de aragonito.

## B) Coladas de entrada de cueva: microfacies de cianobacterias calcitizadas

Relacionaremos estas coladas con la presencia de cianobacterias con estructura arborescente o acicular, lo que en microfacies se traduce en **abanicos de calcita columnar 5:1 con inclusiones alineadas** y **abanicos de aragonito acicular y punteado negro o base oscura-microcristalina**.

Existen varios tipos de abanicos que, como hemos visto en el apartado de clasificación de microfacies, pueden tener su origen en la calcificación de cianobacterias. No obstante, como presentan diferentes hábitos, uno columnar y otro acicular, consideramos que la cianobacterias original era diferente. Por ello los agruparemos juntos (pues es un proceso orgánico) pero ordenados (Fig. 138-140).

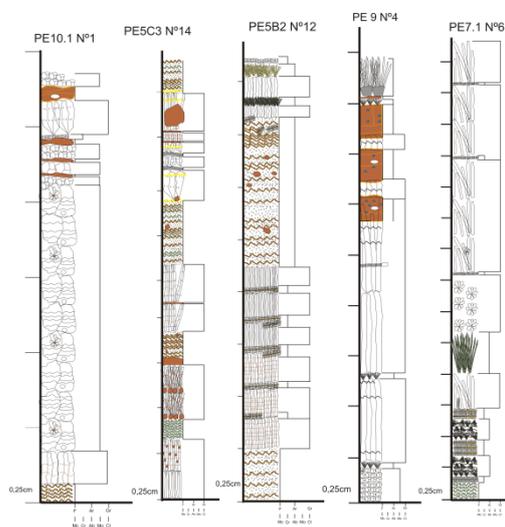


Figura 138. Microestratigrafías con microfacies de abanicos aciculares y columnares de origen biológico.

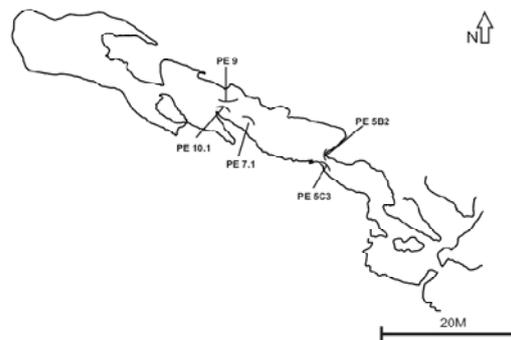


Figura 139. Localización en la cueva de MTV de las coladas con abanicos aciculares y punteado negro o base oscura microcristalina

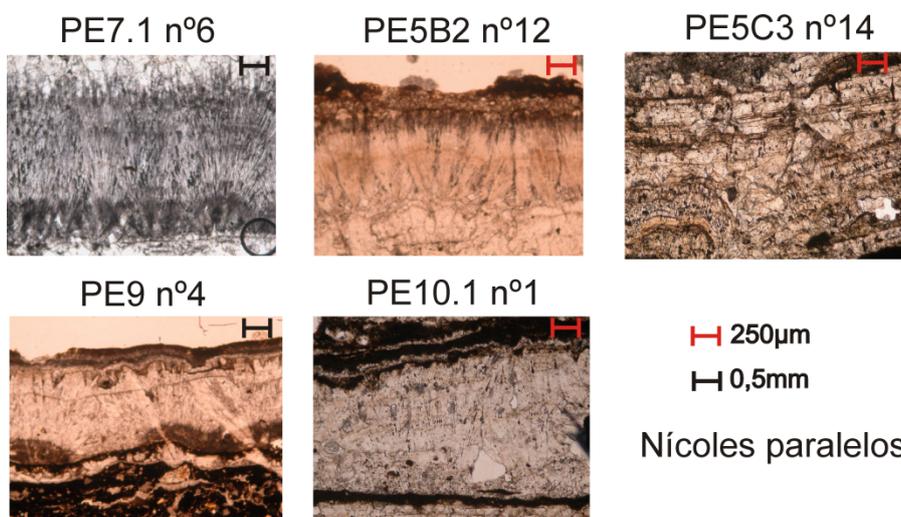


Figura 140. Tipos de abanico de origen biológico en la Cueva de Maltravieso.

En las coladas de PE10.1 n°1 y PE5C3 n°14 a techo o cerca de él se desarrolla una calcita columnar en abanico de color amarillo-marrón con inclusiones alineadas, cuyo origen según Janssen *et al.* (1999) se debe a una precipitación bioquímica, por la presencia de cianobacterias, y según el esquema que presenta en su artículo por el alga denominada *Phormidium incrustatum* o *Schizothrix* (Freytet & Verrecchia, 1999).

Sobre los abanicos aciculares de PE9 n°4 (consideramos que por el aspecto y coloración gris-verde que presentan, se debe a la presencia seguramente de cianobacterias (Freytet & Verrecchia, 1998 y 1999), de PE7.1 n°6 (abanicos aciculares de aragonito gris con punteado negro (materia orgánica atrapada) horizontal y vertical lo asociamos a la presencia cianobacterias como *Schizothrix* y la carbonatación de su estructura (Freytet & Verrecchia, 1998 y 1999) y finalmente lo mismo ocurre con PE5B2 n°12.

Al ser consideradas estas cianobacterias como fototrofas, las ubicamos en ese ambiente de penumbra, de entrada de cueva, cercano a la luz, aunque como hemos destacado, no podemos saber el grado exacto de luz que llega. No obstante cabe decir que la presencia de esta microfacies en PE9 n°4 se sitúa por encima de un hiato muy importante, como hemos apuntado, lo cual lo sitúa en un momento posterior.

Sobre el muestreo de isótopos:

**Tabla 25. Valores isotópicos del oxígeno para los abanicos de origen biológico.**

$\delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}} \text{‰}$				
PE10.1 n°1	PE5C3 n°14	PE5B2 n°12	PE9 n°4	PE7.1 n°6
-5,72	no hay datos seguros	-4,74	-4,49	-4,14

Como se observa en los datos isotópicos, los valores difieren unos de otros. Ello podemos tratar de relacionarlo con el crecimiento y desarrollo de cianobacterias diferentes. Los valores más cálidos los presenta la colada PE10.1 n°1 (abanicos de calcita columnar). Mientras que los más fríos son abanicos aciculares (ver tablas de temperaturas).

Sobre los datos proporcionados por los valores de  $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}} \text{‰}$ , los datos están entre plantas del tipo C3 y C4. No obstante, la más destacada es la n°6 con un valor de plantas tipo C4 muy marcado. No obstante, los valores son muy cercanos al límite marcado para las plantas tipo C4 y C3 (-6‰).

**Tabla 26. Valores isotópicos del carbono para los abanicos de origen biológico.**

$\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}} \text{‰}$				
PE10.1 n°1	PE5C3 n°14	PE5B2 n°12	PE9 n°4	PE7.1 n°6
-7,46	no hay datos seguros	-6,06	-7,33	-3,5

## 5.6.2 INTERPRETACIÓN AMBIENTAL

A raíz de los análisis petrográficos efectuados sobre las láminas delgadas de los espeleotemas de la Cueva de Maltravieso, podemos obtener la siguiente interpretación de los ambientes de formación en los que crecieron, así como conocer algunos de los procesos postdeposicionales a los que se vieron sujetos. En el caso de las muestras extraídas para este trabajo es necesario no perder la perspectiva de su propia naturaleza, coladas estalagmíticas.

Entendemos que las aguas a partir de las cuales se han formado estos espeleotemas provienen de las aguas vadosas de infiltración desde el epikarst. Aunque para el travertino (PE6) y PE7.1 (Corredor 3), existió una fuente kárstica, por lo que debió darse una subida del nivel freático.

### 5.6.2.1 AMBIENTES DE FORMACIÓN DE LOS ESPELOTEMAS: ANUALIDAD-ESTACIONALIDAD

El aspecto más importante radica en el tipo de hábito cristalino que presentan los espeleotemas. La longitud de cada uno de ellos se debe a una estabilidad en las condiciones de formación, permitiendo que los cristales (el cristal compuesto) se desarrollen con mayor longitud.

La mayor parte de las coladas presentan unas asociaciones de microfacies que nos hacen pensar que cada una de ella se formó en diferentes estaciones y según Railsback (1994) cuándo las láminas de calcita columnar se alternan con láminas de aragonito implica un período de un año. A estas estaciones nos referiremos como estación seca y estación húmeda. De esta manera

lo simplificamos, dado que a veces los autores definen una característica de sequía, como los hiatos de arcillas rojas (Gascoyne, 1992), o la formación de cristalitos (Folk & Assereto, 1976) o la calcita microcristalina con laminación que según Frisia *et al.* (2000) se forma en verano. Para las microfacies de cristalitos con laminación Frisia *et al.* (2000) considera el verano su estación de crecimiento. Por ello, entendemos que la combinación de algunas microfacies se debe a los cambios estacionales.

Generalmente se habla de láminas anuales, sobre todo en lo referente a estalactitas y estalagmitas. Aunque existen estudios que consideran el hecho de que la naturaleza anual de cada lámina debe ser confirmada en cada muestra; también se muestran conforme con la afirmación de que cada individuo muestreado contiene una única señal climática y medioambiental (Baker, 2002). Esto debería requerir una calibración mediante muestras individuales. Además es reconocida ya la existencia de láminas, no solo anuales, sino subanuales y supraanuales (Baker, 2002).

Del mismo modo es evidente que existen variaciones en el ritmo de crecimiento lo cual puede estar condicionado por cambios en la temperatura y las precipitaciones como ya había apuntado Dreybrodt (1988).

Para el conocimiento de los ritmos de crecimiento en muestras del Cuaternario, hay que tener en cuenta los cambios en la vegetación natural en áreas calizas que típicamente tienen una cobertura de suelo fina (< 20 cm), pues pueden conducir a una pérdida temporal de suelo y una reducción en el contenido de CO<sub>2</sub> de las aguas subterráneas, por todo lo cual se podría generar un período con un ritmo de crecimiento de estalagmitas bajo o incluso generarse corrosión (Genty *et al.*, 2001). En nuestro caso, es difícil relacionar los tipos de vegetación con los ritmos de crecimiento, aunque se han determinado dos tipos de vegetación (C3 y C4), habría que realizar un muestreo más exhaustivo en aquellas coladas con los dos tipos de vegetación y tratar de observar las diferencias.

Para aquellos que consideran la anualidad de las láminas, el principal factor en el ritmo de crecimiento es la concentración que existe de iones de calcio en el agua de goteo rápidos, asimismo existe una correlación entre la concentración de iones de calcio, la pCO<sub>2</sub> del suelo y la temperatura de la superficie. Sin embargo, para goteos lentos (<0,01 goteo s<sup>-1</sup>), el ritmo es importante para el crecimiento (Genty *et al.*, 2001).

En relación a esto, Blanc, 2005, clasifica los ritmos de crecimiento de los espeleotemas y el tipo de lámina (estas últimas siguiendo la clasificación de Genty *et al* 2001):

- Crecimiento rápido: debido a un contexto bioclimático cálido y húmedo. Suelos forestales ricos en CO<sub>2</sub> y ácidos húmicos, actividad biológica y disolución muy activa de las calizas de la cobertura. Podría corresponderse con las microfacies de entrada de cueva con presencia de cianobacterias.
- Crecimiento más lento: corresponde a un contexto rexistasico seco, incluso árido o un clima frío (Gascoyne, 1992). Los periodos de sequedad están marcados por corrosión, diastemas o por la multiplicación de láminas muy finas teñidas de rojo por numerosas capas arcillosas o con óxidos de hierro. Consideramos que el mejor ejemplo de ello son las láminas de cristalitos que aparecen en los ambientes de interior de cueva y los propios hiatos.
- Láminas blancas: claras, porosas, formadas por una calcita birrefringente, relacionada con estaciones húmedas como el otoño o la primavera. Son láminas anchas de crecimiento rápido. La calcita columnar presente en una gran parte de las coladas, sería un buen ejemplo.
- Láminas oscuras: compactas, muestran zonas de corrosión, espacios vacíos y zonas coloreadas por óxidos de hierro. Se forman en estaciones secas, ricas en arcillas rojas (o en estaciones frías cuando hay bloqueos por nieve). Ellas son el ejemplo de la ralentización de la circulación y de su cese (diastema). Serían lo que ellos consideran calcitas impuras, coloreadas de rojo, naranja, marrón o amarillo, con interrupciones en el crecimiento, correspondientes a medios en desequilibrio (infiltración a través de alteritas, suelos rojos, *terra rossa*, etc.). La tendencia a la sequedad está frecuentemente acompañada de la ablación de las zonas superficiales residuales, dónde el color rojo dominante da lugar a los óxidos de hierro. La presencia de hiatos en una gran parte de las coladas, como PE9 o PE3 son un ejemplo de ello.

Paralelamente hay que tener en cuenta la “tasa de disolución específica” de los terrenos calcáreos cuya importancia estaría en la influencia que ejerce en la rapidez de crecimiento de los espeleotemas (Genty, *et al* 2001). Sin embargo, lo más importante es la disponibilidad de CO<sub>2</sub> a lo largo del tiempo, cuya presencia máxima estaría en periodos interglaciares e interestadiales cálidos y muy húmedos, con cobertura forestal importante.

El ritmo máximo de crecimiento de las láminas y posiblemente el tipo de lámina (negra compacta o blanca porosa), puede encontrarse en diferentes estaciones y lugares. Sin embargo, hay que tener en cuenta que la principal precipitación de la calcita sucede en la zona insaturada durante la circulación de las aguas de infiltración o percolación (Genty *et al.*, 2001).

No podemos descartar la existencia de algunas láminas anuales de crecimiento. De ser así, su presencia y preservación estaría relacionada con: el tipo de flujo de percolación que alimenta a los espeleotemas, el agua del suelo y la zona de almacenamiento insaturada, la cual necesita ser adecuada para mantener el flujo durante el verano, que los tiempos de permanencia total de las aguas sean lo suficientemente cortos para que no se mezclen las de verano e invierno y la estructura y orientación de los cristales (Shopov *et al.* 1991 o Baker *et al.*, 1993).

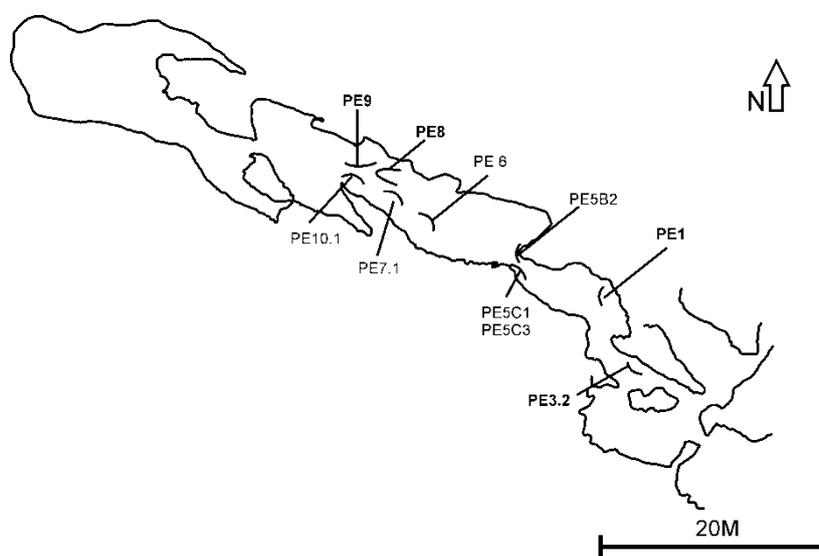
Finalmente habría que tener en cuenta los factores ambientales que condicionan el crecimiento de los espeleotemas y que no ha sido posible determinar en este trabajo. Ellos son: concentración de iones de calcio, la temperatura del agua de goteo y el ritmo de suministro de agua (Genty *et al.*, 2001). Por ello, para un mejor conocimiento, sería necesario determinar los siguientes aspectos: la relación entre los ritmos de crecimiento de diferentes climas, establecer la relación entre el ritmo de crecimiento, el clima y los factores ambientales desde una perspectiva intra- e inter- del lugar de muestreo y la variación del ritmo de crecimiento intra-anual a partir de las variaciones estacionales en la hidrología y geoquímica del goteo.

#### 5.6.2.2 EL CRECIMIENTO DE LAS CIANOBACTERIAS: EL SIGNIFICADO AMBIENTAL EN LOS ESPELEOTEMAS

A lo largo de este trabajo hemos podido constatar la presencia de cianobacterias calcitizadas. Las microfacies representativas de ello son: **abanicos aciculares de aragonito con punteado negro, o con base microcristalina, calcita microcristalina con laminación (estromatolitos) y finalmente calcita columnar 5:1 en abanico con inclusiones alineadas**. Si recordamos cuáles son las coladas en las que se hallan son (haciendo un recorrido desde la Sala de la Mesita hasta el Corredor 1): PE10.1 n°1, **PE9 n°4**, **PE8 n°5**, PE7.1 n°6, PE5C1 n°15, PE5B2 n°12, PE5C3 n°14, **PE1 n°18** y finalmente, **PE3.2 n°16** (Fig. 141).

Como se aprecia en la siguiente figura, las coladas señaladas en negrita marcan aquellas microfacies desarrolladas a techo, por encima de un hiato importante. Su morfología y

características indican un origen genético diferente. Un aporte de agua distinto al resto de la colada y temporalmente posterior.



**Figura 141.** Planta de Maltravieso con la localización de las coladas estalagmíticas con presencia de microfías de cianobacterias calcitizadas.

Como ya hemos venido apuntando estos organismos se desarrollan en la zona fótica, lo cual requiere un aporte de luz para su crecimiento. Esto implica una morfología de la cavidad diferente a la actual, con una entrada de luz desde la Diaclasa, lo cual permitía el desarrollo de estos organismos.

La calcificación de los microbios contribuye directamente al crecimiento de los espeleotemas. Los microbios son importantes porque actúan como lugares de nucleación para la precipitación de calcita y en muchos casos parecen controlar los tipos de cristales que se forma (Jones, 2001). Aunque para algunos autores como Merz (1992) la calcificación de las cianobacterias solo tiene lugar si el agua asociada está sobresaturada con respecto a la calcita. En la mayor parte de los casos es difícil demostrar como la modificación microbiana del agua es la responsable del crecimiento de los cristales.

Algunos filamentos de los microbios atrapan y unen granos detríticos dentro del sustrato lo que puede permitir la construcción de estromatolitos. La idea de que estas estructuras son estromatolitos se apoya en su aspecto general y estructura interior finamente laminada (Jones, 2001).

Durante el verano, el crecimiento de cianobacterias es inicialmente rápido, impulsado tanto por un aumento de calor y luz, mientras que para las diatomeas el crecimiento se desacelera o se detiene, tal vez limitado por la disponibilidad de nutrientes y temperaturas más altas (Andrews *et al.*, 2005). El crecimiento de cianobacterias se ralentiza y los filamentos se agrupan en arbustos dispersos calcificados, separados por cavidades, convirtiéndose en una capa porosa ligeramente calcificada. La disminución de la temperatura y los niveles de luz en el otoño puede detener el crecimiento de cianobacterias, cesando incluso la calcificación, aunque si continua, puede ir formando una costra fina y densa (Pentecost, 1988). Es posible que en los climas templados europeos, la calcificación de  $\text{CaCO}_3$  y su posterior disolución se correlacione con la estaciones más húmedas (otoño, invierno y primavera; Andrews *et al.*, 2005).

### 5.6.3 EL CLIMA DE LA CAVIDAD: PETROGRAFÍA E ISÓTOPOS

La sucesión de diversas texturas en el mismo espeleotema da información al mismo tiempo del contexto ambiental y climático de la formación y en particular de la disponibilidad de recursos hídricos. Las diversas texturas tienen un factor de fraccionamiento isotópico que refleja la progresiva influencia de fenómenos cinéticos: por ejemplo, la textura dendrítica, para algunos autores, se forma en desequilibrio isotópico (Self, *et al.* 2003). La concentración de  $\text{CO}_2$  y los intervalos de goteo también se relacionan con el ritmo de crecimiento. No obstante, no siempre se consigue relacionar del todo las variaciones en la temperatura, por lo que siempre se recomiendan análisis isotópicos (Kaufmann *et al.*, 2004).

A la hora de establecer una relación entre la petrografía y los isótopos es un tanto difícil, dado que al no conocer la composición isotópica del agua a partir de la cual precipitó la calcita, y teniendo en cuenta el rango cronológico que abarcan, resulta difícil de establecer un geotermómetro en esta calcita. Por otra parte si tenemos en cuenta el dato de si precipitaron en equilibrio isotópico hemos de tomarlo con precaución pues salvo algunos casos, no es demasiado fiable esta posibilidad. Por un lado porque se han realizado pocos análisis de cada muestra, y por otro, porque algunas han sufrido procesos postdeposicionales. No obstante, como se ha ido viendo, hemos tratado de ver la relación isotópica entre las diferentes muestras según las microfacies que las relacionan.

Antes de nada hay que tener en cuenta que el crecimiento abundante de espeleotemas en el tránsito entre condiciones glaciales e interglaciales comienza cuando los glaciares se retiran y se desarrollan suelos biológicamente activos, necesarios para la producción de CO<sub>2</sub> (Winograd, 2002). El tiempo transcurrido entre la deglaciación en una zona y el comienzo de la precipitación de la calcita varía entre 3 y 5 ka (Gascoyne *et al.*, 1983 y Winograd, 2002).

La solución a la interpretación climática de la petrografía unida a los análisis sobre los isótopos estables viene de la diferencia térmica de 1°C cada -0,24 δ<sup>18</sup>O<sub>PDB</sub> ‰, (Craig, 1965 y O'Neil *et al.*, 1975). No obstante, se ha optado por crear una separación de -0,25 δ<sup>18</sup>O<sub>PDB</sub> ‰, dado que la variación es insignificante, para un mejor manejo de los datos. Esta separación térmica será la clave para tener en cuenta la oscilación térmica que presentan los espeleotemas.

Teniendo en cuenta los ritmos de crecimiento que se han observado en estos espeleotemas, como se ha visto, con su principal carácter estacional, nos lleva a relacionar los espeleotemas de entrada de cueva con el clima exterior del momento y a los de interior de cueva con una temperatura más estable a lo largo de todo su crecimiento.

Paralelamente, como se ha mostrado en otro capítulo, hemos realizado dos análisis de agua de goteo actual. Uno, se corresponde con la Sala de los Huesos y otro, con la Sala de las Columnas. Ambos valores son muy diferentes (-3,51 y -4,89), a pesar de que fueron recogidos el mismo día. Estos valores nos hacen pensar en los cambios actuales de temperatura debidos a las condiciones de interior de cueva.

Este comportamiento térmico es normal en las cuevas, como lo demuestra la monitorización de otras cavidades, como la cueva de Canelobre en Alicante (Andreu *et al.*, 2007). Esta cavidad muestra valores en el interior de la cueva, superiores a los exteriores, al igual que la Cueva de Maltravieso (como los 19,2°C de la Sala de las Chimeneas del período noviembre-diciembre, Tabla 9).

De igual manera, existe otro estudio realizado en la cueva de Valporquero, en el cual comprueban mediante sensores que la temperatura, que las temperaturas de las diferentes salas del interior de la cavidad varían fundamentalmente dependiendo de su situación respecto a la entrada de la cavidad; ya que para ellos la temperatura está muy influenciada por las condiciones ambientales exteriores y por la ventilación en la cavidad (Arrese *et al.*, 2007). Por lo cual, en Maltravieso el hecho de existir una gran variedad en los datos de los espeleotemas está relacionado con la temperatura de entrada e interior de cueva.

Por todo ello, utilizando los datos del agua, hemos tratado de conocer la temperatura a la cual precipitó la calcita. Si se observan los datos, existe una diferencia aproximada de unos 6°C de un dato del agua a otro (Fig. 142). Dado que la Sala de los Huesos guarda relación climática con el exterior (así por ejemplo, de la Sala de la Entrada a la Sala de los Huesos hay más o menos una diferencia de 1°C) y la Sala de las Columnas se relaciona con un tramo intermedio.

Por este motivo, entendemos que la permanencia de las aguas meteóricas en la zona del epikarst es la suficiente como para que los datos isotópicos del agua de goteo actual se corresponda con esa variación de la temperatura (aproximadamente unos 5°C de aumento de temperatura de la Sala de los Huesos a la Sala de las Columnas, como también indican la temperatura de las sondas, Tabla 9).

Como presentamos en las tablas de temperatura halladas con ambas aguas (Tabla 8), vemos que la temperatura más aproximada para ello son las halladas a partir del agua de la Sala de las Columnas. Pues como ya se observa en la temperatura actual de las sondas los valores son más bajos y aproximados a los del agua de la Sala de las Columnas, pues el agua de la Sala de los Huesos da valores demasiado altos (hasta 27°C para una cueva).

Entendemos que esto es una aproximación, dado que no sabemos el valor isotópico del agua a partir de la cual precipitó la calcita. No obstante observando los gráficos de temperatura, incluso de ambas aguas, existe una diferencia de temperatura entre los dos ambientes. Las microfacies de entrada de cueva tienen valores más estables, mientras que las coladas de interior comienzan con temperaturas frías para sufrir una fuerte subida de temperatura por encima de las de entrada de cueva. Estos cambios los discutiremos más adelante, pues su explicación se debe a la diacronía de formación de los espeleotemas.

Ahora presentaremos las temperaturas de las coladas con las microfacies más significativas y aplicaremos los valores del agua de la Sala de las Columnas.

### 5.6.3.1 TEMPERATURA DE LOS ESPELOTEMAS DE INTERIOR DE CUEVA

En este apartado presentaremos las temperaturas de las coladas más significativas con formación en interior de cueva.

**Tabla 27. Temperaturas halladas en las coladas de interior de cueva a partir del agua de la Sala de las Columnas.**

MUESTRA (de muro a techo)	T°C								
	11,57		9,95		8,8		17,24		14,99
	10,78		11,2		10,64		15,28		15,61
	10,09		10,92		9,5		15,04		
			9,27		19,01		12,68		
<b>PE10.3 N°3</b>		<b>PE7.3 N°8</b>		<b>PE5C4 N°13</b>		<b>PE5A1 N°10</b>	12,62	<b>PE5A3 N°11</b>	
							10,97		
							11,75		
							10,92		
							12,68		

La media aproximada de esta temperatura está entre los 10-11 °C para la Sala de la Mesita y Columnas (base de la secuencia PE5C: PE5C4). En negrita destacamos aquellos valores más altos. Para PE5A, los valores son más altos en general. Lo cual, cuando comparemos con la temperatura de entrada de cueva nos indicará otro ambiente.

### 5.6.3.2 TEMPERATURA DE LOS ESPELEOTEMAS DE ENTRADA DE CUEVA

A continuación presentamos la tabla con las temperaturas halladas sobre aquellas coladas más indicativas de entrada de cueva. Se observa que los valores son bastante estables para la misma colada y en comparación entre ellas (Tabla 28).

**Tabla 28. Temperatura de las coladas más importantes de entrada de cueva a partir del agua de goteo de la Sala de las Columnas.**

MUESTRA (de muro a techo)	T°C	MUESTRA (de muro a techo)	T°C
	11,98		<b>12,26</b>
PE7.1 n°6	8,99	PE6 n°9 (travertino)	11,47
	<b>12,92</b>		12,03
	14,94		<b>12,92</b>
	13,9		15,61

A continuación observaremos en la siguiente tabla, todas las temperaturas relacionadas con las microfácies cuyo origen está vinculado al crecimiento y calcitización de cianobacterias. Hemos utilizado el agua de la Sala de las Columnas (Tabla 29).

**Tabla 29. Temperaturas de las microfácies de origen biológico.**

Microfácies	Temperatura °C								
	PE10.1 n°1	PE10.2 n°2	PE9 n°4	PE8 n°5	PE7.1 n°6	PE6 n°9	PE5B2 n°12	PE5C3 n°14	PE5C1 n°15
<b>Abanicos de calcita columnar</b>	16,37							11,8	
<b>Abanicos aciculares</b>			10,6		8,99		11,75		14,33
<b>Estromatolitos</b>	14,09	15,37		11,4		11,47			14,28

Cuando existía más de un valor se ha hallado la media.

La variabilidad térmica que presentan estas microfácies es evidente. Como venimos viendo en todas las temperaturas, así como en los propios valores isotópicos, los resultados en ocasiones se presentan distantes, a pesar de formarse en ambientes similares. Esto nos indica que aunque presenten la misma microfácies, no tiene porque corresponder con la misma lámina de crecimiento (años diferentes, estaciones diferentes, diferente temperatura). Y por supuesto, no hay que perder la perspectiva de los datos del agua, y su importancia a la hora de hallar la temperatura.

Finalmente, para ver la correlación estratigráfica, se ha realizado un gráfico con las temperaturas a partir del agua de la Sala de las Columnas (Fig. 144 y 145). En él asociaremos las coladas con las mismas microfácies (de entrada e interior de cueva) y ubicadas estratigráficamente (de más antiguas a más recientes). Con este gráfico se pueden ver esas diferencias entre los espeleotemas de la cavidad, organizados topográfica y cronológicamente.

### 5.6.3.3 FORMACIÓN Y TEMPERATURA DE LOS ESPELEOTEMAS DURANTE LOS INTERGLACIALES.

A lo largo de este apartado haremos unas valoraciones de las temperaturas proporcionadas por los espeleotemas. Entendemos que todos ello hace referencia a unos valores aproximados y orientativos, asociados a unas dataciones y una posición respecto a la entrada de la cueva.

Si observamos el gráfico en el que hemos corregido isotópicamente algunas coladas (como PE5A, Fig. 145) se observan algunos grupos. En primer lugar vemos una temperatura inicial de formación de los primeros espeleotemas de entre 9-11°C. Estos espeleotemas son la base de la sucesión estratigráfica y presentan microfacies de interior de cueva. Si estos primeros espeleotemas los asociamos con la datación de PE2 (de la que no tenemos datos isotópicos) de 183ka, nos hallamos aún en el MIS7.

A continuación se observa, una subida muy fuerte de temperaturas. La temperatura media que presentan los espeleotemas es bastante alta, 16-19°C, esta temperatura podríamos situarla dentro del Óptimo Eemiense (134-133ka, Muñoz, 2007) y es más alta que la media actual, sin embargo, Sánchez-Goñi y D'Enrico (2005) encuentran indicios de la existencia de temperaturas muy similar a la actual en la Cuenca del Tajo.

Esta subida viene dada por la entrada del período interglacial MIS5, posiblemente el MIS5e (Eemiense). Petrográficamente las coladas aún presentan un ambiente de interior de cueva. Un calentamiento de esta magnitud sería posible ya que la Terminación II *s.l.*, es decir el paso de las condiciones glaciales saalienses equivalen al MIS-6 a las interglaciales del Eemiense (equivalente aproximadamente al MIS- 5e) (Muñoz, 2007) y fue según Lotoskaya y Ganssen (1999) una de las más abruptas y rápidas del Cuaternario. El crecimiento de espeleotemas se iniciaría alrededor de los 140-135 ka (Muñoz, 2007) y en el caso de Maltravieso quedaría reflejado en los espeleotemas intermedios de las sucesiones estratigráficas, como PE7.2.

Sin embargo, las dataciones para nosotros no son más que aproximadas, pero entendemos que esa subida brusca de temperaturas, si que coincide con la tendencia general, aunque en nuestro caso, la datación es algo más reciente como vemos mediante la datación que hemos realizado entre PE7.3 y 7.2 (OSL5) de 124 ka BP.

Si aceptamos la definición de que un intervalo interglacial corresponde a una época en la que las principales características oceánicas o atmosféricas eran similares a las actuales, lo que conlleva un clima global tanto o más cálido que el presente (Muñoz, 2007), en la Cueva de Maltravieso este intervalo viene dado por aquellos espeleotemas de entrada de cueva.

A partir de que los espeleotemas presenten microfacies de entrada de cueva, la temperatura vuelve a descender, suponemos porque las nuevas condiciones morfológicas de la cavidad afectan directamente a la temperatura de formación de los espeleotemas. Esta temperatura, entre 12-16° permanece estable en la mayor parte de los espeleotemas, salvo los 9°C que presenta un muestreo de PE7.1. Al relacionar petrográficamente estos espeleotemas con la datación de OSL5 (124 ka.) y PE1 (117 ka.), entendemos que las condiciones se mantuvieron estables hasta al menos 117ka, con una temperatura media cercana a la actual.

Finalmente existe un grupo de espeleotemas, como PE3, PE4 o la Mesita que hemos desvinculado del resto, dada su ubicación. Térmicamente es difícil de clasificar, dado que la temperatura de PE4 es de 12-13°C y la datación que tiene asociada (OSL) es de 67 ka BP, englobándose en el MIS4. El resto de espeleotemas presenta una bajada de temperaturas respecto a los anteriores, con una media de 8-11°C.

Tabla 30. Temperaturas de las coladas a partir del agua de la Sala de las Columnas.

Espeleotema	Tº a partir agua SC
PE10.1 Nº1	16,37
PE10.1 Nº1	16,42
<u>PE10.2 Nº2</u>	15,37
<u>PE10.3 Nº3</u>	11,57
<u>PE10.3 Nº3</u>	10,78
<u>PE10.3 Nº3</u>	10,09
PE9 Nº4	10,6
PE9 Nº4	17,34
PE9 Nº4	18,01
PE8 Nº5	11,6
PE8 Nº5	11,2
PE8 Nº5	8,27
PE8 Nº5	10,27
<u>PE7.1 Nº6</u>	11,98
<u>PE7.1 Nº6</u>	8,99
<u>PE7.1 Nº6</u>	12,92
<u>PE7.1 Nº6</u>	14,94
<u>PE7.1 Nº6</u>	13,9
PE7.2 Nº7	17,38
PE7.2 Nº7	16,85
PE7.2 Nº7	16,18
<u>PE7.3 Nº8</u>	9,27
<u>PE7.3 Nº8</u>	10,92
<u>PE7.3 Nº8</u>	11,2
<u>PE7.3 Nº8</u>	9,95
PE6 Nº9	15,61
PE6 Nº9	12,92
PE6 Nº9	12,03
PE6 Nº9	11,47
PE6 Nº9	12,26
PE5A1 Nº10	12,68
PE5A1 Nº10	10,92
PE5A1 Nº10	11,75
PE5A1 Nº10	10,97
PE5A1 Nº10	12,68
PE5A1 Nº10	12,68
PE5A1 Nº10	15,04
PE5A1 Nº10	15,28
PE5A1 Nº10	17,24
PE5A3 Nº11	14,99
PE5A3 Nº11	15,61
PE5B2 Nº12	8

PE5B2 Nº12	11,75
PE5C4 Nº13	19,01
PE5C4 Nº13	9,5
PE5C4 Nº13	10,64
PE5C4 Nº13	8,8
PE5C3 Nº14	13,53
PE5C3 Nº14	11,85
PE5C3 Nº14	15,61
PE5C3 Nº14	12,45
PE5C3 Nº14	12,45
PE5C3 Nº14	11,8
PE5C1 Nº15	14,28
PE5C1 Nº15	14,33
PE5C1 Nº15	12,54
PE3.2 Nº16	8
PE3.2 Nº16	9,04
PE4 Nº17	12,92
PE4 Nº17	12,31

Significado de los colores: azul (espeleotemas de interior de cueva), rojo (espeleotemas de entrada de cueva), marrón (estromatolitos), amarillos (columnar en abanico), verde (abanicos aciculares).

Espeleotemas subrayados: son aquellos que comprobando la covariación entre el carbono y el oxígeno, han precipitado cerca del equilibrio isotópico (teniendo en cuenta los pocos valores con los que contamos).

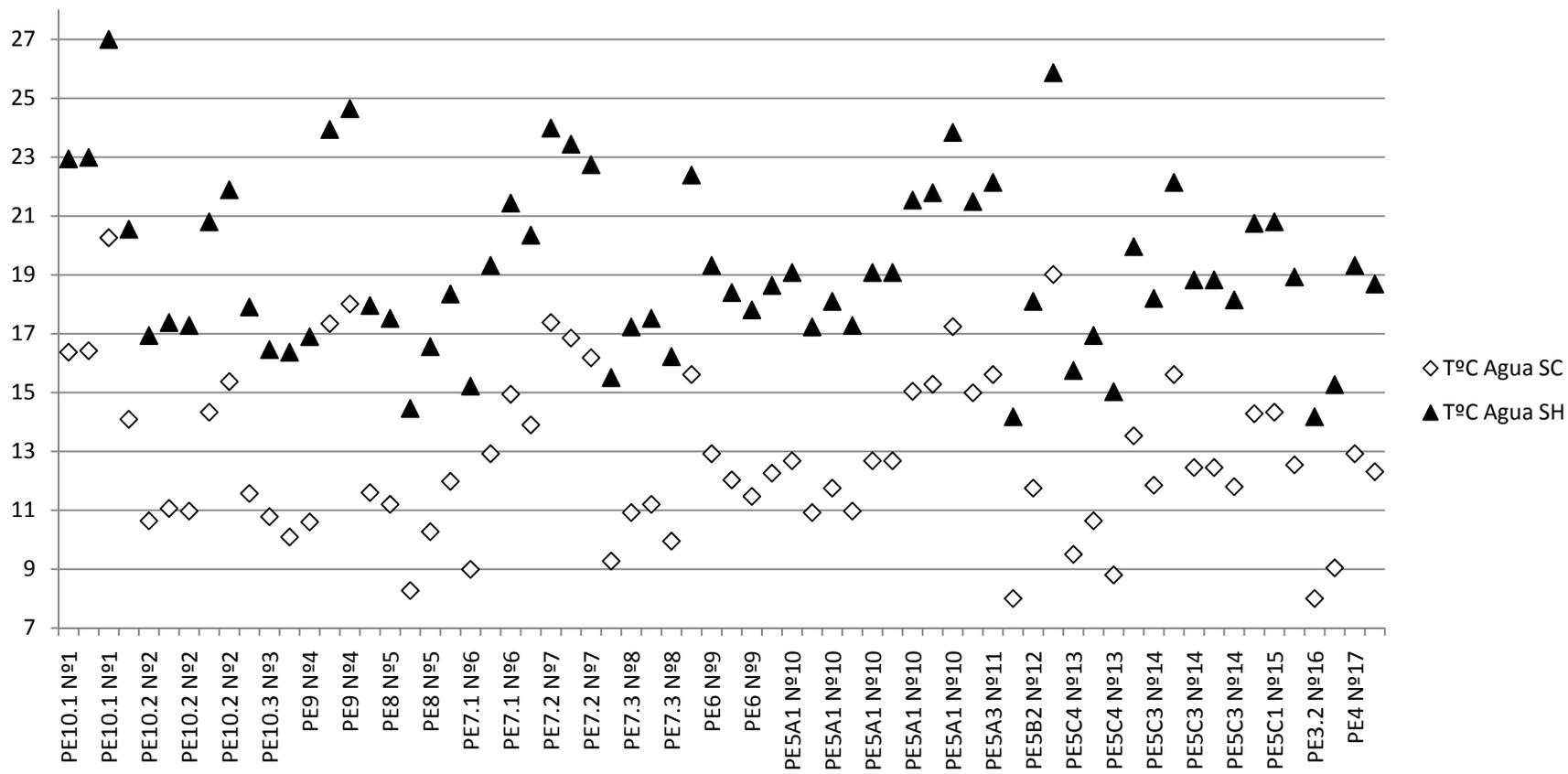


Figura 142. Gráfico de temperaturas de los espeleotemas de la cueva de MTV a partir de los datos isotópicos de dos aguas de goteos actuales. Obsérvese la diferencia de temperatura tan acusada de un agua a otra.

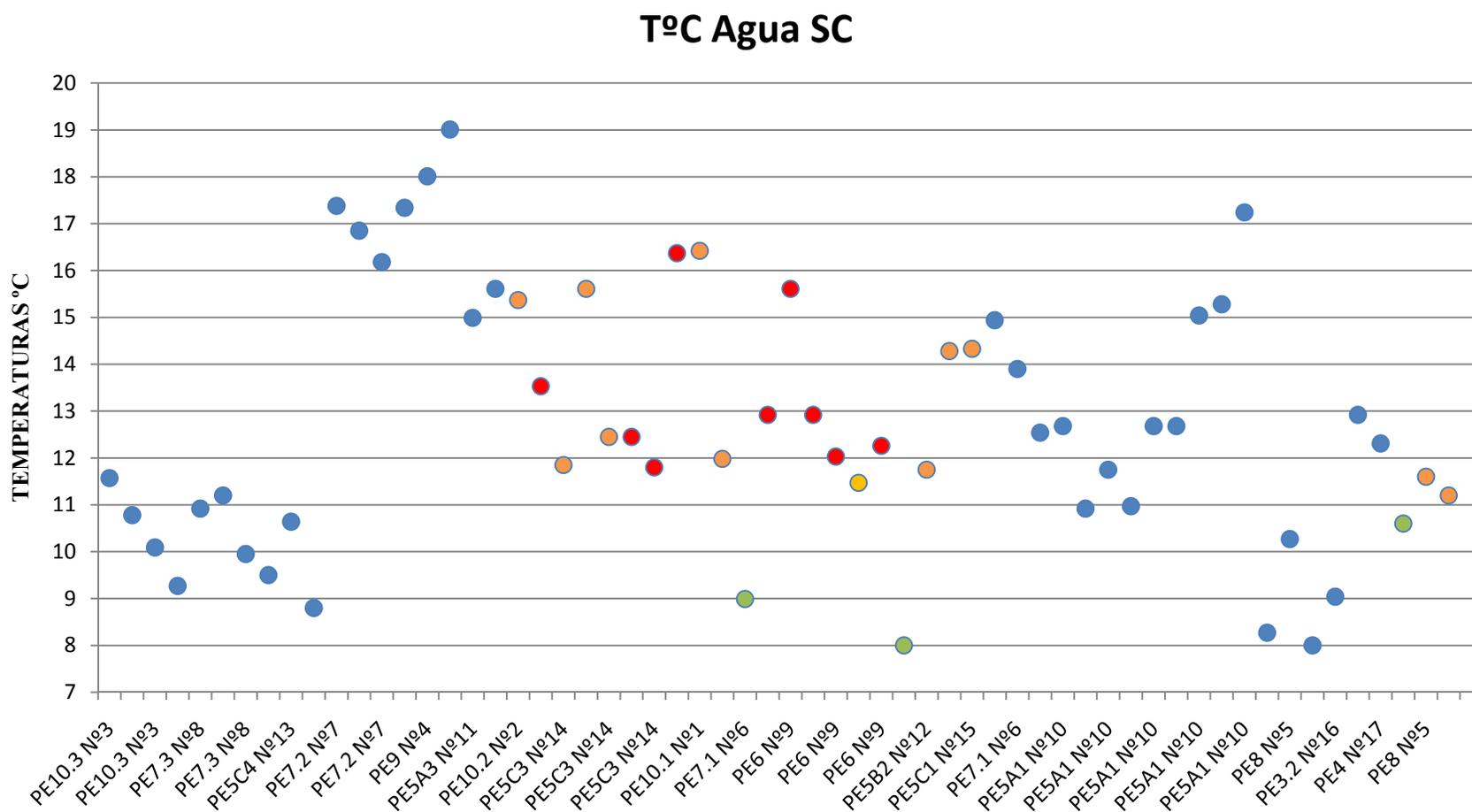


Figura 143. Temperaturas ordenadas cronológica y estratigráficamente a partir del agua de la Sala de las Columnas.

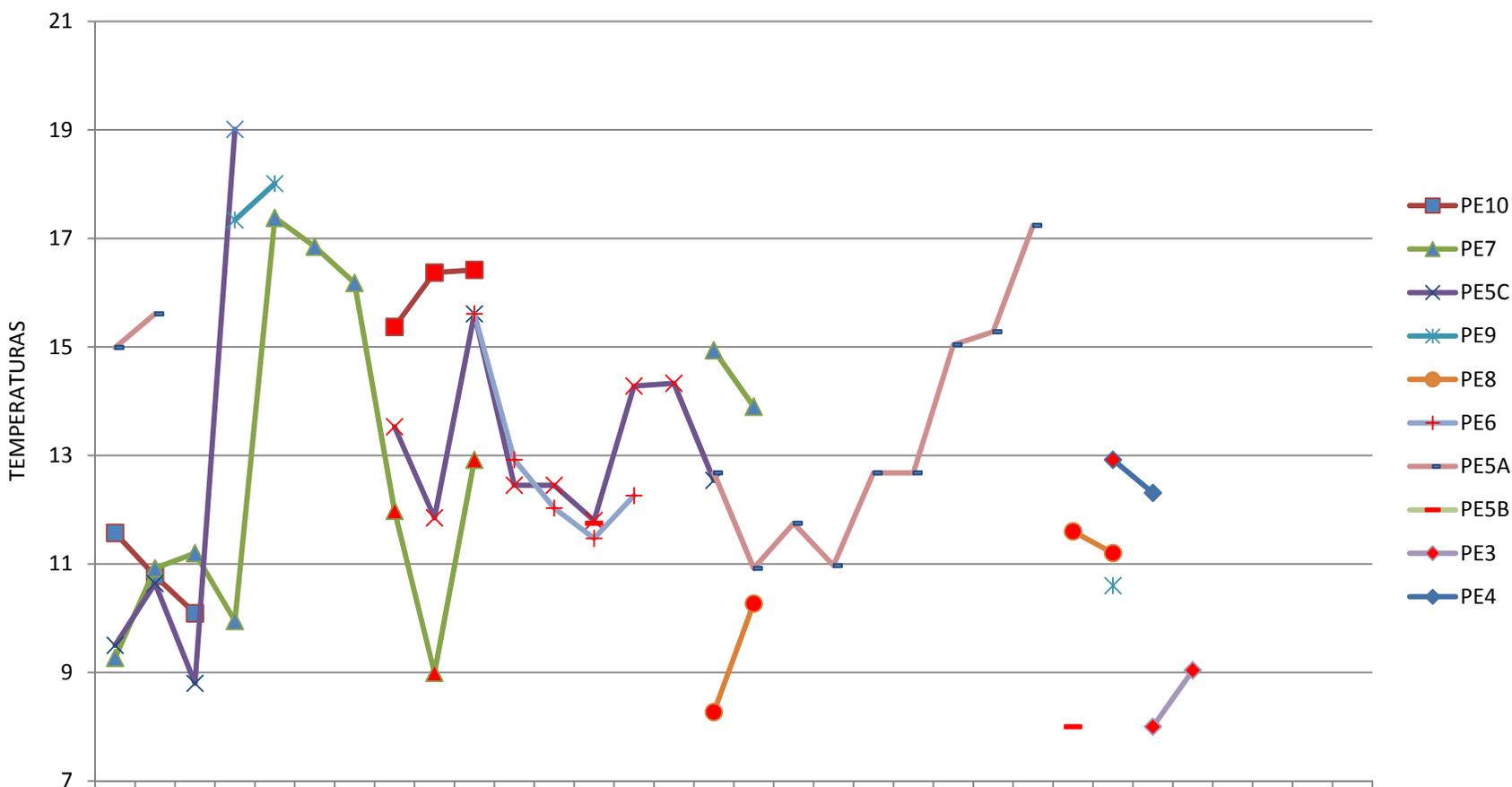
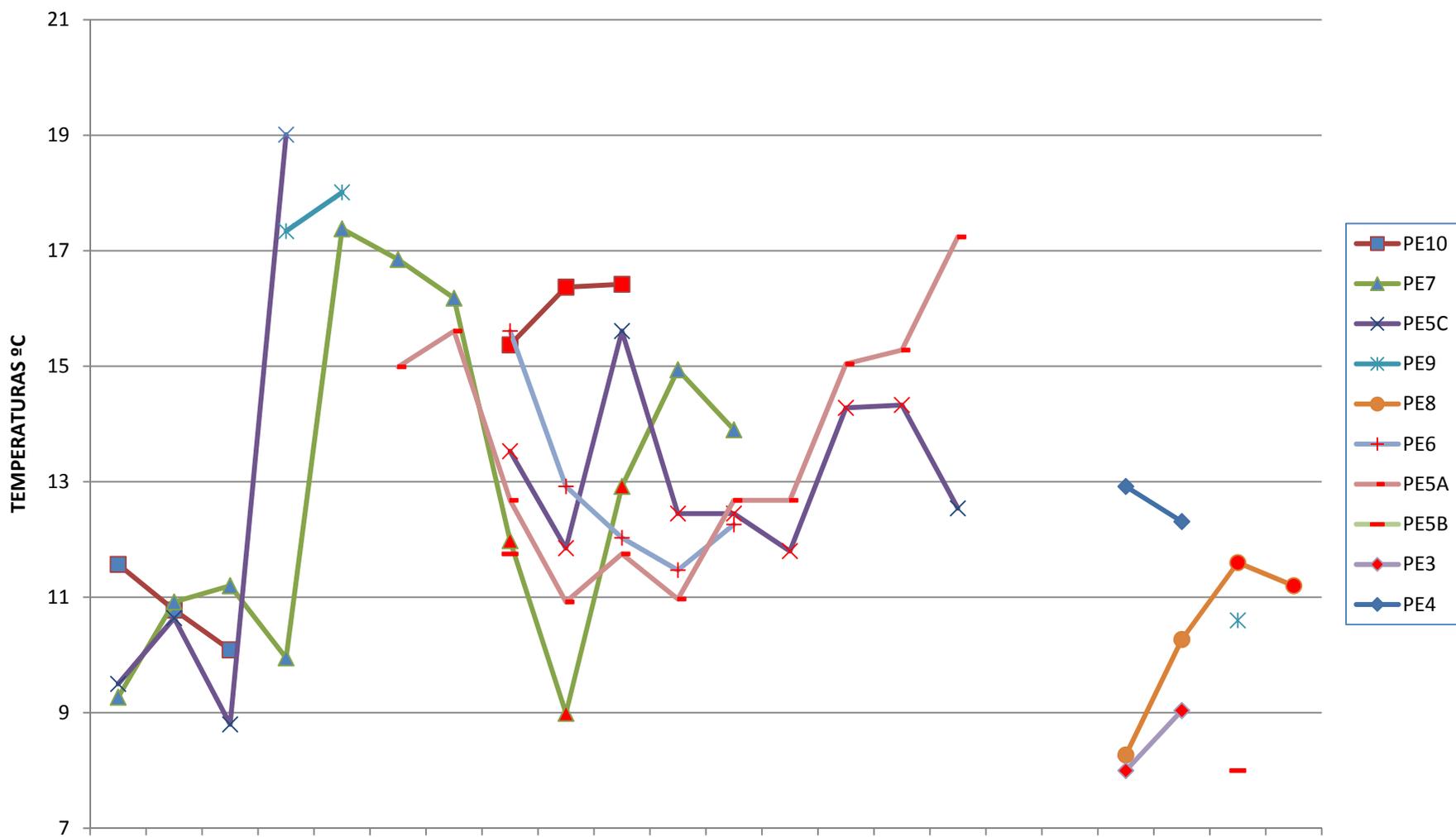


Figura 144. Temperaturas ordenadas cronológica, topográfica y estratigráficamente utilizando sólo el valor del agua de la Sala de las Columnas. Marcadores en azul (espeleotemas de interior de cueva), en rojo (espeleotemas de entrada de cueva).



#### 5.6.4 RASGOS POSDEPOSICIONALES

En lo que respecta a los procesos postdeposicionales nos referimos sobre todo al hábito cristalino. El más interesante es la calcita mosaico. Algunos autores entienden que su presencia se debe al reemplazamiento de la fábrica de aragonito por calcita (Frisia & Borsato, 2010 y Folk & Assereto, 1976). No obstante, González *et al.* (1992) considera que la calcita mosaico podría crecer a partir de las aguas no fluidas.

La presencia de calcita mosaico tiene su mayor ejemplo en las coladas **PE10.1** y **PE10.2** (Sala de la Mesita), así como en la **PE7.2** (con otros rasgos postdeposicionales, Corredor 3) y la **PE2** (Sala de los Huesos). Las dos primeras se hallan al final de la Sala de la Mesita, en el límite con la Sala de las Pinturas. El límite lo marca una acumulación de megabloques, por lo cual es posible que en esta zona existiera un encharcamiento continuo de aguas no fluidas. Además, topográficamente es la zona más baja. Por ello, entendemos que sobre **PE10.1** y **10.2** existieran procesos de redisolución-disolución (neomorfismo) o que el crecimiento se desarrollara a partir de aguas no fluidas.

Sobre la colada estalagmítica **PE2**, la microfacies viene definida por calcita mosaico que crecen en tamaño desde la base, pero la diferencia con el resto de muestras con calcita mosaico viene dada por la presencia de una alta porosidad en forma de vesículas y cavidades fenestrales (Tucker, 1981). Estas vesículas aparecen a veces alineadas lo que indica que son primarias y originadas por la presencia de burbujas de aire que quedaron atrapadas.

Al conservar este carácter consideramos que la calcita mosaico no procede de una recristalización, sino como apunta González *et al.* (1992) precipitaría a partir de aguas tranquilas lo cual permite justificar a nivel microscópico la presencia de esa piscina. Sin embargo, sobre las cavidades fenestrales su origen petrográfico se debe a procesos diagenéticos (Tucker, 1981). En este caso, al existir ambos rasgos, junto con la presencia de láminas de calcita flotante entre el mosaico, indica que el espeleotema sufrió un proceso de redisolución y circulación de agua puntual que dejó esas cavidades.

Finalmente la colada **PE7.2** se halla en el Corredor 3, y presenta en la mitad inferior de la misma una mezcla de hábitos cristalinos, con arcilla sin disposición laminar. En esta microfacies, al no existir un hábito cristalino definido, la importancia de su interpretación radica en la porosidad, marcada por una alta presencia de cavidades policóncavas que evidencian un

proceso diagenético de disolución, a su vez la presencia de arcillas marca un proceso diagenético meteórico subaéreo (Tucker, 1981).

Por otro lado, los microbios también pueden destruir el sustrato cristalino, pueden atacar a la calcita, perforándola o disolviéndola (*etching*) produciendo una alteración o creando residuos micríticos (Jones, 2001). La observación mediante SEM y ESEM (SEM 7-ESEM7 correspondientes con la **PE5C3 n°14** y SEM 5-SEM5 de la colada **PE7.2 n°7**, Fig. 78) evidencia la presencia de alteración postdeposicional a partir de microorganismos (Jones, 2001) como la micritización.

### 5.6.5 LA CUEVA DE MALTRAVIESO: LUGAR DE OCUPACIÓN PREHISTÓRICO

A lo largo del presente trabajo hemos ido viendo como la morfología actual de la Cueva de Maltravieso nada tiene que ver con la original. Esto es porque es necesario tener en cuenta que cuando el agua penetra por múltiples planos de estratificación, fisuras o fallas (elementos que controlan los diferentes patrones de cavernamiento), se introduce la posibilidad de un complejo desarrollo de sistemas kársticos tridimensionales, en longitud anchura y profundidad, creados por la progresiva integración y alargamiento de conductos, generalmente con niveles múltiples, establecidos por el descenso continuado de los puntos surgentes, que desarrollan la formación de cuevas bajo condiciones freáticas o epifreáticas (Ortega, A. I., 2009).

La dificultad de la morfología original es difícil de apreciar en primer lugar porque la mayor parte de la cavidad contiene una gran cantidad de sedimentos responsables de las morfologías actuales de las salas y corredores. Y en segundo lugar porque la existencia de un piso superior, junto con lo que denominamos Diaclasa, es el reflejo de un nivel superior de la cavidad, es decir un plano superior de disolución cuando el nivel freático estaba por encima de la cavidad actual.

Este hecho nos sitúa ante la siguiente apreciación, y es que esa Diaclasa se abrió ampliamente, a lo largo de casi toda la cavidad permitiendo una comunicación con el nivel superior y la entrada de una gran cantidad de sedimentos. Pero la dificultad radica en saber la morfología de la misma, pues posiblemente en función del tramo, se abrió más o menos, o incluso no comunicó con la cavidad.

En realidad consideramos que lo que queda del Piso Superior no es más que parte de un mismo proceso de disolución. Es decir, a lo largo de toda la cavidad existen al menos dos pisos (niveles), en función del encajamiento posiblemente del Arroyo Concejo. Ambos niveles presentan rasgos de disolución a presión hidrostática o en conducto forzado (Llopis, 1970), lo que significa que estuvieron anegados. Sin embargo, tenemos que descartar la Sala de las Chimeneas, pero si tener en cuenta su altitud como referencia del Nivel Superior.

Por otro lado uno de los problemas con los que contamos es que ha desaparecido una parte importante de la cavidad. Por lo que sabemos, la parte desaparecida constaba de dos salas (A y B en el plano de Callejo, Fig.80). Además, hoy se observa que parte del Piso superior es

posible verla desde la entrada, por lo que es viable que también se destruyera parte de él. Por lo tanto no podemos conocer una parte importante de la cavidad.

Para entender el funcionamiento de la Cueva de Maltravieso hay que tener en cuenta los patrones de los sistemas de cavidades que propone Ford y Williams (1989, pág. 262) sobre el “Modelo de los Cuatro estados” (Fig. 146). Es un modelo continuo de desarrollo geométrico que parte de la relación topográfica de los conductos con la superficie piezométrica. En el **primer estado**, ellos definen las cuevas del freático profundo, que se desarrollan por debajo de la superficie piezométrica, formando un conducto comunicante que une dicha superficie con las surgencias. Para Llopis Lladó (1970) serían las cavernas bajo condiciones artesianas.

En un **segundo estado**, estarían representadas las cavidades freáticas con múltiples conductos comunicantes. Serían cavidades freáticas con una secuencia de conductos comunicantes, cuyos techos alcanzan la superficie piezométrica. Este modelo se desarrolla en las rocas con frecuencia de fracturación (Ortega, 2009), y la Cueva de Maltravieso junto con el Nivel Superior, presentaría parte de este estado.

Un **tercer estado** se caracteriza con cavidades que combinan componentes del nivel freático con los del nivel piezométrico. Estas cavidades se generan en rocas con alta fracturación en interconexión de fisuras penetrables, cuyas cavidades podrían mostrar formas del freático superficial, con conductos comunicantes, que se alternan con galerías subhorizontales próximas o paralelas al nivel piezométrico. En el caso que nos concierne estas galerías subhorizontales tendrían su ejemplo en lo que denominamos Diaclasa, que comunicaría el Nivel Superior con la cueva actual.

Un último y **cuarto estado** vendría definido por un modelo ideal de cueva del nivel piezométrico. Este modelo presentaría un desarrollo continuo de los conductos subhorizontales originados en paralelo a lo largo de la superficie piezométrica, lo que Llopis Lladó (1970) define como caverna del nivel freático.

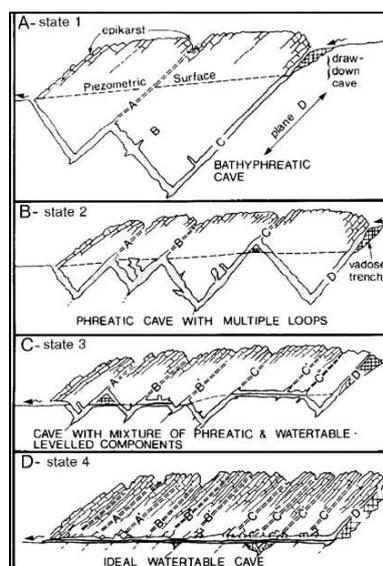


Figura 146. *The Four-state Model* (Ford & Williams, 1989, pág. 262)

No obstante, la asignación de una cavidad a un estado concreto de este modelo es un tanto difícil de precisar. Ello es debido a que las morfologías a menudo presenta más de un estado, variando a lo largo del tiempo, como reflejo de los condicionantes geológico e hidrológicos que marcan la evolución de todo el paisaje (Ortega, 2009).

Por otro lado se constata en diferentes sistemas kársticos la presencia de dos o más niveles de galerías que han drenado sus flujos hacia surgencias sucesivamente más bajas (un sector de descarga, cuyas surgencias han experimentado un sucesivo descenso del nivel de base). Lo cual mostraría un Sistema de Cavidades Multifase o Multiniveles (Ortega, 2009 y Ford & Williams, 1989), en el que la superposición de sucesivos niveles se ha desarrollado a favor del crecimiento de la frecuencia de fisuración y la evolución de la superficie piezométrica y del nivel freático en el tiempo (Gillieson, 1998). La presencia de travertino en el Corredor 3 sería indicativa de esa surgencia como reflejo de un cambio en el nivel de base.

#### 5.6.5.1 PRIMERA FASE: DISOLUCIÓN FREÁTICA Y VADOSA

Como se ha ido observando, el conocimiento sobre la formación de la cueva de MTV es un tanto complicada porque no podemos tener una visión general de la morfología sin el relleno sedimentario. No obstante entendemos que la Diaclasa comunica dos niveles, y funciona en parte como entrada. Cuando el nivel freático afectó a la roca caliza, las aguas subterráneas

comenzaron a excavar el Piso Superior y el Nivel Superior. Por otro lado, la infiltración de las aguas vadosas a través de las fisuras provocó un ensanchamiento de la Diaclasa hasta comunicar a ambos niveles, no obstante no podemos conocer la morfología exacta de la Diaclasa ni del Nivel Superior.

No podemos saber la morfología exacta de la Diaclasa dado que solo podemos acceder a ella por un plano vertical detrás de la Sala de las Columnas y el Corredor 3, en el que se observa la colmatación de sedimentos con industria lítica y fauna (Figura 110). Por ello hemos presentado un plano cartográfico (Fig. 115) en el que extrapolamos las líneas de disolución (de debilidad) a ambos lados de la cueva. Así por ejemplo, en el margen derecho del plano, y gracias a las observaciones de campo, hemos comprobado que la Sala de las Columnas, por ejemplo, conecta con la Sala de los Huesos (Fig. 148). Esto significa que el plano dibujado por GETA y que es el que utilizamos para este trabajo, solo muestra los límites de las zonas accesibles.

Al margen izquierdo, tenemos que volver al plano y extrapolar los planos de disolución desde las diferentes líneas de debilidad. Como se observa en el plano (Fig. 115) y en la Figura 149 que presentamos a continuación, existe una amplia área entre la Sala de la Entrada y la Sala de las Pinturas (donde es posible ver el final de la Diaclasa, Fig. 111). Esta área marcada por la línea azul es la que creemos que corresponde con la Diaclasa y el propio Nivel superior, aunque es posible que tenga una extensión mayor, hacia Serpiente.

Además la Sala de la Serpiente no es más que el reflejo de una disolución diferencial de los planos de debilidad, con lo que también forma parte de esa prolongación de la Diaclasa. Esa disolución está marcada en el plano por un apéndice (Serpiente), a modo de visera, pero debajo de él existe sedimento. Al igual que ocurre con el apéndice que muestra el plano en la Sala de las Pinturas.

En la Figura 149, de la que venimos hablando, la línea roja marca 130 m de cueva original y mantiene la dirección N120°E (dirección hercínica principal). La línea azul marca la línea de disolución de N140°E. Vemos que coincide con lo que podría ser parte de la Diaclasa y del Nivel Superior.

De este modo consideramos que en un primer momento las aguas subterráneas formaron un Nivel Superior que se vería favorecido por las líneas de diaclasado y estratificación.



**Figura 147. Entrada de la Cueva de Maltravieso. Líneas de debilidad**



**Figura 148. Espacio que comunica la Sala de los Huesos con la Sala de las Columnas. Las dimensiones se aprecian en el plano, pues corresponden con parte del Corredor 2.**



**Figura 149. Vista aérea de la zona de MTV (Fuente: Google Earth). Ubicación de la cavidad. La línea roja marca 130 metros.**

Cuando el nivel freático fue bajando, por debajo de los 440 m aproximadamente, comenzaría a formarse la cueva actual. Las observaciones de campo indican un recorrido casi horizontal. Si mentalmente eliminamos todos los sedimentos, bloques y megabloques nos quedaría un conducto principal subhorizontal freático, favorecido por una disolución vadosa a través de las líneas de debilidad: diaclasado y estratificación (por ejemplo, Llopis, 1970 y Ford & Williams, 1989).

El mecanismo básico del proceso de génesis y evolución de las cavidades está basado en la disolución, de una roca fisurada, por la circulación del agua de lluvia en profundidad. Para que este proceso se produzca es necesario tener en cuenta el papel de la corrosión de la caliza, la estructura y la litología de la roca y el conjunto hidrológico (Gillieson, 1998). En este caso, la cavidad en sí misma correspondería al “cuarto estado” (Ford & William, 1989).

El mejor ejemplo de la morfología de río subterráneo está en la Sala de las Chimeneas, pues al ser la sala más amplia conserva mejor la morfología original (lo que Renault, 1971 definía como galería sinegenética).

La siguiente fase consideramos que sería cuando ambos pisos estuvieron formados, la disolución continuó en régimen vadoso (Renault, 1971) permitiendo después la conexión entre ambos niveles, a través de la Diaclasa.

Finalmente, el proceso de disolución continuaría y desde la Sala de los Huesos hasta la Sala de la Mesita, la Diaclasa, junto con el Nivel Superior se abriría al exterior, permitiendo la entrada de luz. Consideramos que el Nivel Superior funcionaría como una dolina de colapso, abriéndose al exterior y llegado un momento los niveles se conectarían entre ellos. Como presentamos en la planta de sedimentos detríticos o químicos (Fig. 116), las líneas exteriores representan el Nivel Superior afectado por la disolución de la Diaclasa.

Todo el hueco que aparece en la planta que dibujó la empresa GETA, el que enlaza desde la Sala de la Entrada hasta la Sala de la Serpiente es el correspondiente a ese nivel superior hoy colmatado (Fig 115-116). No obstante, sabemos que la entrada de sedimento fue constante desde el plano que marca la Diaclasa, pero por una erosión diferencial, como la que se ve en el Corredor 2, justo después de la Sala de los Huesos (Fig. 154), la disolución funcionó en forma de 8, con zonas que no se abrieron.

Por otro lado, si tenemos en cuenta la morfología de la Diaclasa que podemos apreciar por el momento, los rasgos estructurales y su abertura al exterior la convierten en una **sima**. Si nos basamos en la clasificación que realiza Llopis Lladó (1970) de las simas, en el caso que nos concierne estaríamos hablando de una **sima tectónica inclinada**, las cuales resultan de la ampliación de diaclasas o planos de estratificación.

Si consideramos esta idea de sima hay que valorar la función que cumplen las simas dentro del aparato kárstico: son elementos conductores y su principal función es el descenso del agua hacia la profundidad.

### 5.6.5.2 SEGUNDA FASE: DOLINA, SIMA Y CUEVA

Hasta el momento sabemos que la Cueva de Maltravieso cuenta con dos niveles de cueva. Un posible Nivel Superior que se abriría al exterior en forma de dolina de colapso. La comunicación con la cueva actual se realizaría a través de la Diaclasa o sima tectónica. No obstante, cabe la posibilidad de la tipología de la que habla Llopis Lladó (1970) que une a ambas, Diaclasa y dolina. Para este autor existe la posibilidad de que una dolina se transforme en sima por un proceso de hundimiento, subsecuente a la disolución en profundidad.

Cuando la evolución de una dolina progresa más en profundidad que en superficie, se produce una continuada depresión de la misma, este progresivo hundimiento es consecuencia de que la dolina se desarrolle sobre un haz de diaclasas o sobre una falla, es decir, sobre un accidente que facilita excepcionalmente la disolución; el resultado final, en muchos casos de este progreso hacia la profundidad, es el hundimiento brusco de los bloques de la chimenea de la dolina.

Esto sólo puede ocurrir cuando por debajo de la misma existen ya huecos determinados por la propia disolución o que ya existían antes de la instalación de la dolina. La evolución de la dolina es un proceso lento que se desarrolla paralelamente a la evolución de todo aparato kárstico, de manera que ha de pasar largo tiempo hasta que pueda producirse el hundimiento de una dolina, es decir, el tiempo necesario para que se formen, más abajo, las cavidades necesarias para alojar a los productos clásticos resultantes del hundimiento (Llopis Lladó, 1970).

Cuando esto existe, la dolina puede sufrir un hundimiento brusco que determine un desplazamiento rápido de bloques y *terra rosa* hacia el interior del aparato kárstico, originándose de este modo una forma de absorción abierta, penetrable, es decir una sima.

Como hemos ido exponiendo, la cavidad se halla casi colmatada por sedimentos en una gran parte de las salas y corredores (sobre todo antes del lavado de sedimentos de la Sala de los Huesos y la Sala de la Mesita). La mayor parte de los sedimentos proviene de la abertura al exterior de la Diaclasa.

Las observaciones de campo indican que una vez que la cavidad actual estaba formada, la disolución vadosa continuó a lo largo de las líneas de debilidad. Esa fase viene determinada por un período de abandono y desmoronamiento, en la que los conductos formados y

desarrollados van a verse sometidos a los agentes externos que producen el descenso del nivel de base local, que van a dejar liberado de las aguas los conductos, iniciándose una nueva etapa caracterizada por el desarrollo de las formas vadosas (Gillieson, 1998). Este proceso afectaría a dos niveles, primero al superior cuya forma mejor forma vadosa es la Diaclasa y finalmente a la cavidad actual.

Asimismo el descenso progresivo del nivel freático, de forma pareja al encajamiento de los ríos, motiva la relocalización en profundidad de las surgencias kársticas, incrementando en consecuencia el gradiente hidráulico que creará un nuevo nivel de galerías, y la liberación de la zona freática de los conductos situados en los niveles más altos para localizarlos en la zona de fluctuación.

Esto suele implicar que, en los momentos estacionales en que los niveles altos se ven anegados, suele producirse decantaciones de sedimentos de grano fino que pueden superponerse con los cada vez más frecuentes desplomes clásticos de la bóveda, o con los procesos de sedimentación de materiales alóctonos, debidos a arroyadas que eventualmente pueden internarse desde entradas superiores. Mientras tanto, los conductos inferiores con mayor gradiente hidráulico continúan agrandándose por disolución (Ortega, 2009).

Asimismo cuando el descenso de la capa freática es mayor, los conductos superiores se quedan permanentemente en la zona de aireación vadosa, con lo que los únicos procesos sedimentarios suelen ser los clásticos y los de materiales alóctonos procedentes de las entradas que, por otra parte, suelen incrementarse en número, debido tanto a los colapsos de las bóvedas de las galerías o salas más corticales, con apertura de simas o torcas al exterior, debido a la disolución a la que se ve sometido todo el macizo kárstico.

Al aporte teórico hay que unir una observación de campo. En la entrada actual de Maltravieso se observa a la izquierda un contacto entre pizarras y la propia caliza (Fig.150 y 151). Ambos aspectos favorecerían la abertura de la cavidad hacia en esta zona por disolución vadosa. Esta línea marca los límites de la cavidad. Si se observa la fotografía aérea presentada (Fig. 149), vemos que la línea marca los límites máximos de la Sala de las Columnas y la Sala de la Entrada. El espacio entre la línea roja y la línea de la cueva, marca los propios límites de la Diaclasa y Nivel Superior.



Figura 150. Zona de contacto de pizarras y calizas



Figura 151. Posición de las pizarras respecto a la entrada actual de la cavidad

Por otro lado, los estudios gravimétricos (Camacho, A. G. *et al.*, 2002) y de georresistividad (Fernández & Rebollada, 2003), muestran una espesor de la masa caliza hasta el techo de la cavidad actual de unos 7-8 metros. Esto deja muy pocos metros desde el Nivel Superior hasta la superficie exterior como se observa en la siguiente figura (Fig. 152).

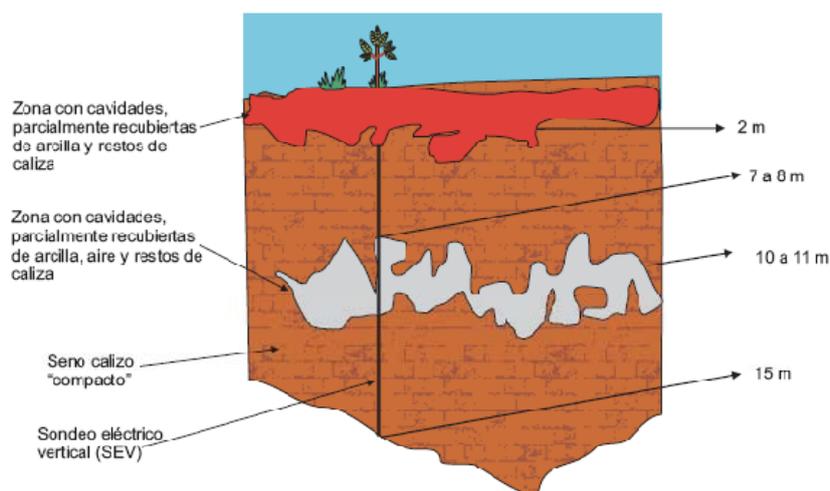
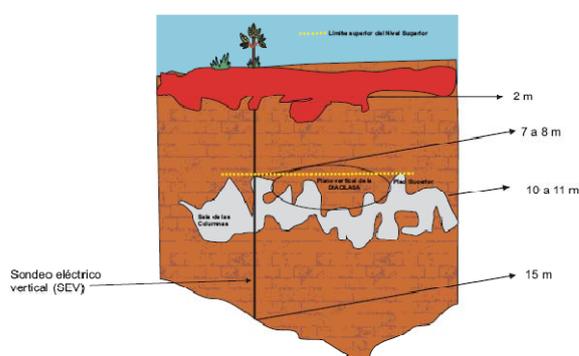


Figura 152. Perfil tipo a partir de Fernández & Rebollada, 2003

A este espesor de la masa caliza se une la inclinación de las líneas de disolución, que nos son verticales como se observa en la Fig. 147, lo cual convierte a la abertura de la Diaclasa, en una entrada en rampa (sima sub-vertical, Fig. 155), es decir, que ello permitiría un acceso desde el Nivel Superior (dolina). Por lo tanto tenemos una amplia abertura desde la Sala de las Columnas hasta el inicio de la Sala de las Pinturas.

Si se observa el perfil tipo presentado en la Fig. 153, la Sala de las Columnas (extremo izquierdo del perfil) presenta su punto más alto a casi la misma altura que el Piso Superior, lo cual deja un plano horizontal-vertical de disolución. Los datos petrográficos permiten completar

la información sobre la morfología de la cavidad, dada, entre otras cosas, a la presencia de travertino.



**Figura 153. Perfil tipo con extrapolación de nivel superior. A partir de Fernández & Rebollada, 2003.**



**Figura 154. Inicio del Corredor 2. Encima del primer foco (izquierda) se aprecia un vacío en dirección hacia el techo. Esto marca el límite entre dos zonas de abertura.**

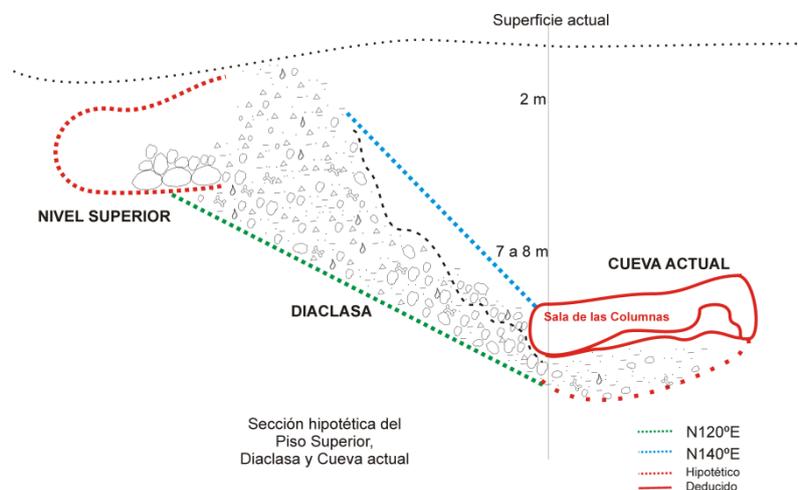
Por otro lado, entendemos que la abertura y sedimentación de la cavidad actual se produjo de manera gradual, como hemos demostrado mediante las dataciones y correlaciones estratigráficas. A ello, hay que unir el hecho de que la morfología de la Diaclasa es variable, pues ella se ve propiciada con la línea de disolución N40°E (fracturas oblicuas a la estructura), que cuando cruza con planos de fracturas como N°120E o N140° favorece la disolución y fractura (Fig. 114).

Ahora bien, existe al final de la Sala de los Huesos y al principio del Corredor 2 una zona dónde consideramos que la Diaclasa no se desarrolló de manera continua (Fig. 154). En esa zona se observa un vacío sedimentario, que separa ambas zonas, no obstante no descartamos un lavado de sedimentos, pero sea como sea, existe una diferencia con el resto de zonas. No obstante, el plano de disolución continúa en la Sala de los Huesos, hasta parte del Corredor 1 (Fig. 114 y 115). Ese plano de disolución funcionaría como un 8. Dejando de funcionar en ese límite.

Por lo tanto, existen tres dinámicas de abertura asociadas a un plano de disolución principal, uno en el Piso Superior, otro entre la Sala de los Huesos y el Corredor 2 y finalmente la Sala de las Columnas hasta la Sala de las Pinturas.

Evidentemente no tratamos aquí con las cúpulas de disolución abiertas, como las de la Sala de las Chimeneas, una de abertura reciente (parte del Cono 1), y otra posiblemente mucho anterior (Cono 2) que queda sellada a partir del desprendimiento de una gran placa caliza. Pero

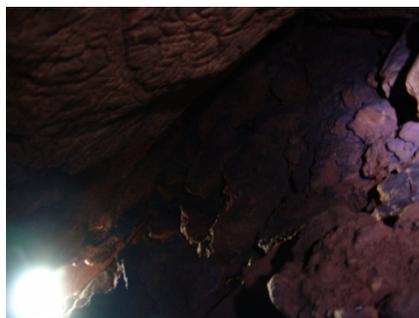
dados los datos del sondeo del Cono 2, sabemos que existe un depósito que aparece como distal, proveniente seguramente de la Diaclasa o de un plano de disolución relacionado con ella en la Sala de la Serpiente. Paralelamente, por el momento no podemos conocer el origen de los depósitos de la Sala del Gato.



**Figura 155.** Sección ideal de la Cueva de MTV (escala a partir del perfil tipo de Fernández & Rebollada, 2003).

### 5.6.5.3 TERCERA FASE: COLAPSO Y CIERRE DE LA CUEVA DE MALTRAVIESO

Sobre la colmatación y cierre de la cavidad sabemos que los sedimentos ocuparon una gran parte del espacio. El acceso de una persona desde la Entrada hasta la Sala de las Pinturas solo podría hacerse tumbado (antes de la excavación de la trinchera). Las únicas zonas dónde se podría poner de pie sería desde la Sala de las Pinturas a la Sala de las Chimeneas. No obstante existieron varios procesos de evacuación de sedimentos que afectaron principalmente a la Sala de la Mesita y a la Sala de los Huesos y parte del Corredor 2, dejando a PE1 y a la Mesita (PE8) suspendidas en el aire.



**Figura 156.** Diaclasa. Detrás de la Sala de las Columnas-Corredor 3. La luz al margen izquierdo indica el acceso. Se observa la colmatación. Aproximadamente 3-4 metros desde la luz hasta la posición de la foto.

La colmatación de las diferentes zonas es un tanto difícil de precisar, aunque suponemos que fue a lo largo del Pleistoceno superior-Holoceno. Consideramos que la Diaclasa se colmató en ese momento, como también lo atestigua la datación de PE1 (117ka) que forma el techo del depósito. Sobre la Sala del Gato y el Piso Superior poco podemos decir hasta que no se efectúen más estudios, no obstante los últimos sedimentos de la Sala del Gato tienen una datación de 67 ka, pero no sabemos su origen.

Finalmente, el cierre final de la cavidad viene dado por la presencia de megabloques (Fig. 113) que aparecen por encima de los depósitos sedimentarios. Los conjuntos de megabloques, como se aprecian en el plano de detrítico (Fig. 116) que hemos presentado, aparecen en su mayor parte en la Sala de la Entrada, Corredor 1 (aunque de menor tamaño), Corredor 2, inicio y final de la Sala de las Columnas, a la derecha del Corredor 3, y sobre todo en la Sala de las Pinturas. A ello hay que añadir las grandes placas desprendidas del techo, una en la Sala del Gato y otra en la Sala de las Chimeneas.

En esta fase se produce el colapso de sus paredes y la desconexión de la cavidad con el exterior (Fig. 156) representaría lo que sería la última fase en la vida de una cavidad (Gillieson, 1998).

Todos estos desprendimientos y dada la morfología angular de los bloques, son el resultado del cruce de varios planos de debilidad (a modo de cuadrícula) que ampliados por la disolución vadosa, producen la caída.

Este cierre de la cavidad marca el inicio de la formación de los últimos espeleotemas. No obstante, la reactivación de PE8 (Mesita) y de PE1, con presencia de cianobacterias podría indicar una nueva fase, bastante posterior, una vez que se han dado los procesos de evacuación de sedimentos, como demuestra la propia morfología de estas coladas, suspendidas en el aire. Este hecho lo retomaremos más adelante.

#### 5.6.5.4 LOS LUGARES DE OCUPACIÓN PREHISTÓRICOS EN LA CUEVA DE MALTRAVIESO

Hasta el momento hemos reconstruido la formación de Maltravieso y la dinámica de sedimentación. Como último punto, pero consideramos más importante, gracias a las reconstrucciones que hemos realizado, debemos mirar a la cueva desde otra perspectiva, dado que su morfología era totalmente distinta.

Para ello, primero hay que entender que Maltravieso funcionó en dos niveles (Fig. 155), interconectados por una sima (Diaclasa), el superior en forma de dolina de colapso y el segundo como cavidad con desarrollo casi horizontal. De este modo, es seguro que a lo largo del Pleistoceno, el acceso a Maltravieso se produjo a través de la Dolina o Nivel Superior.

Morfologías similares a la hipótesis que presentamos sobre Maltravieso podemos hallarlas en los yacimientos arqueológicos como la *Grotte de l'Hortus* (Lumley *et al*, 1972) o varias cuevas sudafricanas como Swartkrans o Sterkfontein (Brain, 1981 ó Binford, 1983), que presentan fisuras sub-verticales de acceso.

Por otro lado, ya hemos constatado la presencia de una fuente kárstica en el Corredor 3. Lo cual convierten a todo el entorno en un lugar propenso a la ocupación (Butzer, 1989). No obstante, hasta el momento no hemos hallado elementos arqueológicos *in situ* que indiquen una utilización antrópica del espacio. Para concretar este aspecto, consideramos que una excavación en el Corredor 3, o en la Sala de las Pinturas, permitiría consolidar todo ello.

A todo ello, tenemos que unir las condiciones climáticas del momento. Como hemos apuntado al comienzo de este trabajo, Cáceres presenta un clima mediterráneo continentalizado, con una temperatura media anual de unos 16°C (pero con una alta oscilación térmica entre verano e invierno) y bajas precipitaciones (500 mm). Si tenemos en cuenta la temperatura de los espeleotemas, vemos una gran oscilación climática de unos a otros, aunque la mayoría de los espeleotemas con rasgos diagnósticos de cueva abierta, muestran una temperatura algo inferior a la actual (11-15°C). Ello, unido a la presencia indistinta de plantas del tipo C3 y C4, evidencia lo siguiente.

El entorno de la Cueva de Maltravieso a lo largo del Pleistoceno medio-final se presenta como una zona dónde se alterna el bosque con zonas abiertas, como ya indicaban los estudios de

fauna (Rodríguez-Hidalgo, 2008), algo parecido a la actualidad, pero con condiciones más extremas. Ello convierte a Maltravieso en un lugar potencial de ocupación, y seguramente dadas también las pocas precipitaciones como en la actualidad, hacen del manantial kárstico hallado otro factor importante para su utilización antrópica.

Si tuviéramos que hacer una reconstrucción espacial de la ocupación de la cueva, sabemos que, sobre todo, el Corredor 3 estaba iluminado (en penumbra), por lo cual, es posible que los homínidos y la fauna, pudieran acceder desde la dolina superior, a través de la sima (Diaclasa) hasta la propia cueva. También, algo parecido sucede en el Corredor 2 y Sala de las Columnas. No hay que perder la perspectiva, que sólo son unos metros hasta la superficie actual, con lo cual cuando hablamos de sima, es de dimensiones sub-verticales discretas.

Por otra parte, los estudios de fauna sobre el material de la Sala de los Huesos la presentan como cubil de hienas (Rodríguez-Hidalgo, 2008), y aunque se ha hallado industria lítica y marcas de corte antrópicas, no hay signos de habitación. Sin embargo, a raíz de este trabajo, vemos que existe un gran potencial en la cueva para hallar lugares de ocupación *in situ*, dada la morfología con 2 niveles que presenta. Pues por el momento, es evidente que el material antrópico hallado en la Sala de los Huesos viene arrastrado del exterior. De hecho, consideramos la zona entre el Corredor 3 y la Sala de las Pinturas, que es la zona más iluminada con una fuente kárstica, como mejor lugar susceptible de ocupación humana.

Como no sabemos el momento exacto del cierre de Maltravieso, y dado la geometría del Cono1 de la Salas de las Chimeneas, con una datación adscrita al Paleolítico superior, nos hace pensar que la Diaclasa se volvió a abrir en esa zona, permitiendo el acceso de nuevo a la cavidad de las comunidades prehistóricas responsables de la realización de las pinturas rupestres. La confirmación de ello, sólo es posible permitiendo continuar las excavaciones en la Sala de las Chimeneas.

Esta reactivación de la Diaclasa, lo podemos confirmar debido al vaciado de sedimentos que presenta la Sala de la Mesita (y en parte la Sala de los Huesos), que evidencia unos procesos de circulación de agua muy importantes, suficientes para arrastrar a gran parte del depósito y dejar suspendida a la Mesita. Por ello, a lo largo del Paleolítico superior, la referencia de entrada está entre la Sala de las Pinturas-Sala de la Serpiente, convirtiendo a la Sala de las Chimeneas como lugar potencial de ocupación prehistórica. Asimismo, los ragos petrográficos de cueva abierta que presenta la fase de reactivación de la Mesita confirma esta hipótesis.

Finalmente, sobre la Sala del Gato, poco podemos decir, pues por la placa caliza que limita con la Sala de los Huesos, la convierten en una sala aislada, de modo que el sedimento que contiene debe ser el mismo que el Corredor 1, es decir, proveniente del Piso Superior.

## 5.6 CONCLUSIÓN FINAL

A lo largo de estos años de investigación, el presente trabajo ha permitido ir acercándonos al conocimiento sobre la historia de la cueva de Maltravieso.

La aplicación de diferentes técnicas analíticas y su conexión entre ellas, posibilitando principalmente crear una relación directa con los aspectos arqueológicos, han convertido a esta tesis en una herramienta de trabajo para futuras intervenciones en la cavidad, pudiendo reconducirlas a una mejor interpretación.

Todo este estudio ha permitido identificar la entrada original de la cavidad. Los diferentes hábitos cristalinos han definido dos ambientes de formación: entrada e interior de cueva. Lo más interesante de ello, es el reconocimiento de los espeleotemas de entrada de cueva y su localización, lejos de los extremos de la cavidad actual (dónde se ha considerado durante años que se hallaba la entrada original). Este descubrimiento ha proporcionado una nueva morfología de la cavidad, lo que en última instancia, permite reconstruir la propia utilización del espacio por parte de los homínidos, pues es ahora cuando es posible conocer cómo era la cavidad.

Por otro lado, gracias a los análisis isotópicos, se ha podido confirmar los datos petrográficos, a partir de correlaciones químicas laterales. Ambos aspectos, permitieron ampliar la entrada de la cavidad, pues en un principio, con la localización del travertino en el Corredor 3, restringían la entrada a esa zona, sumado a la presencia de agua. Pero se ha podido verificar la importancia de la Diaclasa, que abarca hasta la Sala de los Huesos.

Ello nos indica que la entrada de sedimentos, incluidos los excavados en la Sala de los Huesos, provienen de la Diaclasa (salvo una parte que abarca también al Corredor 1 y que provienen del Piso Superior).

La aplicación del geotermómetro de la calcita, por su parte, sabemos que debemos tomarlo con precaución. Pues hemos visto que existe una diferencia térmica muy acusada (6°C) entre dos muestras de agua tomadas el mismo día y en dos salas cercanas. Ello, gracias a los datos de las sondas de temperatura actual, nos ha evidenciado la importancia de aplicar en la ecuación la misma agua con la que precipitó la calcita. Sobre todo, si todos los datos nos indican

que la morfología de cueva era totalmente distinta, con lo cual, nos es difícil saber qué gradiente térmico existió.

Sin embargo, si las consideramos como válidas, vemos que las coladas de interior de cueva, antes de que se abriera al Diaclasa, muestran una subida muy fuerte de temperatura, hasta estabilizarse en las coladas de entrada de cueva. Pero éstas presentan una temperatura algo superior a la media actual. Definitivamente en las últimas coladas, con el cierre de la cueva, las temperaturas vuelven a bajar.

Finalmente, la realización de las dataciones mediante OSL, ha posibilitado cerrar estas conclusiones. Pues la datación del Corredor 3, con 127 ka BP, lo relaciona con las dataciones radiométricas con las que contábamos para la Sala de los Huesos. No obstante, la datación de 64 ka BP, para la Sala del Gato, genera una problemática, dado que es difícil de ubicar su dinámica, y sólo podemos arriesgarnos a relacionarla con el Piso Superior.

## 5.7 PERSPECTIVAS DE FUTURO

El cierre inesperado por parte de la Junta de Extremadura de la Cueva de Maltravieso, a pesar de la lectura de las sondas, que evidenciaban una estabilidad ambiental durante la excavación por parte de EPPEX, ha creado unos límites muy marcados en el presente trabajo. Asimismo, entendemos que las condiciones ambientales de la cueva, quedaron modificadas peligrosamente en los años 50, cuando se abrió artificialmente la cueva, pues nuevas corrientes de aire circularían por ello. Por eso, nada tiene que ver con la presencia de EPPEX.

En primer lugar, como proyecto de futuro, sería seguir la investigación abierta a través de esta tesis. Ello supone, entrar en la cavidad, y recoger nuevas muestras, así como, gracias a los resultados presentados, realizar observaciones de campo en la entrada original de la cueva.

En segundo lugar, este trabajo permitirá una mejor gestión patrimonial del yacimiento. Pues consideramos necesaria la realización de una excavación en la superficie de la cueva, en la zona de contacto con las pizarras, pues sería posible hallar lo que hemos denominado Nivel Superior o Dolina.

Finalmente, esperamos que próximamente, sea posible reanudar las excavaciones y por lo tanto las investigaciones multidisciplinarias que por el momento se hallan paradas a la espera de la abertura de la cavidad a EPPEX.





## **ANEXOS**

---

---

**OSL**

**ISÓTOPOS**

**PETROGRAFÍA**

## **ANEXOS ISÓTOPOS ESTABLES**

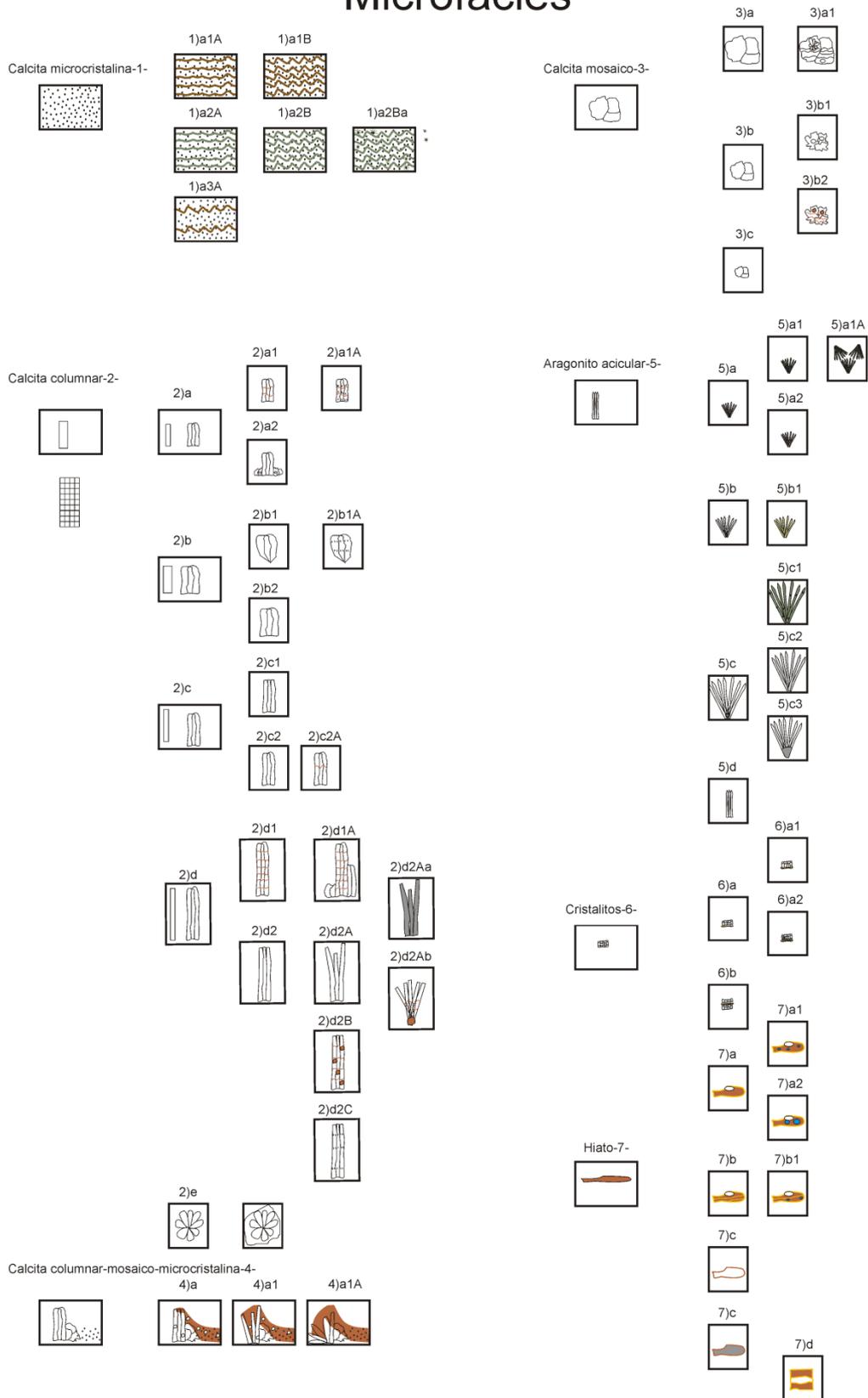
	PE10		PE7		PE5C		PE9		PE8		PE6		PE5A		PE5B		PE3		PE4
PE10.3 Nº3	11,57	PE7.3 Nº8	9,27	PE5C4 Nº13	9,5							PE5A3 Nº11	14,99						
PE10.3 Nº3	10,78	PE7.3 Nº8	10,92	PE5C4 Nº13	10,64							PE5A3 Nº11	15,61						
PE10.3 Nº3	10,09	PE7.3 Nº8	11,2	PE5C4 Nº13	8,8														
		PE7.3 Nº8	9,95	PE5C4 Nº13	19,01	PE9 Nº4	17,34												
		PE7.2 Nº7	17,38			PE9 Nº4	18,01												
		PE7.2 Nº7	16,85																
		PE7.2 Nº7	16,18																
PE10.2 Nº2	15,37	PE7.1 Nº6	11,98	PE5C3 Nº14	13,53														
PE10.1 Nº1	16,37	PE7.1 Nº6	8,99	PE5C3 Nº14	11,85														
PE10.1 Nº1	16,42	PE7.1 Nº6	12,92	PE5C3 Nº14	15,61					PE6 Nº9	15,61								
				PE5C3 Nº14	12,45					PE6 Nº9	12,92								
				PE5C3 Nº14	12,45					PE6 Nº9	12,03								
				PE5C3 Nº14	11,8					PE6 Nº9	11,47			PE5B2 Nº12	11,75				
				PE5C1 Nº15	14,28					PE6 Nº9	12,26								
				PE5C1 Nº15	14,33														
		PE7.1 Nº6	14,94	PE5C1 Nº15	12,54			PE8 Nº5	8,27			PE5A1 Nº10	12,68						
		PE7.1 Nº6	13,9					PE8 Nº5	10,27			PE5A1 Nº10	10,92						
												PE5A1 Nº10	11,75						
												PE5A1 Nº10	10,97						
												PE5A1 Nº10	12,68						
												PE5A1 Nº10	12,68						
												PE5A1 Nº10	15,04						
												PE5A1 Nº10	15,28						
												PE5A1 Nº10	17,24						
								PE8 Nº5	11,6					PE5B2 Nº12	8				
						PE9 Nº4	10,6	PE8 Nº5	11,2										
																PE3.2 Nº16	8	PE4 Nº17	12,92
																PE3.2 Nº16	9,04	PE4 Nº17	12,31

ANEXO: Correlación de las temperaturas y la petrografía. Ordenadas en estratigrafía. Azul: cueva cerrada. Rojo: cueva abierta.



## ANEXOS LITOESTRATIGRAFÍA

### Microfacies





## **BIBLIOGRAFIA**

---

---



## BIBLIOGRAFÍA

- Abeyratne, M., Spooner, N.A., Grün, R. & Head, J. (1997). Multidating studies of Batadomba Cave, Sri Lanka, *Quaternary Science Review* 16, 243–255.
- Adams, A. E., MacKenzie, W. S. & Guilford (1997). *Atlas de Rocas Sedimentarias*, Masson, Barcelona.
- Aitken (1973). *Physics and Archaeology*. Interscience, New York.
- Aitken, M. J. (1985). *Thermoluminescence Dating*. Academic Press London.
- Aitken, M. J., Alldred, J. C. & Thompson, J. (1968b). A photon-ratemeter system for low level thermoluminescence measurements. En: *Proc. 2nd Int. Conf. on Luminescence Dosimetry*, Gatlinburg, CONF-680920, 281-290, U. S. National Bureau of Standards, Washington D. C.
- Aitken, M. J., Tite, M. S. & Reid, J. (1964). Thermoluminescence dating of ancient ceramics. *Nature* 202, 1032-1033
- Aitken, M. J., Zimmerman, D. W. & Fleming, S. J. (1968a). Thermoluminescence dating of ancient pottery. *Nature* 219, 442-444
- Aitken, M.J. & Bussell, G.D. (1982). Dating of fallen stalactites. *Journal of the Council of Europe*, PACT, 6, 550-554.
- Aitken, M.J. & Xie, J. (1992). Optical dating using infrared diodes: young samples, *Quaternary Science Reviews* 11, 147–152.
- Aitken, M.J. (1974). *Physics and Archaeology*. Clarendon Press Oxford. Oxford. U. K.
- Aitken, M.J. (1998). *An Introduction to Optical Dating*. Oxford University Press, Oxford.
- Algaba, M, Collado Giraldo, H. & Fernández Valdés, J. M. (2001). *Cavidades en Extremadura (España): Patrimonio natural y arqueológico*, BAR Internacional Series 826, pp: 31-33.
- Almagro, M. (1969). *Cueva del Maltravieso, Cáceres. Guía del visitante*. Dirección General de Bellas Artes en colaboración con el Ayuntamiento de Cáceres, Madrid.
- Alonso-Zarza, A. M. & Tanner, L. N. (2010) Editors, *Carbonate in continental settings. Facies, environments and processes*. Developments in Sedimentology 61 (A. J. van Loon series editor), Elsevier, Oxford.
- Andreu, J. M., Cañaveras, J. C., Cuevas, J. García del Cura, M. A., Hernández, J. A, Muñoz Cervera, M. C. & Soler, V. (2007). Caracterización microclimática de la Cueva de Canelobre, en: Durán, J. J., Robledo, P. A. & Vázquez (Eds.), *Cuevas turísticas: aportación al desarrollo sostenible*, Publicaciones del Instituto Geológico y Minero, Hidrogeología y Aguas Subterráneas, 24: 105-113.

- Andrews, J.E. & Brasier, T. (2005). Seasonal records of climatic change in annually laminated tobias: short review and future prospects. *Journal of Quaternary Science* 20: 411-421.
- Arche, A. (1992). Análisis de facies y cuencas sedimentarias, en: *Sedimentología*, Vol: I, Consejo Superior de Investigaciones Científicas, Madrid.
- Arche, A. (Coord., 1992) *Sedimentología*. Vol II. CSIC, Madrid.
- Arp G., Wedemeyer, N & Reitner, J. (2001). Fluvial toba formation in a hardwater creek (Deinschwanger Bach, Franconian Alb, Germany). *Facies* 44: 1–22.
- Arrese, B., Durán J.J, López-Martínez, J., Altable, O. & Vázquez, J. (2007). Estudio de parámetros ambientales en una cueva hidrogeológicamente activa: la cueva de Valporquero, en: Durán, J. J., Robledo, P. A. & Vázquez (Eds.), *Cuevas turísticas: aportación al desarrollo sostenible*, Publicaciones del Instituto Geológico y Minero, Hidrogeología y Aguas Subterráneas, 24: 127-135.
- Arribas, J. G. (1991). Programa para el cálculo asociada a la datación absoluta por termoluminiscencia, *Complutum*, 1: 161-166.
- Bailey, R.M., Smith, B.W. & Rhodes, E.J. (1997). Partial bleaching and the decay form characteristics of quartz OSL, *Radiation Measurements* 27, 123–136.
- Baker A., Ito, E., Smart, P.L. & McEvan, R. (1997). Elevated <sup>13</sup>C in Speleothem and Implications for Palaeovegetation Studies, *Chemical Geology (Isotope Geoscience)*, 136: 263-270.
- Baker, A. & Genty, D. (2003). Comment on “A test of annual resolution in stalagmites using tree rings”, Letter to the Editor, *Quaternary Research*, 59: 476-478.
- Baker, A., Barnes, W. L. & Smart, P. L. (1996). Speleothem luminescence intensity and spectral characteristics: Signal calibration and a record of palaeovegetation change, *Chemical Geology*, 130: 65-76.
- Baker, A., Smart, P. L., Edwards, R. L. & Richards D. A. (1993). Annual growth banding in a cave stalagmite, *Letters to Nature, Nature*, 364: 518-520.
- Banerjee D., Murray A. S., Bøtter-Jensen, L. & Lang, A. (2001) Equivalent dose estimation using a single aliquot of polymineral fine grains, *Radiation Measurements* 33, 73-94.
- Bangert, U. & Hennig, G. J. (1979). Effects of sample preparation and the influence of clay impurities on the TL dating of calcite cave deposits, *PACT* 3, 281.
- Bañuls, S. (2010). *Estudio de los micromamíferos de la Sala de las Chimeneas (Pleistoceno Superior) de la Cueva de Maltravieso (Cáceres, Extremadura)*, Tesis de Master, Área de Prehistoria, Universitat Rovira y Virgili, Tarragona.

- Baril, M.R. & Huntley, D.J. (2003a). Infrared stimulated luminescence and phosphorescence spectra of irradiated feldspars, *Journal of Physics: Condensed Matter* 15, 8029–8048.
- Baril, M.R. & Huntley, D.J., (2003b). Optical excitation spectra of trapped electrons in irradiated feldspars, *Journal of Physics: Condensed Matter* 15, 8011–8027.
- Barrera Morate, J. L, González Cerrato, R. & Rebollada Casado, E. (2005). Museos, colecciones y geólogos ilustres en Extremadura. En (Muñoz Barco, P. & Martínez Flores, E., Coord. Ed.) *Patrimonio geológico de Extremadura. Geodiversidad y lugares de interés geológico*. Junta de Extremadura. Consejería de Agricultura y Medio Ambiente.
- Baskar, S., Baskar, R., Lee, N., & Theophilus (2009). Speleothems from Mawsmai and Krem Phyllut caves, Meghalaya, India: some evidences on biogenic activities, *Environmental Geology*, 57: 1169-1186
- Berger, G. W. (1995). Progress in Luminescence Dating Methods for Quaternary Sediments. En: Rutter, N. W. & Catto, N. R. (Eds). *Dating Methods for Quaternary Deposits*, GeoText2, Geological Association of Canada.
- Berger, G. W., Pérez-González, A., Carbonell, E., Arsuaga, J. L., Bermúdez de Castro, J. M., Ku, T.-L. (2008). Luminescence chronology of cave sediments at the Atapuerca paleoanthropological site, Spain, *Journal of Human Evolution*, 55, 300-311.
- Berger, G.W. (1995). Progress in luminescence dating methods for Quaternary sediments. En: N.W. Rutter, N.R. Catto (Eds.), *Dating Methods for Quaternary Deposits*, Vol. 2. Geological Association of Canada, GEotext 2, Memorial University of Newfoundland, St. Johns, 81–104.
- Berger, G.W., (1988). Dating Quaternary events by luminescence. En: D.J. Easterbook (Ed.), *Dating Quaternary Sediments*. Special Paper 227, Geological Society of America, Boulder, 13–50.
- Betancourt, J. L., Grissino-Mayer, H. D., Salzer, M. W. & Swetnam, T. W. (2002). Short paper: A test of “annual resolution” in stalagmites using tree rings, *Quaternary Research*, 58: 197-199.
- Binford, L. R. (1983). *En busca del pasado*, Ed. Crítica, Barcelona.
- Binford, L. R. (2001). *Constructing Frames of Reference. An analytical Method for Archaeological Theory Building Using Ethnographic and Environmental Data Sets*, University of California Press.
- Bird, M. I. & Pousai, P. (1997). Variations of  $\delta^{13}\text{C}$  in the surface soil organic carbon pool, *Global Biogeochemical Cycles*, 11: 313-322.

- Blanc, J. J. (2005). La croissance des spéléothèmes: un enregistrement climatique à haute résolution, analyses d'images, périodes passées et futures, essais d'interprétation, *L'anthropologie*, 109: 215-248.
- Borsato, A., Frisia, S., Miorandi, R., van der Borg, K., Spötl, C. & Corradini, F. (2007). Holocene climate and environmental reconstruction from calcareous toba and moonmilk deposits in Trentino caves. *Acta Geologica* 83: 239-260.
- Boschmann, H. (1956). Estratigrafía y Tectónica de la Extremadura Central en la región de Cáceres y Este de la Sierra de San Pedro (España). *Tesis Doctoral* (inédita), Universidad de Münster.
- Bothner, M.H. & Johnson, N.M., (1969). Natural thermoluminescent dosimetry in Late Pleistocene pelagic sediments, *Journal of Geophysical Research* 74, 53331–53338.
- Bøtter-Jensen, L. (1997). Luminescence techniques: instrumentation and methods, *Radiation Measurements* 27, 749–768.
- Bøtter-Jensen, L., McKeever, S.W.S. & Wintle, A.G. (2003). *Optically Stimulated Luminescence Dosimetry*. Elsevier Science, Amsterdam.
- Brain, C. K. (1981). *The Hunters or the Hunted? An Introduction to African Cave Taphonomy*, The University of Chicago Press.
- Brown, J.S. (1943): Suggested use of the word microfacies.- *Economic Geology*, 38, p. 325
- Brugnoli, E. & Lauteri, M. (1991). Effects of Salinity on Stomatal Conductance, Photosynthetic Capacity, and Carbon Isotope Discrimination on Salt-Tolerant (*Fossypium hirsutum* L.) and Salt-Sensitive (*Phaseolus vulgaris* L.). C3 Non-Halophytes, *Plant Physiology*, 95: 628-635.
- Bullock, P., Fedoroff, N., Jongerius, A., Stoops, G., Tursina, T. & Babel, U. (1985). Handbook for soil thin section description, Waine Research Publications, Wolverhampton, UK.
- Bulur, E. (1996). An alternative technique for optically stimulated luminescence (OSL) experiment, *Radiation Measurements* 26, 701–709.
- Bulur, E., Bøtter-Jensen & L., Murray, A.S. (2000). Optically stimulated luminescence from quartz measured using the linear modulation technique, *Radiation Measurements* 32, 407–411.
- Bulur, E., Duller, G.A.T., Solongo, S., Bøtter-Jensen, L. & Murray, A.S. (2002). LM-OSL from single grains of quartz: a preliminary study, *Radiation Measurements* 35, 79–85.
- Butzer, K. W. (1989). *Arqueología: una ecología del hombre*, Ediciones Bellaterra, Barcelona
- Cailleux, A. (1959). *Initiation à l'étude des sables et des galets*, Société d'Édition de Enseignement Supérieur, París.

- Camacho, A. G. *et al.* (2002). Investigación gravimétrica para el estudio arqueológico en la Cueva de Maltravieso (Cáceres), *3ª Asamblea Hispano-Portuguesa de Geodesia y Geofísica*, 3: 1777-1782, Valencia.
- Campbell, C. V. (1967). Laminae, lamina set, bed and bedset, *Sedimentology*, 8:7-26.
- Canals, A. (en prensa) " El Equipo de Investigación Primeros Pobladores de Extremadura. Intervenciones arqueológicas en Cáceres: 2001-2006". EN (J. Valadés, ed.) *Actas del Congreso Arqueología Urbana en Cáceres*. 2006. Cáceres., Museo de Cáceres.
- Canals, A., Rodríguez-Hidalgo, A., Peña, L., Mancha, E., García-Díez, M., Bañuls, S., Euba, I., López-García, J.M, Barrero, N., Bermejo, L., García, F. J., Mejías, D., Modesto, M., Morcillo, A., Aranda, V. & Carbonell, E. (2011). Nuevas aportaciones al Paleolítico superior del suroeste peninsular: "La Cueva de Maltravieso, más allá del santuario extremeño de las manos", Congreso *El Paleolítico Superior Peninsular. Novedades del Siglo XXI*, Barcelona 2010: 157-176.
- Canals, A., Rodríguez-Hidalgo, A., Peña, L., Mancha, E., García-Díez, M., Bañuls, S., Euba, I., López-García, J. M., Barrero, N., Bermejo, L, García, F. J., Mejías, Modesto, M., Morcillo, A., Aranda, V. & Carbonell, E. (2010 en prensa). Nuevas aportaciones al Paleolítico superior del suroeste peninsular: la Cueva de Maltravieso, más allá del santuario extremeño de las manos, *Actas del Congreso El Paleolítico Peninsular. Novedades del Siglo XXI*, Barcelona, 157-176.
- Canals, A.; van der Made, J.; Saucedo, I.; Carbonell E. (2003): El conjunto paleontológico de la Cueva de Maltravieso (Cáceres). *XI Reunión Nacional de Cuaternario* (G. Flor, ed.), pp. 313-320, Consejería de Cultura, Principado de Asturias, Concejo de Candamo, Cajastur, Aequa. Oviedo.
- Carbonell, E. *et alii* (2005). La grotte de Santa Ana (Cáceres, Espagne) et l'évolution technologique au Pléistocène dans la Péninsule ibérique, *L'anthropologie* 109: 267-285.
- Carrington da Costa, J (1950). Quelques remarques sur la tectonique du Portugal. *Bol. Soc. Geol.*, 8:193-206.
- Carroza, A. V. (1960). *Microscopic Sedimentary Petrology*. Wiley, New York.
- Cerling, T. E. & Hay, R. L. (1986). An Isotopic Study of Paleosol Carbonates from Olduvai Gorge, *Quaternary Research*, 25: 63-78.
- Cerling, T. E. (1984). The stable isotopic composition of modern soil carbonate and its relationship to climate, *Earth and Planetary Science Letters*, 71: 229-240
- Cerrillo Cuenca, E., González Cordero, A. & Heras Mora, F. J. (2008): "Cuevas funerarias en el Tajo interior: a propósito de Maltravieso". *El mensaje de Maltravieso 50 años después (1956-2006)*, Cáceres.

- Collado Giraldo, H. (2010). Análisis de las representaciones paleolíticas de la Cueva de Maltravieso a partir de su distribución topográfica, *Congrès de l'IFRAO, septembre 2010 – Symposium: Signes, symboles, mythes et idéologie... (Pré-Actes)*, Lisboa (Portugal).
- Courty, M. A.; Goldberg P. & Macphail, R. (1989): Soils and Micromorphology in Archaeology, Cambridge University Press, England, 300pp.
- Craig, H. (1961). Isotopic variations in meteoric waters, *Science*, 133: 1702-1703.
- Craig, H. (1965). The measurement of oxygen isotope palaeotemperatures, en: Tongiorgi, E. (Ed.), *Stable Isotopes in Oceanographic Studies and Palaeotemperatures*, Consiglio Nazionale Della Ricerca, Laboratorio de Geologia Nuclear, Pisa, 161-315.
- Csoma, A. É., Goldstein, R. H. & Pomar, L. (2006). Pleistocene speleothems of Mallorca: implications for palaeoclimate and carbonate diagenesis in mixing zones, *Sedimentology*, 53: 213-236.
- Cuvillier, J. (1952): Le notion de 'microfacies' et ses applications. *VIII Congreso Nazionale di Metano e Petroleo*, sect. I, 1-7.
- Dabrio, C. & Hernando, S. (2003). *Estratigrafía*, Colección Geociencias, Madrid.
- Daniels, F., Boyd, C. A. & Saunders, D. F. (1953). Thermoluminescence as a research tool. *Science* 117, 343-349.
- Dansgaard, W. (1964). Stable isotopes in precipitation, *Tellus*, 16: 436-468.
- De Tena Rey, M. (2005). Penillanura trujillano-cacereña. En (Muñoz Barco, P. & Martínez Flores, E., Coord. Ed.) *Patrimonio geológico de Extremadura. Geodiversidad y lugares de interés geológico*. Junta de Extremadura. Consejería de Agricultura y Medio Ambiente.
- Debenham, N. C., Driver, H. S. T. & Walton, A. J. (1982) Anomalies in the TL of young calcites, *PACT* 6, 555-562.
- Delannoy, J.J., Debar, E., Ferrier, C., Kervazo, B. & Perrette, Y. (2001). La cartographie morphologique souterraine: apports aux reconstitutions paléogéographiques et paléoenvironnementales. Application à la grotte Chauvet (Ardèche, France), *Quaternaire*, 12: 235-248.
- Dennis P.F., Rowe P.J. & Atkinson T.C. (1996). Isotopic Composition of Palaeoprecipitation and Palaeogroundwaters from Speleothem Fluid Inclusions, *J. N. Andrews Memorial Meeting*, University of Reading, Whiteknights UK, pp.15-16.
- Dennis P.F., Rowe P.J. & Atkinson T.C. (1997). The stable isotope composition of paleoprecipitation and palaeogroundwater from speleothem fluid inclusions, *International Symposium on Isotope Techniques*, Vienna, Austria, 14-18 April 1997, IAEASM-34944, pp.1-13.

- Dorale J.A., Edwards R.L., Ito E. & González L. (1998). Climate and Vegetation History of the Midcontinent from 75 to 24 ka: A speleothem Record from Crevice Cave, Missouri, USA, *Science*, 282: 1871-1874.
- Dorale, J. A., Edwards, R. L. & Onac, B. P. (2001). Stable isotopes as environmental indicators in speleothems. En DAOXIAN, Y. (ed.) *Karst Processes and the Carbon Cycle*, Final Report of IGCP379, Beijing, New York: 1-13.
- Drake J.J., (1980). The Effect of Soil Activity on the Chemistry of Carbonate Groundwaters, *Water Resources Res.*, 16:381-386.
- Drake J.J., (1983). The effect of geomorphology and seasonality on the chemistry of carbonate groundwater, *J. Hydrology*, 61: 223-236.
- Dreimanis, A., Hütt, G., Raukas, A. & Whippey, P.W., (1978). Dating methods of pleistocene deposits: I. Thermoluminescence dating, *Geoscience Canada* 5, 55–60.
- Dreybrodt, W. (1988). *Processes in Karst Systems*, Berlin, Springer-Verlag, 287 p.
- Dreybrodt, W., Buhmann, D., Michaelis, J. & Usdowski, E. (1992): Geochemically controlled calcite precipitation by CO<sub>2</sub> outgassing: Field measurements of precipitation rates in comparison to theoretical predictions, *Chemical Geology*, 97: 285-294.
- Drysdale, R.N. & Head, M.J. (1994). Geomorphology, stratigraphy and 14C-chronology of ancient tobas in Louie Creek, northwest Queensland Australia. *Géographie Physique et Quaternaire* 48: 285-295.
- Dulinski M. & Rozanski K. (1990). Formation of 13C/12C isotope ratios in speleothems: a semi-dynamic model, *Radiocarbon*, 32, 1: 7-16.
- Duller, G.A.T. (2004). Luminescence dating of Quaternary sediments: recent advances, *Journal of Quaternary Science* 19, 183–192.
- Duller, G.A.T. (1991). Equivalent dose determination using single aliquots, *Nuclear Tracks and Radiation Measurements* 18, 371–378.
- Duller, G.A.T. (1994). Luminescence dating of sediments using single aliquots-new procedures, *Quaternary Science Reviews* 13, 149–156.
- Duller, G.A.T. (1995). Luminescence dating using single aliquots: methods and applications, *Radiation Measurements* 24, 217–226.
- Duller, G.A.T. (2008) Luminescence Dating guidelines on using luminescence dating in archaeology, Swindon, English Heritage.
- Duller, G.A.T., Bøtter-Jensen, L., Murray, A.S. & Truscott, A.J., (1999). Single grain laser luminescence (SGLL) measurements using a novel automated reader. *Nuclear Instruments and Methods in Physics Research B* 155, 506–514.

- Dunhan, R. J. (1962). Classification of Carbonate rocks according to depositional texture, In: Classification of Carbonate Rocks, Ed. by W. E., pp. 108-121, Ham, *Mem. Am. Ass. Petrol. Geol.*, Vol. I, Tulsa.
- Duplessy, J. C., Labeyrie, J., Lalou, C. y Nguyen, H. V. (1970). Continental climatic variations between 130,000 and 90,000 years BP. *Nature*, 226: 631-633.
- Durán, J. J., López-Martínez, J & Mancheño, M. A. (2004). Dos registros de espeleotemas pleistocenos de gran potencia en la Península Ibérica: primeros resultados isotópicos, *Boletín Geológico y Geominero*. 115 (2): 265-270.
- Ehleringer, J. R. (1991).  $^{13}C/^{12}C$  fractionation and its utility in terrestrial plant studies. En Coleman, D. C. y Fry, B. (Eds) *Carbon Isotope Techniques*, Academic Press: 187-200.
- Ek, C. (1968). La teneur en Ca  $(HCO_3)_2$  et en  $CO_2$  des eaux des grottes belges. *Act. IV Congr. Int. Espel.*, Ljubljana, pp : 75-77.
- Emiliani, C. (1955). Pleistocene temperatures, *Journal of Geology*, 63: 538-578
- Emiliani, C. (1958). Paleotemperature analysis of core 280 and Pleistocene correlations, *Journal of Geology*, 66: 264-275
- Emiliani, C. (1964). Paleotemperature analysis of the Caribbean Cores A254-BR-C and CP-28, *Geological Society of America Bulletin*, 75: 129-144.
- Encinas Guzmán, M. R. (1996). Estudio de las rocas carbonatadas de la provincia de Cáceres y su interés técnico. Universidad de Extremadura, Cáceres.
- Fairchild, I. J., Frisia, S. Borsato, A. & Tooth, A. F. (2006). Speleothems. En: *Geochemical Sediments and Landscape*, (ed. Nash, D. J. & McLaren, S. J.), Blackwells, Oxford (*en prensa*).
- Fairchild, I. J., Smith, C. L., Baker, A., Fuller, L., Spötl, C., Matthey, D., McDermott & E. I. M. F. (2006). Modification and preservation of environmental signals in speleothems, 75: 105-153.
- Feathers, J.K. (1997). Luminescence dating of sediment samples from White Paintings Rockshelter, Botswana. *Quaternary Science Review*, 16, 321–332.
- Fernández Amo, F. J. & Rebollada Casado, E. (2003). Modelado kárstico de la Cueva de Maltravieso, *Publicaciones del Museo de Geología de Extremadura*, 6, Mérida.
- Fernández, F.J. & Rebollada, E. (2003). Aportaciones de la georresistividad al conocimiento geológico de entorno de la Cueva de Maltravieso (Cáceres), *Tierra y Tecnología*, 25: 57-62.
- Fleming, S. J. (1979). *Thermoluminescence techniques in archaeology*. Clarendon Press, Oxford.
- Fleming, S. J. (1970). Thermoluminescen Dating .Refinement of Quartz Inclusion Method. *Archaeometry*, 12, 13-30.

- Fleming, S. J. (1975). Supralinearity corrections in fine grain thermoluminescence dating: a re-appraisal. *Archaeometry*, 16, 91-95.
- Flügel, E. (2004). *Microfacies of Carbonate Rocks. Analysis, Interpretation and application*, Springer, Germany.
- Folk, R. L. & Assereto, R. (1976). Comparative fabrics of length-slow and length-fast calcite and calcitized aragonite in Holocene Speleothem, Carlsbad Caverns, New Mexico, *Journal of Sedimentary Petrology*, 46 (3): 486-496.
- Folk, R. L. (1951). Stages of textural maturity in sedimentary rocks. *Journal Sedimentary Petrography*, 21: 127-30.
- Folk, R. L. (1959). Practical Petrographic classification of limestone, *Bull. Am. Assoc. Petrol. Geol.*, 43, 1-38.
- Folk, R. L. (1962). Spectral subdivision of limestone types, In: *Classification of Carbonate Rocks*, Ed. W. E. Ham, pp. 62-84, *Mem. Am. Ass. Petrol. Geol.*, Vol. I, Tulsa.
- Folk, R. L. (1966). A review of grain size parameters. *Sedimentology*, 6 pp: 73-93.
- Folk, R. L. (1974). The natural history of crystalline calcium carbonate: effect of magnesium content and salinity, *Journal of Sedimentary Petrology*, 44 (1): 40-53.
- Ford, D. & Williams, P. (1989). *Karst Geomorphology and Hydrology*, Unwin Hyman Ltd.
- Ford, D. C. & Williams, P. W. (1989). *Karst Geomorphology and Hydrology*, Chapman and Hall, London.
- Ford, T.D. & Pedley, H.M. (1996). A review of toba and travertine deposits of the world. *Earth-Science Reviews* 41: 117-175
- Franklin, A.D. & Hornyak, W.F. (1990). Isolation of the rapidly bleaching peak in quartz TL glow curves, *Ancient TL* 8, 29-31.
- Freytet P. & Plaziet A. (1996) Modern freshwater microbial carbonates: the Phonnidium stromatolites (toba-travertine) of Southeastern Burgundy (Paris Basin, France). *Facies* 34: 219-238.
- Freytet, P & Verrecchia, E.P. (1999). Calcitic radial palisadic fabric in freshwater stromatolites: diagenetic and recrystallized feature or physicochemical sinter crust?, *Sedimentary Geology*, 126:97-102.
- Frisia, S. & Borsato, A. (2010). Karst, en: Alonso-Zarza, A. M. & tanner, L. N. (Eds.), *Carbonate in continental settings. Facies, environments and processes*. Developments in Sedimentology 61 (A. J. van Loon series editor), Elsevier, Oxford.
- Frisia, S. (2005). Le tessitura negli speleotemi, *Studi Trent. Sci. Nat. Acta Geol.*, 80: 58-94.
- Frisia, S., Borsato, A., Fairchild, I. J. & McDermott, F. (2000). Calcite fabrics, growth mechanisms, and environments of formation in speleothems from the Italian Alps and southwestern Ireland, *Journal of Sedimentary Research*, 70 (5): 1183-1196.

- Frisia, S., Borsato, A., Fairchild, I. J., McDermott, F. & Selmo, E. M (2002). Aragonite-calcite relationships in speleothems (Grotte de Clamouse, France): Environment, fabrics and carbonate geochemistry, *Journal of Sedimentary Research*, 72 (5): 687-699.
- Fumanal, M. P. (1986). Sedimentología y clima en el País Valenciano. Las cuevas habitadas en el cuaternario reciente. Diputación Provincial de Valencia, Valencia.
- Galbraith, R.F., Roberts, R.G., Laslett, G.M., Yoshida, H. & Olley, J.M. (1999). Optical dating of single and multiple grains of quartz from Jinmium rock shelter, northern Australia. Part I: experimental design and statistical models, *Archaeometry* 41, 339-364.
- Galloway, R.B. (1996). Equivalent dose determination using only one sample: alternative analysis of data obtained from infrared stimulation of feldspars, *Radiation Measurements* 26, 103-106.
- García Navarro, A. & López Piñeiro, A. (2002). *Mapa de suelos de la provincia de Cáceres. Escala 1: 300.000*. Universidad de Extremadura, Cáceres.
- García, M. & Canals, A. (2006). Organización del territorio de Complejo Cacereño durante el Pleistoceno medio, en: Grau Mira, I. (ed.): *La aplicación de los SIG en la Arqueología del Paisaje*, Publicaciones Universidad de Alicante. Alicante: 125-133.
- Gascoyne, M. (1992). Paleoclimate determination from cave calcite deposits, *Quaternary Science Review*, 11: 609-632.
- Gé, T. & Guilloré P. (1993). Micromorphologie des sédiments de la salle des peintures de la Grande Grotte d'Arcy-sur-Cure, premiers résultats. *Bulletin de la Société Préhistorique Française*, 90, pp: 5-8-
- Genty D. & Massault M., (1997). Bomb 14C recorded in laminated speleothems - Dead carbon proportion calculation, *Radiocarbon*, Vol. 39, 1:33-48.
- Genty, D. Baker, A. & Vokal, B. (2001). Intra- and inter-annual growth rate of modern stalagmites, *Chemical Geology*, 176: 191-212.
- Gil Montes, J. (2001). Geología del Calerizo de Cáceres. (En línea: <http://personales.ya.com/juangilmontes/geocal.html>).
- Gillieson, D. (1998). *Cave: Processes, Development and Management*, Blackwell Publisher, 324 pp.
- Ginés Gracia, J. (2000). *El karst litoral en el levante de Mallorca: una aproximación al conocimiento de su morfogénesis y cronología*, Tesis Doctoral, Departamento de Ciencias de la Tierra, Universidad de las Islas Baleares.
- Godovikov, A.A., Ripenen, O.I., & Stepanov, V.I. (1989). Spherolites, spherocrystals and spheroidalites: New data on minerals, *Nauka*, Moscú, 36: 82-89.
- Goldberg, P. (1983). Applications of micromorfology in Archaeology, en Bullock y Murphy (eds.): *Soil Micromorphology*, A. B. Academic Press, Berkshamsted, pp. 139-150.

- Gómez Amelia, D. (1982). *La Penillanura Cacereña. Estudio Geomorfológico*. Universidad de Extremadura, Cáceres.
- González Tablas, F. (1984-85). Proto-Cogotas I o el bronce medio de la Meseta: La Gravera de Puente Viejo (Ávila), *Zephyrus XXXVII-XXXVIII*: 267-276.
- González, L. A., Carpenter, S. J. & Lohmann, K. C. (1992). Inorganic calcite morphology: roles of fluid chemistry and fluid flow, *Journal of Sedimentary Petrology*, 62 (3): 382-399.
- Guy, R. D., Reid, D. M. & Krouse, H. R. (1980). Shifts in carbon isotope ratios of two C3 halophytes under natural and artificial conditions, *Oecologia*, 44: 241-247.
- Hanor, J. S. (1978). Precipitation of beachrock cements: mixing of marine and meteoric waters vs. CO<sub>2</sub> degassing, *Journal of Sedimentary Petrology*, 48: 489-501.
- Hashimoto, T., Nakagawa, T., Hong, D.K. & Takano, M. (2002). An automated system for both red/blue thermoluminescence and optically stimulated luminescence measurement, *Journal of Nuclear Science and Technology* 39, 108–109.
- Hendy, C. H. & Wilson, A. T. (1968). Paleoclimatic Data from Speleothems. *Nature*, 219: 48-51.
- Hendy, C. H. (1969). The isotopic geochemistry of speleothems and its application to the study of past climates. Victoria University, Wellington, Nueva Zelanda.
- Hendy, C. H. (1971). The isotopic geochemistry of speleothems-I. The calculation of the effects of different modes of formation on the isotopic composition of speleothems and their applicability as palaeoclimatic indicators. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 35: 801-824.
- Hill, C. & Forti, P. (1997). *Cave Minerals of the World*, National Speleological Society, Alabama (U.S.A).
- Hütt, G., Jaek, I. & Tchonka, J. (1988). Optical dating: K-feldspars optical response stimulation spectra, *Quaternary Science Reviews* 7, 381–386.
- Huntley, D.J. & Berger, G.W. (1995). Scatter in luminescence data for optical dating -some models, *Ancient TL* 13, 5–9.
- Huntley, D.J. & Johnson, H.P., (1976). Thermoluminescence as a potential means of dating siliceous ocean sediments, *Canadian Journal of Earth Sciences* 13, 593–596.
- Huntley, D.J. & Lamothe, M. (2001). Ubiquity of anomalous fading in K-feldspars, and the measurement and correction for it in optical dating, *Canadian Journal of Earth Sciences* 38, 1093–1106.
- Huntley, D.J. & Prescott, J.R., (2001). Improved methodology and new thermoluminescence ages for the dune sequence in south-east South Australia, *Quaternary Science Reviews* 20, 687–699.
- Huntley, D.J., Godfrey-Smith, D.I. & Thewalt, M.L.W. (1985). Optical dating of sediments, *Nature* 313, 105–107.

- Huntley, D.J., Hutton, J.T. & Prescott, J.R. (1993a). Optical dating using inclusions within quartz grains, *Geology* 21, 1087–1090.
- Huntley, D.J., Hutton, J.T. & Prescott, J.R. (1993b). The stranded beachdune sequence of south-east South Australia: a test of thermoluminescence dating, 0–800 ka, *Quaternary Science Reviews* 12, 1–20.
- Huntley, D.J., Hutton, J.T. & Prescott, J.R. (1994). Further thermoluminescence dates from the dune sequence in the southeast of South Australia., *Quaternary Science Reviews* 13, 201–207.
- INGEMISA (1990) Estudio geológico-geotécnico y de riesgos de El Calerizo de Cáceres, Consejería de Industria.
- Jacobs, Z., Duller, G.A.T. & Wintle, A.G. (2003a). Optical dating of dune sand from Blombos Cave, South Africa: Idmultiple grain data, *Journal of Human Evolution* 44, 599–612.
- Jacobs, Z., Duller, G.A.T. & Wintle, A.G. (2003b). Optical dating of dune sand from Blombos Cave, South Africa: II—single grain data, *Journal of Human Evolution* 44, 613–625.
- Jacobs, Z., Duller, G.A.T. & Wintle, A.G., (2003b). Optical dating of dune sand from Blombos Cave, South Africa: IIdsingle grain data, *Journal of Human Evolution* 44, 613–625.
- Jacobs, Z., Wintle, A.G. & Duller, G.A.T. (2003a). Optical dating of dune sand from Blombos Cave, South Africa: I—multiple grain data, *Journal of Human Evolution* 44, 599–612.
- Jain, M., Murray, A.S. & Bøtter-Jensen, L. (2003). Characterisation of bluelight stimulated luminescence components in different quartz samples: implications for dose measurement, *Radiation Measurements* 37, 441–449.
- Janssen A., Swennen R., Podoor N. & Keppens E. (1999). Biological and diagenetic influence in Recent and fossil toba deposits from Belgium. *Sedimentary Geology*, 126: 75–95.
- Jiménez de Cisneros, C., Caballero, E., Vera, J. A., Durán, J. J. & Juliá, R. (2003). A record of Pleistocene climate from a stalactite, Nerja Cave, southern Spain, *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 189: 1-10.
- Jiménez López, C. (1999). Comportamiento químico e isotópico durante el proceso de precipitación de calcita. Tesis Doctoral, Universidad de Granada.
- Johnson, N.M. & Blanchard, R.L., (1967). Radiation dosimetry of the natural thermoluminescence of fossil shells, *The American Mineralogist* 52, 1297–1310.

- Jones, B. (2001). Microbial activity in caves. A geological perspective, *Geomicrobiology Journal*, 18: 345-357.
- Jonquera de Guindos, A. & Gil Montes, J. (1998). Estudio hidrogeológico de El Calerizo de Cáceres. *Publicaciones del Museo de Geología de Extremadura*, 5: 55-66, Mérida.
- Kaufmann, G. & Dreybrodt, W. (2004). Stalagmite growth and palaeo-climatic: an inverse approach, *Earth and Planetary Science Letters*, 224:529-545.
- Kendall, A.C. & Broughton, P. L. (1977). Discussion: Calcite and aragonite fabrics, Carlsbad Caverns, *Journal of Sedimentary Petrology*, 46: 486-496.
- Kendall, A.C. & Broughton, P. L. (1978). Origin of fabrics in speleothems composed of columnar calcite crystals, *Journal of Sedimentary Petrology*, 46 (2): 519-538.
- Kendall, A.C. (1993). Columnar calcite in speleothems: Discussion. *Journal of Sedimentary Petrology*, 63 (3): 550-552.
- Kim, S. T. & O'Neil, J. R. (1997). Equilibrium and nonequilibrium oxygen isotope effects in synthetic carbonates, *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 61 (16): 3461-3475.
- Kim, S. T. & O'Neil, J. R. (1997). Equilibrium and nonequilibrium oxygen isotope effects in synthetic carbonates, *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 61: 3461-3475.
- Kubiena, W. L. (1938). *Micropedology*, Collegiate Press, Ames, Iowa.
- Lai, Z.P., Stokes, S., Bailey, R., Fattahi, M. & Arnold, L. (2003). IR stimulated red luminescence from Chinese loess: basic observations. *Quaternary Science Reviews* 22, 961-966.
- Lamothe, M. & Auclair, M. (1997). Assessing the datability of young sediments by IRSL using an intrinsic laboratory protocol, *Radiation Measurements* 27, 107-117.
- Lamothe, M., Balescu, S. & Auclair, M. (1994). Natural IRSL intensities and apparent luminescence ages of single feldspar grains extracted from partially bleached sediments, *Radiation Measurements* 23, 555-561.
- Lauritzen, S. E. & Lundberg, J. (1999). Calibration of the speleothem delta function: an absolute temperature record for the Holocene in northern Norway, *The Holocene*, 9: 659-669.
- Lauritzen, S.-E. (1995). High-resolution paleotemperature proxy record for the last interglaciation based on Norwegian speleothems, *Quaternary Research*, 43: 133-146.
- Lian, O. B. & Roberts, R. G. (2006). Dating the Quaternary: progress in luminescence dating of sediments, *Quaternary Science Reviews* 25, 2449-2468.
- Liritzis, I., Galloway, R.B. & Theocaris, P.S. (1994). Thermoluminescence dating of ceramics revisited: optically stimulated luminescence of quartz single aliquot with green light-emitting diodes, *Journal of Radioanalytical and Nuclear Chemistry*, Articles 188, 189-198.

- Llopis Lladó, N. (1970). Fundamentos de hidrogeología cárstica. Introducción a la geoespeleología. Ed. Blume, Madrid.
- Lototskaya, A. y Ganssen, G. M. (1999). The structure of Termination II (penultimate deglaciation and Eemian) in the North Atlantic, *Quaternary Science Reviews*, 18: 1641-1654
- Lotze, F. (1945). *Geotektonische Forschungen*, 6: 78-92.
- Love K. & Chafetz H. S. (1988). Diagenesis of laminated travertine crusts, Arbuckle Mountains, Oklahoma. *Journal of Sedimentary Petrology*, 58: 441-445.
- Lumley, H., Lumley M. A., Brandi, R., Guerrier, E., Pillard, F. & Pillard, B. (1972). Haltes et campements de chasseurs néandertaliens dans la grotte de l'Hortus (Valflaunès, Hérault), *Etudes Quaternaires*, 1: 527-624.
- Mancha, E. (2007). *La Cueva de Maltravieso (Cáceres, España): Geología sedimentaria de los depósitos de entrada de cueva*, Área de Prehistoria/IPHES, Universitat Rovira i Virgili. Tarragona, DEA inédito.
- Martín, V., Pérez A., Sanz J.M., González N., Millán A., Beneitez P., Calvo del Castillo H., Calderón, T. (2007), Poster: Datación absoluta por Termoluminiscencia del clausto mudéjar de San Pedro (Teruel), *VII Congreso Ibérico de Arqueometría*, Madrid 8-10 Octubre.
- Martín-García, R. & Alonso-Zarza, A. M. (2009). Loss of primary texture and geochemical signatures in speleothems due to diagenesis: Evidences from Castañar Cave, Spain, *Sedimentary Geology*, 221: 141-149.
- Martín-García, R., Alonso-Zarza, A. M. & Martín-Pérez, A. (2007). Micritización de espeleotemas en ambiente meteórico vadoso (Cueva de Castañar de Ibor, Cáceres), *Geogaceta*, 42: 123-126.
- McCoy, D.G., Prescott, J.R. & Nation, R.J. (2000). Some aspects of single grain luminescence dating, *Radiation Measurements* 32, 859-864.
- McCrea, J. M. (1950). On the isotopic chemistry of carbonates and a paleotemperature scale, *The Journal of Chemical Physics*, 18: 849-857.
- McDermott, F. (2004). Palaeo-climate reconstruction from stable isotope variations in speleothems: a review, *Quaternary Science Reviews*, 23: 901-918.
- McKeever, S. W. S. (1983). *Thermoluminescence of Solids*, Cambridge University Press
- McMillan, E. A., Fairchild, I. J., Frisia, S., Borsato, A. & McDermott, F. (2005). Annual trace element cycles in calcite-aragonite speleothems: evidence of drought in the western Mediterranean 1200-1100 yr BP, *Journal of Quaternary Science*, 20 (5): 423-433.
- Meghdal, V. (1983). Feldspar inclusion dating of ceramics and burnt stones, *PACT* 9, 351-364.

- Mejdahl, V. & Bøtter-Jensen, L. (1994). Luminescence dating of archaeological materials using a new technique based on single aliquot measurements, *Quaternary Science Reviews* 13, 551–554.
- Mejdahl, V. (1986). Thermoluminescence Dating of Sediments, *Radiation Protection Dosimetry*, 17. 219-227, Nuclear Technology Publishing.
- Meléndez Hevia, I. (2004). Geología de España: Una Historia de Seiscientos Millones de Años. Madrid: Rueda, pp.164.
- Merz, M.U.E (1992). The biology of carbonate precipitation by Cyanobacteria, *Facies*, 26: 81-102.
- Miskovsky, J. C. (1988). *Les sédiments. Témoins du passé*. Mónaco, Le Rocher.
- Miskovsky, J. C., dir., (1987). Géologie de la Préhistoire : Méthodes, Techniques, Applications. París, Association pour l'Étude de l'Environnement Géologique de la Préhistoire.
- Moore, G. M. (1952). Speleothem. A new cave term, *Natl. Speleol. Soc. News*, 10(6): 2.
- Moore, G. W. & Halliday, W. R. (1953). Nomenclature of erratic cave deposits, *California Caver*, 5 (3): 2-5.
- Moroshkin, V.V. (1976). On genesis of crystallicite types of aggregates, *Nauka, Novye Dannye o Mineralakh*, SSSR, v. 25, Moscú.
- Morozov, G. V. (1968). The relative dating of Quaternary Ukrainian sediments by the thermoluminescence method. En: *Proceedings of the 8th International Quaternary Association Congress* (Paris, France). United States Geological Survey Library Catalogue No. 208 M8280, Washington DC.
- Morwood, M.J., Soejono, R.P., Roberts, R.G., Sutikna, T., Turney, C.S.M., Westaway, K. E., Rink, W.J., Zhao, J.-x., van den Bergh, G.D., Due, R.A., Hobbs, D.R., Moore, M.W., Bird, M.I. & Fifield, L.K. (2004). Archaeology and age of a new hominin from Flores in eastern Indonesia, *Nature* 431, 1087–1091.
- Moss, A. J., (1962). The physical nature of common pebbly deposits, Pt 1 *American J. Science*, 260, pp. 337-373.
- Munsell Color Co. (1980). Munsell Soil Color Charts. Baltimore, MD.
- Muñoz García, M. B. (2007). Los espeleotemas Holocenos y Pleistocenos de la Cueva del Cobre (Sierra de Peña Labra, Palencia) como indicadores de variedad climática, Universidad Complutense, Madrid.
- Muñoz- García, M. B., Martín-Chivelet, J., Rossi, C., Schwarcz, H. P. & Ford, D. C. (2006). Microstratigraphic logs: a method for improving time correlation of speleothems for paleoclimatic studies, *Archives of Climate Change in Karst, Karst Waters Institute Special Publication*, 10: 60-64.

- Murray, A.S. & Mejdahl, V. (1999). Comparison of regenerative-dose single aliquot and multiple-aliquot (SARA) protocols using heated quartz from archaeological sites, *Quaternary Science Reviews* 18, 223–229
- Murray, A.S. & Roberts, R.G. (1997). Determining the burial time of single grains of quartz using optically stimulated luminescence, *Earth and Planetary Science Letters* 152, 163–180.
- Murray, A.S. & Roberts, R.G. (1998). Measurement of the equivalent dose in quartz using a regenerative-dose single-aliquot protocol, *Radiation Measurements* 29, 503–515.
- Murray, A.S. & Wintle, A.G. (2000). Luminescence dating of quartz using an improved regenerative-dose protocol, *Radiation Measurements* 32, 57–73.
- Murray, A.S. & Wintle, A.G. (2003). The single aliquot regenerative dose protocol: potential for improvements in reliability, *Radiation Measurements* 37, 377–381.
- Murray, A.S., Roberts, R.G. & Wintle, A.G. (1997). Equivalent dose measurement using a single aliquot of quartz, *Radiation Measurements* 27, 171–184.
- Nambi, K.S.V. & Aitken, M.J. (1986). Annual dose conversion factors for TL and ESR Dating. *Archaeometry*, 28, 202-205.
- Nash, D. J. & McLaren, S. J. (2007) Editors. *Geochemical Sediments and Landscapes*, Blackwell.
- O'Neil, J.R., Clayton, R.N. & Mayeda, T.K. (1969). Oxygen Isotope Fractionation in Divalent Metal Carbonates, *Journal of Chemical Physics*, 51(12): 5547-5558.
- O'Neil, J. R., Adami, L. H., Epstein, S. (1975). Revised value for the  $^{18}\text{O}$  fractionation factor between  $\text{CO}_2$  and  $\text{H}_2\text{O}$  at  $25^\circ\text{C}$ . *U.S. Geological Survey Journal Research*, 3: 623-624.
- O'Leary, M. H. (1981), Carbon isotope fractionation in plants, *Phytochemistry*, 20: 553-567.
- Ollerhead, J., Huntley, D.J., Nelson, A.R. & Kelsey, H.M. (2001). Optical dating of tsunami-laid sand from an Oregon coastal lake, *Quaternary Science Reviews* 20, 1915–1926.
- Olley, J., Murray, A. & Roberts, R. G. (1996). The effects of disequilibria in the uranium and thorium decay chains on burial dose rates in fluvial sediments. *Quaternary Sci. Rev.* 15,751–60
- Olley, J.M., De Deckker, P., Roberts, R.G., Fifield, L.K., Yoshida, H. & Hancock, G. (2004b). Optical dating of deep-sea sediments using single grains of quartz: a comparison with radiocarbon, *Sedimentary Geology* 169, 175–189.
- Olley, J.M., Pietsch, T. & Roberts, R.G., (2004a). Optical dating of Holocene sediments from a variety of geomorphic settings using single grains of quartz. *Geomorphology* 60, 337–358.

- Ortega Martínez, A. I. (2009). La evolución geomorfológica del karst de la Sierra de Atapuerca (Burgos) y su relación con los yacimientos pleistocenos que contiene. Tesis doctoral defendida en la Universidad de Burgos (Facultad de Humanidades y Educación, Departamento de Ciencias Históricas y Geografía).
- Palmer, A. (2006). *Cave Geology*, Cave Books, Dayton, U. S.A.
- Palmer, M. V. (1996). Influence of carbon dioxide outgassing rates and accessory ions on calcium carbonate crystals shapes, *Geological Society of America, 28th Annual Meeting*, 28(7): 48.
- Pentecost, A. (1993). British travertines: a review. *Proceedings of the Geologists' Association* 104: 29-39.
- Pentecost, A. (1995). The Quaternary travertine deposits of Europe and Asia Minor, *Quaternary Science Reviews*, 14: 1005-1028.
- Peña, L. (2007). *Caracterización y estudio morfológico de las industrias líticas del Pleistoceno inferior y medio de los yacimientos en cueva de Santa Ana y Maltravieso en el Calerizo Cacereno (Cáceres, Extremadura). Comparación de dos conjuntos líticos en cuarzo lechoso: La Sala de los Huesos y el Nivel C de la Cueva de L'Aragó (Tautavel, Francia, Área de Prehistoria/IPHES, Universitat Rovira i Virgili. Tarragona. DEA.*
- Peña, L., Canals, A. & Mosquera, M. (2008). O Paleolítico Inferior e Medio no Calerizo cacereño: a industria das covas de Maltravieso e Santa Ana (Cáceres, Extremadura), *Estudios sobre Paleolítico. Miscelanea en homenaxe a X.M.A.B.*, Xunta de Galicia, 243-270.
- Pomar, L.; Ginés, A.; Ginés, J.; Moya, G. & Ramón, G. (1975). Nota previa sobre la petrología y mineralogía de la calcita flotante de algunas cavidades del levante mallorquín, *Endins*, 2: 3-5. Palma de Mallorca.
- Prescott J. R. and Hutton J. T. (1994). Cosmic ray contribution to dose rates for luminescence and ESR dating: large depths and long-term time variations. *Radiation Measurements* 23(2-3), 497-500.
- Prescott J. R. and Hutton J.T. (1988). Cosmic ray and gamma ray dosimetry for TL and ESR. *Nuclear Tracks Radiation Measurements* 14, 1-2.
- Prescott, J.R. & Fox, P.J. (1990). Dating quartz sediments using the 325 °C TL peak: new spectral data, *Ancient TL* 8, 32-34.
- Prescott, J.R. & Mojarrabi, B. (1993). Selective bleach: an improved partial bleach technique for finding equivalent doses for TL dating of quartz sediments, *Ancient TL* 11, 27-30.
- Prideaux, G.J., Long, J.A., Ayliffe, L.K., Hellstrom, J.C., Pillans, B., Boles, W.E., Hutchinson, M.N., Roberts, R.G., Cupper, M.L., Arnold, L.J., Devine, P.D. & Warburton,

- N.M. (2007b). An arid-adapted middle Pleistocene vertebrate fauna from south-central Australia, *Nature* 445, 422–425.
- Prideaux, G.J., Roberts, R.G., Megirian, D., Westaway, K.E., Hellstrom, J.C. & Olley, J.M., (2007a). Mammalian responses to Pleistocene climate change in southeastern, *Australia. Geology* 35, 33–36.
  - Pyankov, V. I., Ziegler, H.; Akhani, H., Deigele, C. & Lüttge, U. (2010). European plants with C<sub>4</sub> photosynthesis: geographical and taxonomic distribution and relations to climate parameters, *Botanical Journal of the Linnean Society*, 163: 283-304.
  - Quesada Ochoa, C. (2003). Extremadura en la evolución tectónica global. Ponencia presentada en el *IV Curso de Geología*, el 8 de Mayo del 2003, y celebrado en el C. P. R. de Cáceres. Publicaciones de las actividades de la Sociedad Geológica de Extremadura (en línea: <http://www.agex.org/Pb003.html>).
  - Railsback, L. B. (2000). An atlas of speleothem microfabrics. <http://www.gly.uga.edu/speleoatlas/SAindex1.html>
  - Railsback, L.B., Brook, G.A., Chen, J., Kalin, R., and Fleisher, C.J. (1994) Environmental controls on the petrology of a Late Holocene speleothem from Botswana with annual layers of aragonite and calcite, *Journal of Sedimentary Research*, A64: 147-155.
  - Readhead, M.L. (1982). Extending thermoluminescence dating to geological sediments. En: Ambrose, W., Duerden, P. (Eds.), *Archaeometry: An Australian Perspective*, Occasional Papers in Prehistory 12, Department of Prehistory, Research School of Pacific Studies. Australian National University, Canberra, 276–281.
  - Readhead, M.L. (1988). Thermoluminescence dating study of quartz in aeolian sediments from southeastern Australia, *Quaternary Science Reviews* 7, 257–264.
  - Rebollada Casado, E. & Merino Márquez, R. (2003). Actividad urbanística s. I. y riesgos geológicos en Cáceres ciudad y su entorno. *Publicaciones del Museo de Geología de Extremadura*, 6, Mérida.
  - Rebollada, E. & Fernández Amo, F. J. (2001). Maltravieso 2001. Estudio Geológico. Publicaciones realizadas por Asociados de la AGEX (Asociación Geológica de Extremadura, en línea: <http://www.agex.org/Pc001.html>).
  - Renault, P. (1971). *La formación de las cavernas*, Colección ¿qué sé?, Oikos-tau, Barcelona.
  - Ripoll, S.; Ripoll, E. & Collado, H. (1999): *Maltravieso. El santuario extremeño de las manos*. Memorias 1. Consejería de Cultura, Junta de Extremadura. Badajoz.
  - Roberts, R., Bird, M., Olley, J., Galbraith, R., Lawson, E., Laslett, G., Yoshida, H., Jones, R., Fullagar, R., Jacobsen, G. & Hua, Q. (1998a). Optical and radiocarbon dating at Jinmium rock shelter in northern Australia, *Nature* 393, 358–362.

- Roberts, R., Walsh, G., Murray, A., Olley, J., Jones, R., Morwood, M., Tuniz, C., Lawson, E., Macphail, M., Bowdery, D. & Naumann, I. (1997). Luminescence dating of rock art and past environments using mud-wasp nests in northern Australia, *Nature* 387, 696–699.
- Roberts, R.G., Galbraith, R., Olley, J. & Yoshida, H., Laslett, G. (1999). Optical dating of single and multiple grains of quartz from Jinmium Rock Shelter, northern Australia. Part II: Results and implications, *Archaeometry* 41, 365–395.
- Rodríguez-Hidalgo, A. (2008). *Zooarqueología de los yacimientos kársticos del Complejo Cacereño (Cueva de Santa Ana y Cueva de Maltravieso)*, Área de Prehistoria/IPHES, Universitat Rovira i Virgili. Tarragona. DEA.
- Rodríguez-Hidalgo, A. (2010). The Scavenger or the Scavenged? *Journal of Taphonomy*, 1:75-76.
- Rodríguez-Hidalgo, A., Canals, A., Saladie, P., García, A. B. & García, M. (en prensa). Upper Palaeolithic ornaments sea-shells from Sala de las Chimeneas, Maltravieso cave, Cáceres (Spain), *Congreso del International Council of Archaeo-Zoology*, Santander.
- Rogers, F. *et al.* (1963). Size of naturally abraded materials, *Journal of Sed. Petrol.*, 33, pp: 628-632.
- Romanek, C., Grossman, E. & Morse, E. (1992). Carbon isotopic fractionation in synthetic calcite, effects of temperature and precipitation rate, *Geochimica Cosmochimica Acta*, 56: 419-430.
- Salomons W., Mook W. G., (1986). Isotope geochemistry of carbonates in the weathering zone, En: *Handbook of Environmental Isotope Geochemistry*, Fritz P. & Fontes J. Ch. (Eds.), 2-B: 239-269.
- Sanchez-Goñi, M.F. & D'Enrico, F. (2005). La historia de la vegetación y el clima del último ciclo climático (OIS5-OIS1, 140.000-10.000 años BP) en la Península Ibérica y su posible impacto sobre los grupos paleolíticos, *Monografías (Museo de Altamira)* 20: 115-129.
- Sasidharan R, Sunta, C. M. & Nambi, K. S. V. (1978). TL Dating: Error implications in case of undetermined U-Th concentration ratio in pottery samples, *Ancient TL* 2, 8-11.
- Schwarcz, H. P., (1986). Geochronology and isotopic geochemistry of speleothems, En: *Handbook of Environmental Isotope Geochemistry*. Fritz P. and Fontes J. Ch. (Eds.), 2-B: 271-303.
- Self, C. A. & Hill, C. A. (2003). How speleothems grow: an introduction to the ontogeny of cave minerals, *Journal of Cave and Karst Studies*, 65 (2): 130-151.
- Selley, R. C., Cocks, L. R. M. & Plimer, I. R. Editors (2005). *Encyclopedia of Geology*, Elsevier Academic Press, London.
- Serban, M., Viehmann, I., & Coman, D. (1961). *Caves of Romania*, Meridiane, Bucharest.

- Shakelton, N. J. (1977). The oxygen isotope stratigraphic record of the Late Pleistocene. *Philosophical Transactions of the Royal Society*, London, B, 280: 169-179.
- Shelkopyas, V. N. & Morozov, G. V. (1965). Some results of an investigation of Quaternary deposits by the thermoluminescence method. En: *Materials on the Quaternary Period of the Ukraine*, 83-90. 7th International Quaternary Association Congress, Kiev.
- Shelkopyas, V. N. (1971). Dating of the Quaternary deposits by means of thermoluminescence. En: *Chronology of the Glacial Age*, eds. V. A. Zubakov and V. V. Kochegura, 155-160. Geographical Society of the USSR, Leningrad.
- Shopov Y.Y. (1991). A new method for photography of luminescence and its applications in speleology. *The NSS Bulletin*, 53 (2): 123.
- Shopov, Y. Y. (2003). Luminescence of Speleothems, *Studi Trent. Sci. Nat. Acta Geol.*, 80: 95-104.
- Singarayer, J.S. & Bailey, R.M. (2003). Further investigations of the quartz optically stimulated luminescence components using linear modulation, *Radiation Measurements* 37, 451-458.
- Singhvi, A.K., Sharma, Y.P & Agrawal, D.P. (1982) Thermoluminescence dating of sand dunes in Rajasthan, India. *Nature* 295, 313-315.
- Smith, B.W. & Rhodes, E.J. (1994). Charge movements in quartz and their relevance to optical dating, *Radiation Measurements* 23, 329-333.
- Smith, B.W., Prescott, J.R. & Polach, H. (1982). Thermoluminescence dating of marine sediments from Spencer Gulf. En: Ambrose, W., Duerden, P. (Eds.), *Archaeometry: An Australian Perspective*, Occasional Papers in Prehistory 12, Department of Prehistory, Research School of Pacific Studies. Australian National University, Canberra, 282-289.
- Smith, M.A., Prescott, J.R. & Head, M.J. (1997). Comparison of  $^{14}\text{C}$  and luminescence chronologies at Puritjarra rock shelter, central Australia, *Quaternary Science Review* 16, 299-320.
- Solé Benet, A. (1991). Micromorfología: Métodos y técnicas microscópicas aplicadas a la Arqueología en Arqueología (Pila, A. coord), CSIC, Col. Numerosas Tendencias, 19, Madrid, pp: 22-42.
- Sondag, F., van Ruymbeke, M., Soubies, F., Santos, R., Somerhausen, A., Seidel, A. & Boggiani, P. (2003). Monitoring present day climatic conditions in tropical caves using an Environmental Data Acquisition System (EDAS), *Journal of Hydrology*, 273: 103-118.
- Spooner, N.A. (1994). The anomalous fading of infrared-stimulated luminescence from feldspars, *Radiation Measurements* 23, 625-632.

- Stepanov, V.I. (1973). On aims and methods when studying crystallization sequences in ore mineral aggregates; En: *Issledovaniya voblasty prikladney mineralogii i kristallogimii*, Institute of Geology, Geochemistry, and Crystallography of Rare Elements, Moscú, 3-10.
- Stokes, S. (1994). The timing of OSL sensitivity changes in a natural quartz, *Radiation Measurements* 23, 601-605.
- Stoops, G. (2003). Guidelines for analysis and description of soils and regolith thin section, Soil Science Society of America, Inc., Madison, Wisconsin, USA.
- Stowe, L. G. & Teeri, J. A. (1978). The geographic distribution of C4 species of the Dicotyledonae in relation to climate, *The American Naturalist*, 112: 609-623.
- Sweeting, M. M. (1972). *Karst Landforms*, The Macmillan Press, 362 págs., Londres.
- Taborosi, D., Hirakawa, k. & Sawagaki, T. (2005). Carbonate precipitation along a microclimatic gradient in a Thailand cave. Continuum of Calcareous tufa and speleothem, *Journal of Cave and Karst Studies*, 67: 69-87
- Talma, A. S. & Vogel, J. C. (1992). Late Quaternary paleotemperatures derived from a speleothem from Cango Caves, Cape Province, South Africa, *Quaternary Research*, 37: 203-213.
- Taylor, P. M. & Chafetz, H. S. (2004). Floating rafts of calcite crystals in cave pools, Central Texas, U. S. A.: Crystal habit vs. saturation state, *Journal of Sedimentary Research*, 74 (3): 328-341.
- Tena-Dávila Ruiz, M. & Corretge Castañón, L. G. (1982). *Memoria explicativa del mapa geológico de Cáceres nº 704. E. 1:50.000*. Madrid: Servicio de Publicaciones Ministerio de Industria y Energía.
- Thompson, P., Ford, D. C. & Schwarcz, H. P. (1975).  $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$  ratios in limestone cave seepage waters and speleothems from West Virginia, *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 39:661-669.
- Tucker, M. E. (1981). *Sedimentary Petrology. An Introduction. Geoscience Texts*, Vol. 3, pp. 252, Blackwell Scientific Publications, Oxford, London, Edinburgh, Melbourne.
- Turney, C.S.M., Fifield, L.K., Roberts, R.G., Smith, M., Dortch, C.E., Grün, R., Lawson, E., Ayliffe, L.K., Miller, G.H., Dortch, J. & Cresswell, R.G. (2001). Early human occupation at Devil's Lair, southwestern Australia 50,000 years ago, *Quatern. Res.* 55, 3-13.
- Verrecchia, E.P. & Verrecchia, K.E. (1994). Needle-fiber calcite: a critical review and a proposed classification. *Journal of Sedimentary Research*, 64: 650-664.
- Verrecchia, E. P. (1987). Géodynamique du carbonate de calcium à la surface des continents, en Miskovsky, J. C. (Dir.) *Géologie de la Préhistoire: Méthodes, Techniques, Applications*, Association pour l'Étude de l'Environnement Géologique de la Préhistoire, Paris.

- Viles, H.A. & Pentecost, A. (2007). Toba and travertine. In: Nash, D.J., McLaren, S. (Eds), *Geochemical Sediments and Landscapes*. Blackwell Publications, Oxford, pp. 172-199.
- Vogel J. C. (1983).  $^{14}\text{C}$  variations during the Upper Pleistocene, *Radiocarbon*, Vol. 25, 2: 213-218.
- Walker, M. (2005) *Quaternary Dating Methods*, John Wiley & Sons, Ltd, Chichester (Inglaterra).
- Walton A. J. & Debenham N. C. (1982). Dating of paleolithic calcite by TL observation of spatial inhomogeneity, *PACT* 6, 202-208
- White, W. B. (1976). Cave minerals and speleothems, En: Ford, T. D. & Cullingford, C. H. D. (Eds.), *The Science of Speleology*, Academic Press, 267-327, Londres.
- Whitton, B. A. & Potts, M., Eds. (2002). *The Ecology of Cyanobacteria. Their diversity in time and space*, Kluwer Academic Publishers, New York.
- Wigley, T. M. L. & Brown, M. C. (1976). The physics of caves. En Ford, D. C. y Cullingford, C. H. D. (ed.) *The science of speleology*, Academic Press, Inc., Londres, 329-358.
- Winograd, I. J., Landwerh, J. M., Ludwig, K. R., Coplen, T. B. & Riggs, A. C. (1997). Duration and structure of the past four interglaciations, *Quaternary Research*, 48: 141-154.
- Wintle A. G. (1975) Effects of sample preparation on the thermoluminescence characteristics of calcite. *Mod. Geol.* 5, 165-167.
- Wintle, A.G. & Huntley, D.J. (1979b). Thermoluminescence dating of sediments. *PACT* 3, 374-380.
- Wintle, A.G. & Huntley, D.J., (1979a). Thermoluminescence dating of a deep-sea sediment core, *Nature* 289, 479-480.
- Wintle, A.G. & Huntley, D.J., (1980). Thermoluminescence dating of ocean sediments, *Canadian Journal of Earth Sciences* 17, 348-360.
- Wintle, A.G. & Huntley, D.J., (1982). Thermoluminescence dating of sediments, *Quaternary Science Reviews* 1, 31-53.
- Wintle, A.G. & Murray, A.S. (2006). A review of quartz optically stimulated luminescence characteristics and their relevance in single aliquot regeneration dating protocols, *Radiation Measurements* 41, 369-391.
- Wintle, A.G. & Murray, A.S., (2006). A review of quartz optically stimulated luminescence characteristics and their relevance in single aliquot regeneration dating protocols, *Radiation Measurements* 41, 369-391.
- Wintle, A.G. (1991). Luminescence dating, En: P.L. Smart, P.D. Frances (Eds), *Quaternary Dating Methods - A User's Guide*. Technical Guide 4, Quaternary Research Association, London, 108-127.

- Yoshida, H., Roberts, R.G. & Olley, J.M. (2003). Progress towards single-grain optical dating of fossil mud-wasp nests and associated rock art in northern Australia, *Quaternary Science Reviews* 22, 1273–1278.
- Zimmerman, D. W. (1971). Thermoluminescence dating using fine grains from pottery. *Archaeometry* 13, 29-52.

UNIVERSITAT ROVIRA I VIRGILI

GEOLOGÍA SEDIMENTARIA Y LUGARES DE OCUPACIÓN PREHISTÓRICOS DE LA CUEVA DE MALTRAVIESO (CÁCERES, ESPAÑA)

Eva Mancha Flores

DL: T. 1352-2011