

UNIVERSIDAD DE BURGOS
FACULTAD DE HUMANIDADES Y EDUCACIÓN
DEPARTAMENTO DE CIENCIAS HISTÓRICAS Y GEOGRAFÍA

LA EVOLUCIÓN GEOMORFOLÓGICA DEL KARST DE LA
SIERRA DE ATAPUERCA (BURGOS) Y SU RELACIÓN CON LOS
YACIMIENTOS PLEISTOCENOS QUE CONTIENE

Tesis Doctoral

Ana Isabel Ortega Martínez
Burgos, marzo de 2009

Director:

Alfredo Pérez-González

Asesor de Dirección

Centro Nacional de Investigación sobre la Evolución Humana (CENIEH)

José Miguel Carretero Díaz

Departamento de Ciencias Históricas y Geografía

Facultad de Humanidades y Educación

Universidad de Burgos

*A la memoria de mi padre y abuela,
porque ya no están,
al cariño de mi madre y hermanos,
porque están,
y al amor de mi marido e hijos,
porque siempre estarán*

A todos los míos

Esta Tesis Doctoral se ha realizado, gracias al disfrute de una beca F.P.I. del convenio Iberdrola-Universidad de Burgos y al apoyo económico de la Fundación Atapuerca, en el Departamento de Ciencias Históricas y Geografía de la Universidad de Burgos y ha sido financiada por los proyectos de investigación de la *DGICYT-BXX2000-1258-03-02*, *DGICYT BOS 2003-08-938-C03-01* y *CGL 2006-13532-CO3-02* (Geología, Geocronología y Paleobiología de los yacimientos de la Sierra de Atapuerca I (2000-2003), II (2004-2006) y III (2006-2009). Investigador Principal: Juan Luis Arsuaga), mientras que las correspondientes campañas de excavación han sido financiadas por la Junta de Castilla y León.

Esta Memoria es presentada por Ana Isabel Ortega Martínez para optar al grado de Doctor en Humanidades.

Burgos, marzo de 2009

Directores de la tesis

Fdo.: Alfredo Pérez González

Fdo.: José Miguel Carretero Díaz

El Doctorando

Fdo.: Ana Isabel Ortega Martínez

Agradecimientos

De bien nacido es ser agradecido. Por este motivo, aprovecho la ocasión para mostrar el reconocimiento por la ayuda prestada en este largo proyecto. Son numerosas las personas e instituciones que me han ayudado a dar forma a esta Tesis Doctoral, por ello, quisiera corresponderles a todas ellas con el trabajo finalizado ya que sin su decidido apoyo, voluntad de ánimo y consuelo, no hubiera sido posible. A todos, gracias, pero es mi obligación destacar mi gratitud a quienes más directamente han estado relacionadas con esta investigación.

En primer lugar, quiero agradecer a Alfredo Pérez González, mi director, la confianza que siempre puso en mí, brindándome la oportunidad de especializarme en este mundo de las cuevas, al ofrecerme su apoyo y dedicación, esperando haberle correspondido, al final de todo este tiempo, con esta Tesis.

Me gustaría dar las gracias a Santiago Jiménez y a la Empresa Iberdrola por su apoyo inicial, hecho realidad a partir del convenio con la Universidad de Burgos y el apoyo del profesor José Miguel Carretero, codirector, al concederme una beca FPI entre 1999 y 2003, que me permitió la pertenencia de pleno derecho al mundo de la investigación universitaria. Gratitud que debo hacer extensiva a Juan Luis Arsuaga, Eudald Carbonell y José M^a Bermúdez de Castro, por su apoyo incondicional al permitir mi incorporación como investigadora de la Fundación de Atapuerca en la Universidad de Burgos, lo que ha hecho posible que este trabajo se llevase a término.

Mi más sincera gratitud a todo el Equipo de Investigación de los yacimientos de la Sierra de Atapuerca, que desde 1981 me acogieron y enseñaron, proporcionándome un soporte científico, humano y logístico necesario que, junto a las imprescindibles experiencias, me han capacitado para alcanzar las investigaciones que aquí se presentan. A todo el equipo mi más sincero agradecimiento, pero me permito el lujo de nombrar aquí a las personas que más directamente han estado vinculadas con los trabajos por mí realizados.

Muestro un recuerdo especial para Emiliano Aguirre, con quien redacté un primer borrador del proyecto de tesis en 1989, y con quien di mis primeros pasos en el Museo Nacional de Ciencias Naturales.

Mi gratitud más sincera para Eudald Carbonell, por estar apoyándome siempre que lo he necesitado y por enseñarme a ser investigadora con los trabajos sobre el Pleistoceno y sobre el karst, junto a todo su grupo de la Universidad Rovira y Virgili. También a José M^a. Bermúdez de Castro y su equipo, por su apoyo y confianza.

Una mención especial quiero hacer a Juan Luís Arsuaga, por la atención y colaboración que me ha brindado en todos estos años. Esencial para la consecución de este estudio han sido las continuas discusiones y sugerencias sobre el carácter del enclave de la Sima de los Huesos y la Sala de los Cíclopes, que han quedado reflejadas en este trabajo. Agradecimiento que hago extensivo a su grupo del Centro de la UCM-ISCI (Ignacio Martínez, Ana Gracia, Rolf Quam, Carlos Lorenzo y Nuria García) y a Arantza Aranburu (Universidad del País Vasco).

Otra mención especial es para Alfonso Benito (CENIEH), quien siempre me ha prestado sus ánimos e incalculable ayuda en lo concerniente al conocimiento geomorfológico de la Sierra de Atapuerca y su entorno, lo que ha resultado básico para el entendimiento del endokarst, siendo además el perfecto compañero de viaje en el sendero del conocimiento científico. A Josep M^a Parés y Darryll Granger por su colaboración y discusión sobre el karst, que han sido muy beneficiosas para el trabajo.

De igual modo, tengo que hacer extensivo mi agradecimiento a Gloria Cuenca-Bescós (Universidad de Zaragoza) por las amenas discusiones sobre la influencia de la microfauna en los entornos de cuevas, y a Raquel Pérez por sus trabajos de altimetría y planimetría que han permitido unificar la cartografía y topografía del interior con la del exterior, posibilitando hacer las combinaciones necesarias para el desarrollo de esta investigación, que a veces parecen hechas por arte de magia.

También quisiera nombrar a todo el equipo de investigación del Laboratorio de Evolución Humana de la Universidad de Burgos y en especial a Laurita, Laura, Rebeca, Amalia, Asier y Elena, por su apoyo y amistad, y sobre todo a José Miguel Carretero por facilitarme todo lo necesario para el buen desarrollo de esta Tesis Doctoral.

Al equipo de excavación del Portalón, por su buen hacer y responsabilidad, a pesar de trabajar hasta las tantas. Especialmente quiero citar a M^a Cruz Ortega, cuya profesionalidad me ha posibilitado la compaginación de los trabajos de campo en el Portalón y en el endokarst de la Sierra de Atapuerca durante las intensivas campañas de verano, permitiéndome la toma de datos y muestras relacionadas con la investigación que aquí nos ocupa.

Hace muchos años entré como miembro del Grupo Espeleológico Edelweiss de la Excm. Diputación Provincial de Burgos y, con los años, aprendí a conocer el medio subterráneo, pero lo más importante es que aprendí a ver las cuevas como entornos amigos. Por ello, y por toda la colaboración material, económica y humana, así como por la amplísima y valiosísima información que sobre las cuevas burgalesas me han proporcionado, muestro mi más sincero reconocimiento y gratitud a este grupo de espeleólogos (Salva, Miguel, Fortu, Rioseras, Paco, Roberto, Jesu, Ana, Teresiano, Joli,...). A todos los del Edelweiss gracias.

A la Junta de Castilla y León por las facilidades prestadas desde el Servicio de Arqueología (Ana Carmen Pascual, Cristina Etxeberría, y guardas del yacimiento) y del Museo de Burgos (Marta Negro y Belén Castillo). A toda la gente de Ibeas y Atapuerca (Eloy y su familia, a Sole, Carlos, Raquel, Santi, Patricia..., a Bernardo y Blanqui, a Vero, a Isaac... mis *aborígenes* favoritos) por su cariño y por haberme enseñado los maravillosos nombres de todos sus rincones.

También quiero mostrar mi reconocimiento a todos los espeleólogos, geomorfólogos e investigadores que han publicado sus investigaciones, sin ellos nunca hubiera comprendido el verdadero valor del karst.

A mi familia, porque no sólo me ha soportado en esta larga tarea, sino porque también la ha compartido y ha hecho todo lo posible para que se finalice. A Diego y Pablo porque no entienden muy bien que es esto de la tesis pero lo han aceptado. Y por último a Miguel, por estar ahí, enseñándome, animándome, corrigiéndome, ayudándome y todo esto sin dejar de quererme.

Gracias a todos porque, al final, la investigación es una labor de equipo y sin este amplio y singular equipo no hubiera sido posible finalizarla.

INDICE

1. INTRODUCCIÓN	3
1.1. Objetivo	3
1.2. Metodología	5
1.2.1. <i>Cartografía topográfica y trabajos de posicionamiento e itinerarios</i>	6
1.2.2. <i>Cartografía geomorfológica y evolución del paisaje</i>	9
1.2.3. <i>Cartografía espeleológica y análisis de formas y depósitos kársticos</i>	10
1.2.4. <i>Prospecciones geofísicas de elementos kársticos</i>	13
1.2.5. <i>Analítica y dataciones</i>	
2. MARCO GEOGRÁFICO, GEOLÓGICO Y GEOMORFOLÓGICO DE LA SIERRA DE ATAPUERCA Y SU ENTORNO	15
2.1. Situación geográfica	17
2.2. Geografía humana	22
2.3. Condicionantes geológicos	26
2.3.1. <i>La estratigrafía</i>	26
2.3.1.1. <i>Secuencia mesozoica</i>	26
2.3.1.2. <i>Secuencia cenozoica</i>	28
2.3.2. <i>La tectónica</i>	32
2.4. Características geomorfológicas generales	33
2.4.1. <i>Superficies de Erosión</i>	33
2.4.2. <i>Superficies Poligénicas</i>	38
2.4.2.1. <i>Superficies Poligénicas de los Páramos</i>	39
2.4.2.2. <i>Plataformas y Planos estructurales</i>	40
2.4.3. <i>Valles fluviales</i>	44
2.4.3.1. <i>Valle del río Arlanzón</i>	44
2.4.3.2. <i>Valle del río Vena</i>	49
2.4.3.3. <i>Valle del río Pico</i>	52
2.4.3.4. <i>Valles de la Sierra de Atapuerca</i>	55
2.4.3.5. <i>Síntesis de la secuenciación de aterramiento fluvial</i>	60

3. EL KARST	63
3.1. Concepto de Karst	65
3.1.1. <i>Etimología y primeras investigaciones</i>	65
3.1.2. <i>La karstificación</i>	66
3.1.3. <i>El acuífero kárstico</i>	71
3.1.4. <i>La evolución del karst</i>	72
3.2. El Karst en España: visión de la investigación	79
3.3. El Karst en Burgos: investigaciones espeleológicas	84
3.3.1. <i>El uso de las cuevas desde la Prehistoria a la Edad Media</i>	84
3.3.2. <i>Primeras referencias escritas sobre cavidades burgalesas</i>	85
3.3.3. <i>La Espeleología: el estudio de las cavernas</i>	87
3.3.3.1. <i>El desarrollo de los estudios en cuevas (1863-1936)</i>	89
3.3.3.2. <i>El Grupo Espeleológico Edelweiss</i>	94
3.3.3.2.1. <i>Los trabajos iniciales (1951-1970)</i>	94
3.3.3.2.2. <i>La sistematización de los trabajos (1970-2007)</i>	96
3.3.4. <i>Estudios en el Karst de la Sierra de Atapuerca</i>	105
3.3.5. <i>El Karst en la provincia de Burgos: su distribución</i>	107
3.3.5.1. <i>El macizo paleozoico de la Demanda</i>	108
3.3.5.2. <i>La orla ibérica mesozoica</i>	109
3.3.5.3. <i>La depresión terciaria del Duero</i>	111
3.3.5.4. <i>La depresión terciaria del Ebro</i>	112
3.3.5.5. <i>El sector vasco-cantábrico</i>	113
3.3.6. <i>La karstificación en el entorno de la Sierra de Atapuerca</i>	123
4. EL MODELADO KÁRSTICO DEL ÁREA ESTUDIADA	131
4.1. El Monte San Vicente: Niveles morfológicos del flanco Oeste	133
4.1.1. <i>Niveles morfológicos en los valles periféricos al sistema endokárstico</i>	135
4.1.2. <i>Niveles morfológicos en los valles de incidencia directa sobre el sistema endokárstico</i>	139
4.1.2.1. <i>Valle de Cueva Mayor</i>	140
4.1.2.2. <i>Valle de la Propiedad</i>	155
4.1.2.3. <i>Valle de la cantera de las Torcas</i>	162
4.1.2.4. <i>Valle de Valhondo</i>	163
4.1.2.5. <i>Valle de Valdecuende - La Hoyada</i>	167
4.2. El exokarst de la Sierra de Atapuerca	168
4.2.1. <i>Unidades kársticas</i>	168
4.2.1.1. <i>Valles de control litoestructural</i>	169
4.2.1.2. <i>Lapiaces</i>	173
4.2.1.3. <i>Dolinas</i>	175

4.3. El endokarst de la Sierra de Atapuerca	183
4.3.1. <i>Unidades kársticas</i>	184
4.3.1.1. <i>El Monte de San Vicente</i>	184
4.3.1.1.1. <i>El karst del sector meridional de San Vicente</i>	185
A) <i>Cueva Paredeja, Cueva Ciega y los rellenos CR6</i>	185
B) <i>El Abrigo del Mirador y el conducto CR7</i>	190
4.3.1.1.2. <i>El karst de Torcas-Valhondo-Cueva Mayor</i>	196
A) <i>El control estructural en el Monte de San Vicente</i>	198
B) <i>Sistema Cueva Mayor-Cueva del Silo y Cueva Peluda</i>	204
a. <i>Nivel Superior: Galería del Sílex-Portalón-Salón del Coro-Galería de las Estatuas</i>	205
b. <i>Nivel intermedio: Sala de los Cíclopes-Galería del Silo-Galería Baja-Elefante/TR4</i>	264
c. <i>Nivel inferior: Sima de los Huesos-Cueva del Silo-Cueva Peluda</i>	331
4.3.1.1.3. <i>El conjunto de Cavidades de Trinchera Norte y Canteras</i>	380
A) <i>Cueva del Compresor</i>	381
a. <i>Sector Oriental</i>	383
b. <i>Sector Septentrional</i>	386
B) <i>Conductos de Trinchera y Canteras</i>	389
a. <i>Cavid. del nivel superior de las canteras de Atapuerca</i>	391
b. <i>Cavid. del nivel intermedio de la Trinchera del Ferroc.</i>	392
c. <i>Cavid. del nivel inferior de la Trinchera del Ferrocarril</i>	417
4.3.1.2. <i>El Monte de Matagrande</i>	421
5. INVESTIGACIÓN GEOFÍSICA PARA EL CONOCIMIENTO DEL KARST: SU APLICACIÓN A LA SIERRA DE ATAPUERCA	429
5.1. Introducción	431
5.2. Tomografía eléctrica de resistividad	431
5.3. Aplicación de la Tomografía Eléctrica de Resistividad en el Karst de Atapuerca	434
5.3.1. <i>Antecedentes</i>	434
5.3.2. <i>Tomografía Eléctrica de Resistividad en el Karst de la Sierra de Atapuerca</i>	435
5.3.2.1. <i>Tomografía Eléctrica sobre Cueva Peluda</i>	437
5.3.2.2. <i>Tomografía Eléctrica en la Campa del Silo</i>	441
5.3.2.3. <i>Tomografía Eléctrica en el Valle de la Propiedad</i>	444
5.3.2.4. <i>Tomografía Eléctrica sobre el final de la Galería de las Estatuas</i>	463
5.3.2.5. <i>Tomografía Eléctrica en Torcas (sector Dolina-Complejo de Galería)</i>	467
5.3.2.6. <i>Tomografía Eléctrica en el V. de C. Mayor (sector Cíclopes-C. del Silo)</i>	473
5.4. Conclusiones	488

6. DISCUSIÓN Y SÍNTESIS DE RESULTADOS	493
6.1. Introducción	495
6.2. Génesis de la karstificación en la Sierra de Atapuerca	496
6.2.1. <i>El exokarst</i>	497
6.2.2. <i>El endokarst: las cavidades de la Sierra de Atapuerca</i>	500
6.2.2.1. <i>Matagrande: pequeños manantiales</i>	500
6.2.2.2. <i>San Vicente: cavidades multinivel, herencia de un paisaje kárstico</i>	502
A. <i>Zona de recarga del karst</i>	505
B. <i>Zona de descarga del karst</i>	511
C. <i>Los niveles del karst</i>	514
i. <i>Nivel de Cueva Ciega-Paredeja: herencia miocena</i>	515
ii. <i>Nivel Superior: el piso Sílex-Estatuas y su desarrollo plioceno</i>	515
iii. <i>Nivel Intermedio: el piso Silo-Baja y las cavidades de Trinchera durante el Pleistoceno inferior</i>	530
iv. <i>Nivel inferior: la terraza Silo-Peluda del Arlanzón</i>	544
6.3. Rellenos kársticos: registros cronoestratigráficos	554
a) <i>Los rellenos de la Sala de los Cíclopes</i>	555
b) <i>El relleno de Elefante</i>	561
c) <i>El relleno de Dolina-Penal</i>	568
d) <i>El Complejo de Galería</i>	573
e) <i>La Sima de los Huesos</i>	576
f) <i>La terraza de Cueva del Silo-Cueva Peluda</i>	581
7. CONCLUSIONES SOBRE LA EVOLUCIÓN GEOMORFOLÓGICA DEL KARST DE LA SIERRA DE ATAPUERCA (BURGOS) Y SU RELACIÓN CON LA GÉNESIS DE LOS YACIMIENTOS PLEISTOCENOS QUE CONTIENE	589
8. BIBLIOGRAFÍA	597
9. ANEXOS: DOCUMENTACIÓN PLANIMÉTRICA	
9.1. Planos	
9.2. Alzados	
9.3. Láminas-Sección	

1. INTRODUCCIÓN

1.1. Objetivo

1.2. Metodología

- 1.2.1. *Cartografía topográfica y trabajos de posicionamiento e itinerarios*
- 1.2.2. *Cartografía geomorfológica y evolución del paisaje*
- 1.2.3. *Cartografía espeleológica y análisis de formas y depósitos kársticos*
- 1.2.4. *Prospecciones geofísicas de elementos kársticos*
- 1.2.5. *Analítica y dataciones*

1. INTRODUCCIÓN

1.1. Objetivo

La Tesis Doctoral que aquí se presenta se engloba dentro de la línea de investigación del medio físico en el que se encuadran los yacimientos de la Sierra de Atapuerca, dirigida por el profesor Alfredo Pérez-González y surgida de la necesidad de contextualizar los yacimientos arqueo-paleontológicos respecto al paisaje físico que los engloba. Esta línea de investigación ha combinado el análisis de la evolución geomorfológica del paisaje de la Sierra de Atapuerca, que constituyó la Tesis Doctoral defendida por Alfonso Benito Calvo en 2004 (Universidad Complutense de Madrid), con el estudio del sistema endokárstico de esta sierra, que se concreta en la presente Tesis Doctoral.

Para comprender el proceso de karstificación de la Sierra de Atapuerca, el objetivo principal era comprender el papel de la evolución hidrogeológica y geomorfológica de la sierra desde el Neógeno. Conocer cómo el establecimiento de los niveles freáticos de las diferentes unidades morfosedimentarias terciarias podrían haber actuado sobre el karst, pudiendo ser los responsables de la formación inicial del sistema endokárstico, tal y como apuntaban los estudios preliminares, así como precisar el papel del Arlanzón durante el Cuaternario, cuyo encajamiento había producido una sucesión de estadios evolutivos, que controlarían la incisión de la red de drenaje secundaria e impondrían unos niveles de base que condicionarían el desarrollo del complejo subterráneo que alberga los yacimientos.

Los trabajos desarrollados sobre la evolución del paisaje han permitido establecer, con un grado de precisión adecuado, la influencia que el nivel del terreno y los procesos geomorfológicos que en él actuaron habrían ejercido sobre la génesis y desarrollo de la karstificación de esta sierra, cuya evolución potenciará el desarrollo de las cavidades, desde fases freáticas a inactivas, llegando a fosilizar sus sectores de entrada, puntos de conexión entre el medio físico externo y el subterráneo, facilitando el relleno de sus secciones y, por tanto, la formación de los yacimientos. Sin embargo, no resultaba sencillo establecer ni justificar tales relaciones, debido a la falta de elementos de configuración de los conductos endokársticos, así como a la ausencia, en la actual configuración morfológica del entorno de los yacimientos, de claros hitos morfológicos evidentes.

En la presente Tesis Doctoral, por tanto, se pretendía abordar la tarea de analizar la geomorfología genético-evolutiva de los sistemas kársticos de la Sierra de Atapuerca para, de este

modo, poder establecer con la mayor precisión posible las etapas de la evolución del proceso de karstificación de este enclave, con especial incidencia en el entorno de los yacimientos arqueo-paleontológicos.

Nuestro análisis se ha centrado principalmente en el sector occidental del San Vicente, entre los términos de Torcas y Valle de Cueva Mayor, en donde se concentran la mayor parte de las morfologías subterráneas. Este sector se desarrolla sobre litologías carbonatadas mesozoicas, de calizas y dolomías fuertemente estructuradas, en una zona de límite de las cuencas del Arlanzón y del Pico. Se caracteriza por presentar una gran riqueza y variedad de formas endokársticas, con referencias claras a mecanismos espeleogenéticos y sus morfologías asociadas, así como variedad de rellenos de conductos con secuencias estratigráficas y cronologías claramente establecidas, que hacen del mismo una zona privilegiada para abordar el estudio en profundidad del modelado subterráneo y un escenario ideal para su interpretación.

Una vez reconocidas las etapas de formación del relieve, a partir de los trabajos de Benito Calvo y Pérez-González, faltaba por analizar en detalle la evolución del sistema endokárstico de la Sierra de Atapuerca y sus eventos de formación, permitiendo de este modo establecer las relaciones geométricas entre las morfologías externas e internas de cada etapa, especialmente en el sector de la Sierra de Atapuerca donde se ubican los yacimientos. Para este objetivo los nuevos perfiles longitudinales de los valles occidentales del Monte de San Vicente han aportado interesantes análisis que han contribuido a una mayor precisión en la estimación cuantitativa de la distribución del relieve en el pasado, así como un mejor reconocimiento de los niveles de base.

Para poder conocer los procesos anteriormente citados, era necesario disponer del modelado kárstico que interrelacionase la cartografía geomorfológica con la planimetría espeleológica (secciones y perfiles, identificación de elementos kársticos, depósitos, etc.), que permitiese reflejar la geometría actual del karst, relacionando los diferentes niveles de conductos y sus rellenos sedimentológicos en un esquema evolutivo sobre la génesis de este paisaje kárstico.

Para ello, se ha unificado la información planimétrica existente, tanto del exokarst como del endokarst, estableciendo un mismo sistema de referencias geográficas (coordenadas) para todo el área estudiada, en cuyo desarrollo se ha trabajado con Raquel Pérez Martínez, Ingeniera Técnica en Geodesia y Cartografía, cuyo trabajo ha permitido en la actualidad disponer de una unificación de la información necesaria para la elaboración futura de la primera base del Sistema de Información Geográfica de los Yacimientos Arqueológicos de la Sierra de Atapuerca.

Los trabajos de topografía y análisis morfológicos se han visto completados con nuevos trabajos topográficos en Cueva Mayor, Cueva del Silo, Cueva Peluda, Cueva del Compresor, Cueva Paredeja y Cueva Ciega que han permitido referenciar con exactitud las secciones tomadas en las diferentes cavidades. Todas ellas se han relacionado entre sí, pero especialmente con los niveles de base de los eventos geomorfológicos que marcan la evolución del paisaje en la Sierra de Atapuerca.

El resultado ha sido la incorporación en un mismo sistema de coordenadas de todos los conductos conocidos de la Sierra de Atapuerca, en donde destacan las cavidades del Sistema de

Cueva Mayor-Cueva del Silo, Cueva Peluda, Cueva del Compresor, Cueva Ciega y el Abrigo del Mirador, así como los yacimientos de Elefante, Gran Dolina y el Complejo de Galería y los más de 40 rellenos kársticos sacados a la luz por los frentes de las antiguas canteras o la Trinchera del Ferrocarril.

La interrelación de la información recuperada en los conductos kársticos con la proporcionada por los rellenos fosilíferos excavados, de gran riqueza bioestratigráfica, permite precisar y delimitar la secuencia geológica del último millón y medio de años, fase en que los niveles superiores presentan características vadosas, pasando a formar parte de un régimen hidráulico inactivo durante el Pleistoceno medio, presentando fosilizados gran parte de sus conductos al final de este período.

La realización de una modelización de las formas y depósitos, a partir de los cuales podemos deducir los procesos geomorfológicos del karst de la Sierra, en dos dimensiones, ha constituido otro de los objetivos principales de esta tesis doctoral, que nos ha permitido disponer de un modelo teórico de representación gráfica del modelo evolutivo de la historia de este karst y sus yacimientos, consistente en la reconstrucción de los conductos endokársticos a través de la proyección de galerías y secciones sobre la tendencia topográfica de las paleosuperficies del terreno por métodos cartográficos digitales, iniciados por Benito Calvo (2004). Con estas cartografías se pretendía dar un argumento cuantitativo que aportase nuevas herramientas de correlación y complementase los criterios geológicos y geomorfológicos establecidos en trabajos anteriores, con el fin de determinar las asociaciones ya observadas y de fijar nuevas relaciones geométricas que facilitarían el análisis de la influencia que las etapas geomorfológicas habrían desempeñado en el desarrollo de los sistemas subterráneos.

Cada uno de estos planteamientos iniciales llevaba añadido el objetivo de aportar una información básica de detalle, como son las cartografías espeleológicas, que sirviera de apoyo o punto de partida para futuros estudios geomorfológicos, geológicos, arqueológicos, antropológicos, paleontológicos, ecológicos y paisajísticos relacionados con la investigación y gestión de los yacimientos paleo-antropológicos de la Sierra de Atapuerca en su conjunto.

1.2. Metodología

En este apartado se pretende dar una visión general de la metodología y técnicas empleadas para el desarrollo de esta Tesis Doctoral. Una parte importante de esta investigación se ha centrado en la recopilación de la información disponible: cartográfica, geológica, geomorfológica, topográfica, pero especialmente espeleológica de la Sierra de Atapuerca, desarrollándose cartografías específicas en las zonas de mayor interés, a diferentes escalas.

1.2.1. Cartografía topográfica y trabajos de posicionamiento e itinerarios

- **Cartografía topográfica y toponimia**

La Sierra de Atapuerca constituye un espacio territorial que proporciona una entidad propia y la elaboración de la cartografía topográfica de este enclave está basada en la conjunción de bases digitales de mapas topográficos existentes en los diferentes servicios geográficos que gestionan el territorio, destacando las planimetrías a escalas 1:10.000 proporcionadas por el Servicio de Ordenación del Territorio de la Junta de Castilla y León.

Esta planimetría se ha mejorado con un importante trabajo de investigación sobre la recopilación de la toponimia de la sierra. Esta labor se muestra necesaria y urgente dado la intensidad de las investigaciones geomorfológicas y arqueológicas de este espacio, cuyo desarrollo conlleva a destacar la especificidad de las características del territorio, que requiere de la individualización e identificación de los lugares y pagos, considerando básico reconocer sus topónimos tradicionales dado que, por desgracia y con frecuencia, los investigadores los hemos rebautizado con nombres inventados, abriendo un abismo entre los lugareños conocedores del terreno y los investigadores del territorio.

La labor de la investigación toponímica de la Sierra ha sido realizada a partir del análisis de las cartografías históricas existentes en el Servicio Geográfico Nacional de 1910 y 1911, procedentes de los términos municipales de Atapuerca, Zaldueño (Arlanzón), Rubena, Cardeñuela Riopico e Ibeas de Juarros, así como las ediciones más modernas a escalas 1:50.000 y 1:25.000. También se ha analizado la información que aportan las cartografías del Servicio Geográfico del Ejército, a escalas 1:10.000 y 1:50.000, y las de la Diputación Provincial de Burgos, a escala 1:10.000.

Dicha investigación se ha completado con el análisis de los archivos municipales de las localidades afectadas, así como la consulta a los naturales del lugar¹, labor que ha sido exhaustivamente realizada en el sector directamente afectado por la declaración de Bien de Interés Cultural y Patrimonio de la Humanidad y que se considera básica para reconocer los nombres tradicionales de los pagos y lugares en donde se localizan los yacimientos arqueo-paleontológicos.

- **Trabajos de posicionamiento e itinerarios topográficos**

La mayoría de las investigaciones que se llevan a cabo en la Sierra de Atapuerca se basan en el espacio territorial y una de sus herramientas son los mapas, planos topográficos, alzados,

¹ Vecinos de Ibeas de Juarros, Atapuerca, Zaldueño, Cardeñuela Riopico y Rubena, a quienes agradecemos su colaboración.

perfiles... Por ello se hizo evidente la necesidad de tener toda la sierra en un mismo sistema de coordenadas y que todo aquello que se quiera reflejar en un mapa esté perfectamente relacionado con el resto de información espacial y geográfica, ya sea a nivel de la sierra como a un ámbito superior.

El sistema oficial de la cartografía española se basa en la proyección UTM (Universal Transverse Mercator). Ésta se materializa sobre el terreno nacional mediante una red geodésica, definida como *un conjunto de puntos perfectamente localizados en el terreno mediante monumentaciones determinadas, entre las que se han efectuado observaciones de tipo geodésico, con el fin primordial de obtener las coordenadas de dichos puntos, su precisión y fiabilidad en términos relativos y absolutos, respecto de un sistema de referencia establecido de antemano* (Berné 1999).

Los trabajos de cartografía en la Sierra de Atapuerca van a estar marcados por la realización, por parte del equipo de investigación de los yacimientos desde la década de los noventa, de una topografía controlada en relación con las cavidades y yacimientos arqueo-paleontológicos. Pero a medida que han ido apareciendo nuevas tecnologías su aplicación ha proporcionado un aumento en la precisión en la toma de datos y, como consecuencia, en el resultado final, los planos.

En 1997, Eva Díaz Santana y Raquel Pérez Martínez, mediante el método de itinerario con anillos cerrados, llevaron las coordenadas desde el vértice de San Vicente, situado a 1km aproximadamente, hasta la Trinchera, Cueva Mayor y Mirador, situando nuevos puntos de referencia topográfica en el espacio de los yacimientos kársticos (Díaz y Pérez 1998). Se mejoró la precisión, ya que el método permitía transportar las coordenadas directamente de un vértice geodésico, eliminando en parte el error de puntería que supone observar a puntos lejanos. A partir de estos trabajos previos, la dirección, ejecución y supervisión de todas las labores de geodesia y topografía en los yacimientos de la Sierra de Atapuerca ha sido realizada por R. Pérez Martínez, quien ha determinado los criterios de actuación en esta disciplina.

Un problema para la conservación de dicha red de puntos topográficos vino de las infraestructuras realizadas para la adecuación del Bien de Interés Cultural a la visita pública, provocando, con las diferentes obras ejecutadas en la última década, la pérdida de muchos de los puntos de referencia básicos para la ejecución de los trabajos de posicionamiento y georeferencia de los elementos geomorfológicos, geológicos, espeleológicos y arqueológicos del karst de la Sierra de Atapuerca. Ésta pérdida planteó la necesidad de materializar de nuevo una red que cubriera todos los yacimientos, tanto los concentrados en la Trinchera y el Sistema Cueva Mayor-Cueva del Silo (Dolina, Elefante, Portalón...), como los dispersos por la Sierra (El Mirador, El Valle de las Orquídeas,...).

En 2001, con el desarrollo de la presente Tesis Doctoral se vio la necesidad de crear una nueva implantación de puntos, esta vez mediante receptores GPS. Se realizó una colaboración con la Universitat Politècnica de Catalunya, que se convirtió en un proyecto final de carrera de los alumnos Cuadras y Pérez (2002), bajo la supervisión y asesoramiento de R. Pérez Martínez,

siendo los tutores del proyecto J. I. de Corral, M. de Villena y A. Núñez, profesores de la universidad catalana.

Con este proyecto, en primer lugar se estableció una red de referencia, con el fin de dar las coordenadas a la zona, que permitiese disponer de una red local que incluyese todos los vértices resultantes necesarios para la realización de los trabajos en el área establecida de los yacimientos prehistóricos y cavidades principales, denominados GA.

Para la elaboración de la red de referencia se empleó el método Estático, con una ocupación de los vértices de partida (Quintanilla, San Vicente y Matagrande) de 8h 30m y de los puntos de la nueva red (GA14, GA6, GA13) de 3h 30m. Mientras que para el establecimiento de la red local, ejecutada a partir estos primeros puntos GA, se empleó el método estático rápido con periodos de 30 minutos, con una reocupación posterior en horas diferentes, lo que permite detectar los errores groseros y tener comprobación de la primera observación. Para la reocupación de la estación, los tiempos de observación fueron de 15-20 minutos dependiendo de la cantidad de satélites en el horizonte.

La resolución de ambas redes fue post-proceso, utilizando los vértices de Quintanilla y Burgos como puntos fijos para tener una red más consistente. Con las redes calculadas, se procedió a la obtención de las coordenadas UTM. Primeramente el cálculo de la transformación del sistema global WGS84 al sistema de referencia utilizado en Europa, ED50, oficial en España, y cuya parametrización son las coordenadas cartesianas XUTM, YUTM y H (cota ortométrica). La nueva red de puntos se planteó lo suficientemente densa y precisa como para facilitar el trabajo a todos los miembros del equipo.

En este trabajo se valoró la estrecha colaboración con los trabajos de geología y geomorfología, y estaba vinculado al desarrollo de las investigaciones del endokarst, espacialmente detectado tanto en la Trinchera del Ferrocarril Minero como en el interior de los conductos del Sistema de Cueva Mayor-Cueva del Silo, consiguiendo por primera vez tener controlado y relacionado el interior del karst con el exterior, combinando cartografías de diferentes escalas y detalles de una forma rápida y precisa.

Con el sistema establecido se ha elaborado una cartografía de los yacimientos y se han ajustado las planimetrías y altimetrías. También se han realizado tanto los alzados de las estratigrafías de los yacimientos de trinchera, como los perfiles y secciones endokársticas, que han combinado los datos provenientes de la topografía realizada en el interior del karst por el Grupo Espeleológico Edelweiss y la autora de esta tesis. La cartografía del exterior ha sido elaborada por R. Pérez Martínez a partir de trabajos de campo propios y de las planimetrías de los diferentes servicios cartográficos públicos (Diputación Provincial, Junta de Castilla y León, Servicio Geográfico Nacional y del Ejército), y de los análisis de los sondeos geofísicos.

En el anexo de documentación planimétrica se presentan una serie de planos topográficos que representan la base de las diversas cartografías de esta Tesis Doctoral:

- Escala 1:10.000, que acoge a la Sierra de Atapuerca, realizado en base a la cartografía digital de la Junta de Castilla y León, cuya escala de presentación ha sido reducida por razones de presentación y manejo.
- Escala 1:5.000, que representa al Monte de San Vicente. Estos planos están compuestos en base a la cartografía digital de la Junta de Castilla y León. Al igual que el anterior su escala está reducida.
- Escala 1:1.000, que delimita el sector de Torcas, con la Trinchera del Ferrocarril Minero. Este plano ha sido elaborado a partir de la cartografía digital proporcionada por la Dirección General de Patrimonio Cultural de la Consejería de Cultura y Turismo, de la Junta de Castilla y León. También se presenta reducida.

1.2.2. Cartografía geomorfológica y evolución del paisaje

Con la finalidad de integrar el conjunto endokárstico con la dinámica evolutiva del paisaje, vinculada a la evolución de la red hidrológica de la región, se ha visto necesaria la estrecha colaboración de este trabajo con los realizados en geomorfología, de los que destacan las investigaciones de Benito (2004), Benito y Pérez-González (2002 y 2005a-c), Benito-Calvo y Pérez-González (2007) y Benito-Calvo *et al.* (2007). Estas investigaciones han proporcionado un conocimiento exhaustivo de la evolución de este paisaje, así como la disposición de cartografías geológicas y geomorfológicas de gran precisión que permiten establecer la existencia de niveles de base pretéritos básicos para la comprensión de la evolución del karst que incluye los yacimientos de la Sierra de Atapuerca.

Los trabajos de investigación geomorfológica de la Sierra de Atapuerca fueron realizados por Benito (2004) en base a las cartografías 1:10.000 del SGE con 5m de equidistancia en las curvas de nivel, que permitieron elaborar una serie de cartografías geológicas y geomorfológicas de la Sierra de Atapuerca y su entorno (Benito 2004: anexo planos)

El avance de la investigación se ha visto afinado con la realización de nuevos trabajos de precisión cartográfica, presentes en la tesis que aquí se defiende, a partir de la topografía elaborada por la Junta de Castilla y León, que cubre toda la Sierra de Atapuerca, con una precisión en la equidistancia de curvas de nivel de 2,5m.

Nuevos datos han sido complementados con los trabajos geodésicos de detalle que ha aportado la Dirección General de Patrimonio Cultural, de la Consejería de Cultura y Turismo de la Junta de Castilla y León, centrados en el sector que afecta a la vertiente occidental del Monte de San Vicente, en relación con los yacimientos de Trinchera, afectando a una área que incluye desde el contacto con el valle de Valhondo hasta la cumbre. La equidistancia entre curvas de nivel presenta precisiones de 0,5m.

Por último, los datos facilitados por el trabajo de R. Pérez Martínez (ver apartado 1.2.1.) han resultado básicos para conocer el entorno en el que se desarrolla el sistema endokárstico

conocido de la Sierra de Atapuerca, con trabajos de geodesia del sector de Trinchera y campa del Silo-Cueva Mayor, con precisiones de 1m en las curvas de nivel.

El resultado ha sido una serie de cartografías y secciones específicas de los perfiles longitudinales de los cursos fluviales que se desarrollan en la ladera occidental del Monte de San Vicente. Estas secciones están incluidas en un Sistema de Información Geográfica, que permite conocer e identificar las características geológicas y geomorfológicas de la Sierra de Atapuerca, así como posibilitar un medio capaz de procesar y gestionar la información resultante de las investigaciones en esta área del conocimiento del Paisaje y evolución del espacio.

1.2.3. Cartografía espeleológica y análisis de formas y depósitos kársticos

Los trabajos de cartografía espeleológica en la Sierra de Atapuerca presentan una larga tradición, vinculada a los inicios de la espeleología en nuestro país, desarrollando en esta Tesis Doctoral el estudio de la geomorfología kárstica de esta sierra, presentando en este apartado la metodología desarrollada, en la que debe destacarse principalmente un intenso trabajo de campo, de más de seis lustros, con las consiguientes actividades de gabinete que ello conlleva, que incluye el análisis e inventario de los rasgos geomorfológicos del endokarst y la elaboración de una cartografía espeleológica y geomorfológica de los conductos kársticos penetrables de esta sierra, con especial incidencia en el análisis de las formas y depósitos kársticos del enclave situado entre Torcas y el Valle de Cueva Mayor.

En 1995 se inicia el estudio geomorfológico detallado del interior del karst, realizado bajo la dirección de Alfredo Pérez-González, lo que motivó la realización de algunas de las secciones más significativas de sus galerías, directamente en papel milimetrado y a escala 1:100 y constituyó el precedente de la línea de investigación que aquí se defiende. En 1999, tras el inicio de la presente tesis doctoral, esta labor se reanudó y se extendió a todas las galerías del karst, realizando multitud de secciones transversales de las diferentes cavidades, computando un total de 229, correspondiendo 119 secciones a Cueva Mayor, 51 a Cueva del Silo, 16 a Cueva Peluda y 19 a Cueva del Compresor, representando una treintena a secciones de conductos cortados por los frentes de Trinchera o las canteras.

En cada sección se tomaron múltiples medidas al suelo, paredes y techo, señalando los detalles geomorfológicos que se observaban, la existencia de restos arqueológicos o paleontológicos, así como evidencias históricas o actuaciones antrópicas, y cualquier otra observación de interés. Lógicamente todas ellas se fueron situando sobre las topografías preexistentes o las nuevas.

Las labores de campo se complementan con la elaboración, *ex novo*, de los perfiles longitudinales de todas las cavidades, realizada a partir del posicionamiento de bases topográficas de referencia general de la Sierra de Atapuerca (ver apartado 1.2.1).

También se han realizado nuevas topografías, de bastante más precisión que las publicadas, que correspondían a principios de los años setenta, de Cueva Peluda, Cueva del

Compresor y Cueva Ciega, así como se han posicionado con GPS las cavidades desarrolladas en la unidad fisiográfica de Matagrande.

Por otra parte, entre 2006 y 2007, se ha realizado una nueva poligonal de precisión, con jalones, de todo el Sistema Cueva Mayor-Cueva del Silo, que ha permitido efectuar pequeños ajustes de corrección sobre la topografía existente. El manejo de un único equipo instrumental de puntería (brújula y clinómetro), que además siempre ha recaído en la misma persona, sin duda ha contribuido a minimizar los errores. Pero además, esta nueva poligonal de todo el sistema, se ha podido ir cerrando, en el itinerario que va desde el Portalón hasta el final de la Galería de las Estatuas y en los comienzos de la Galería Baja y Galería del Silo, con los puntos de referencia del itinerario topográfico realizado con estación total por Raquel Pérez Martínez, obteniendo unos errores inferiores al metro, tanto en el final de la Galería de las Estatuas, como en la base de la perforación del Sendero Luminoso, en la Sala de los Cíclopes.

Al realizar esta nueva poligonal, se ha aprovechado para la realización de nuevos perfiles longitudinales de todas sus galerías, contando con el apoyo de un distanciómetro láser, con lo que las alturas de las bóvedas han podido ser tomadas con mucha mayor precisión que la obtenida hace 30 años con los clásicos métodos trigonométricos, muy complicados de aplicar en los conductos del piso superior, debido a sus grandes alturas y escasa visibilidad.

La digitalización y paso a ficheros de Autocad, tanto de las topografías de las plantas de las diferentes cavidades como de sus perfiles longitudinales y secciones transversales, nos ha permitido incrementar el número de detalles representados, sin que se pierdan debido a ulteriores reducciones del dibujo original, permitiendo además representar por capas los diferentes aspectos genéticos y estratigráficos, lo que facilita la comprensión de la génesis y evolución geomorfológica de la cavidad, observando más claramente la evolución del conducto a través de sus secciones, la posible relación de las cotas más altas de las bóvedas con posibles niveles freáticos y niveles morfológicos, la relación entre los niveles colgados de concreción en las diversas zonas de la cavidad, así como la cronología de los rellenos arqueo-paleontológicos fértiles localizados entre las diferentes costras estalagmíticas.

Una puesta en valor del karst de la Sierra de Atapuerca, con los nuevos datos aportados por los trabajos de topografía espeleológica se ha podido mostrar ya en las diferentes muestras divulgativas que se han realizado sobre los yacimientos, a raíz de las exposiciones nacionales o internacionales, en donde se reprodujo a escala la Sima de los Huesos (Bermúdez *et al.* 1999b y 2000; Arsuaga *et al.* 2003) y en los trabajos específicos sobre el karst presentados en 2000 en la VI Reunión Nacional de Geomorfología (Ortega *et al.* 2000) y en el congreso de Geoarqueología y Patrimonio en la Península Ibérica y el entorno mediterráneo de 2002 (Ortega *et al.* 2005).

Como resultado de este trabajo, se han elaborado las siguientes cartografías específicas:

- Escala 1:500, que afecta al sistema kárstico de Cueva Mayor-Cueva del Silo, en base a la planimetría del Grupo Espeleológico Edelweiss. La escala también se ha reducido.

- Escala 1:250, cartografía espeleológica de las cavidades de Peluda, Compresor, Ciega, Paredeja y Mirador en la unidad de San Vicente, y a los conductos de los Lobos, del Valle, de los Franceses y de Mojón Blanco en Matagrande. Excepto las tres primeras, cuyas topografías son nuevas, el resto de cuevas están basadas en las planimetrías del Grupo Espeleológico Edelweiss, a partir de la digitalización manual en pantalla a partir de formato papel e incorporadas al programa de Autocad. Por razones de manejabilidad se ha reducido la escala de presentación.
- Escala 1:100, cartografía espeleológica de las diferentes secciones y alzados del karst de Torcas y Valhondo, correspondiendo a nuevas topografías realizadas entre 1999 y 2006. En algunos planos de conjunto también se ha reducido la escala de presentación.
- Escala 1:100, de los conjuntos arqueo-paleontológicos intervenidos. Basándonos en la cartografía del sector Cíclopes-Sima de los Huesos y Portalón-Galería del Sílex en la base planimétrica del Grupo Espeleológico Edelweiss, mientras que los referidos a los yacimientos de Dolina, Galería y Elefante proceden de las cartografías dirigidas por Pérez-González.

1.2.4. *Prospecciones geofísicas*

En el desarrollo de la investigación del endokarst de la Sierra de Atapuerca se ha utilizado la incorporación de métodos geofísicos, para la detección de conductos subterráneos, huecos o colmatados, así como para conocer las características morfológicas del valle de la Propiedad, que parece aislar las cavidades de Torcas de ambas márgenes.

En 2003 se observa que, para avanzar en las investigaciones realizadas en relación con la geomorfología del endokarst de la Sierra de Atapuerca, es necesario reconocer la continuidad de los conductos subterráneos expuestos en los frentes de la Trinchera abandonada del Ferrocarril Minero de la Sierra de Atapuerca, así como confirmar las posibles relaciones que apuntaba nuestra investigación entre los diferentes conductos de Trinchera y el Sistema Cueva Mayor–Cueva del Silo. Por ello se inicia la colaboración con José Ángel Porres del Área de Ingeniería del Terreno de la Escuela Politécnica de la Universidad de Burgos, para el empleo de Métodos Eléctricos Resistivos de Prospección del Subsuelo, debido al carácter indirecto y no destructivo de la aplicación de estas técnicas que proporcionan información en dos dimensiones, con medidas continuas a lo largo de los perfiles, a un coste de ejecución razonable.

La capacidad de proporcionar un estudio del subsuelo con identificación de todo tipo de accidentes o discontinuidades que representen un contraste suficiente en la distribución de la resistividad del medio rocoso, fue la causa de la aplicación de este método en la detección y caracterización de cavidades y huecos, colmatados o vacíos, del karst desconocido de la Sierra de Atapuerca. El estudio geofísico ha utilizado los dispositivos de medida Schlumberger-Wenner y Dipolo-Dipolo, proporcionando el primero de estos dispositivos unas geometrías y secuencias más coherentes.

La utilización de las técnicas geofísicas ha permitido caracterizar los accidentes endokársticos que se desarrollan en el borde suroccidental del San Vicente, en relación con los valles de la Propiedad y Valhondo y el terreno de Torcas que se sitúa sobre los conductos de los yacimientos de Dolina y Galería. Para ello se han ejecutado y analizado quince perfiles geofísicos, siete en el Valle de la Propiedad, dos en el espacio existente entre Dolina y el Valle de la Propiedad, uno en la Campa del Silo, uno sobre el final de la Galería de las Estatuas, tres sobre el sector de la Sala de los Cíclopes-Cueva del Silo y un perfil situado sobre Cueva Peluda, en la Trinchera del abandonado ferrocarril minero, combinando perfiles que se disponen sobre conductos conocidos con aquellos que se desarrollan sobre la continuidad de los mismos, con el fin de disponer de elementos de control y referencias contrastables a la respuesta de resistividad de las cavidades accesibles.

El resultado final ha sido la elaboración de una serie de 15 perfiles bidimensionales, cuyos resultados se han plasmado en la cartografía geomorfológica del karst de la Sierra de Atapuerca a escala 1:500, aunque en la planimetría presentada en esta tesis doctoral se haya reducido dicha escala para hacerla manejable.

1.2.5. *Analítica y dataciones*

Trabajos de análisis y dataciones se han desarrollado desde que el proyecto de investigación en los yacimientos de la Sierra de Atapuerca se inició con Aguirre en 1978. En el desarrollo de este trabajo de investigación se han continuado realizando campañas de toma de datos de analíticas de sedimentos, tanto de los rellenos localizados en los conductos del interior como en los acumulados en los sectores de entradas. Estos trabajos se han realizado en diferentes laboratorios de las universidades de Burgos, País Vasco y Complutense de Madrid, bajo la coordinación de Pérez-González responsable de la línea que sobre la Geología y Geomorfología desarrolla el actual proyecto de investigación de los yacimientos de la Sierra de Atapuerca.

Otro tipo de análisis es el dirigido a enmarcar temporalmente las secuencias endokársticas estudiadas, presentando una mayor atención a los rellenos fosilíferos. En estos años se ha planificado una serie de análisis radiométricos de los diferentes rellenos, en los que se han utilizado tantos métodos de C14, para los sedimentos y fósiles del Pleistoceno superior y del Holoceno del Portalón de Cueva Mayor y del Abrigo del Mirador, bajo la coordinación de A. Pérez-González. Las muestras han sido analizadas principalmente en el laboratorio de *BETA Analític* de Estados Unidos, completando estos análisis los laboratorios de Upsala y *Geochron*.

Otras técnicas radiométricas utilizadas en este enclave kárstico han sido las de Uranio-Torio y resonancia paramagnética del Espín, centradas principalmente en las costras estalagmíticas y en restos óseos, proporcionados en las secuencias de las fases del Pleistoceno Medio. Estos trabajos han estado dirigidos por J. Bischoff y Ch. Falguères y coordinados J. L. Arsuaga y A. Pérez-González.

Además, se han utilizado otros métodos de datación indirecta en base a técnicas de paleomagnetismo y nucleidos cosmogénicos que permiten conocer la cronología de la deposición de los sedimentos que se encuentran en el interior del karst, abarcando un amplio espectro temporal. Estos trabajos han sido dirigidos y coordinados por J. M. Parés y A. Pérez-González.

Por último, también se han efectuado trabajos de datación numérica por termoluminiscencia (TL) de muestras geológicas de los yacimientos de la Sierra de Atapuerca, que completan el encuadre geocronológico de los yacimientos y que han sido de gran utilidad para conocer la evolución y desarrollo del karst de Torcas. Estos trabajos han sido realizados por G. Berger, en Dolina y Galería, y por A. Millán y P. Beneitez de Madrid que han centrado sus análisis tanto en secciones endokársticas como en secuencias exokársticas y fluviales. Al igual que en analíticas anteriores, A. Pérez-González coordina la planificación de estos trabajos.

2. MARCO GEOGRÁFICO, GEOLÓGICO Y GEOMORFOLÓGICO DE LA SIERRA DE ATAPUERCA Y SU ENTORNO

2.1. Situación geográfica

2.2. Geografía humana

2.3. Condicionantes geológicos

2.3.1. La estratigrafía

2.3.1.1. Secuencia mesozoica

2.3.1.2. Secuencia cenozoica

2.3.2. La tectónica

2.4. Características geomorfológicas generales

2.4.1. Superficies de Erosión

2.4.2. Superficies Poligénicas

2.4.2.1. Superficies Poligénicas de los Páramos

2.4.2.2. Plataformas y Planos estructurales

2.4.3. Valles fluviales

2.4.3.1. Valle del río Arlanzón

2.4.3.2. Valle del río Vena

2.4.3.3. Valle del río Pico

2.4.3.4. Valles de la Sierra de Atapuerca

2.4.3.5. Síntesis de la secuenciación de aterramiento fluvial

2. MARCO GEOGRÁFICO, GEOLÓGICO Y GEOMORFOLÓGICO DE LA SIERRA DE ATAPUERCA Y SU ENTORNO

2.1. Situación geográfica

El estudio que aquí se presenta se centra en el karst de la Sierra de Atapuerca, pequeño cerro de cima horizontal de 1.081m de altitud, que emerge entre los valles fluviales de los ríos Pico, Vena y Arlanzón, todos ellos pertenecientes a la cuenca hidrográfica del Duero. Esta sierra se sitúa en el centro de la provincia de Burgos a unos 15km al Este de su capital, y su espacio está compartimentado entre los términos municipales de Rubena, Atapuerca y la pedanía de Olmos de Atapuerca al Norte y Nordeste, las pedanías de Agés y Zalduendo (del término de Arlanzón) por el Sudeste y los términos de Ibeas de Juarros y Cardeñuela de Riopico, con la pedanía de Villalval, lo hacen por el Oeste, situándose los núcleos urbanos en la campiña y la llanada aluvial.

Geográficamente se localiza en el Norte de la Península Ibérica, en el borde nororiental de la Meseta castellana y de la Cuenca del Duero, así como en el extremo occidental del corredor terciario de La Bureba, sector que fija la divisoria de aguas entre las cuencas del Duero y del Ebro (Figura 2.1).

Por su estructura plegada forma parte de la orla mesozoica del Sistema Ibérico, como su último representante, separada del borde meridional de la Cordillera Cantábrica por un corredor tectónico, conocido como *Estrecho de Burgos* o *Corredor de La Bureba*, que enlaza las depresiones terciarias del Duero y del Ebro a través de los puertos de La Brújula y La Pedraja, constituyendo un paso natural hacia el interior de la Península Ibérica.

Esta concreta situación geográfica proporciona un paisaje de transición entre los dominios de montaña y llanura. Paisajísticamente representa un relieve residual caracterizado por una morfología de *Mont*, correspondiente con un anticlinal tumbado con vergencia NE y dirección Ibérica (Olivé *et al.*, 1990; Pérez-González *et al.*, 2001), de unos 17km² de extensión, cuya cumbre, arrasada por una superficie de erosión, está individualizada en tres unidades topográficas diferenciadas por la incisión erosiva (Anexo: plano de la Sierra 1:10.000).

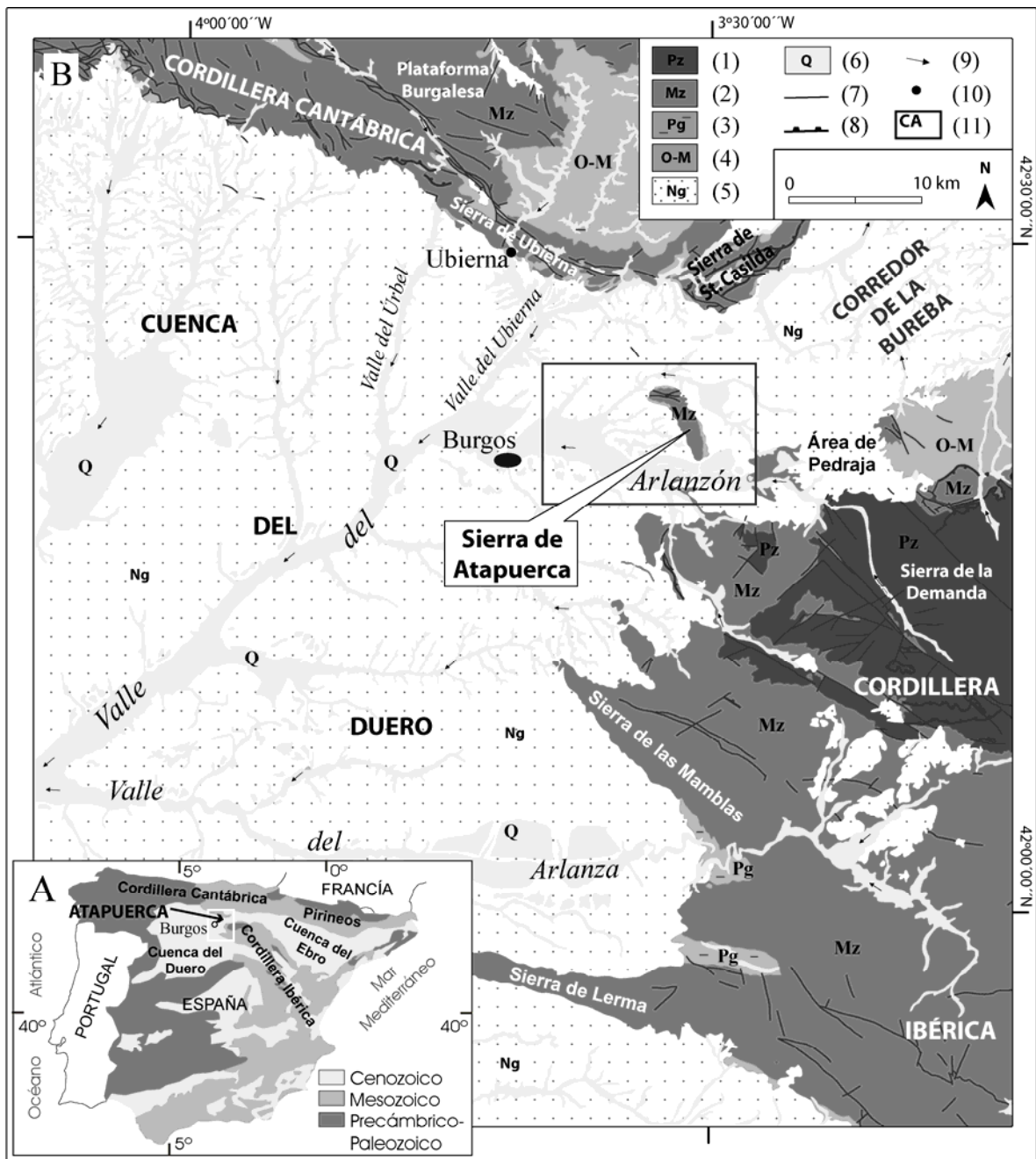


Figura 2.1 Plano geomorfológico del área de la Sierra (A. Benito *com. pers.*).

- 1: Paleozoico; 2: Mesozoico; 3: Paleógeno; 4: Oligoneno-Mioceno; 5: Neógeno; 6: Cuaternario;
7: Falla; 8: Cabalgamiento; 9: Dirección del flujo fluvial; 10: Ciudad; 11: Área de Estudio

Sus máximas altitudes corresponden a las unidades de los montes San Vicente y Matagrande, con 1.081m y 1.077m de altitud respectivamente, separados por el valle cataclinal de Valdecuende-La Hoyada, representante de la cabecera del río Pico (Figura 2.2).



Figura 2.2 Panorámica de la Sierra de Atapuerca (Fotografía: M. A. Martín)

Una tercera forma de relieve representativa de este enclave lo constituye el pago de la Serrezuela, en el sector norte de la sierra, singularizada por presentar el núcleo anticlinal fallado y desventrado, produciendo una depresión relativa en relación con un vaciado original en combe lateral. Esta depresión muestra elementos tectónicos que marcan una dirección estructural ONO-ESE (Pineda, 1997a, 45) propia de la Cantábrica (Sierra de Santa Casilda) y del accidente tectónico burebano, identificada como el Valle de Varones, en cuyo eje se alinean los afloramientos de mineral de hierro que se explotaron a lo largo del siglo XX (Figura 2.3) (Pineda, 1997a, 69; Ayala, 1988; Reoyo, 1969).

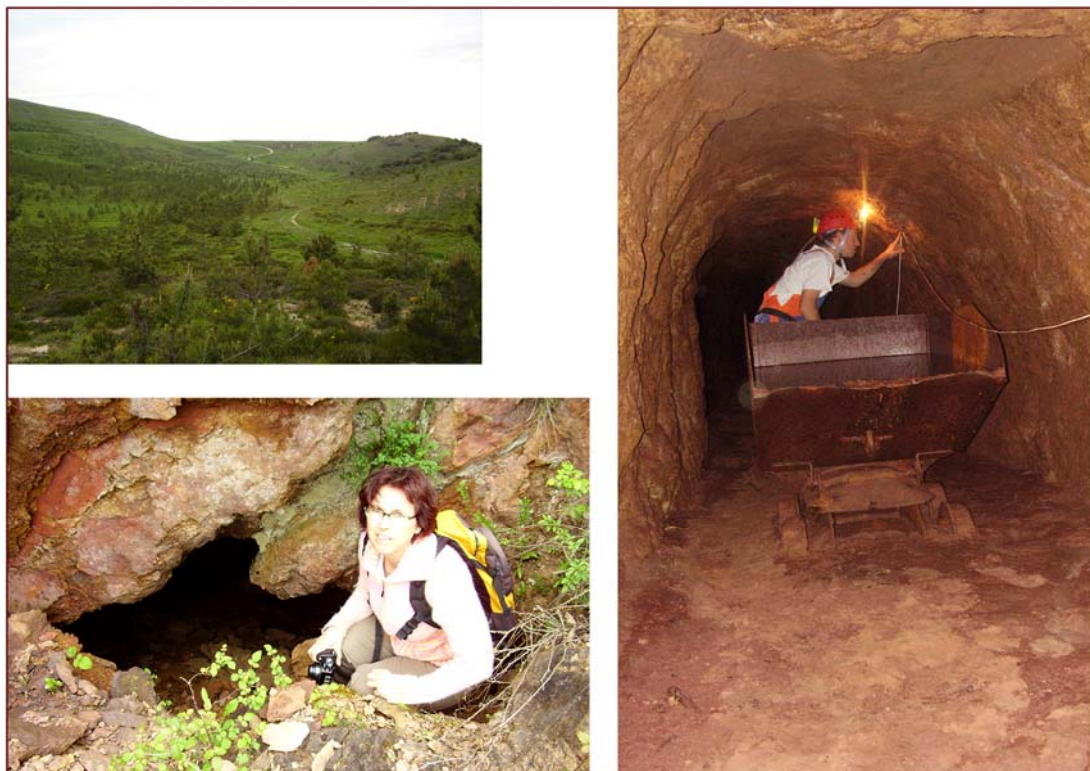


Figura 2.3 Superior izq.) Depresión de Varones. Inferior izq.) Boca de acceso a la mina de hierro del Valle de Paldeja o la Mina (Olmos de Atapuerca). Izq.) Galería de la mina de hierro de Olmos de Atapuerca (Fotografía: M. A. Martín)

Desde el punto de vista climático, los datos procedentes del Observatorio Meteorológico de Burgos, con una altitud de 890m (nº 2331- Aeropuerto de Villafría), indican que la Sierra de Atapuerca muestra un clima de tipo mediterráneo templado, según la clasificación de Papadakis (INIA, 1973), bastante frío, influenciado por su carácter semimontañoso, no muy húmedo y con veranos secos. Los inviernos presentan temperaturas bajas y abundantes heladas, mientras que los veranos son suaves.

La temperatura media anual es de 10,1°C, con moderada oscilación tanto anual como diurna, correspondiendo los meses más calurosos a julio y agosto con temperaturas promediadas de 18,7 °C y 18,9 °C respectivamente. En estos meses se concentra la mayor oscilación media diurna, que llega a alcanzar en julio una máxima diferencia de temperatura de unos 15,6 °C, propiciando noches bastante frescas. Por su parte, enero constituye el mes más frío del año, con 2,7 °C de media, y el que acumula mayor número de heladas, con unos 20 días de promedio, sobre los 88 días de heladas que se registran como media a lo largo de un año, concentrados entre los meses de octubre a mayo (Figura 2.4).



Figura 2.4 Trinchera del Ferrocarril Minero en invierno (Fotografía: A. I. Ortega)

Las precipitaciones anuales medias se cifran en torno a los 560mm, principalmente en forma de lluvia, desarrolladas predominantemente en primavera y otoño-invierno, con mayo como el mes más lluvioso, llegando a alcanzar los 69mm de precipitaciones agrupadas en unos 10 días, frente a julio y agosto en los que llueve unos 4 días (que dan 57,5mm). Las tormentas de granizo son escasas (unos 4 días) y se producen principalmente en los meses de primavera. Las nevadas son frecuentes en los meses de invierno, destacándose enero como el mes que más nieve y en el que se producen más nieblas.

En la “Memoria Informativa” del *Plan de Adecuación y Usos del Espacio Cultural “Sierra de Atapuerca”* (2007), coordinada por Luis Santos Ganges, Pedro M^a Herrera Calvo hace un análisis del medio natural de la sierra y de las comunidades vegetales, en donde destaca la situación de frontera que ocupa el enclave de la Sierra de Atapuerca por proporcionar un conjunto de comunidades vegetales que alberga una notable representación de influencias atlánticas,

mediterráneas y continentales, dentro del extenso ecotono mediterráneo occidental. Este enclave se sitúa a caballo de tres grandes provincias mediterráneas, representadas en los sectores Castellano-Cantábrico, Castellano-Dueriense e Ibérico-Soriano. Define bioclimáticamente a esta sierra como un enclave que corresponde en su totalidad al piso supramediterráneo inferior con ombroclima subhúmedo, representativo del área Páramos-Bureba, dentro del sector Castellano-Cantábrico de la provincia Aragonesa, que se encuadra en el occidente de la región Mediterránea (D. G. Patrimonio JCyL, 2007, 227-232).

Destaca por el predominio de una serie de vegetación en donde se localizan juntos quejigares y encinares, asentados sobre las calizas duras de la Sierra y que, en la actualidad, proporcionan una importante cobertera arbórea que acoge a corzos y jabalíes, en contraste con las manchas aisladas de melojares, representación de bosques naturales de encinas y quejigos, que ocupan un paisaje altamente antropizado por la explotación cerealística de amplios espacios cultivados del piedemonte y vega fluvial, en donde se distribuye un conjunto de especies faunísticas relativamente variado. (Figura 2.5).



Figura 2.5 Diferentes vistas de la Sierra de Atapuerca (Fotografía: A. I. Ortega; M. A. Martín; L. Juez)

2.2. Geografía humana

La Sierra de Atapuerca, enclavada en la unión entre el Corredor de La Bureba y la Vega del Arlanzón, se dispone como punto de control obligado, por la estructura geológica, del paso natural hacia el interior de la Península Ibérica, de gran importancia arqueo-paleontológica e histórica, así como ecológica y cultural, cuyas características fisiogeográficas han conferido una excelente idoneidad como un refugio temporal de especies en tránsito a lo largo del tiempo.

Por todo ello, esta sierra ocupa una magnífica situación estratégica, de encrucijada biogeográfica, en donde se unen las vías naturales de comunicación norte-sur, que penetran hacia el interior de la Península Ibérica por el Corredor de La Bureba, con aquellas que se desarrollan este-oeste, vinculadas con la Cuenca del Duero, que van a ser utilizadas por los grandes mamíferos y los humanos en las migraciones que se produjeron durante el Pleistoceno, encontrando en las cavidades de la Sierra de Atapuerca los vestigios de su tránsito. Posteriormente, las primeras comunidades agrícolas y ganaderas se instalarán en el territorio siguiendo unas sendas, naturales o construidas, de las que únicamente se han conservado las huellas de sus asentamientos.

Con el paso del tiempo, el territorio de la Sierra de Atapuerca se va a convertir en un territorio habitado, en el que junto a los elementos naturales se van a ir incorporando y superponiendo elementos artificiales, que van a transformar y jerarquizar deliberadamente este espacio, a favor del control de los pasos y vías de transportes, en base a la potenciación de asentamientos centrales. Desde este punto de vista, el paisaje aparece como un territorio antropizado bajo una nueva organización espacial en relación con la utilización y explotación de los recursos naturales y la comunicación entre diferentes ámbitos geopolíticos, en donde los asentamientos, senderos, caminos, puentes... van a reflejar las huellas de la ocupación en el pasado (Figura 2.6).



Figura 2.6 Canto de Piedrahita (Atapuerca)
(Fotografía: PHOTOCLUB, Diputación Provincial, Burgos)

Este nuevo concepto del espacio va a materializarse con la inserción de la Península Ibérica en el Imperio Romano. La romanización va a vertebrar el territorio a partir de una red de vías de comunicación, localizándose en el paso natural del *Estrecho de Burgos* o *Corredor de La Bureba* un único trazado viario en el que, por el Norte de la Sierra de Atapuerca, se unificaban la Vía Aquitana y la Vía de Italia, comunicando la ciudad de *Asturica Augusta* con Roma y Burdeos. Otros posibles viales de pequeña entidad cruzarían la Sierra, tales como los que unirían *Tritium Autrigonum* con la comarca de Lara y Clunia o con el asentamiento de *Auca* (Moreno, 2001), constituyendo este enclave un espacio escasamente ocupado, en donde únicamente destacan los asentamientos rurales de San Polo en Atapuerca (Figura 2.7) y Castroviejo en Ibeas de Juarros, ambos en las inmediaciones de sus núcleos urbanos, y el yacimiento del Portalón de Cueva Mayor en la Sierra de Atapuerca.

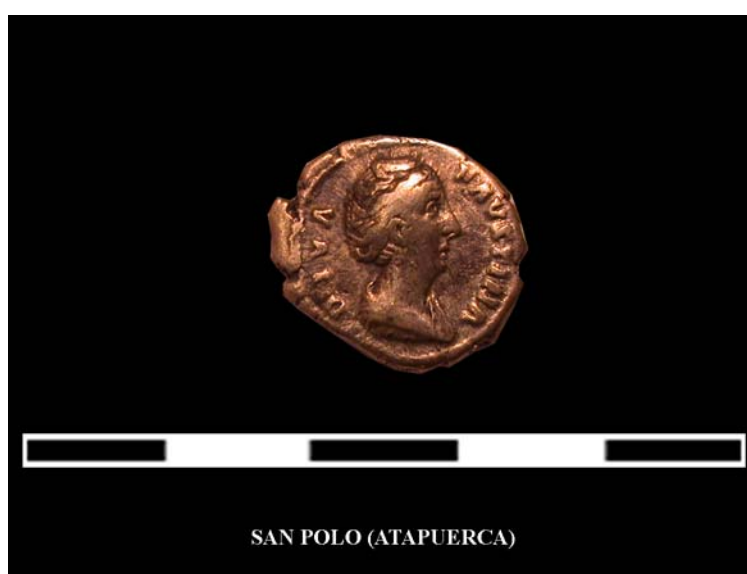


Figura 2.7 Moneda romana de Atapuerca (yacimiento de San Polo) (Fotografía: A. Pérez)

La Edad Media se va a caracterizar por la ocupación de todo el espacio, con la fundación de la amplia red de asentamientos actuales a partir de la expansión de los terrenos conquistados, protegidos con bastiones defensivos que alcanzan el Arlanzón en 884, con la fundación de la ciudad de Burgos, y conquistan el Duero en 912. Será a partir de este momento cuando se configure el paisaje actual, consolidando la red de caminos romana o creando nuevos trayectos, entre los que van a destacar el Camino de Santiago (Figura 2.8) o las rutas de la Mesta, en base a la configuración de los numerosos asentamientos que refuerzan un territorio feudal en el que los núcleos van a estar marcados por el desarrollo y evolución de los principales viales de comunicación, destacando en este sentido los trazados urbanísticos de Ibeas de Juarros y Atapuerca.

A partir de los movimientos ilustrados y los esfuerzos de modernización del siglo XIX y XX se va a desarrollar una nueva red de comunicaciones, concentrado los itinerarios generales en los pasos naturales que delimitan la Sierra de Atapuerca, tanto por el norte como por el sur, formando

un espacio de circulación terrestre ocupado en la actualidad por los principales ejes de transporte nacional (N-1, N-120, AP1 o la línea férrea Madrid/Valladolid-Irún).

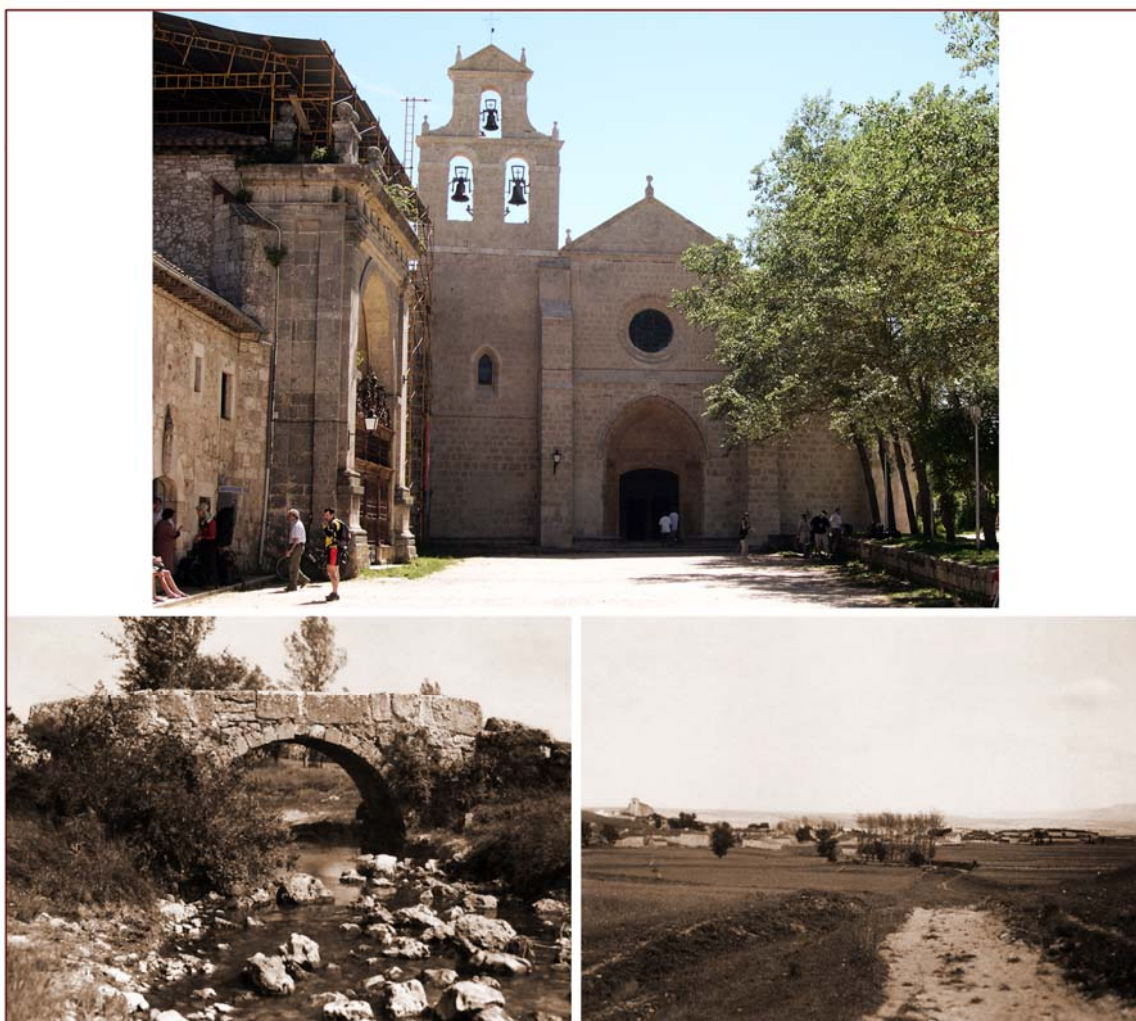


Figura 2.8 Sup.) Monasterio de San Juan Ortega (Foto: L. Rodríguez) Inf. Izq.) Puente del Canto (Agés).
Inf. dcha.) Camino de Santiago por Atapuerca (Fotografía: PHOTOCLUB, Diputación Provincial, Burgos)

Por último, el uso del entorno de la Sierra ha acogido las labores tradicionales del mundo rural, como son la agricultura y la ganadería, desarrollando desde de la Edad Media una importante actividad minera centrada principalmente en la explotación de las calizas mesozoicas, junto a puntuales explotaciones del siglo XX localizadas en las facies Utrillas de Olmos de Atapuerca, de mineral de hierro, actualmente abandonadas, y de arenas y gravas (Pineda, 1997a, 69-72).

La propia sierra ha provisionado a los habitantes de su entorno un terreno rico en recursos naturales, como la caza, madera y pastos, o los importantes recursos mineros anteriormente citados. Destaca en el monte de San Vicente el *Consumo de Valhondo* o *de la Sierra* por su carácter comunal entre los habitantes de Atapuerca, la Junta de Juarros y Cardeñuela Riopico,

terreno situado entre el Valle de la Propiedad, el Valle de Cuevarrubia o la Mojonera y la Ermita de San Vicente, que acoge a las principales cavidades. Este espacio presentaba una fuerte tradición comunitaria, puesta de manifiesto en los convenios entre el vecindario para adquirir conjuntamente dicha propiedad en las subastas públicas que trajo consigo el proceso desamortizador del siglo XIX (Zaparaín, 2007), sentimiento que se rompió con la inscripción de este terreno, en 1955, en el registro de la Propiedad como exclusivamente de Ibeas de Juarros (Figura 2.9). Pero la importancia prehistórica que han demostrado los yacimientos de este enclave les ha otorgado los máximos valores culturales, constituyéndose en bienes patrimoniales del Estado al concedérsele en 1987 el categoría de Bien de Interés Cultural, restituyendo el carácter común perdido en la década de los cincuenta, y al obtener en 2000 la declaración de Bien Patrimonio de la Humanidad, por la excepcionalidad de sus registros y hallazgos, este espacio adquiere un valor añadido que sobrepasa nuestras fronteras, al representar al único sitio antropológico para el conocimiento de la evolución del Hombre en Europa, devolviendo la protección a un espacio tutelado, al menos, desde la Edad Media.

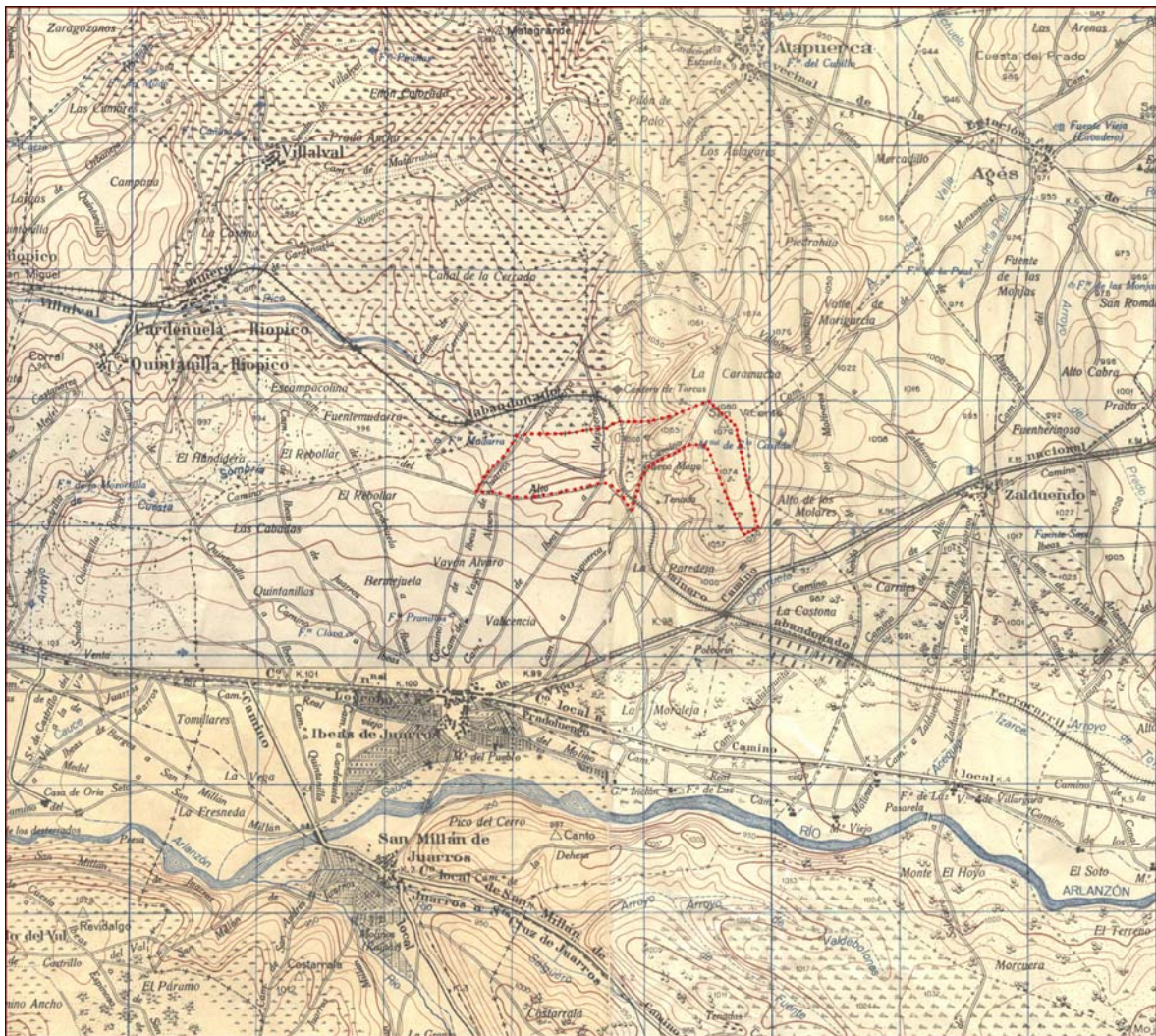


Figura 2.9 Plano del Servicio Geográfico del Ejército (1946), con referencia al Consuno de la Sierra

2.3. Condicionantes geológicos

El conocimiento geológico y la contextualización geomorfológica de la Sierra de Atapuerca constituyeron la base de la investigación desarrollada en la tesis doctoral de Alfonso Benito Calvo (2004), coordinada bajo la dirección de Alfredo Pérez-González, en cuyo proyecto también se ha desarrollado la presente tesis doctoral. Por ello, la exposición tanto de este apartado como del siguiente, referido a las características geomorfológicas generales, se basarán especialmente en las investigaciones de este autor, aunque también se incluyen otras referencias anteriores, básicas para la comprensión geológica y geomorfológica de este territorio.

Antes de empezar a entrar en profundidad indicaremos que el estudio que aquí se presenta pone en evidencia que el desarrollo del endokarst de la Sierra de Atapuerca se ajusta a los dominios geológicos de esta sierra, por lo que en primer lugar es necesario establecer los criterios de su delimitación geológica.

Geológicamente la Sierra de Atapuerca se corresponde con los materiales mesozoicos, principalmente calizas y dolomías del Cretácico superior (Turoniense-Santoniense inferior), y la orla sintectónica del Oligoceno-Mioceno inferior, que aparecen plegados y fracturados a favor de una estructura anticlinal, cuya orientación y litología la convierten en el afloramiento más noroccidental de la Cordillera Ibérica. Esta sierra representa relieve positivo de tipo *Mont*, que aparece aislado de los relieves alpinos por las formaciones post-orogénicas de la Cuenca del Duero (Santisteban *et al.*, 1996; Mediavilla *et al.*, 1996; Armenteros *et al.*, 2002; Alonso-Gavilán *et al.*, 2004; Benito, 2004; Benito y Pérez-González, 2005c; Pineda, 1997a: 45).

Bajo estos condicionantes geológicos, el área de estudio que nos ocupa se encuentra enclavada en la región nordeste de la Cuenca cenozoica del Duero, delimitada al norte por el mesozoico de la Plataforma Burgalesa y las bandas plegadas de Montorio-Ubierna y Rojas-Santa Casilda, pertenecientes a la Cordillera Vasco-Cantábrica, y al sudeste por el macizo paleozoico de la Sierra de la Demanda y la orla mesozoica del Sistema Ibérico, que se desarrolla hacia posiciones más meridionales. Peor definición muestra el frente nordeste del área de estudio, en donde la separación entre ambas cordilleras define un corredor tectónico (*Estrecho de Burgos* o *Corredor de La Bureba*) que, durante el Mioceno, puso en contacto la Cuenca del Duero con el surco Ebro-Rioja. Los límites oeste y sureste lo constituyen los depósitos neógenos que se extienden hacia el sector noroccidental y central de la depresión castellana (Figura 2.1).

2.3.1. La estratigrafía

2.3.1.1. Secuencia mesozoica

Estratigráficamente la Sierra de Atapuerca presenta gran uniformidad en su secuencia, caracterizada por el dominio de la serie mesozoica del ciclo alpino, que recubre los metasedimentos de edad paleozoica del cercano macizo de la Sierra de la Demanda (Boquera *et al.*, 1978; Cabrera *et al.*, 1997), cuya sedimentación está en relación con los procesos de *rifting*

ocasionados durante el cierre del mar de Tetis y la apertura del Atlántico Norte (Sánchez-Moya y Sopeña, 2004).

Las rocas más antiguas que afloran en esta área corresponden a los materiales del Triásico y Jurásico que aparecen en el extremo norte de la Sierra, en relación con la estructura fallada que parcialmente ha desmantelado el núcleo del anticlinal (Figura 2.11). El Triásico está representado por las litologías clásicas de las facies germánicas (arcillas rojas del Keuper), localizadas en el núcleo fallado de la depresión de Varones-Valle de la Mina, que constituyen la base de la serie dolomítica del Jurásico inferior, y cuya plasticidad provoca que actúen como excelentes niveles de despegue tectónico. Paleogeográficamente son depósitos formados en ambientes supra o intramareales hipersalinos (Pineda, 1997a: 13).

En este punto también afloran, de forma exclusiva, las dolomías y calizas dolomíticas del Jurásico (Benito, 2004: 18), características de la orla mesozoica de la Sierra de la Demanda, que representan secuencias típicas de medios transicionales sedimentarios desde plataformas someras y llanuras mareales hacia condiciones de plataforma media y abierta con periodos de confinamiento (Cabrera *et al.*, 1997), en relación con los movimientos de la transgresión del Protoatlántico y del Tetis.

Estos materiales presentan concentraciones de óxidos de hierro, en contacto con la Formación Arenas de Utrillas, que aparecen relacionados con una antigua superficie de karstificación (Pineda, 1997a: 15).

Los depósitos cretácicos de la Sierra de Atapuerca constituyen los mayores afloramientos conservados (Pineda, 1997a; Olivé *et al.*, 1990), localizando en el extremo norte de la misma las secuencias más antiguas. La Formación Arenas de Utrillas (Figura 2.10), compuesta por sedimentos siliclásticos del Albiense, representan depósitos detríticos de medio continental, formados por conglomerados bien redondeados y arenas finas caoliníferas, con presencia de niveles arcillosos, limos rojizos, cementaciones ferruginosas locales y biocalcarenitas bioturbadas intercaladas (Pineda, 1997a: 15, García *et al.*, 1997).



Figura 2.10 Facies Utrillas (Olmos de Atapuerca) (Fotografía: A. Aramburu)

Los depósitos del Cretácico superior corresponden a la serie carbonatada de origen marino depositada durante la transgresión del Atlántico sobre las áreas continentales, cuyos materiales están divididos en dos tramos (Cabrera *et al.*, 1997). El inferior se caracteriza por megasecuencias que en la Sierra de Atapuerca están formadas por 25-50m de depósitos sub e intermareales, compuestos por calcarenitas, margas y calizas margosas del Cenomaniense; 40m de calizas, calizas arcillosas y margosas del Turoniense inferior, que aparecen en el núcleo de la Sierra; 45-80m de calizas y dolomías micríticas, bioclásticas y oolíticas del Turoniense-Santoniense inferior, y 70m de margas calcáreas gris-verdosas, sedimentadas en medios de plataforma abierta, del Santoniense inferior-medio (Pineda, 1997a; García *et al.*, 1997; Benito, 2004, 21-22).

De esta secuencia destaca la serie carbonatada del Turoniense-Santoniense inferior por constituir el 60,5% de las afloraciones rocosas de la Sierra de Atapuerca (Benito, 2005c), equivalente a 7,2 km², que proporcionan gran uniformidad litológica. También destaca estos materiales por la resistencia que han presentado a los procesos erosivos, posibilitando la conservación de las diferentes superficies de erosión intraterciarias. Y por último, destaca el alto grado de karstificación de la sierra, alcanzando un mayor desarrollo las formas endokársticas.

El tramo superior de la secuencia cretácica agrupa a las últimas secuencias marinas constituidas por calizas, dolomías y calcarenitas bioclásticas del Santoniense superior identificadas en el flanco Este de la Sierra de Atapuerca por Olivé *et al.* (1990).

2.3.1.2. Secuencia cenozoica

Los materiales cenozoicos que afloran en el área de estudio pertenecen al sector nororiental de la Cuenca del Duero. Con los primeros movimientos compresivos de la orogenia alpina (Cretácico superior-Paleógeno), comenzó la individualización de la Cuenca del Duero, formándose una depresión endorreica rellena con depósitos continentales, consecuencia del hundimiento progresivo del área de la cuenca y del levantamiento de los sistemas alpinos que la bordean. La deformación principal de los materiales de la Sierra de Atapuerca se originó al final de este proceso, entre el Oligoceno y el Mioceno inferior, coincidiendo con la sedimentación del complejo sin-orogénico.

Los materiales más antiguos que rellenan la Cuenca del Duero, en el sector que nos afecta, corresponden a sedimentos continentales compuestos por conglomerados, areniscas y arcillas, asignados al complejo tectosedimentario sin-orogénico del Oligoceno-Mioceno inferior (Santisteban *et al.*, 1996). Estos sedimentos yacen sobre el substrato mesozoico en discordancia progresiva interna, con buzamientos de 30-60° a 6-10° en la Sierra de Atapuerca, aunque solidariamente plegados y fracturados con la secuencia cretácica (Pineda, 1997a; Cabrera *et al.*, 1997; Benito, 2004: 26). Su sedimentación se produjo en ambientes aluviales y fluviales (Pineda, 1997b), aunque la base podría corresponder a brechificaciones relacionadas con procesos de *etching* (A. Benito Calvo y A. Aramburu, *com. pers.*).

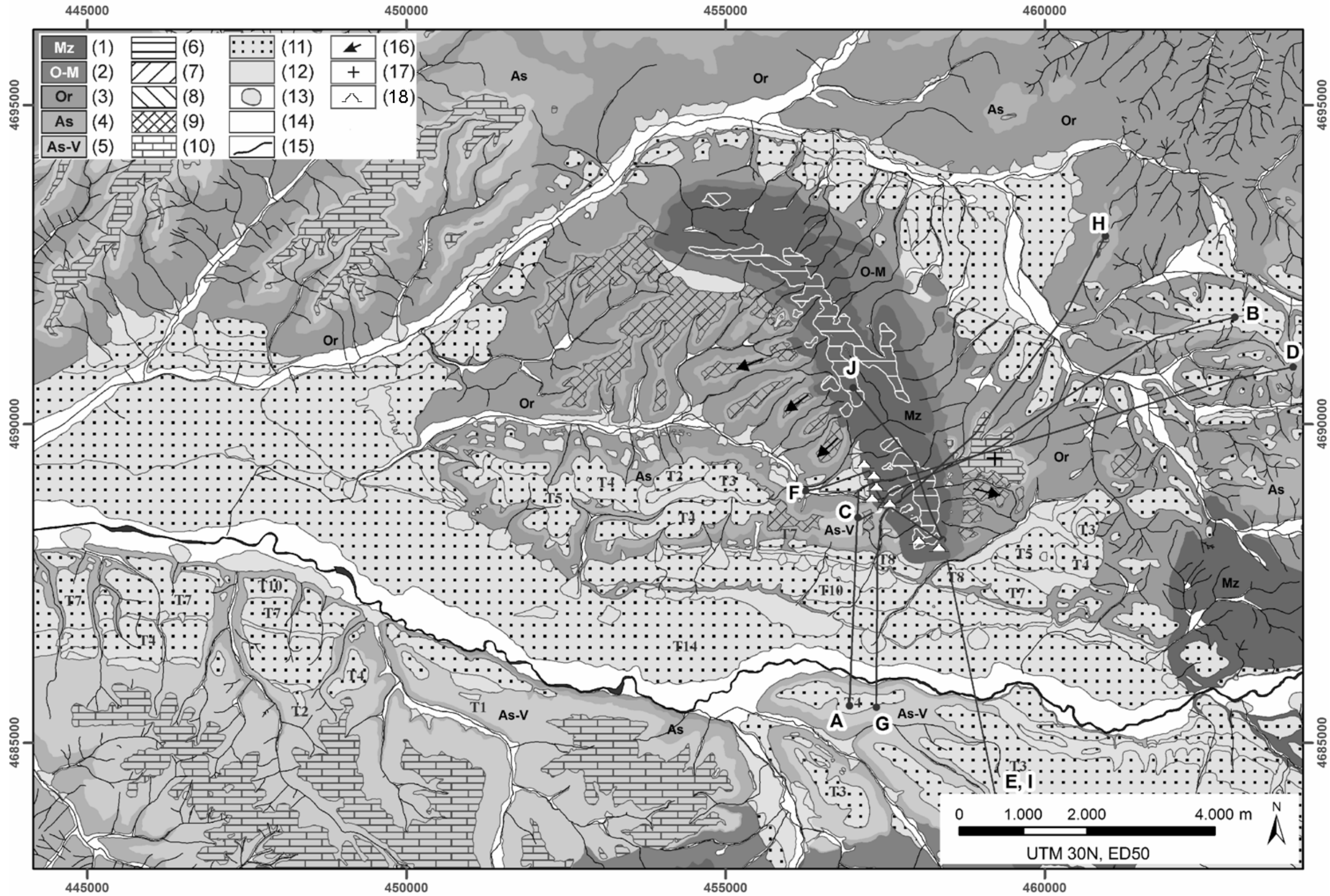


Figura 2.11 Plano Geomorfológico de la Sierra de Atapuerca (Benito *et al.*, 2007). 1: Mesozoico; 2: Oligoceno-Mioceno; 3: Mioceno inferior (Orleaniense); 4: Mioceno medio (Astaraciense); 5: Mioceno medio-superior (Astaraciense-Vallesiense); 6: Superficie de Erosión SE1; 7: Superficie de Erosión SE2; 8: Superficie de Erosión SE3; 9: Plataforma Estructural (Sediplano SD2); 10: Superficie Poligénica del Páramo Inferior; 11: Terrazas fluviales (T1-T14); 12: Sedimentos aluviales y coluviones; 13: Dolinas; 14: Llanura de inundación y fondo de valle; 15: Red de drenaje; 16: Dirección de inclinación; 17: Sedimentos horizontales; 18: Cavidades; A-J: Secciones geomorfológicas (Figuras 2.15-2.17)

En este enclave, el registro neógeno correspondiente al complejo post-orogénico se inicia con el Ciclo Dueñas del Mioceno inferior, correspondiente a la Unidad Tectosedimentaria 1 (UTS 1) definida por Mediavilla *et al.*, (1996), compuesta por margas y arcillas de la facies Dueñas y margas, yesos y arcillas de la facies Villatoro, que presentan intercalaciones de bancos calcáreos afectados por un paleokarst (Pineda, 1997a). Desde el punto de vista sedimentológico, el Ciclo Dueñas representa depósitos lacustres, correspondiendo la facies Villatoro a lagos salinos.

Sobre estos sedimentos aparecen facies aluviales del Mioceno medio (Astaraciense), compuestas por los depósitos detríticos de las facies Tierra de Campos y Santa María del Campo (Calvo *et al.*, 1993; Mediavilla *et al.*, 1996, Alonso Gavilán *et al.*, 2004), a cuyo techo se localiza una capa métrica de calizas margosas, más micríticas hacia la Sierra de Atapuerca (Pineda, 1997a), o suelos hidromorfos (Mediavilla *et al.*, 1996). Estos materiales, asimilables a la UTS2 definida por dichos autores, se encuentran deformados en contacto con la Sierra de Atapuerca del orden de 5-7°, pasando a estructuras subhorizontales y horizontales hacia posiciones internas de la cuenca (Benito, 2004; Benito-Calvo *et al.*, 2007).

Fosilizando esta secuencia se disponen sedimentos generalmente lacustres (Armenteros *et al.*, 2002; Alonso Gavilán *et al.*, 2004), compuestos por las margas, calizas y margocalizas de la facies Cuestas (Mioceno medio-superior) y las unidad de las calizas del Páramo Inferior (Vallesiense), situadas a techo y afectadas por procesos de karstificación (Mediavilla y Dabrio, 1989; Pineda, 1996; Benito, 2004: 28-29). Esta unidad calcárea con intercalaciones de margas, registra un evento de gran expansión lacustre sobre el borde mesozoico de la cuenca (Mediavilla *et al.*, 1996; Benito-Calvo y Pérez-González, 2007). Por encima de estas facies ha sido descrita una nueva ruptura sedimentaria (Pineda, 1997a; García *et al.*, 1997; Armenteros *et al.*, 2002) dando paso a sistemas de abanicos aluviales y fluviales del Mioceno superior, que representan el ciclo sedimentario del Páramo Superior (García *et al.*, 1997; UTS 4 de Mediavilla *et al.*, 1996). Al final de este ciclo se localizan las Calizas del Páramo Superior, formadas en medios palustres y lacustres de energía media durante el Vallesiense-Turolense superior (García *et al.*, 1997).

La unidad neógena más reciente, correspondiente a la UTS 5 de Mediavilla *et al.* (1996), está compuesta por los depósitos de gravas denominados "rañas", a las que se le asigna una edad Plioceno o Pliocena-Cuaternaria (Benito, 2004). A esta unidad se le han asignado diversos afloramientos en el entorno de estudio (Boquera *et al.*, 1978; Pineda, 1997a), aunque investigaciones más recientes concluyen que carece de representación en las proximidades de la Sierra de Atapuerca (Benito, 2004; Benito-Calvo y Pérez-González, 2007).

Los sedimentos cuaternarios representan a los materiales más recientes que afloran en el entorno de la Sierra de Atapuerca (Pineda, 1997a, Zazo *et al.*, 1983, 1987; Benito, 2004; Benito Calvo *et al.*, 2007b) y están formados principalmente por gravas, arenas y arcillas, asociadas a la evolución cuaternaria de la red de drenaje, como son las terrazas fluviales, conos aluviales, llanuras de inundación y fondos de valle. Sin embargo, también se reconocen depósitos significativos relacionados con los procesos kársticos (arcillas de descalcificación) y gravitacionales (coluviones y otros depósitos de ladera).

2.3.2. La tectónica

Los dominios estructurales del entorno fisiográfico de la Sierra de Atapuerca corresponden a las cuencas cenozoicas del Duero y La Bureba y a los sistemas orogénicos alpinos de las cordilleras Cantábrica e Ibérica, cuya fase tectónica principal se desarrolló en el Oligoceno superior-Mioceno inferior, momento en el que comienzan a individualizarse las cuencas del Duero y del Ebro, produciéndose la reactivación de estructuras tectónicas previas. Coincidiendo con la Fase Castellana se crea la sedimentación, en discordancia progresiva, del ya citado complejo tectosedimentario sin-orogénico (Santisteban *et al.*, 1996; Benito-Calvo y Pérez-González, 2007).

La Cordillera Cantábrica constituye la prolongación occidental de los Pirineos y su formación está ligada a una tectónica comprensiva consecuencia de la convergencia de placas durante el Terciario. En el área de estudio (sector más meridional de la cordillera Vasco-Cantábrica), estos impulsos quedan reflejados en estructuras de suaves sinclinales subhorizontales, que componen la Plataforma Burgalesa, y bandas plegadas en los frentes de cabalgamientos, representadas por las franjas plegadas de Montorio-Ubierna y de Rojas-Santa Casilda (Hernaiz *et al.*, 1994; Cabrera *et al.*, 1997; Benito-Calvo y Pérez-González, 2007). Ambas unidades entran en contacto a través de la falla de Ubierna (Hernáiz, 1994).

La Cordillera Ibérica esta compuesta por un cinturón montañoso NW-SE, interpretado por Álvaro *et al.* (1979) como un aulacógeno, y que corresponde a una cadena montañoso intraplaca (Vera *et al.*, 2004), formada por la inversión tectónica durante el Terciario, del relleno sedimentario acumulado durante la tectónica extensional del *rifting* Pérmico-Cretácico (Sánchez-Moya y Sopeña, 2004). En la zona de estudio, la Cordillera Ibérica está compuesta por las unidades estructurales del Macizo Paleozoico de la Sierra de la Demanda y las sierras de la orla plegada formada a favor de las estructuras anticlinales y sinclinales de direcciones NO-SE y ONO-ESE, entre las que se incluye el anticlinal de la Sierra de Atapuerca (Pineda, 1997a; Benito-Calvo y Pérez-González, 2007).

Los materiales mesozoicos de la Sierra de Atapuerca se localizan en la cuenca neógena entre las dos cordilleras, correspondiendo a un anticlinal tumbado de dirección NNO-SSE y vergencia NE, compuesto principalmente por calizas y dolomías del Turoniense-Santoniense inferior. En el extremo septentrional presenta un giro hacia posiciones ONO-ESE y O-E a favor de cabalgamientos y fallas, en donde afloran los materiales más antiguos de la Sierra, representados por las facies del Keuper y calizas y dolomías del Triásico inferior y Jurásico (Pineda, 1997a: 44-45).

Nuevos impulsos tectónicos se producirán durante el Neógeno, relacionados con el régimen compresivo de la reestructuración de los sistemas alpinos, hasta el Mioceno medio-superior, y con el sistema distensivo del Mioceno superior-Plioceno que afectó a la mitad septentrional de la Península (Simón y Aparicio, 1988; Cortés *et al.*, 1999). El reflejo en la secuencia estratigráfica de estos pulsos está marcado por rupturas sedimentarias detectadas tanto entre las diferentes series como entre la facies del Ciclo Dueñas y los conglomerados del Oligoceno (Fase Sávica -Pineda, 1997a), la facies Dueñas con la detrítica del Mioceno medio (Fase Neocastellana -Aguirre *et al.*,

1976) y entre las facies detríticas y la de Cuestas, rupturas que se asocian a una reactivación de las fracturas del zócalo (2ª Fase Stairica -Santisteban *et al.*, 1996- y pulso final de la Fase Guadarrama del Sistema Central -Vicente *et al.*, 1996) que se ha relacionado con un pulso tectónico en la Sierra de Atapuerca (Benito, 2004, Benito-Calvo y Pérez-González, 2007).

2.4. Características geomorfológicas generales

La evolución geomorfológica de un paisaje es consecuencia de la transformación del mismo, a partir de una sucesión de estados, que pueden quedar registrados en la morfología que constituye el relieve actual. Demostrado está que la configuración del relieve actual en el contexto geológico citado es resultado, principalmente, de la acción de los procesos denudativos y erosivos sobre el sustrato geológico a lo largo del Cuaternario, causando un progresivo encajamiento de la red de drenaje a partir de antiguas superficies intraterciarias (Benito y Pérez-González, 2005a y 2005 c; Benito-Calvo y Pérez-González, 2007).

La delimitación física de la Sierra de Atapuerca queda definida pues, en base a criterios morfoestructurales, expuestos en el apartado anterior de morfología, litología y tectónica, y criterios de la evolución geomorfológica que, tanto la sierra como la cuenca cenozoica, han experimentado a lo largo del Terciario y Cuaternario. El establecimiento y posterior encajamiento de los niveles de base ha marcado el desarrollo de las vertientes de los valles que bordean la Sierra de Atapuerca (el Valle del Arlanzón al sur, el Valle del río Vena al norte y este, y el del río Pico al oeste) y ha condicionado el sistema endokárstico que presenta su subsuelo, resultando la configuración topográfica presente.

Por lo arriba indicado, en la delimitación del entorno de la Sierra de Atapuerca es conveniente incluir la extensión de los valles del Arlanzón, Vena y Pico, por definir un área deprimida, sobre la que resalta la sierra, limitada al norte y sur por superficies poligénicas de los páramos, al este por las superficies de las facies Pedraja y al oeste por la estrechura que el Valle del Arlanzón experimenta a la altura de la ciudad de Burgos, provocada por la proximidad que presentan los planos de las superficies poligénicas del Páramo Inferior (Benito, 2004, Benito y Pérez-González, 2005c, Benito Calvo *et al.*, 2007)

2.4.1. Superficies de Erosión

Los estudios más actuales sobre la evolución geomorfológica de esta región, realizados por A. Benito Calvo y A. Pérez-González, la han caracterizado por el desarrollo de superficies de erosión relacionadas con ciclos de erosión-sedimentación e impulsos tectónicos de elevación durante el Neógeno (cuenca endorreica), y por las dinámicas fluviales e incisión de los valles actuales, debida al encajamiento de la red hidrográfica propia del "ciclo más reciente", producida durante el Pleistoceno, en relación con la apertura de la Cuenca del Duero al Océano Atlántico que marcó el inicio del régimen exorreico.

Las superficies de erosión en este sector (Zazo *et al.*, 1983, 1987; Pineda, 1997a; Lemartinel, 1985, 1987; Gracia *et al.*, 1990, Benito-Calvo y Pérez-González, 2007), corresponden a áreas de topografía llana, que seccionan unidades y estructuras geológicas y que en la actualidad están diseccionadas por los valles cuaternarios. Una propuesta sobre un modelo cronológico de la evolución de estos niveles de arrasamiento (Benito-Calvo y Pérez-González, 2007) ha sido establecida en base a la cartografía de las superficies de erosión y su correlación con la tectónica y la secuencia estratigráfica neógenas, relacionándolas con las condiciones climáticas de dicho periodo (Calvo *et al.*, 1993). En este estudio ha sido importante la identificación de una paleosuperficie, situada a techo de la unidad sedimentaria del Mioceno medio y fosilizada por unidades más recientes, que ha sido interpretada como la continuidad sedimentaria de una de las superficies de erosión identificadas.

El estudio de las superficies de erosión intraterciarias en la Sierra de Atapuerca ha permitido reconocer tres niveles de superficies de arrasamiento, a las que hay que añadir una cuarta superficie identificada en el entorno de la sierra (Benito, 2004, Benito-Calvo y Pérez-González, 2007). Estas superficies se conservan preferentemente sobre litologías resistentes a la erosión (calizas y dolomías del Cretácico superior) y presentan una distribución espacial y altimétrica muy desigual, con planos inclinados separados por escarpes no relacionados con estructuras tectónicas, aunque se han visto afectadas por impulsos telúricos en diferentes fases, produciendo la deformación que se observa en el paisaje actual. Las superficies propuestas y su cronología tienen un paralelismo significativo con los niveles descritos en otras zonas de la Cordillera Ibérica (Gracia *et al.*, 1988; Gutiérrez-Elorza y Gracia, 1997).

Las superficies conservadas sobre materiales carbonatados están afectadas por formas exokársticas, entre las que destacan lapiaces, dolinas y valles de control estructural, cuya forma y sustrato parecen insinuar la acción de los procesos kársticos (Benito, 2004: 97-98).

Para Zazo *et al.* (1983) y Benito-Calvo y Pérez-González (2007) la superficie de erosión más antigua es la S0/SE1 y está relacionada con el nivel de arrasamiento que presenta la cumbre plana de la Sierra de Atapuerca que, con cotas de 1.084-1.060m s.n.m., corresponde a una de las mejores representaciones de este nivel. Se trata de una superficie considerada como de edad intramiocena, que arrasa materiales y estructuras preoligocenas y tiene como elementos correlativos más probables a los depósitos del complejo sin-orogénico de conglomerados calcáreos y arcillas rojas de edad Oligoceno superior-Mioceno inferior, que afloran en el reborde de la sierra formando bandas de afloramientos discontinuos, presentando discordancia progresiva acorde con la estructura mesozoica (Pineda, 1997a; Benito, 2004: 63). Estas relaciones implican que el arrasamiento de la SE1 se habría iniciado en la fase Castellana, más concretamente durante el Oligoceno superior, y se habría prolongado hasta el Mioceno inferior, durante un periodo de clima templado, formando un nuevo relieve generado por el episodio tectónico principal (Benito-Calvo y Pérez-González, 2007) (Figura 2.12).

La superficie de erosión SE2 se desarrolla en la Sierra de Atapuerca en una posición inferior al relieve residual de la SE1, situada en cotas de 1.070-1.050m s.n.m (Benito, 2004: 62). Esta unidad se corresponde con la superficie finipontiense o Superficie de Erosión Fundamental (S₂) (Gracia *et al.*, 1988; Gutiérrez-Elorza y Gracia, 1997), que ocupa amplias extensiones y

proporciona un paisaje de altiplanicies en los actuales relieves alpinos de esta región. En el entorno de la Sierra de Atapuerca se relaciona esta superficie con los depósitos detríticos del Astaraciense (Mioceno medio, UTS2 de Mediavilla *et al.*, 1996; Benito-Calvo y Pérez-González, 2007), consistentes en la facies de Tierra de Campos y facies Santa María del Campo que culminan con calizas de espesor métrico y edafizaciones importantes, que indican un sistema aluvial. Estos sedimentos en contacto con la sierra aparecen inclinados entre 2° y 7°, presentando continuidad lateral con el techo sedimentario de los depósitos aluviales del Mioceno medio (SD2 de Benito-Calvo y Pérez-González, 2007) (Figura 2.12).

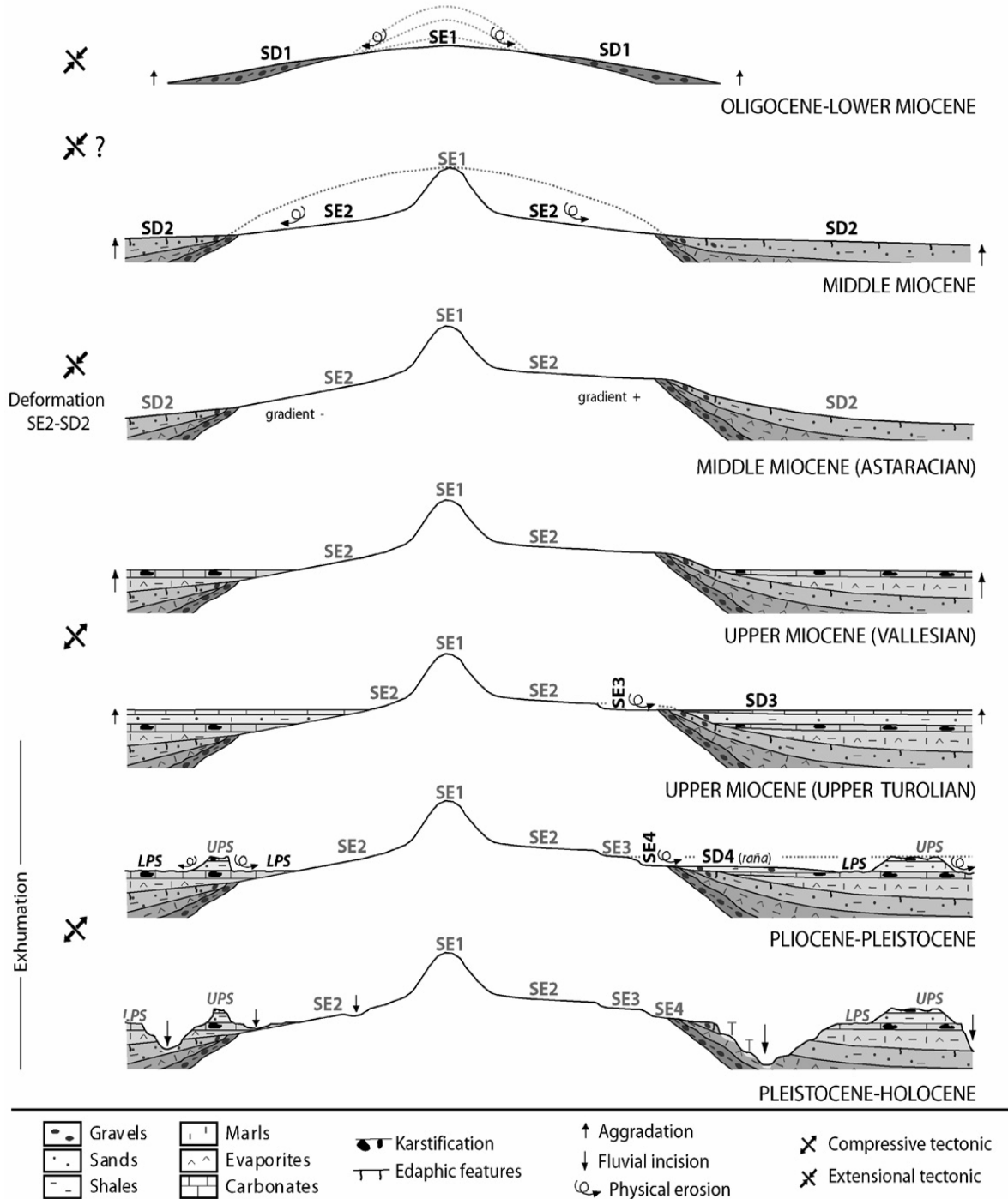


Figura 2.12 Evolución geomorfológica de la Sierra de Atapuerca (Benito-Calvo y Pérez-González, 2007)

La SE2 y el techo sedimentario del Mioceno medio (SD2) están fosilizados por depósitos horizontales del Mioceno medio-superior, sedimentos lacustres de la facies Cuestas y las calizas del Páramo Inferior, que evidencian la existencia de un impulso de elevación durante el Mioceno medio que causó la verticalización de la sierra, deformando los depósitos neógenos adyacentes, lo que supuso el final de la formación de la SE2 (Benito-Calvo y Pérez-González, 2007).

La formación de la superficie de erosión SE2 se ubicaría, por tanto, entre la Fase Neocastellana y el impulso tectónico que se ha detectado en la Sierra durante el Astaraciense, delimitando un intervalo temporal con dominio de climas áridos, como indican Benito-Calvo y Pérez-González (2007), según las asociaciones micropaleontológicas (Calvo *et al.*, 1993), las características sedimentológicas de las facies correlativas y las formas de pedimento que en algunos puntos conserva dicha superficie.

El último nivel de superficie de erosión, escasamente representada en la sierra, es la denominada SE3 (Benito-Calvo y Pérez-González, 2007). Se localiza en su extremo norte y se caracteriza por formar pequeños planos situados a cotas de 1.035m s.n.m., que coinciden significativamente con la altura del rellano en el que se abre la fractura de entrada de Cueva Mayor, localizado a 1.032m (Benito, 2004: 62). Esta superficie corta al nivel de arrasamiento SE2, así como a los materiales detríticos del ciclo sin-orogénico, del Oligoceno superior-Mioceno inferior, y a los depósitos aluviales de edad Astaraciense.

La superficie de erosión SE3 presenta una situación altimétrica relacionada con la reconstrucción del techo del ciclo sedimentario del Páramo Superior en los relieves alpinos del entorno de la sierra y, en el extremo norte de ésta, se constata una posición morfológica similar, correlación que emplaza la formación de la superficie SE3 durante el Tuoliense superior (Mioceno superior), bajo condiciones climáticas de acusada aridez (Benito, 2004: 92-93; Benito-Calvo y Pérez-González, 2007).

La superficie de erosión SE4, no conservada en la Sierra de Atapuerca, presenta una distribución testimonial en una posición topográfica más baja, con alturas de 1.025m en su proyección sobre la sierra. Es un nivel compuesto por pequeñas facetas que arrasan los depósitos de edad Oligocena y Astaraciense, ocupando un nivel equivalente a la superficie erosiva desarrollada sobre el techo de las calizas del Páramo Inferior (Superficie Poligénica del Páramo Inferior), formada por la exhumación de estas calizas en el Plioceno-Pleistoceno. Por debajo del nivel que marca esta superficie se va a producir el desarrollo endokárstico principal de la Sierra de Atapuerca (Figura 2.13) y en su superficie se han documentado formas exokársticas menores, como lapiares y arcillas de descalcificación.

Esta unidad está asociada con los depósitos de abanicos aluviales de piedemonte denominados "raña". Benito (2004: 93) y Benito-Calvo y Pérez-González (2007) han propuesto una cronología, a partir de las correlaciones morfológicas, relacionada con el Plioceno o Plio-Cuaternario, anterior a la incisión fluvial Pleistocena, coincidiendo con un periodo de una acentuada aridez relativa.

La evolución geomorfológica de las diferentes superficies de erosión muestra como la Sierra de Atapuerca se ha constituido desde el Paleógeno como un relieve emergido, respecto de los materiales terciarios que la bordean, sobre el que han actuado los agentes erosivos y denudativos causantes de cuatro diferentes superficies de erosión intramiocenas, afectadas por varios episodios tectónicos (fase Castellana, fase Neocastellana, impulso tectónico durante el Astaraciense y posible fase Iberomanchega -Benito-Calvo y Pérez-González, 2007-), así como de dos superficies poligénicas de los Páramos y plataformas estructurales de diversa extensión desarrolladas sobre los depósitos neógenos horizontales.

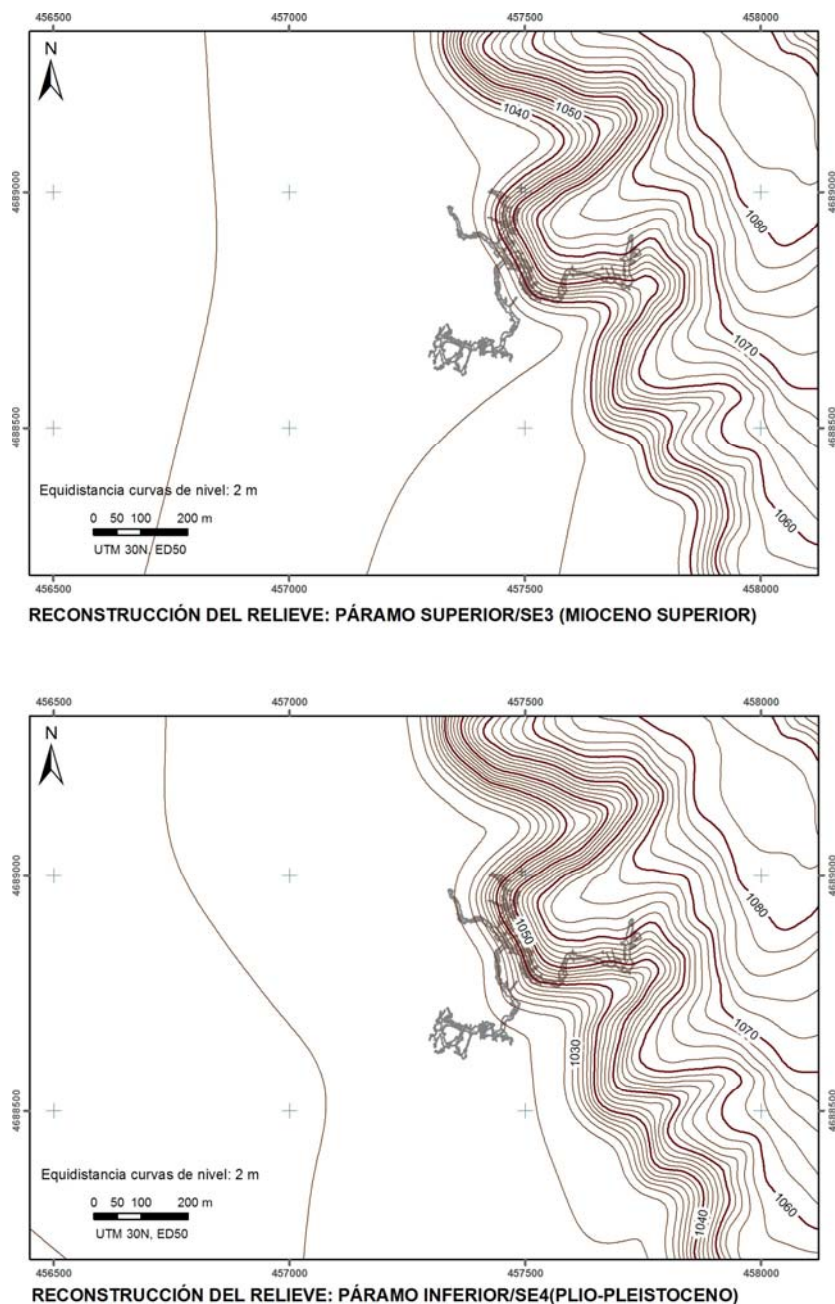


Figura 2.13 Representación del endokarst en relación a las superficies de erosión SE3 y SE4 (A. Benito)

Durante la formación de la superficie de erosión SE2 se va a producir el inicio del encajamiento de la red de drenaje cuaternaria, con la formación, sobre dicha superficie, de las cabeceras de los actuales valles. Desde el Mioceno medio la sierra se presentaba individualizada en dos montes, San Vicente y Matagrande, por la incisión del arroyo del Valle de la Hoyada, mientras que en el perfil longitudinal del Valle de Valdecuende se observan rupturas relacionadas con niveles de base del Vallesiense y Turolense superior en el Mioceno medio (Benito y Pérez-González, 2005b, Benito-Calvo *et al.*, 2007).

2.4.2. Superficies Poligénicas

La Sierra de Atapuerca pertenece a la región nororiental de la Cuenca cenozoica del Duero, sector caracterizado por el afloramiento principal de materiales de edad Oligocena y Miocena, sobre los que resalta la estructura mesozoica de la Sierra. El paisaje predominante en este entorno es el caracterizado por un relieve en graderío escalonado, compuesto por planos horizontales o subhorizontales, constituidos a favor de la estratificación que forma la secuencia neógena, sobre los que se articula el relieve y sirven de nivel de referencia para el inicio de la incisión de la red fluvial cuaternaria (Figura 2.14).



Figura 2.14 Vista panorámica del entorno de la Sierra de Atapuerca (Fotografía: M. A. Martín)

La definición de superficie poligénica fue establecida y cartografiada en la Submeseta Sur por Pérez-González (1979). Para este autor, una superficie multipoligénica es el resultado, al menos, de dos procesos poligénicos de formación de superficies de erosión-acumulación y un ciclo aluvial intermedio. Caracteres que otros autores han identificado en las zonas centrales de la Cuenca del Duero, en donde se han documentado episodios kársticos y de sedimentación fluvial junto a importantes procesos erosivos (Mediavilla *et al.*, 1996; Portillo *et al.*, 1983).

2.4.2.1. Superficies Poligénicas de los Páramos

Sobre los depósitos neógenos de la Sierra se han cartografiado varias superficies poligénicas (Benito, 2004; Benito y Pérez-González, 2005a), entre las que destacan las identificadas como superficies poligénicas de los Páramos Superior e Inferior, por su importancia regional, que corresponden con la superficie desarrollada preferentemente sobre los dos niveles de calizas de los páramos desarrollados en nuestra zona de estudio. El nivel superior se extiende sobre las calizas lacustres de la unidad litoestratigráfica de las calizas del Páramo Superior y el inferior, asociado a las calizas lacustres que sellan la facies Cuesta, corresponde a la unidad litoestratigráfica de las calizas del Páramo Inferior.

La Superficie Poligénica del Páramo Superior se conserva sobre los niveles resistentes de las calizas del Páramo Superior (Turolense superior), ocupando la posición morfológica más elevada de las dos y, aunque en la actualidad no está representada en la Sierra de Atapuerca (Benito y Pérez-González, 2005a), la proyección de su posición en el borde de la misma se desarrollaría en torno a 1.032m de altura media (Benito-Calvo *et al.*, 2007), correspondiendo su formación con una posible edad Turolense superior-Rusciniense, en vinculación con la formación de la SE3, que marcaría el techo del relleno endorreico mioceno (Benito, 2004, 106, Benito-Calvo *et al.*, 2007).

Por los datos que presenta esta superficie en la Cuenca del Duero se conoce que en la génesis de su formación han influido, además del control litoestructural, procesos de erosión y sedimentación (kársticos, fluviales, eólicos, etc.), edáficos y tectónicos.

El nivel de la Superficie Poligénica del Páramo Inferior se desarrollada a unos 10-30m por debajo de la Superficie Poligénica del Páramo Superior, sobre las Calizas del Páramo Inferior, conservando un retazo de esta superficie en el flanco oriental de la Sierra de Atapuerca, con alturas de 1.020-1.024m s.n.m., en contacto con la falda sureste de la sierra (Benito, 2004: 107-109). Esta superficie muestra una tendencia regional descendente hacia el interior de la cuenca neógena, así como áreas planas y varias depresiones (Benito y Pérez-González, 2005 a), presentando la mayor de ellas una orientación similar a la actual red de drenaje, lo que va a constituir el precedente de las paleoformas de los valles pleistocenos. Este es el caso de la incisión producida por los ríos Arlanzón y Vena al oeste de la Sierra de Atapuerca (Benito y Pérez-González, 2005a).

La superficie del Páramo Inferior se ha visto afectada por procesos de karstificación, destacando la presencia de dolinas de fondo plano, lapiares y arcillas de descalcificación.

Esta superficie en la Sierra de Atapuerca define con bastante aproximación el techo de las calizas del Páramo Inferior. En base a ello, la coincidencia topográfica de las bóvedas del nivel superior del Sistema Cueva Mayor-Cueva del Silo, a cotas de 1.015-1.020m de altitud (Ortega *et al.*, 2005, 166), con la predicción hecha de la superficie del Páramo Inferior en el tramo meridional de la Sierra de Atapuerca, situada a una altitud de 1.020-1.024m (Benito-Calvo *et al.*, 2007), indica que el inicio de la formación del endokarst debe estar en relación con el nivel freático que

impusieron los sistemas lacustres del Astaraciense superior-Vallesiense, que depositaron las calizas que representaron el techo de las superficie del Páramo Inferior (Benito-Calvo *et al.*, 2007).

Una cronología de este nivel, en función a relaciones estratigráficas, inclinación de la misma hacia los valles actuales y la presencia de un suelo poco evolucionado, podría estar vinculada con el Plioceno, en relación con las primeras etapas de diferenciación de los valles fluviales pleistocenos, ocupando una posición morfológica coincidente con el arrasamiento SE4 (Benito-Calvo y Pérez-González, 2007).

2.4.2.2. Plataformas y Planos estructurales

Estos autores también han cartografiado plataformas de extensión más localizadas, como ocurre con la Plataforma estructural de Villalval-Rubena, formada sobre el techo de las calizas astaracienses, que en contacto con el borde de la Sierra de Atapuerca aparecen deformadas. Como ya se mencionó en el apartado 2.3.1, esta plataforma representa el sediplano correlativo con la superficie de erosión SE2, exhumada durante el Pleistoceno.

Esta plataforma está mejor representada en el flanco oeste de la sierra, donde ocupa una extensión delimitada al norte por el Valle del Vena, al este por la propia sierra, al oeste por el trazado viario de la A-I y al sur por el Valle del Arlanzón, estando cortada por la incisión del río Pico y sus afluentes. Presenta 85m de desnivel altitudinal máximo, para una longitud de 6km, con tendencia descendente hacia el oeste, con una altura de 1.030m en el contacto con la Sierra de Atapuerca, a favor del buzamiento.

La cronología de exhumación de esta plataforma se relaciona con el Pleistoceno inferior y medio, en relación con los procesos erosivos de incisión fluvial, dado que las terrazas más antiguas registradas del Arlanzón (T2_{AZN} +84-88m y T3_{AZN} +70-78m) aparecen apoyadas sobre las calizas astaracienses (Benito, 2004: 114), en cuya superficie se han identificado morfologías exokársticas, tales como pequeñas dolinas de disolución.

La topografía de El Alto del Caballo corresponde a una superficie estructural formada sobre facies calcáreas y margosas asignadas a la facies Cuestas (Benito, 2004: 116), que presenta características morfológicas de un plano degradado, caracterizado por pequeñas lomas que alcanzan cotas entre 1.006 y 1.016,5m de altitud, en el contacto con la Sierra de Atapuerca. Este plano, compuesto por calizas, calizas margosas y margas de la facies de Cuestas, se sitúa encajado unos 10m en los niveles más próximos del Páramo Inferior (entre Zalduendo y Castrillo del Val). En relación con la Plataforma estructural Villalval-Rubena, inclinada de este a oeste, el Alto del Caballo se desarrolla a cota ligeramente por debajo de dicha plataforma, hacia el este, y claramente por encima 10-15m de tal plataforma hacia el oeste. Dicha configuración morfológica está controlada por la inclinación E-W de las calizas astaracienses que forman la plataforma de Villalval-Rubena y que está fosilizada por la facies Cuestas, en posición horizontal, sobre las que se conserva el Alto del Caballo (Benito, 2004: 116) (Figuras 2.11 y 2.15-17).

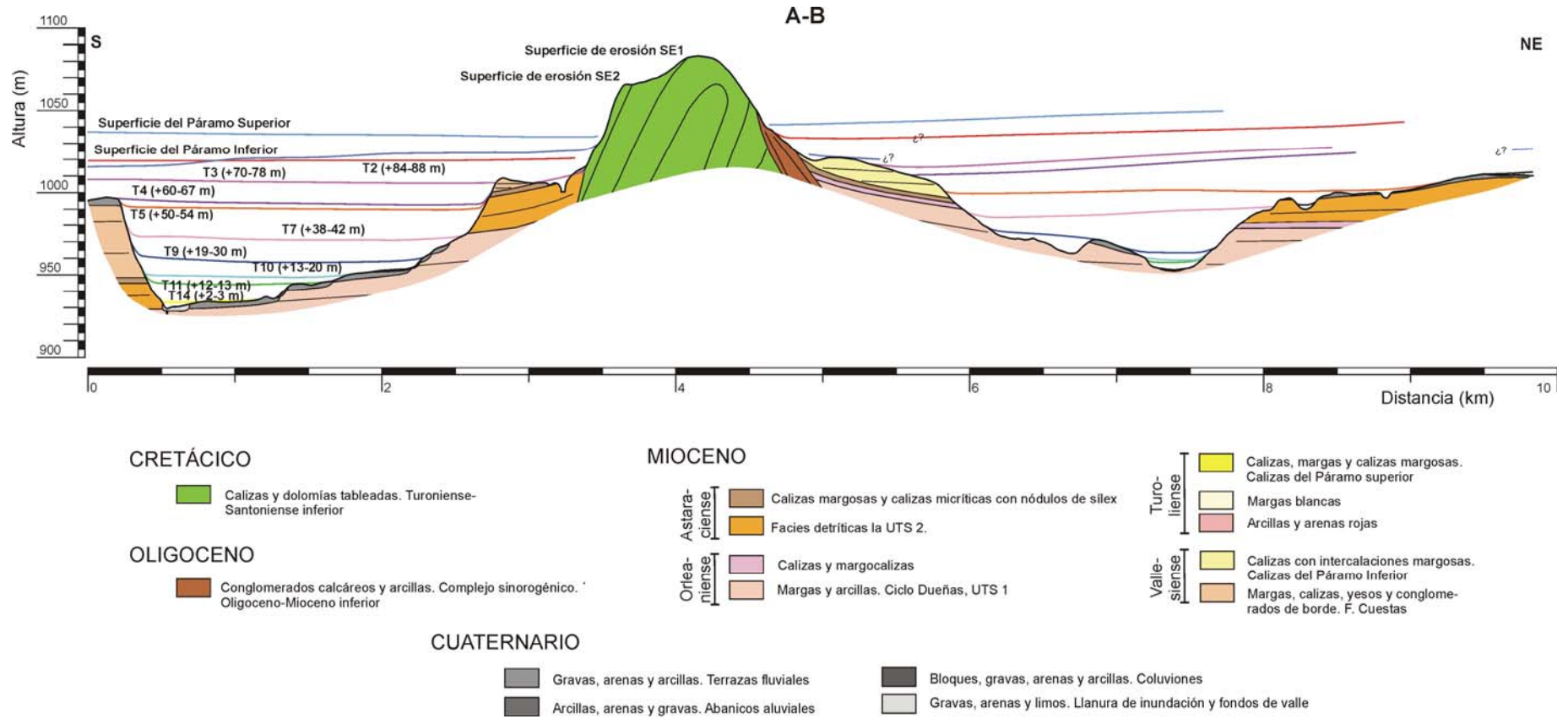


Figura 2.15 Corte A-B de la Sierra de Atapuerca (A. Benito *com. pers.*)

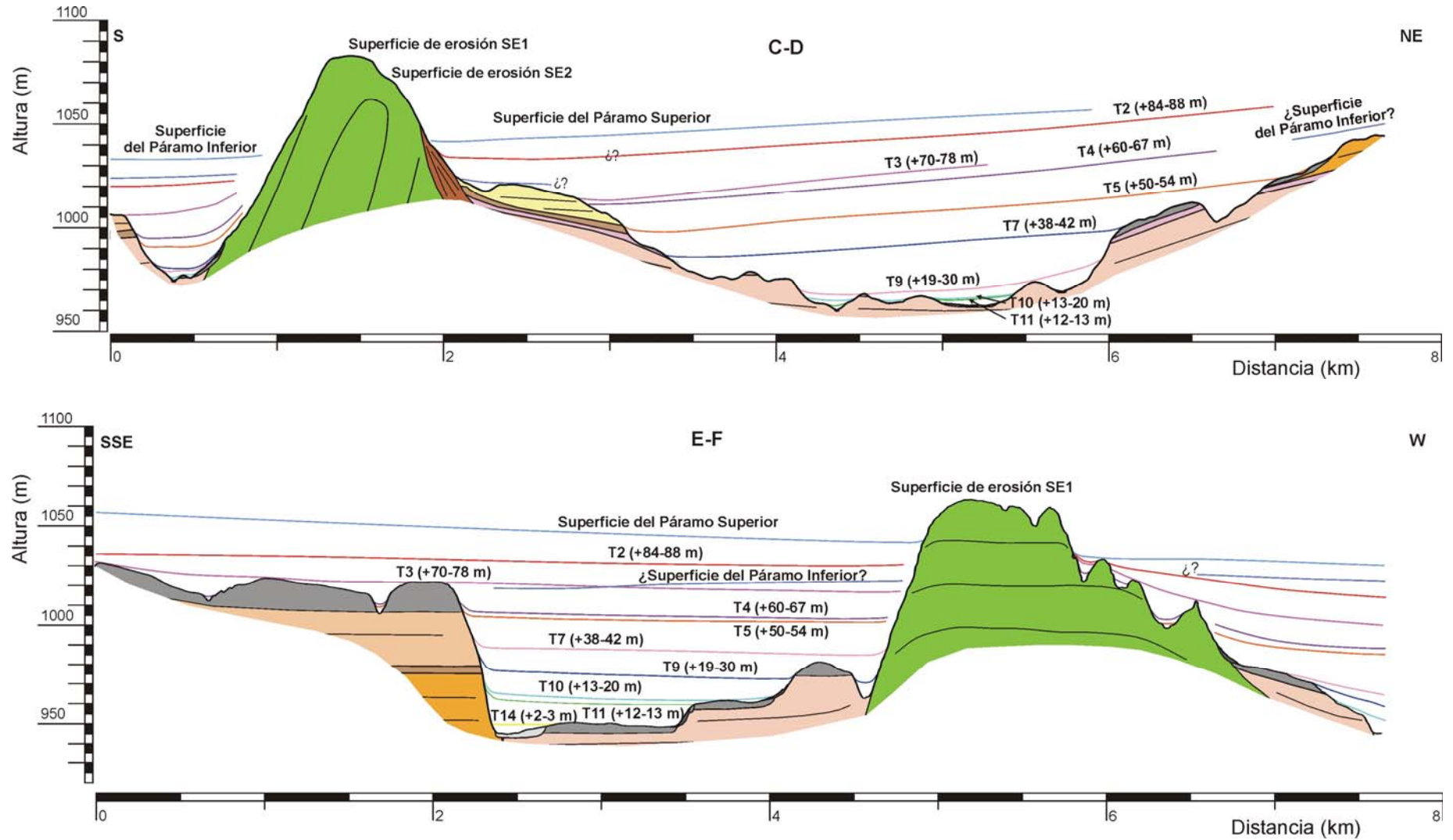


Figura 2.16 Cortes C-D y E-F de la Sierra de Atapuerca (A. Benito *com. pers.*)

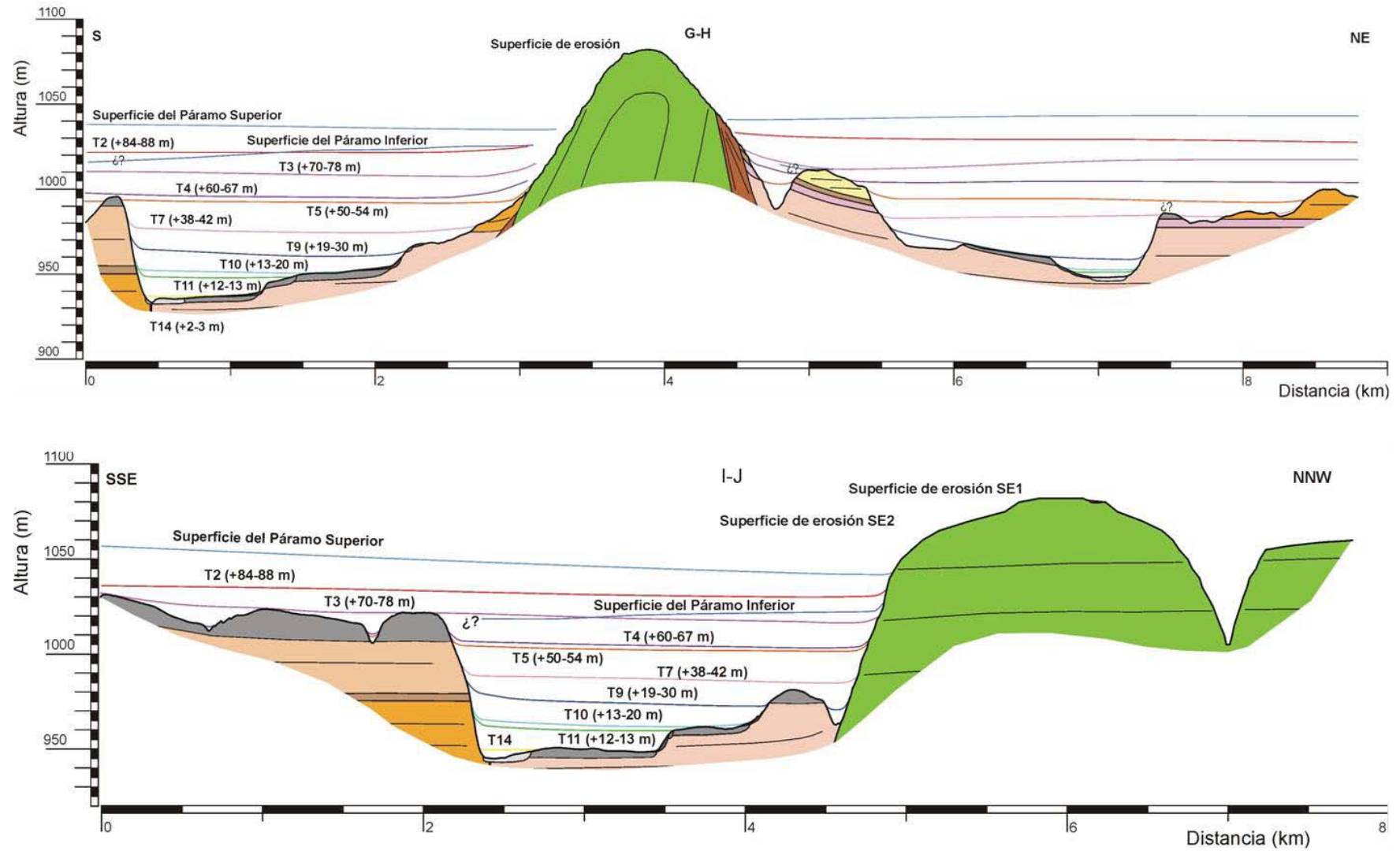


Figura 2.17 Cortes GH e IJ de la Sierra de Atapuerca (A. Benito *com. pers.*)

2.4.3. Valles fluviales

El paisaje del entorno de la Sierra de Atapuerca se caracteriza por una serie de planos escalonados en más de un nivel, con depósitos de gravas silíceas con escasa fracción arenosa, que se enmarcan dentro de la secuencia de terrazas producto de la evolución fluvial cuaternaria, que seccionaron las llanuras de las superficies terciarias, generando una orografía cada vez más accidentada, además de imponer un nivel de base general, determinante para el desarrollo endokárstico de esta sierra, con apertura de cavidades durante el Pleistoceno inferior, que facilitaron la entrada de materiales y seres vivos al interior del karst.

La red de drenaje de esta región pertenece a la Cuenca del Duero, mostrando una procedencia de la Cordillera Ibérica, aunque en el sector norte y nordeste se desarrolla la divisoria hidrológica de la Cuenca del Ebro. Los sentidos de drenaje principales están condicionados por las estructuras tectónicas de las cordilleras alpinas y por accidentes del zócalo regionales que marcan tramos o segmentos rectilíneos (Pineda, 1997a: 39; Pérez-González et al., 1994; Benito, 2004).

La red fluvial que ha diseccionado el paisaje de la Sierra de Atapuerca durante el Cuaternario corresponde en su totalidad a la red hidrográfica del río Arlanzón. El valle principal corresponde a este río, desarrollado al sur de la sierra, que, junto con sus tributarios Vena y Pico, discurre encajado en las superficies de erosión, cuando seccionan materiales mesozoicos y paleozoicos, y en las superficies de los Páramos cuando seccionan sedimentos neógenos (Benito, 2004). El curso actual de estos ríos ha sido encauzado y dirigido en relación con el planeamiento urbano de la ciudad de Burgos, transformando la desembocadura de los tributarios Vena y Pico con el Arlanzón a partir de canalizaciones que, en el caso del Vena, cruza la ciudad por las actuales calles de Reyes Católicos y San Lesmes, mientras que, la comunicación del río Pico con el Arlanzón, se hace a partir del encauzamiento del curso a la altura del polígono industrial Gamonal-Villímar.

Con el inicio de las excavaciones en los rellenos kársticos arqueo-paleontológicos de la Sierra de Atapuerca se puso de manifiesto la necesidad de promover las investigaciones geomorfológicas sobre la evolución de la incisión fluvial del Cuaternario en este enclave, con el fin de poder conocer la génesis y evolución del sistema kárstico de esta sierra. Estas investigaciones que se iniciaron con los estudios de Zazo *et al.* (1983, 1987) y se desarrollaron con las investigaciones dirigidas por A. Pérez González (Pérez-González *et al.*, 1995, 1999), fueron especialmente impulsadas a raíz de los trabajos de A. Benito Calvo en su tesis doctoral (Benito, 2004, Benito y Pérez-González, 2002, 2005b).

2.4.3.1. Valle del río Arlanzón

El curso fluvial del río Arlanzón constituye la red de drenaje principal del área de estudio por marcar los niveles de base regionales, respecto a la Sierra de Atapuerca. Se caracteriza por presentar un valle asimétrico y ser un río de baja sinuosidad, con canales secundarios entrelazados, funcionales durante periodos de aguas altas, y depósitos de carga de fondo

compuestos por gravas de rocas metamórficas de la Sierra de la Demanda (cuarcitas, pizarras y esquistos) y en menor medida de rocas carbonatadas (calizas) procedentes de los materiales mesozoicos de la Orla Ibérica y de los niveles calcáreos neógenos (Benito y Pérez-González, 2002: 380-381).

La composición de las terrazas depende del área fuente, pero en general predominan los depósitos siliclásticos sobre los materiales carbonatados mesozoicos y terciarios, mientras que la textura mayoritaria en los tramos altos y medios son gravas, predominantemente de composición cuarcítica y metamórfica, aumentando la cantidad de arenas y limos en los tramos bajos.

El río Arlanzón pertenece a la red fluvial de la vertiente norte de la Sierra de la Demanda y nace en la falda occidental del San Millán (2.131m), a unos 1.700m de altitud, en unas fuentes localizadas en el paraje de La Sierpe del término burgalés de Riocavado de la Sierra (Arnáez-Vadillo, 1994). Presenta un desarrollo total de 122,5km hasta su desembocadura en el río Pisuerga, en término de Quintana del Puente, poco después de recibir las aguas del Arlanza.

El curso alto del Arlanzón drena materiales cámbricos y paleozoicos de la Sierra de la Demanda y se desarrolla por la depresión tectónica de Pineda, formando un valle de dirección NO-SE, hasta el embalse del Arlanzón para, a partir de la mitad del mismo y hasta el embalse de Úzquiza, adoptar una dirección S-N. Al rebasarlo, el curso del Arlanzón entra en contacto con los materiales mesozoicos y paleógenos de la orla plegada de la Cordillera Ibérica y el valle toma una dirección general E-O hasta alcanzar la localidad de Arlanzón, con la excepción del sector de Villasur de Herreros que presenta un pequeño viraje hacia el ONO.

El valle intermedio del Arlanzón corresponde al tramo delimitado entre las poblaciones de Arlanzón y Burgos, labrado en materiales terciarios. Se caracteriza por presentar un trazado rectilíneo con una dirección general E-O, cuya formación y desarrollo parece estar marcada por un control tectónico, a favor de fallas de estas mismas direcciones y que afecta a los materiales neógenos (Zazo *et al.*, 1983). Este accidente tectónico se localiza en la margen izquierda del valle, lo que para Benito (2004: 164-165) explicaría la fuerte asimetría que presenta este tramo del curso del río Arlanzón en ambos márgenes, respecto al desarrollo de las facies terciarias y las terrazas fluviales pleistocenas. El curso actual fluye adyacente al escarpe izquierdo.

Este tramo del valle drena el sur de la Sierra de Atapuerca, cuya cuenca engloba toda la sierra por el control que ejercen sus tributarios Vena y Pico. Se caracteriza por presentar un perfil asimétrico, con presencia de terrazas en una de sus márgenes, que le confieren un relieve escalonado, con escarpes marcados en la margen contraria (Pineda, 1997a; García *et al.*, 1997; Benito, 2004). Los bordes del valle del Arlanzón desarrollan el nivel más antiguo de la secuencia de aterramiento fluvial (T1_{AZN} +92-97m) a nivel de la Superficie Poligénica del Páramo Inferior, en el punto del Alto de las Coloradas, al Sur de San Medel, en donde se documentan más 2m de potencia, seguido del nivel del Alto de Escampa Colina (T2_{AZN} +84-88m), con más de 2,15m de profundidad, y una secuencia de dieciséis niveles de terrazas hasta alcanzar la llanura aluvial, singularizados por el predominio de gravas de cuarcitas con matriz arenosa y arcillas de origen edáfico, frente a otras rocas metamórficas y calcáreas (Benito, 2004: 164-175) (Figura 2.18).



Figura 2.18 Tramo medio del Valle del Arlanzón, con presencia en primer plano del Alto de Escampa Colina (Foto: M. A. Martín)

Es de destacar que, en la reconstrucción de los perfiles longitudinales de las terrazas superiores del Arlanzón en el enclave de la Sierra de Atapuerca, la $T1_{AZN}$ (+92-97m) no está documentada (Figura 2.19) y los niveles de la $T2_{AZN}$ (+84-88m) y la $T3_{AZN}$ (+70-78m) presentan una distribución diferenciada a ambos lados de la sierra, situándose aguas arriba en una cota superior a la Superficie Poligénica del Páramo Inferior (situada a una altitud media de unos 1.020m), mientras que aguas abajo se encajan en dicha superficie (Benito y Pérez-González, 2005: 454).



Figura 2.19 Esquema de reconstrucción del perfil longitudinal del Arlanzón en relación a la T1 (A. Benito *com. pers.*)

El plano estructural del Alto del Caballo destaca por su localización topográfica en relación con la divisora de las cuencas del Arlanzón y del Pico, así como con los conductos kársticos del Sistema Cueva Mayor-Cueva del Silo y la paleosurgencia de Cueva del Silo, que jerarquiza el Valle de Valhondo, perteneciente a la cuenca hidrográfica del río Pico (Figura 2.20). Este plano presenta morfología elevada caracterizada por una superficie degradada, con lomas que marcan una pendiente hacia el oeste, con cotas relacionadas con los 1.016.5m en el contacto con la Sierra de Atapuerca y los 1.007-1.005m en su prolongación occidental. Ocupando una posición intermedia entre la T2_{AZN} (+84-88 m) y la T3_{AZN} (+70-78 m), cuya cumbre irregular queda a unos 7-12m por debajo de la primera terraza, que en este punto alcanzaría cotas absolutas de entre 1.017-1.022m, y queda levemente destacable del nivel aluvial inferior (T3_{AZN}) (Benito y Pérez-González, 2005: 454). Este hecho, junto con el aumento de las cotas que representaría la posición del nivel superior de la T1_{AZN} (+92-97m), hace suponer a Benito (2004: 218) que los niveles más antiguos del Arlanzón habrían superado claramente la morfología actual del Alto del Caballo, elemento que ha experimentado un importante proceso de desmantelamiento relacionado con la evolución fluvial del Cuaternario, aún aceptando que esta unidad morfológica fuese la degradación de la Superficie Poligénica del Páramo Inferior, situado en el entorno próximo en cotas de los 1.010-1.020m, altitud algo inferior a la de la terraza T2_{AZN} como se ha indicado más arriba.



Figura 2.20 El Valle de Valhondo en primer plano y el Valle del Arlanzón al fondo, individualizados por el plano estructural del Alto del Caballo (tierras de labor) (Foto: M. A. Martín)

Ambas cotas, las de la Superficie Poligénica del Páramo Inferior y la del nivel de terraza T2_{AZN}, marcan un nivel de base antiguo, relacionado altiméricamente con la superficie piezométrica que desarrolló y acentuó los paleoconductos del Piso Superior del Karst de la Sierra de Atapuerca, con techos situados a 1.015-1.020m (Ortega et al., 2005: 166).

El tramo bajo del Arlanzón presenta un curso delimitado por las poblaciones que están entre Villaverde Mogina y la desembocadura en el Pisuegra, siguiendo un trazado principal NE-SO, cuya dirección se prolonga hasta el Valle del Duero y ha sido explicada como un accidente tectónico, relacionado por algunos autores con fracturas de zócalo de prolongación de la "Falla" del Arlanzón, en el accidente tectónico Béjar-Albia-Valoria (Pineda, 1997a; Pérez-González *et al.*, 1994). Este tramo del valle está labrado en la secuencia neógena de la Cuenca del Duero, circulando el curso fluvial por posiciones centrales, aunque presenta la configuración asimétrica que ha caracterizado a todo el curso del Arlanzón, definida por una morfología escalonada, en donde faltan los niveles superiores de la secuencia de terrazas (Benito, 2004: 175-177).

El análisis de los principales valles de la región nororiental de la Cuenca del Duero, en los que se incluyen los ríos Arlanza y Arlanzón, ha permitido a Benito (2004) establecer una seriación de terrazas fluviales que define la secuencia de incisión regional formada por dieciséis niveles de terrazas fluviales más la llanura aluvial, distribuidas entre cotas relativas de +92-97m para la terraza más alta o T1_{AZN} y los +1/0,2m de la llanura aluvial. De la secuencia establecida para el valle fluvial del río Arlanzón (Benito, 2004, Benito Calvo *et al.*, 2007), los niveles de terraza más antiguos corresponden con la T1_{AZN} y la T2_{AZN}, terrazas colgadas a 92-97m y 84-88m respectivamente sobre el cauce del Arlanzón. La T1_{AZN} únicamente se ha conservado aguas abajo de la ciudad de Burgos y en el Alto de las Coloradas (99m), mientras que la T2_{AZN} está representada en los términos de Escampa Colina (Cardeñuela Riopico), Alto de las Lomas (Cardeñajimeno) y al norte de Urrez. Encajada en la T2_{AZN} (+84-88m) se encuentra la T3_{AZN} (+70-78m) constituyendo un plano deposicional entre Villasur de Herreros y San Millán. Entre Ibeas de Juarros y San Medel se documentan los aterrazamientos más altos, que incluyen esta última terraza, así como de los niveles T4_{AZN} (+60-67m) y T5_{AZN} (+50-54m), hasta las terrazas más recientes representadas en Ibeas de Juarros por el nivel T14_{AZN} (+2-3m) y el nivel aluvial, desdoblado en el nivel de aguas altas (T15_{AZN}) situado a 1m por encima del nivel de los procesos activos actuales, que representa la T16_{AZN} (+0,2m). (Figuras 2.15-17 y 2.21).

Por los datos altimétricos proporcionados a partir de las relaciones establecidas mediante la reconstrucción de relieves de la red fluvial correspondiente a la cuenca hidrológica del río Arlanzón, se conoce que este río presenta un valle asimétrico de dirección E-O, cuya evolución cronológica de la secuencia de terrazas, en base a los datos de paleomagnetismo y de termoluminiscencia que se disponen en la actualidad, ha permitido a Benito (2004), Benito y Pérez-González (2002) y Benito Calvo *et al.* (2007) proponer una aproximación temporal de la misma, que emplaza el nivel T1_{AZN} (+92-97m), T2_{AZN} (+84-88m), T3_{AZN} (+70-78m) y T4_{AZN} (+60-67m) en el Pleistoceno inferior, para situar la T5_{AZN} (+50-54m) con polaridad positiva en el Pleistoceno medio, periodo que podría incluir hasta la terraza T10_{AZN} (+13-20m), si se considera la edad de $115,052 \pm 11,934$ años BP, obtenida para la terraza a +12-13m en el río Arlanza (Benito Calvo *et al.*, 2007). En cualquier caso, este último nivel, T11_{AZN} (+12-13m) en el Arlanzón, ya correspondería al Pleistoceno superior. El Holoceno estaría representado por la T14_{AZN} (+2-3m), con una datación de termoluminiscencia de 4.827 ± 338 BP (Benito Calvo *et al.*, 2007), y la llanura de inundación, desdoblada en dos niveles a +1 y +0,2m (T15_{AZN} y T16_{AZN}).

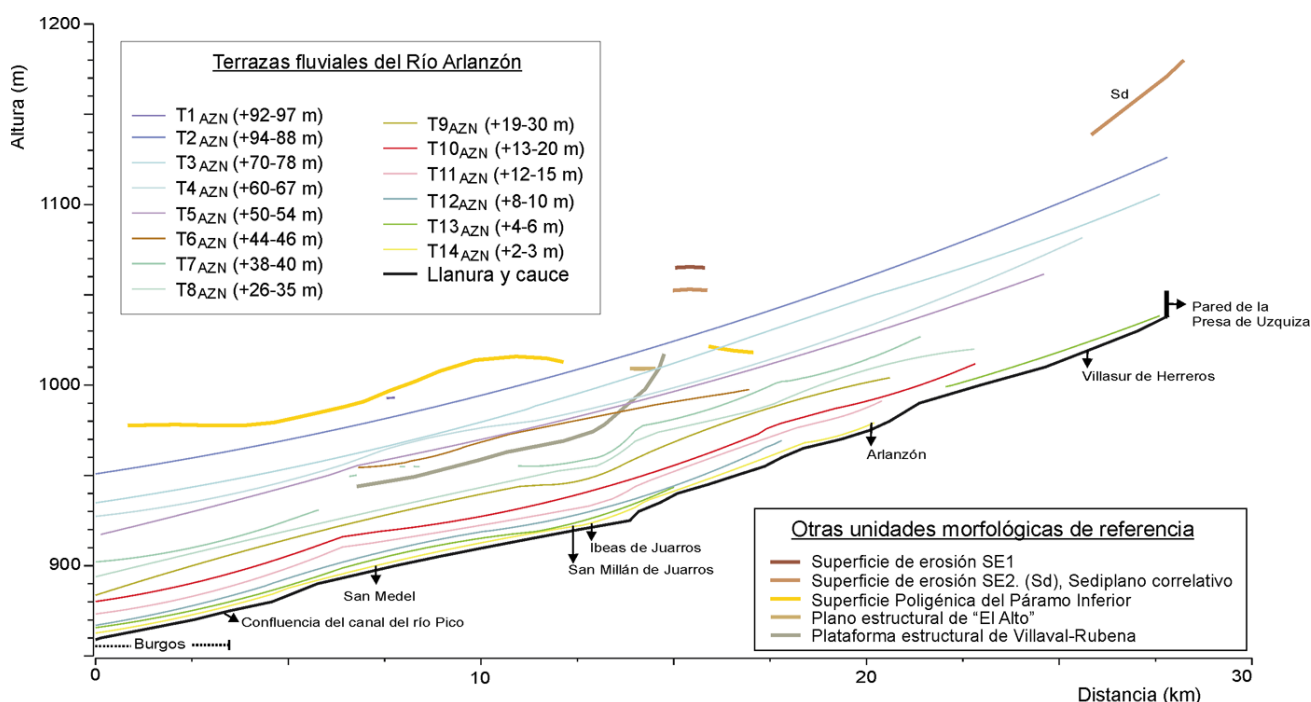


Figura 2.21 Perfil reconstruido de los niveles de terrazas del río Arlanzón (Benito, 2004: 217)

2.4.3.2. Valle del río Vena

El río Vena, con 22km de desarrollo, nace al Este de la Sierra de Atapuerca, en la vertiente occidental de los depósitos detríticos de la facies Pedraja, al sur del puerto homónimo, que recoge las aguas superficiales de los terrenos de Valdeagés, para presentar flujo estable tras los manantiales de la Toscana y del Cuezco del Campo, situados en las inmediaciones de Galarde (Arlanzón), al norte de su población.

Este río bordea a la Sierra de Atapuerca para confluir con el Arlanzón en las tierras de la ciudad de Burgos (Figura 2.22 y Plano 1), y recibe aportes de cierta importancia, como es el caso del arroyo de San Juan-Valdefuentes que, marcando la cabecera de la cuenca hidrográfica del Duero, compite en longitud con el Vena y, como éste, nace en la vertiente occidental de la facies Pedraja. Otros tributarios significativos son el arroyo de Hurones, que se une al Vena en Villímar, o el propio río Píco, que nace al oeste de la Sierra de Atapuerca y que en la actualidad únicamente drena al Vena su cauce molinar.

El curso bajo del Vena se encuentra muy transformado al entrar en contacto con la ciudad castellana, ya que el planeamiento urbanístico de Burgos ha diseñado un paseo continuo desde el área de Villímar-Casa la Vega, protegiendo el espacio del valle del Vena como zona verde, hasta el tramo más urbanizado de la avenida de los Reyes Católicos, en el que el curso fluvial va encauzado artificialmente, para evitar el encharcamiento que producían las aguas en el sector de Vadillos, cuyo proyecto se remonta a la actuación de la reforma interior de principios del siglo XX.

Este encauzamiento obliga a las aguas a fluir por la actual calle de San Lesmes hasta su encuentro con el Arlanzón, aguas arriba del Puente de San Pablo.



Figura 2.22 Valle del río Vena a su paso por la localidad de Atapuerca (Fotografía: M. A. Martín)

La cuenca de drenaje del Vena se ha desarrollado principalmente sobre los sedimentos neógenos que van desde las unidades tectosedimentarias postorogénicas del Ciclo Dueñas, del Mioceno inferior, al Ciclo sedimentario del Páramo Superior, del Mioceno superior, además de los materiales mesozoicos del sector oriental y septentrional de la Sierra de Atapuerca.

Las terrazas del Vena están compuestas principalmente por depósitos de gravas, con dominio de cuarcitas, sobre pizarras y metareniscas, procedentes de la erosión de los depósitos siliclásticos de las facies Pedraja, cuya área fuente primaria corresponde al paleozoico de la Sierra de la Demanda. Estos materiales se complementan con gravas calizas, procedentes tanto de los materiales neógenos de la cuenca como de los mesozoicos de la Sierra de Atapuerca, y con arenas y arcillas (Benito, 2004: 186)

El encajamiento del río Vena ha incidido progresivamente en las tres superficies formadas sobre las facies Pedraja, equivalentes al sediplano de la superficie de erosión SE2, y las superficies SE3 y SE4, que pasa a corresponder aguas abajo con pequeños retazos de la Superficie Poligénica del Páramo Inferior, en la cual se encaja la plataforma estructural de las calizas terminales de la facies Dueñas, colgada +40-65m del río. Por su parte, la margen izquierda del valle erosiona dicha plataforma estructural y la Superficie Poligénica del Páramo Inferior, así

como las superficies de erosión de la Sierra de Atapuerca, con la SE1 a +160-110m sobre el cauce o la SE3 a +145m, y la Plataforma estructural Villalval-Rubena, situada a +90-55m del Vena (Benito, 2004: 183).

El conocimiento de la evolución fluvial de río Vena se debe a las investigaciones realizadas por Benito (2004: 183-184), quien muestra como las formas más antiguas se conservan en el sector de cabecera, sobre las superficies que marcan las facies Pedraja, que aunque de complicada identificación, este autor ha decidido individualizarlas como terrazas en función de su morfología. La construcción de los perfiles longitudinales de las terrazas del río Vena muestra cierta continuidad, al carecer de saltos o rupturas significativas, creando el valle sobre las formaciones terciarias con ausencia de estructuras tectónicas en el substrato condicionantes de la formación de este curso fluvial (Benito y Pérez-González, 2005: 456).

El Valle alto del Vena se caracteriza por presentar laderas con formas de glacis agrupadas en un único nivel. La disposición de estos planos indica que el arroyo de San Juan tuvo relación con el río Vena, incrementando la altura aguas abajo, mostrando como la terraza T1_V que se conserva a +30m sobre el cauce del San Juan se corresponde con la que aparece aguas abajo a +50m sobre el Vena.

Un segundo plano se encaja en la T1_V, presentando la misma tendencia a incrementar la incisión aguas abajo, desde el arroyo de San Juan al Vena. Se trata del nivel de la T2_V (+15-39m), que enlaza lateralmente con la terraza del Arlanzón T7_{AZN} (+38-40m), lo que según Benito (2004: 185) indicaría que durante la formación de estas terrazas ambos ríos compartirían llanura aluvial.

En el Valle del Vena una nueva superficie se encaja a cotas relativas de + 26-35m del cauce, individualizándose definitivamente del valle del Arlanzón, que constituye el nivel T3_V, conservado al sudeste de Agés, al sur de Atapuerca y entre Olmos y Rubena, mientras que el nivel de T4_V (+9-29m) se conserva tanto al sur de Atapuerca como aguas debajo de Villafría y se relaciona con la terraza T9_{AZN} (+19-30m) del Arlanzón.

La secuencia de terrazas se completa con los niveles T5_V (+18-20m), T6_V (+12-14m), T7_V (+8-9m), T8_V (+4-5m) y T9_V (+2m). La llanura aluvial corresponde al nivel identificado como T10_V (+1m) (Benito, 2004: 185) (Figura 2.23). Sin embargo existen pequeñas discontinuidades detectadas aguas arriba de Santovenia de Oca, con la T5_V (+5-20m) o de Agés con la T6_V (+6-14m), así como en el tramo localizado entre Atapuerca y Olmos para las terrazas T7_V (+8-9m) y T8_V (+4-5m). Fenómeno observado en el terreno con la pérdida, aguas arriba, de cota relativa de las terrazas altas y con la existencia de perfiles edáficos evolucionados (tipo A/B/C) en terrazas de +4-5m (Benito y Pérez-González, 2005: 456). Estos saltos o escalones en el perfil serían consecuencia de descensos del nivel de base (Selby, 1985), que conllevan la presencia de un nuevo nivel de base erosivo, con lo que se impone la tendencia a buscar un nuevo perfil de equilibrio (Garay, 2004).

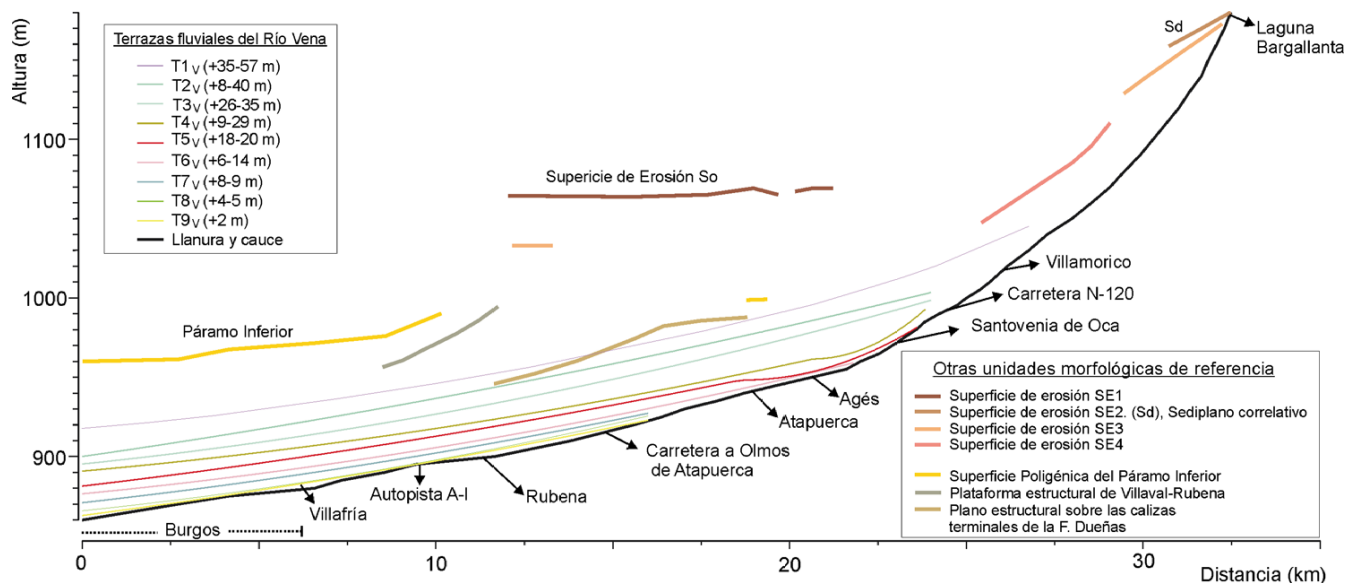


Figura 2.23 Perfil reconstruido de los niveles de terrazas del río Vena (Benito, 2004: 223)

2.4.3.3. Valle del río Pico

El río Pico es el que presenta el menor desarrollo de los tres, con un trazado rectilíneo de dirección E-O, paralela al río Arlanzón, sin apenas tributarios de interés. Nace en el arco occidental de la Sierra de Atapuerca, presentando una cabecera que abarca desde el Valle de Valhondo (Ibeas de Juarros) al sur, hasta el valle de fuente Pinillas en Prado Ancho (Villalval) al norte. El curso alto del río Pico nace en el valle cataclinal de Valdecuende-Hoyada en el término de Atapuerca, dividiendo a la sierra en las unidades de Matagrande y San Vicente, y evoluciona en dirección oeste por un estrecho valle encajado entre las plataformas calizas terminales del Astaraciense (en la margen derecha) y las terrazas medias y altas del Arlanzón (margen izquierda), hasta su desembocadura en las inmediaciones de la ciudad de Burgos (Figura 2.24). Originariamente tributaba en el Vena, aguas abajo de Gamonal de Riopico, formando una zona pantanosa al noreste de la ciudad de Burgos que históricamente fue drenada por el obispo Adelelmo (Ortega y Negro, 1997), presentando en la actualidad un encauzamiento artificial hacia el Arlanzón a la altura de La Ventilla (en Burgos).

Durante la evolución cuaternaria de este valle, la cuenca hidrográfica del río Pico ha erosionado la secuencia carbonatada del Cretácico superior y las brechas del Oligoceno-Mioceno inferior de la Sierra de Atapuerca, así como los depósitos miocenos de la cuenca cenozoica y los materiales pleistocenos de las terrazas del río Arlanzón (Benito, 2004: 188). Por ello, este valle presenta en la cabecera depósitos de composición calcárea, procedentes del desmantelamiento de los materiales mesozoicos de la sierra y de las unidades terciarias que la bordean, para ganar en gravas silíceas aguas abajo, resultado de aportes laterales de la erosión de los niveles altos de aterramiento del Arlanzón (Benito y Pérez-González, 2002: 381).



Figura 2.24 Valle del río Pico. Sup.) Cabecera y curso alto del río Pico, con la incisión del arroyo de Valdecuende y la Hoyada en la Sierra de Atapuerca. Inf.) Curso medio del río Pico. (Fotografía: M. A. Martín)

El valle alto del Pico discurre encajado en las superficies de erosión intraterciarias, SE1 y SE2, de la Sierra de Atapuerca, para dar paso en su tramo medio a la incisión realizada entre las terrazas del Arlanzón y la plataforma estructural de Villalval-Rubena y formar en su tramo último

un ancho valle común, al Vena y Arlanzón (Benito, 2004: 224). Como se verá más adelante, la mayor capacidad de incisión del río Pico está condicionada a la conexión hidrogeológica del Arlanzón a través del sistema endokárstico, que sitúa sus puntos de descarga, las paleosurgencias del pago de Torcas-Campa del Silo, en el extremo suroccidental de la cuenca, formando el tributario Valle de Valhondo.

La reconstrucción de los perfiles longitudinales del río Pico (Benito y Pérez-González, 2005: 456) (Figura 2.25) muestra ligeras variaciones en la tendencia general que en principio carecen de justificación litoestructural, siendo más acusadas en el perfil actual. Circunstancia que puede ser debida a la falta de capacidad incisiva del curso fluvial frente a la serie de descensos del nivel de base marcados por el río principal (Selby, 1985), el río Arlanzón. Las rupturas en el perfil longitudinal del río Pico empiezan a reconocerse en el nivel de la terraza T1_P (+8-20m), nivel de aterramiento más alto conservado en el valle del río Pico, que se relaciona con depósitos de composición carbonatada (Benito, 2004: 190), que corresponde con una terraza de un espesor mínimo de 4m, situada a +8m sobre el cauce en la confluencia del río Pico con el arroyo de Valhondo, área que incluye al profundo Valle de la Propiedad, así como al de la Bajera de Valdecuende, en donde se concentran las principales paleosurgencias kársticas (Eraso *et al.*, 2001b; Ortega *et al.*, 2005).

Esta terraza está formada por gravas subangulosas de calizas cretácicas con cementaciones locales e intercalación de canales y niveles arenosos con margas, y debe corresponder con los planos sedimentarios, inclinados hacia el valle, localizados en la margen izquierda del Pico (Benito, 2004: 188), aguas abajo, que se encuentran encajados en las terrazas del Arlanzón, de donde proceden las gravas cuarcíticas.

Aguas abajo se conservan dos niveles escalonados de terraza, formados por reducidos planos que aparecen en cotas relativas de +3-14m y de +2-7m sobre el cauce del Pico, identificadas por Benito (2004: 189) como T2_P y T3_P respectivamente. Estos niveles presentan una composición siliclástica, resultado del desmantelamiento de los niveles de terrazas del Arlanzón.

Por último, el curso bajo del río Pico discurre sobre el nivel de terraza T14_{AZN} (+2-3m) del valle del Arlanzón y aparece encajado unos 5m bajo la terraza T12_{AZN} (+8-10m) y a unos 7m de la T11_{AZN} (+12-1 m) (Figura 2.25).

La correlación de esta secuencia de terrazas con la general del Arlanzón ha posibilitado, con cierto margen de incertidumbre, una seriación en la que el nivel superior o T1_P (+8-20m) puede corresponder con la formación de la terraza T9_{AZN} (+19-30m) o la T8_{AZN} (+26-35m), el nivel intermedio, T2_P entre 3 y 14m sobre el cauce, se relacionaría con la terraza T10_{AZN} (+13-20m) y el nivel inferior T3_P (+2-7m) con la terraza del Arlanzón T11_{AZN} (+12-13m), para situar la llanura aluvial en el nivel T4_P (+0,5-1m) sobre el nivel de la terraza T14_{AZN} (+2-3m) del Arlanzón (Benito, 2004: 190).

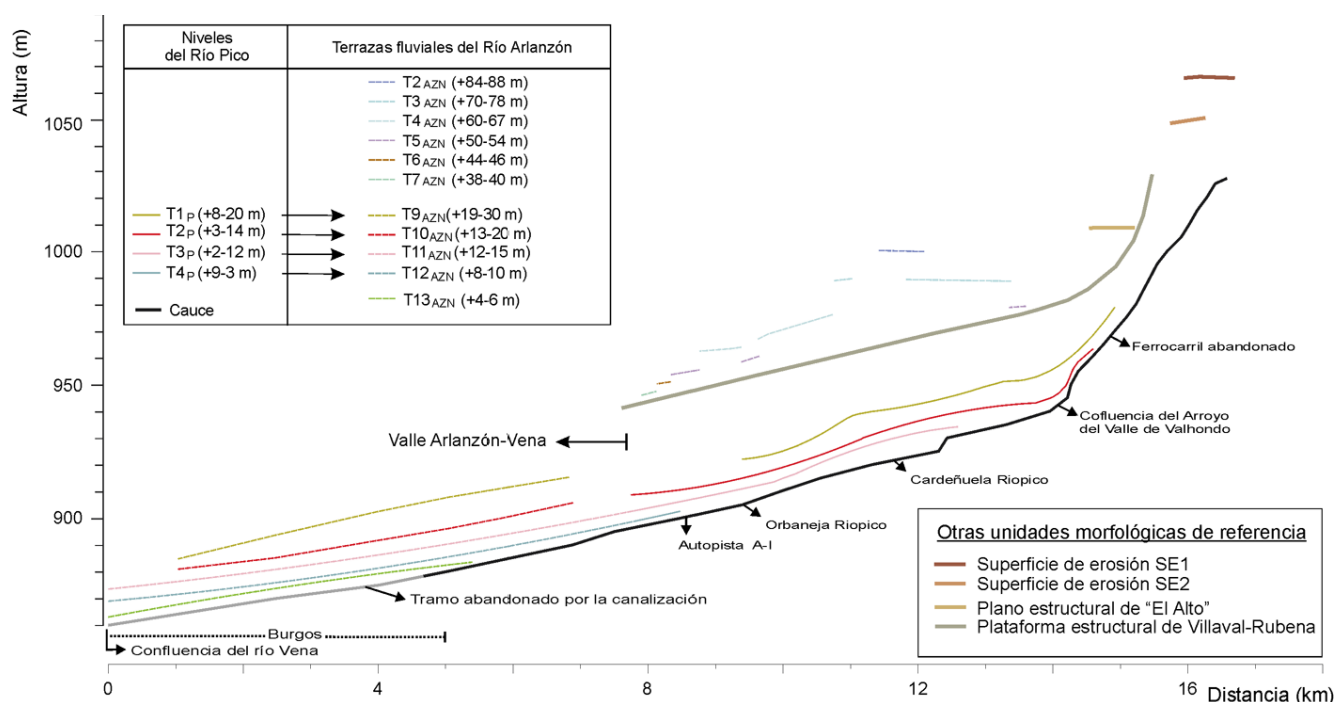


Figura 2.25 Perfil reconstruido de los niveles de terrazas del río Pico (Benito, 2004: 228)

2.4.3.4. Valles de la Sierra de Atapuerca

La red fluvial de la Sierra de Atapuerca se va a caracterizar por el desarrollo radial de una serie de pequeños valles que discurren encajados en las superficies de erosión intraterciarias y drenan las aguas superficiales, formando valles de escasa entidad que inciden en dichas superficies. Los cursos localizan sus cabeceras en la cumbre, sobre la superficie de erosión SE1, y sus desembocaduras en la confluencia con los ríos principales, transversales a éstos. La morfología y las pequeñas dimensiones de la sierra (un anticlinal tumbado con vergencia hacia el ENE) condiciona el trazado de estos valles, por ser principalmente perpendiculares al eje del anticlinal, a excepción de los valles de Varones-La Mina (al norte y tributario del Vena) y Valdecuende (al sur de la unidad del Matagrande y afluente del Pico) que presentan un desarrollo paralelo al eje del anticlinorio.

Entre los valles de la Sierra destacan los del Fuenterrón, Aulagares, La Represa, Entremesado, la Mina (también conocido como Paldeja) y el Barranco del Carcaje por situarse en la vertiente oriental y septentrional de la sierra y pertenecer a la cuenca de drenaje del Vena, mientras que el valle del arroyo de Novillas es el único tributario del Vena que evoluciona en la vertiente occidental de la sierra. Los arroyos de La Larga, Estecillas, La Cerrada, Cañal de la Cerrada y Nogada son tributarios de la margen derecha del río Pico. La cuenca del Pico se completa con el valle de Valdecuende (también conocido en la literatura como de las Orquídeas) y con el valle de Valhondo, al que confluye el valle de la Propiedad, cuyo origen está relacionado con un área de descarga del karst conocido de la Sierra de Atapuerca (Sistema de Cueva Mayor-Cueva del Silo, Cueva Peluda y conductos de Trinchera). Este karst está delimitado

meridionalmente por el Valle de Cueva Mayor, afluente del Arlanzón. Por último, los valles Oscuro, Suave y Sierrilla drenan, por el suroeste de la sierra, al Arlanzón, cuya cuenca se desarrolla el este de la sierra por el valle de la Mojonera y por aquellos que han incidido la ladera sur de la Superficie Poligénica del Páramo Inferior en el entorno del manantial de Santa Casilda (Plano 1).

El análisis de las reconstrucciones longitudinales de estos valles ha puesto de manifiesto la existencia de rupturas y saltos en el perfil actual que en algunos casos son coincidentes con cambios litológicos (valles del sector norte de la sierra, Entremesada y la Mina), en otros con las superficies poligénicas terciarias o con antiguos niveles de base de los ríos Arlanzón, Vena y Pico, (Benito, 2004: 233). Esta circunstancia es indicativa del bajo grado de evolución que han experimentado los valles desde el Terciario, lo que implica la presencia de extensas llanuras aluviales según aumenta la antigüedad, con tendencia a una pérdida de pendiente a favor de la proximidad de la ruptura en paralelo a la proximidad del nivel de base (Benito, 2004: 234).

Estos análisis hipsométricos del relieve han permitido reconocer en las diferentes vertientes de la sierra un modelado precuaternario (Benito, 2004: 239-241), caracterizado por la presencia de al menos tres escalones en el perfil longitudinal de los arroyos, relacionados con niveles de base correspondientes con superficies poligénicas terciarias.

El escalón superior de estas rupturas se localiza en los valles de la vertiente occidental del Matagrande en los arroyos de Valdecuende/Orquídeas, Estecillas y La Larga, a cotas de 1.046-1.050m de altitud, y coincide en altura con el desarrollo en la sierra de la superficie de erosión SE2 (Figura 2.17 corte IJ).

Un segundo escalón relacionado con cotas de 1.034-1.040m se ha documentado tanto en los valles que drenan la vertiente oriental de la sierra, como la occidental, detectándose en los valles del Fuenterrón, Aulagares, Represa y Entremesado, en la ladera este de la sierra y actualmente tributarios del Vena, así como en Valdecuende y Cañal de la Cerrada, al oeste de la sierra y tributarios del Pico, delimitando un plano que corresponde con el nivel de base que formó la superficie de erosión SE3 (del final del Mioceno). Este plano es altamente coincidente con la Superficie Poligénica del Páramo Superior (1.030m), que aparece claramente individualizada en las rupturas que presentan los valles del Fuenterrón, en la vertiente este de la Sierra, y en los valles de la Propiedad, Estecillas y La Larga de la vertiente oeste. Con este nivel se relacionaría el collado de la Hoyada situado a 1.028m en el área de la cabecera del río Pico (Figura 2.26).



Figura 2.26 Sup.) Vista de la superficie SE1 y desarrollo del Valle del Valdecuende a favor del eje de la Sierra de Atapuerca, tributario del río Pico en el cañón de la Hoyada. Inf.) Vista de la cabecera del arroyo del Canal de la Cerrada (Fotografía: M. A. Martín).

Este escalón se observa además en el perfil de los valles situados al suroeste de la sierra y que actualmente drenan hacia el Arlanzón, remarcado por la presencia de retazos de depósitos coluviales, que han sido en parte erosionados, como los existentes en los valles de Cueva Mayor (Nivel I), Oscuro y Suave.

Una tercera ruptura aparece en torno a cotas de 1.018-1.025m, coincidente con la posición regional de la Superficie Poligénica del Páramo Inferior, a cota de 1.024m, de cronología Plio-Pleistocena (Benito-Calvo et al. 2007). Este escalón se ha identificado en los valles del Fuenterrón, Aulagares, Represa, Entremesado, La Mina y el barranco del Carcaje (Figura 2.27), en el frente oriental y nororiental de la sierra, así como en el Valle de Valdecuende, que confluye con el valle de la Hoyada a unos 1.010m, altitud correspondiente con el Plano Estructural de "El Alto del Caballo". En relación con este nivel de estabilidad debe situarse el piso superior del sistema kárstico de Cueva Mayor-Cueva del Silo, cuyos techos subhorizontales presentan cotas de entre 1.015 y 1.021m de altitud.



Figura 2.27 Depresión de Varones con la incisión de valles de Carcaje y Paldeja-Mina, tributarios del Vena (Foto: M. A. Martín).

Estas rupturas, situadas por encima de los niveles de base más antiguos del Arlanzón, marcan la existencia de un modelado precuaternario, relacionado con una red de drenaje miocena, que condicionará el patrón de drenaje Cuaternario. La evolución de la actual ordenación fluvial de la Sierra de Atapuerca se caracteriza por el encajamiento de la red hidrográfica plio-pleistocena, sobre la imposición del valles previos, que han ido organizando la escorrentía por arroyada difusa hasta formar un nuevo sistema de drenaje, que ha estado jerarquizado por el río Arlanzón y sus tributarios Vena y Pico.

La sierra presenta tres sistemas de cauces cuaternarios cuyas divisorias de aguas están en la actualidad espacialmente diferenciadas, correspondiendo la mitad meridional del monte San Vicente a la cuenca del Arlanzón, delimitada por el arco que forman por el este los valles situados al sur de la Superficie Poligénica del Páramo Inferior de Agés (1.020m de altitud), en el paraje del Manantial de Santa Casilda, y por el oeste el Valle de Cueva Mayor. La cuenca del Vena, con la mayor representación en la sierra, está drenada por los valles localizados tanto al este como al norte y noroeste del anticlinorio, desde el valle de la Paúl en Agés hasta el valle de Novillas en Rubena. Por último la cuenca del Pico se sitúa en el tramo central de la vertiente occidental de la Sierra de Atapuerca, delimitada por el Norte por la barrera que forma el semiplano SD2 formado la Plataforma Estructural de Villalval-Rubena, en el valle de la Larga, y por el sur el plano que forma dicha plataforma en el Alto del Caballo y el valle de Valhondo (Plano 1).

Todos estos valles se caracterizan por ser muy someros y primar los procesos de erosión frente a los de deposición, por lo que sus perfiles longitudinales van a destacar principalmente por la presencia de una nueva serie de rupturas o escalones, continuación de la secuencia terciaria, cuyas alturas relativas son coincidentes con niveles de estabilidad marcados por debajo de la superficie de erosión SE4, relacionados con los niveles de base fluviales más altos del Arlanzón, implicando la existencia de niveles de base del Pleistoceno inferior, o quizá anterior (Plioceno), que en el pasado afectaron a esta sierra, detectados en las vertientes que actualmente pertenecen a la cuenca del Vena y del Pico (Benito, 2004: 239), lo que debe hacernos reflexionar sobre el momento de individualización de las diferentes divisorias de aguas.

Dichas rupturas están situadas entre los +84-88 y los +50-55m de su cauce, coincidentes con las terrazas (T_{2AZN} a T_{5AZN}) del Arlanzón. El escalón marcado por la situación relativa de +80-89m sobre los cauces actuales, ha sido correlacionado con la T_{2AZN} (+84-88m), está presente en los valles Aulagares, Represa, Entremesado, La Mina y el Barranco del Carcaje, en la cuenca del Vena, mientras que en la cuenca del Pico sólo se ha constatado en los valles de Estecillas y la Larga, ambos a una altura de +84m sobre el cauce.

El nivel de base de la T_{2AZN} aparece a +88m sobre el cauce del Arlanzón en la perpendicular a la Sierra de Atapuerca y a +84m en el pago de Escampa Colina (Figuras 2.18 y 2.24), aguas abajo, que corresponde a un nivel en pendiente cuya cota absoluta es de 1.020 y 996m de altitud respectivamente. Este nivel se relacionaría con el nivel piezométrico del acuífero, en este caso del Arlanzón, que sería coincidente en posición topográfica con el piso superior del Sistema Cueva Mayor-Cueva del Silo, piso que también debió estar afectado por el nivel de la SPPI/SE4, estaría marcándonos el techo de la interfases aire-agua del conducto superior, cuyo techo más o menos plano presenta cotas de 1.015-1.021m de altitud.

Un segundo escalón se sitúa a los 70-75m de los cauces del Vena y Pico, presente en los valles de Fuenterrón, Aulagares, Entremesado y Barranco del Carcaje en la primera cuenca, con unas cotas absolutas próximas a los 1.000 del Fuenterrón y 995m del Aulagares y 977 del Carcaje. Este escalón en la cuenca del Pico aparece en los valles de la Propiedad, La Nogada, Cañal de la Cerrada, Estecillas y la Larga entre alturas de 1.008 a 1.000 respectivamente. Con este nivel de base, T_{3AZN} , se relacionaría el sistema de conductos endokársticos del segundo piso,

cuyos techos se sitúan algo por debajo de los 1.005m de altitud (entre los 1.002 y 1.003,5m de media).

Una tercera ruptura en el perfil longitudinal se documenta en unos pocos valles de la sierra, relacionada con el escalón de la T4_{AZN} (+ 62-65m) del Arlanzón, y se corresponde con el escalón localizado a 66m sobre el cauce del Barranco del Carcaje en la cuenca del Vena y el situado a +62-65m del Cañal de la Cerrada en el Pico. Con esta terraza se relacionarían el depósito del Valle de la Propiedad (identificado como Valle del Elefante en Benito (2004)) y el Nivel II de Cueva Mayor. Con este nivel de base, se relacionaría el descenso que se documenta en la interfaces aire/agua del segundo piso del sistema kárstico de la Sierra de Atapuerca, produciendo formas erosivas relacionadas con cañones.

El último escalón en el desarrollo de los cauces se vincula con el salto producido a +46-55m del lecho de los arroyos, y que ha sido correlacionado con la terraza T5_{AZN} (+50-55m) del Arlanzón. Esta terraza representa la unión con el nivel más alto del Vena (T1_V), y se documenta en los valles situados al este de la sierra de Fuenterrón, Represa y Entremesado en cotas absolutas próximas a los 1.000-980 y 960m de altitud respectivamente, y en el valle de la Novilla a 935, que se localiza al oeste. Por su parte los valles tributarios del Pico que presentan este escalón son los de la Propiedad, La Nogada, La Cerrada y La Larga, en cotas relacionadas que van entre los 995 hasta los 970m de altitud.

Con este nivel de base se continúa marcando el descenso en el que se documenta la interfaces aire/agua del segundo piso del sistema kárstico de la Sierra de Atapuerca, iniciada con el nivel de estabilidad de la terraza anterior.

Por último, los valles de la vertiente suroccidental de la sierra, correspondientes a la cuenca de drenaje del río Arlanzón, destacan por presentar perfiles longitudinales continuos, sin las rupturas o los escalones observados en los cauces de las otras cuencas, debido posiblemente a la mayor capacidad del Arlanzón o proximidad con el mismo, capaz de marcar una evolución continua de la incisión fluvial. Sus cabeceras se localizan en el Alto y en la Rasa de San Vicente, superficie de erosión SE1 y SE2, incidiendo tanto en las calizas mesozoicas como en los materiales neógenos, hasta encajarse en las terrazas T8_{AZN} (+26-35m) y T9_{AZN} (+19-30m) en la confluencia con el valle del Arlanzón (Benito, 2004: 235).

2.4.3.5. Síntesis de la secuenciación de aterramiento fluvial

El análisis de la incisión fluvial de la Sierra de Atapuerca está marcado por los niveles del río Arlanzón que, junto con el del Valle del Arlanza, representa al principal valle de la región nororiental de la Cuenca del Duero. Este río pasa por el sur de la Sierra de Atapuerca y junto con sus afluentes Vena y Pico la bordean imponiendo un nivel de base cuaternario que va a influir el desarrollo endokárstico de esta sierra. La evolución del aterramiento fluvial y los descensos del nivel de base van a marcar momentos de liberalización de las aguas de los conductos y la apertura al exterior de las cavidades en una fase antigua del Pleistoceno, con la posterior colmatación y fosilización de los sectores de entrada.

La secuencia del Arlanzón presenta dieciséis niveles de terrazas, incluidos los dos pisos de la llanura aluvial actual, en la que se engloban los nueve niveles que conserva el valle del río Vena y a los cuatro del valle del Pico.

La cronología de esta secuencia sitúa a los niveles T1_{AZN} a la T4_{AZN}, emplazados a +92-97m y +60-67m sobre el cauce actual del río, en el Pleistoceno inferior, niveles antiguos que no aparecen documentados en los depósitos de los valles del Vena o del Pico. Durante el Pleistoceno inferior el curso fluvial de los ríos Arlanzón y Vena se caracterizaría por presentar una extensa llanura aluvial, desarrollada sobre las superficies de erosión neógenas, que bordearía la Sierra de Atapuerca. Al final de este período se debió producir el inicio de la incisión del Valle del río Pico (Benito Calvo *et al.*, 2007), en relación con las paleosurgencias kársticas desarrolladas en el frente de Valhondo, que marcaban niveles piezométricos controlados por el nivel freático del Arlanzón.

El Pleistoceno medio se iniciaría con el nivel de aterramiento T5_{AZN} del Arlanzón, con polaridad positiva y situada a 50-54m del cauce. Dicha secuencia se completa con los niveles de terrazas del Arlanzón que van desde la T6_{AZN} (+44-46m) hasta la T9_{AZN} (+19-30m) o hasta la terraza T11_{AZN} (+12-13m) (ver Apartado 2.3.3.1).

La incisión del Valle del Vena se individualiza del Valle del Arlanzón con el inicio del Pleistoceno medio, cuyo evento correlaciona el plano de terraza del Arlanzón T5_{AZN} (+50-54m) con la del Vena situada a una cota de +35-57, que representa a la T1_V (Benito 2004), con la que comienza el desarrollo de una serie de diez terrazas fluviales, de las que las cuatro superiores - T1_V (+ 35-57m) / T4_V (+9-29m) se corresponden con la evolución del valle durante el Pleistoceno medio, o hasta la terraza T6_V (+6-14m) por equivalencia con la T11_{AZN} (+12-13m) del Arlanzón (Benito y Pérez-González 2005b: 456).

La incisión del Valle del Pico debe situarse en momentos del Pleistoceno inferior, en relación con las paleosurgencias kársticas de Torcas-Valhondo, de las que son sus mejores representantes Dolina-Penal y Cueva del Silo (Ortega *et al.*, 2005, 164), en cuyo sector se conserva el más alto nivel de terraza del Pico, la T1_P (+8-20m), caracterizada por su composición carbonatada, relacionada con los aportes de los arroyos de la Propiedad y Valhondo. En la secuencia fluvial del Arlanzón esta terraza se equipara altimétricamente con la T9_{AZN} (+19-30m), nivel que, como se explica en el apartado 2.3.3.1 podría fijar un momento tardío del Pleistoceno medio.

El Pleistoceno superior está marcado por la serie de terrazas del Arlanzón situadas sobre los 13-20m y los 4-6m del cauce, que corresponden con los planos de la T10_{AZN} o la T12_{AZN} hasta la T5_{AZN}, niveles que se equipararían con las terrazas del valle del Vena T5_V (+18-20m), T6_V (+12-14m), ó T7_V (+8-9m) y T8_V (+4-5m).

Por su parte, la evolución del valle del Pico durante el Pleistoceno superior únicamente está reflejada en dos niveles de terrazas, el T2_P (+3-14m) y T3_P (+2-7m), que se equipararían con las terrazas del río Arlanzón T10_{AZN} (+13-20m), y T11_{AZN} (+12-13m), concluyendo aquí el nivel de incisión de este valle. A partir de este nivel, el valle del río Pico va a quedar colgado respecto de

los valles del Arlanzón y Vena, como consecuencia de la pérdida de la recarga hídrica que aportaba la zona paleosurgente de Valhondo al Pico, por la inactividad que van a experimentar las surgencias kársticas con el descenso del nivel piezométrico que marca el Arlanzón a partir del nivel de base de la T9_{AZN} (+13-30m) (Benito Calvo *et al.*, 2007), que va a dejar definitivamente colgados los conductos kársticos del sector occidental de la sierra.

La continuación de la secuencia de aterrazamiento está marcada por el nivel de terraza del Arlanzón T14_{AZN} (+2-3m), que con una datación de termoluminiscencia de 4.827 +/- 338 BP debe corresponder con la fase holocena de la incisión fluvial (Benito Calvo *et al.*, 2007), nivel que en el valle del Vena se sitúa en la T9_V, a 2m sobre el cauce del río. Por último los niveles T15_{AZN} (+1m) y T16_{AZN} (+0,2m) del Valle del Arlanzón corresponden con la llanura aluvial actual, que en el Valle del Vena se equiparan con el depósito T10_V (+1m) y en el Valle del Pico con el T4_P (+0,5-1m).

3. EL KARST

3.1. Concepto de Karst

- 3.1.1. *Etimología y primeras investigaciones*
- 3.1.2. *La karstificación*
- 3.1.3. *El acuífero kárstico*
- 3.1.4. *La evolución del karst*

3.2. El Karst en España: visión de la investigación

3.3. El Karst en Burgos: investigaciones espeleológicas

- 3.3.1. *El uso de las cuevas desde la Prehistoria a la Edad Media*
- 3.3.2. *Primeras referencias escritas sobre cavidades burgalesas*
- 3.3.3. *La Espeleología: el estudio de las cavernas*
 - 3.3.3.1. *El desarrollo de los estudios en cuevas (1863-1936)*
 - 3.3.3.2. *El Grupo Espeleológico Edelweiss*
 - 3.3.3.2.1. *Los trabajos iniciales (1951-1970)*
 - 3.3.3.2.2. *La sistematización de los trabajos (1970-2007)*
- 3.3.4. *Estudios en el Karst de la Sierra de Atapuerca*
- 3.3.5. *El Karst en la provincia de Burgos: su distribución*
 - 3.3.5.1. *El macizo paleozoico de la Demanda*
 - 3.3.5.2. *La orla ibérica mesozoica*
 - 3.3.5.3. *La depresión terciaria del Duero*
 - 3.3.5.4. *La depresión terciaria del Ebro*
 - 3.3.5.5. *El sector vasco-cantábrico*
- 3.3.6. *La karstificación en el entorno de la Sierra de Atapuerca*

3. EL KARST

3.1. Concepto de karst

3.1.1. Etimología y primeras investigaciones

La palabra alemana karst denominaba originariamente al nombre de una región fronteriza de las Montañas Dináricas, perteneciente a los Alpes Julianos, situada al Nordeste de la Bahía de Trieste (Mar Adriático), que se extiende a ambos lados de la demarcación esloveno-italiana. La etimología de este topónimo presenta la raíz pre-indoeuropea *kar(r)a-gara*, extendida en muchas lenguas occidentales, que significa roca/piedra, y que en esta región evolucionó de Kars al eslavo *Kras*. Durante el Imperio Romano este territorio pasó a denominarse *Carsus* o *Carso* y, por último, con el Imperio Austro-Húngaro *Karst*, al germanizarse el vocablo (Kranjc, 2004: 485; Ford y Williams, 2007: 1).

El significado del topónimo, tanto esloveno como latino, viene a ser “campo rocoso, árido”, definiendo a un territorio calcáreo en el que apenas existen redes fluviales superficiales, favorecido por un drenaje endorreico al infiltrarse rápidamente las aguas en profundidad disolviendo la roca y desarrollando conductos y redes subterráneas. En el exterior son abundantes las depresiones cerradas, las bocas de entrada a simas y cuevas, los sumideros y surgencias, así como las formas de disolución características de la caliza.

Las primeras referencias sobre la peculiaridad de este paisaje se remontan al periodo romano, al documentar el escritor greco-romano Estrabón, en su trabajo de *Geografía* (V,1,8, citando a Pomponius Mela), la pérdida del río *Timavus*, actualmente conocido como río Reka, en las cuevas de Skocjanske (Patrimonio de la Humanidad), cuyas aguas, tras recorrer 41km subterráneas, resurgen en el litoral adriático en la importante Fuente del *Timavi* o surgencias kársticas de Timavo (Bouillet-Roy, 1976: 79-91; Ellenberger, 1989: 40-41), cuyo caudal aseguró el abastecimiento de las poblaciones próximas. La particularidad de este fenómeno natural dotó de sacralidad al lugar desde tiempos de la protohistoria (Degrassi, 2001).

Incursiones en las cavidades eslovenas se van a efectuar desde el siglo XVII, para constituirse durante el siglo XIX, bajo la dependencia del imperio austrohúngaro, en una región clásica de los trabajos geomorfológicos en los terrenos del Karst, centrándose en esta región los primeros estudios científicos sobre la circulación del agua en la caliza, que van a definir un tipo de

relieve calcáreo caracterizado por la ausencia de cursos de agua superficiales y el desarrollo de un sistema de drenaje subterráneo, imponiéndose en los trabajos de geografía física la terminología germana de *karst*, y sus derivados en esta lengua, frente a la denominación eslava o latina.

En concreto, fueron los trabajos que sobre hidrografía subterránea se realizaron desde la escuela de Viena de Geología y Geomorfología en el Karst dinámico, por parte de Jovan Cvijic (1893, 1895, 1918), Alfred Grund (1903, 1914) y F. Katzer (1909), los que van a abrir el camino a la sistemática de los estudios kársticos. Destacando entre ellos las aportaciones del serbio Jovan Cvijic, con una primera publicación basada en su tesis doctoral leída en Viena (Cvijic, 1893), o sus obras posteriores (Cvijic, 1895, 1918), en donde realizó una revisión de los terrenos del Karst, estableciendo el concepto, todavía válido, de zonas hidrográficas y señalando que la clave para comprender el paisaje kárstico residía en el conocimiento del drenaje subterráneo.

Los geógrafos extendieron el nombre de *karst* para definir un término técnico del lenguaje científico de la Geomorfología, que designa a todos aquellos territorios con unas características similares al esloveno y con unos procesos hidrológicos igualmente parejos. Este hecho fue determinante para que dicha terminología fuese también adaptada en lengua inglesa, francesa y española, produciéndose la internacionalización del topónimo "*karst*" y de la terminología *kárstica*, así como el desarrollo de la investigación.

Desde este punto de vista, el término karst caracteriza un estilo particular de paisaje que contiene depresiones cerradas, cuevas y extensos sistemas de agua subterránea (Gillieson, 1996:1). Por ello, para el desarrollo del karst hay que tener en consideración dos factores, primero la existencia de un comportamiento hidrológico caracterizado por la presencia de un drenaje endorreico de las precipitaciones meteóricas, organizado y estructurado, que tiende a desarticular y sustituir a la red hidrográfica superficial y, en segundo lugar, la existencia de cavidades subterráneas como consecuencia de los procesos de disolución.

3.1.2. La karstificación

El término karstificación se aplica para definir la combinación de procesos físicos y químicos que ha dado lugar a los particulares rasgos geomorfológicos del karst, tanto superficiales (denominados exokársticos) como subterráneos (o endokársticos), producto de la combinación de la alta solubilidad de la roca y del buen desarrollo de la porosidad secundaria (fisuras y planos de debilidad), en donde la clave para el desarrollo del karst está en el desarrollo inusual de su hidrología subterránea, cuya evolución está impulsada por el ciclo hidrológico, motor que estimula los procesos kársticos (Ford y Williams, 2007).

La karstificación se desarrolla en rocas sedimentarias, destacando principalmente las rocas carbonatadas, como calizas y dolomías, aunque puede prosperar en margas, cretas, mármoles y diversos conglomerados de matriz calcárea, solubles a las aguas de lluvia cargadas de gas carbónico, causante de la erosión química (corrosión) que da el modelado característico de estas regiones.

Este fenómeno también tiene lugar en otras rocas muy solubles como el yeso y la sal gema, donde la evolución de los procesos kársticos puede contemplarse desde la escala temporal humana, e incluso en casos excepcionales en algunas areniscas y cuarcitas, aunque la escasa solubilidad de estas últimas implique una mayor lentitud. En el hielo, la karstificación sigue un proceso similar al de las rocas solubles, aunque motivado principalmente por la fusión friccional (Eraso, 1994: 14; Eraso y Pulina, 1994: 3-22).

Una de las zonificaciones del karst fue la establecida por Llopis Lladó (1954: 16), que diferenciaba entre formas de absorción, formas de conducción y formas de emisión, posteriormente definidas como zona de alimentación o infiltración, zona de circulación y zona de descarga por Hernanz (1970a: 2-3; 1970b: 6-25) y Eraso (1981: 65-66).

Como ya hemos apuntado, la principal característica de un karst es la ausencia casi total de ríos superficiales con el desarrollo de una inusual hidrología subterránea, debido a que la red de drenaje fluvial se ha visto sustituida por un drenaje endorreico, gracias a una rápida infiltración de las aguas por todo el afloramiento de las rocas karstificables. Es lo que se conoce como “zona de alimentación”. A pesar de la general desestructuración de la red de drenaje superficial, en ocasiones el karst puede presentar profundos cañones, consecuencia de ríos de origen alóctono, cuyo trazado se encaja progresivamente en el macizo kárstico, llegando a seccionar y capturar conductos preexistentes.

La infiltración difusa de las aguas genera unas formas superficiales o exokársticas de disolución características, entre las que destaca el lapiaz (también conocido como lenar o karren), con una amplísima variedad de morfologías (Fornós y Ginés, 1996), y el bogaz, pasillos naturales a favor de fisuras corticales de la roca que llegan a alcanzar centenares de metros de longitud sin que tengan génesis fluvial (Eraso, 1994: 6).

La infiltración preferencial aprovecha planos de debilidad litológica y estructural, presentando depresiones cerradas, denominadas dolinas. Cuando las depresiones son mucho mayores, debido generalmente a la unión por coalescencia de varias dolinas, son conocidas como uvalas, reservándose la terminología de poljes para aquellas de rango kilométrico, asociadas a grandes fracturas regionales, que suelen estar surcadas por ríos de cierta entidad que aparecen por una surgencia o izvor, localizada en un extremo del polje, y desaparecen nuevamente en el otro extremo por un sumidero o ponor. Al desarrollarse su fondo, por lo general plano, muy próximo al nivel freático, suelen estar sujetas a inundaciones estacionales, existiendo cavidades que unas veces actúan como sumideros y otras como surgencias, denominadas estavelas. En los karst tropicales suelen quedar relieves residuales salpicando los fondos de los poljes o de grandes llanuras aluviales que se denominan mogotes, torres, o hum (Herranz, 1970a; Choppy, 1985; Jennings, 1985; White, 1988; Eraso, 1994; Gillieson, 1996; Ford y Williams, 2007).

Otra de las principales características de un karst son las morfologías subterráneas o endokársticas, representadas por la existencia de cavidades, ya sean simas predominantemente verticales o cuevas de trazado más horizontal, que permiten el acceso al interior de los macizos, a la zona de circulación, donde se desarrollan las galerías o conductos, de los que existe igualmente

una compleja y variada morfología, por los que circulan las aguas, canalizando los flujos subterráneos hacia la zona de descarga del karst, a través de surgencias, por las que vuelven a aflorar a la superficie en los límites de los macizos kársticos, en las márgenes de los ríos.

En ocasiones, si las condiciones litológicas y tectónicas son favorables, se forman grandes acuíferos kársticos que acumulan enormes reservas de agua subterránea (zona de almacenamiento), antes de que las aguas infiltradas vean de nuevo la luz en los ríos que a menudo seccionan el macizo kárstico, aunque la zona saturada todavía pueda extenderse en profundidad hasta el sustrato impermeable. Si se trata de acuíferos cautivos, la descarga puede tener lugar en áreas muy alejadas de aquella en que se produjo la infiltración original.

Figura 3.1 Esquema general del karst: ejemplos de la provincia de Burgos.
Basado en ISSKA (Wenger, 2006). Fotografía: Archivo GEE



Polje (Dobro)



Campo de dolinas (Montes de Valnera)



Lapiaz (Sierra Salvada)



Galería inactiva (Cueva de los Cárcavos)



Sima (Complejo de Ojo Guareña)



Pozo (Sistema de La Cubada)



Sumidero (Cañón de Río Lobos)

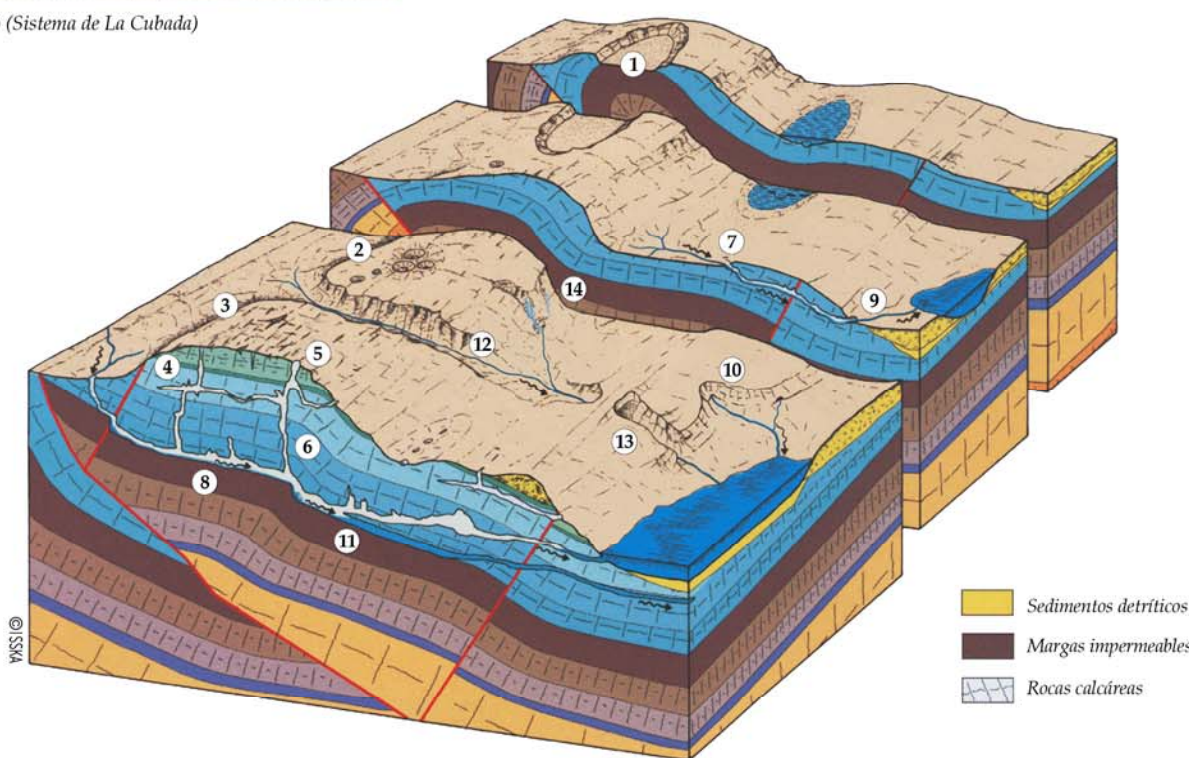


Río subterráneo (Ojo Guareña)



Surgencias (Cueva del Agua de Orbaneja del Castillo)

FORMAS KÁRSTICAS REPRESENTATIVAS DE LA PROVINCIA DE BURGOS



Valle reculé (Surgencia del río Rudrón)



Sifón (Fuente Sagredo)



Cañón (Hoces del Ebro)



Puente natural (Puentedey)



Surgencias colgadas (La Yeguamea)

Fotografías: Archivo Grupo Espeleológico Edelweiss

3.1.3. El acuífero kárstico

Los acuíferos kársticos, como ya hemos visto, se generan principalmente en rocas sedimentarias carbonatadas que se caracterizan por una permeabilidad secundaria debido a la red de fisuras y planos de debilidad por los que se infiltra y circula el agua. Una característica adicional es la solubilidad de la roca, favorecida por la acción conjunta del agua (H_2O) y del gas carbónico o anhídrido carbónico (CO_2) disuelto en ella, que generan ácido carbónico (CO_3H_2), que al combinarse con la caliza (CO_3Ca), la transforma en bicarbonato cálcico $(CO_3H)_2Ca$, fácilmente soluble en el agua. De esta forma se acaba generando una red tridimensional de conductos abiertos a favor de los planos de debilidad, con una clara anisotropía direccional que sigue unas modas determinadas. Mayoritariamente son de origen freático y suelen subdividirse (Sokolov, 1967; Herranz, 1970a: 3-4; 1970b: 1-6; Eraso, 1994: 8-9) verticalmente en:

- zona de aireación o de infiltración (Zona Vadosa)
- zona de fluctuación estacional (Zona Epifreática)
- zona freática o saturada (Zona Freática Superficial)
- zona freática profunda (Zona Freática Profunda)

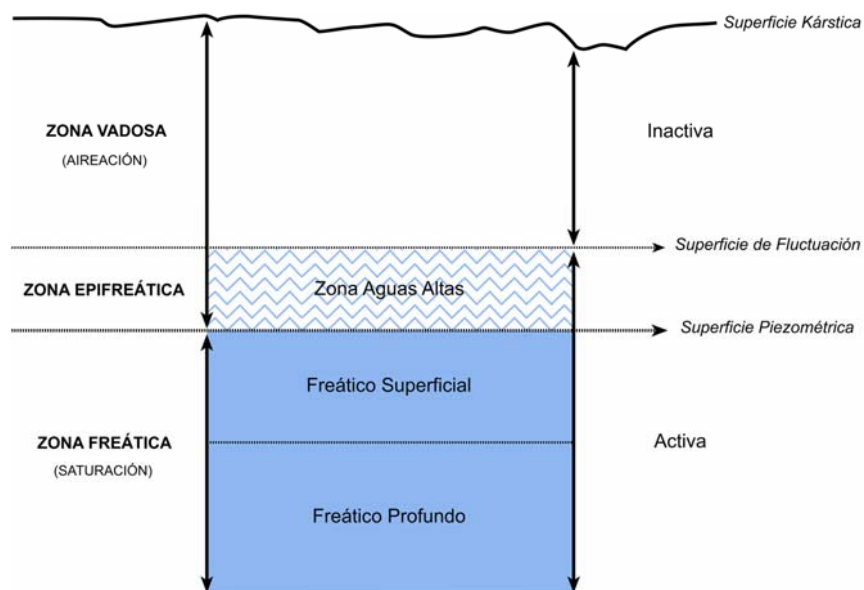


Figura 3.2 Distribución vertical del acuífero kárstico. Basado en Bögli (1980)

En la zona de aireación, o más elevada del acuífero kárstico, es por donde se infiltran las aguas de lluvia, cargadas de CO_2 y otros gases y sales que favorecerán la disolución de la caliza, circulando gravitacionalmente hasta alcanzar el nivel freático, o límite superior de la zona saturada del acuífero.

La zona freática, o saturada, es aquella en la que el agua circula por todos los huecos, fisuras y conductos, que están interconectados entre sí, hacia la zona surgente del karst.

Entre ambas se localiza la zona de fluctuación estacional o epifreática, la que estacionalmente se ve libre de las aguas en estiaje, o anegada en época invernal, dependiendo de las variaciones del nivel máximo del acuífero, o nivel freático. En esta zona se desarrolla la superficie piezométrica o *water-table* de las aguas subterráneas.

En algunos acuíferos kársticos más complejos se ha demostrado la presencia de una zona freática profunda con una circulación independiente de la freática.

3.1.4. La evolución del karst

El karst se ajusta a un proceso evolutivo, que se conoce como proceso de karstificación, que está controlado por la combinación de varios factores: la geometría inicial de los poros, la calidad y cantidad de las aguas de infiltración, la posición de la zona de infiltración y de la zona de descarga, la naturaleza de la roca y las discontinuidades en el seno de las capas calcáreas.

Las primeras ideas acerca de la génesis y evolución del karst son aportadas por Cvijic (1918), quien vinculó la evolución del paisaje kárstico al desarrollo de su hidrología subterránea. El estudio sistemático que de las formas de conducción del interior del karst realizó Édouard Alfred Martel (1908, 1921) le permitió establecer el concepto de los ríos subterráneos y el desarrollo de la importancia de la zona vadosa en el karst, mientras que el geomorfólogo americano Williams M. Davis (1930) fue partidario además de la evolución del karst en la zona del freático profundo, cuya circulación viene condicionada por una superficie piezométrica que está en relación con el nivel de base local de los ríos superficiales. Swinnerton (1932) estableció la zona de superficie piezométrica o *water-table*, situada en la zona del freático superficial, como la superficie que conecta los sumideros o puntos de entradas con las surgencias. Siguiendo estos axiomas J. Harlan Bretz (1942) postuló una tercera fase intermedia de las anteriores, en la que los huecos inundados por debajo de la superficie piezométrica son progresivamente colmatados de arcilla roja, consecuencia de la decalcificación freática. Un año antes, Rhoades y Sinacori (1941) publicaron un estudio matemático sobre el flujo del agua subterránea, indicando que el índice máximo de cavernamiento se produce en los conductos que convergen hacia los puntos de descarga, desarrollándose las cavidades en la zona de superficie piezométrica.

Estas hipótesis han sido posteriormente perfeccionadas por numerosos investigadores, destacando el desarrollo de la evolución subterránea del karst a partir de factores químicos e hidrológicos, geomorfológicos y litológicos, los campos potenciales o las estructuras hidrológicas y geológicas, poniendo en relación la morfología de los conductos con la estructura geológica e hidrológica de los sistemas kársticos, apareciendo a partir de la década de los setenta amplias revisiones sobre este tema (Llopis, 1970; Renault, 1970; Jakucs, 1977; White, 1977; Bögli, 1980; Jennings, 1985; Collignon, 1988; White, 1988; Maire, 1992; Salomón y Maire, 1992; Gillieson, 1996; Ford *et al.*, 2000; Gunn, 2004; Ford y Williams, 2007).

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 litología de la roca y el conjunto hidrológico (Gillieson, 1997: 79-88).

La disolución de las cavidades se forma donde hay bastante flujo de agua subterránea para disolver la roca, siendo necesario que el agua no saturada esté en contacto con la roca soluble, lo que únicamente puede ocurrir cuando preexista una red integrada de aperturas que conecte las áreas de recarga con las de descarga del karst (Palmer, 1991: 1). Pero la naturaleza de los conductos iniciales que guiaron el flujo del agua que disolvió la roca ha representado el caballo de batalla de los karstólogos, dado que una cavidad es un sistema abierto y continuo que evoluciona ante gran variedad de parámetros a lo largo del tiempo.

Los diferentes planteamientos sobre el origen de las cuevas, coinciden unánimemente en que un conducto debe estar completamente cubierto de agua en su primer estado de desarrollo (Palmer 1991: 8), pero puede desarrollarse bajo diferentes condiciones, que Gillieson (1998:104-106) resume en tres perspectivas. La teoría *cinética*, por la cual los finos conductos existentes en algunas rocas determinan el tipo de flujo (laminar o turbulento), que con el tiempo pueden producir un agrandamiento preferencial de un proto-conducto que llegará a convertirse en un conducto principal. La teoría de la *Herencia y Horizonte de inicio*, que indica la existencia de pequeñas cavidades o huecos, de formación litológica o estructural, que serán invadidos por las aguas subterráneas formando conductos de cueva. La teoría *Hipógea* que plantea el origen de los conductos como consecuencia de profundas aguas hidrotermales, que disolverían la caliza formando galerías o cavidades, que posteriormente se agrandarían al entrar en contacto con las frías aguas kársticas.

Además, la evolución de una cavidad y del karst no se puede desvincular de la evolución geomorfológica y climática del entorno en el que se ubica, representando la historia de una sencilla cueva un continuo en el tiempo, que se puede expresar a través de una serie de etapas sucesivas, que describiremos a continuación:

La *fase de inicio previa*, en la que todavía no se han formado conductos (Gillieson, 1998:105), que van a dar a la *fase inicial o de gestación*, en la que todas las discontinuidades y planos de debilidad están interconectados y sometidos a la acción de las aguas de la capa freática, debido a la existencia de proto-conductos que unen la superficie del karst con las surgencias del valle. Aquellas discontinuidades que están sometidas a un mayor gradiente hidráulico, poco a poco son ampliadas, debido a que la mayor circulación de agua motiva una mayor disolución (Howard, 1964; Herranz, 1970a: 18). De esta forma se van formando progresivamente unos conductos preferentes de drenaje, con tendencia hacia secciones circulares o elipsoidales a favor de algún plano de discontinuidad (plano de estratificación, vena de calcita, fractura,...) (Ford y Ewers, 1978: 1.796; Ford y Williams, 2007: 214-215).

La *fase de desarrollo* se caracteriza por la formación y agrandamiento de los conductos, que se interconectan entre sí, generando una red tridimensional de gran transmisividad propia del acuífero kárstico. El proceso de karstificación depende de factores muy diversos, tales como los litológicos, estructurales, climáticos, físico-químicos, geológicos, hidrodinámicos y bioquímicos (Herranz, 1969: 13). La esencial solubilidad de la roca, la presencia de fracturas, planos de

debilidad y estructuras tectónicas favorables, la elevada pluviometría y las altas temperaturas, que inciden en una mayor cobertera vegetal y por tanto en el incremento de la concentración de CO₂ y del gradiente hidráulico del flujo del agua, son algunos de los factores claves que, actuando de manera interdependiente, influyen en la mayor intensidad de la karstificación (Eraso, 1994: 12-13).

Si la velocidad del flujo es lo suficientemente lenta, los sedimentos arrastrados por las aguas, que son los elementos insolubles que contiene la roca, se van depositando en el fondo de las galerías: primero las gravas, después las arenas, los limos y finalmente acaban por decantarse las arcillas, favoreciéndose una mayor disolución en torno a las bóvedas de los conductos, en las que el gradiente hidráulico es más intenso. Son las galerías paragenéticas, según la terminología de Renault (1970). Aquellos conductos en los que la velocidad de circulación es mayor suelen verse desprovistos de sedimentos, salvo eventuales desplomes gravitacionales de sus bóvedas. Son las galerías singenéticas, según la citada clasificación de Renault (1970).

A esta fase le sigue la *fase 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 liberados de las aguas los conductos, iniciándose una nueva etapa caracterizada por el desarrollo de las formas vadosas y el colapso de sus paredes; la desconexión de la cavidad con el exterior representaría la última fase en la vida de una cavidad (Gillieson, 1998: 105-106).

Acabamos de exponer una visión de la evolución de una cavidad simple pero, 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.

Los patrones de estos sistemas de cavidades han sido propuestos por Ford y Ewers (1978: 1.788-1.791) y Ford y Williams (2007: 223-227) en el "Modelo de los cuatro estados" (Figura 3.3), mostrando un modelo continuo de desarrollo geométrico a partir de la relación topográfica de los conductos con la superficie piezométrica.

- En el *estado 1* define a *cuevas batifreáticas o del freático profundo* desarrolladas por debajo de la superficie piezométrica, formando un conducto comunicante que une dicha superficie con las surgencias. Este tipo fue definido por Llopis Lladó (1970) como caverna bajo condiciones artesianas.
- El *estado 2* representa a *cavidades freáticas con múltiples conductos comunicantes* y está compuesto por cavidades freáticas con una secuencia de conductos comunicantes, cuyos techos alcanzan la superficie piezométrica. Este modelo se desarrolla en las rocas con alta frecuencia de fracturación.

- El estado 3 caracteriza a *cavidades que combinan componentes del freático con los del nivel piezométrico*. Se generan en rocas con alta fracturación e interconexión de fisuras penetrables, cuyas cavidades pueden presentar formas del freático superficial, con conductos comunicantes, que alternan con galerías subhorizontales desarrolladas próximas o paralelas al nivel piezométrico.
- Por último el estado 4 define el modelo *ideal de cueva del nivel piezométrico* que presenta un desarrollo continuo de conductos subhorizontales originados en paralelo o a lo largo de la superficie piezométrica. Este tipo fue definido por Llopis Lladó (1970) como caverna de nivel freático.

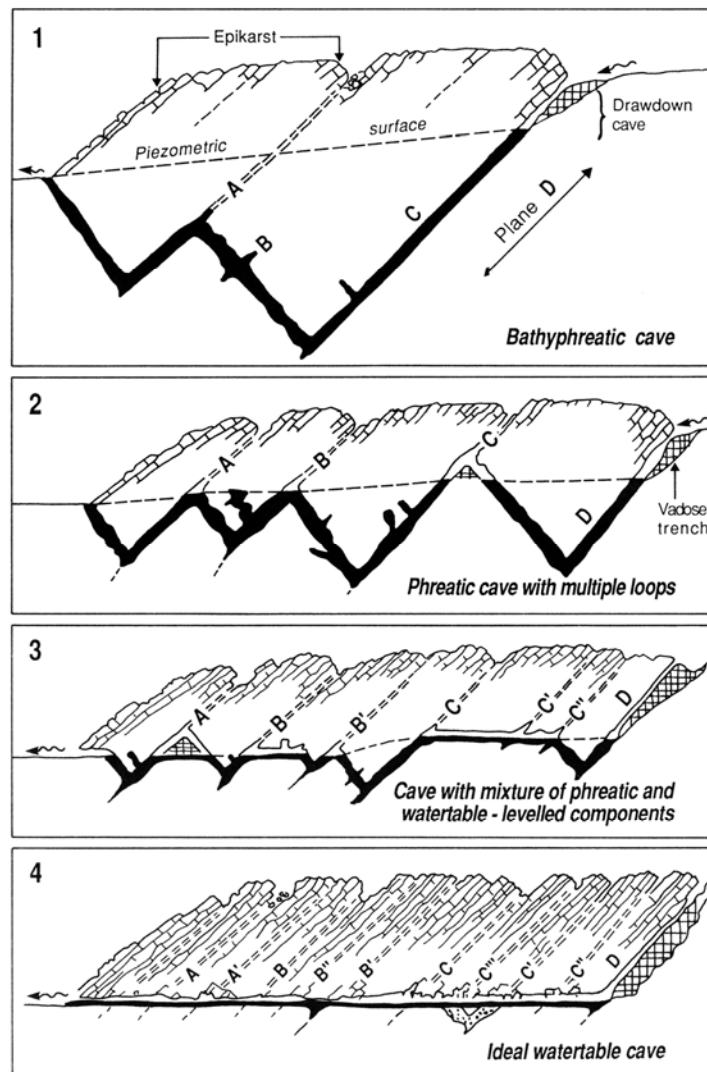


Figura 3.3 Modelo de los cuatro estados propuestos diferenciando los tipos básicos de cavidades freáticas y del nivel piezométrico (Ford y Williams, 1989: 262)

La asignación de una cavidad a un estado concreto de este modelo es difícil de precisar, dado que la morfología de las cavidades representa un *continuo* que a menudo presenta más de

un estado, variando a lo largo del tiempo como reflejo de los condicionantes geológicos e hidrológicos que marcan la evolución de todo paisaje.

Esquemáticos los diferentes estados evolutivos de las cavidades, nos encontramos con que los sistemas subterráneos presentan varios tipos de organización de sus conductos, desde simples galerías rectilíneas hasta complejas redes de conductos, cuyas morfologías van a estar determinadas por la distribución de las rocas solubles y de los puntos de recarga y descarga, que van a condicionar en primer lugar la ubicación, extensión y características de los complejos kársticos. En segundo lugar el modo de la recarga del agua subterránea va a establecer el modelo de la red subterránea (laberíntico o ramificado) y por último la orientación de las galerías está controlada por la estructura geológica, la distribución del flujo vadoso y freático y la historia geomorfológica regional (Palmer, 1991:19).

Siguiendo a Palmer (1991) los tipos de cuevas más frecuentes son los que presentan sistemas subterráneos ramificados, en los que los conductos se jerarquizan tributariamente, convergiendo hacia pasajes generalmente más importantes, formados a partir de la concentración de las aguas en las depresiones kársticas. Otra morfología abundante en cavidades es la laberíntica, cuyo origen puede deberse a un motivo litológico, en el que la buena estratificación horizontal de la roca caliza posibilita que los conductos sean invadidos por las aguas de inundación, o a un origen hidrotermal, a favor de aguas profundas enriquecidas en gas carbónico o en ácidos sulfúricos creando cavidades asociadas a modernas fuentes calientes que descargan en los límites estratigráficos con capas superiores o inferiores no kársticas, o a lo largo de fallas. (Figura 3.4)






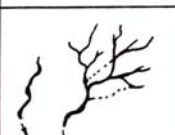

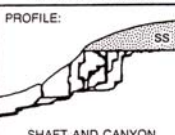
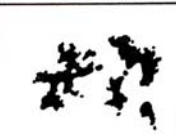
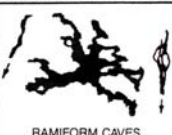
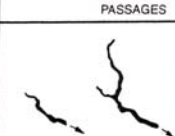

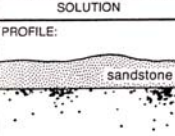
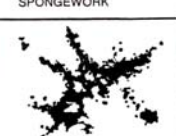
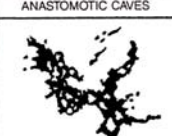
		TYPE OF RECHARGE				
		VIA KARST DEPRESSIONS		DIFFUSE		HYPOGENIC
		SINKHOLES (LIMITED DISCHARGE FLUCTUATION)	SINKING STREAMS (GREAT DISCHARGE FLUCTUATION)	THROUGH SANDSTONE	INTO POROUS SOLUBLE ROCK	DISSOLUTION BY ACIDS OF DEEP-SEATED SOURCE OR BY COOLING OF THERMAL WATER
		BRANCHWORKS (USUALLY SEVERAL LEVELS) & SINGLE PASSAGES	SINGLE PASSAGES AND CRUDE BRANCHWORKS, USUALLY WITH THE FOLLOWING FEATURES SUPERIMPOSED:	MOST CAVES ENLARGED FURTHER BY RECHARGE FROM OTHER SOURCES	MOST CAVES FORMED BY MIXING AT DEPTH	
DOMINANT TYPE OF POROSITY	FRACTURES	 ANGULAR PASSAGES	 FISSURES, IRREGULAR NETWORKS	 FISSURES, NETWORKS	 ISOLATED FISSURES AND RUDIMENTARY NETWORKS	 NETWORKS, SINGLE PASSAGES, FISSURES
	BEDDING PARTINGS	 CURVILINEAR PASSAGES	 ANASTOMOSES, ANASTOMOTIC MAZES	PROFILE:  SHAFT AND CANYON COMPLEXES, INTERSTRATAL SOLUTION	 SPONGEWORK	 RAMIFORM CAVES, RARE SINGLE-PASSAGE AND ANASTOMOTIC CAVES
	INTERGRANULAR	 RUDIMENTARY BRANCHWORKS	 SPONGEWORK	PROFILE:  sandstone RUDIMENTARY SPONGEWORK	 SPONGEWORK	 RAMIFORM & SPONGEWORK CAVES

Figura 3.4 Esquema con los tipos de cavidades más frecuentes (Palmer, 1991: 20)

Es interesante constatar como numerosos sistemas kársticos presentan 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), mostrando una geometría en un Sistema Cavidades Multifase o Multiniveles (Figura 3.5), en el que la subreimposición de sucesivos niveles se ha desarrollado a favor del incremento de la frecuencia de fisuración y la evolución de la superficie piezométrica y del nivel freático en el tiempo (Gillieson, 1996: 95-96).

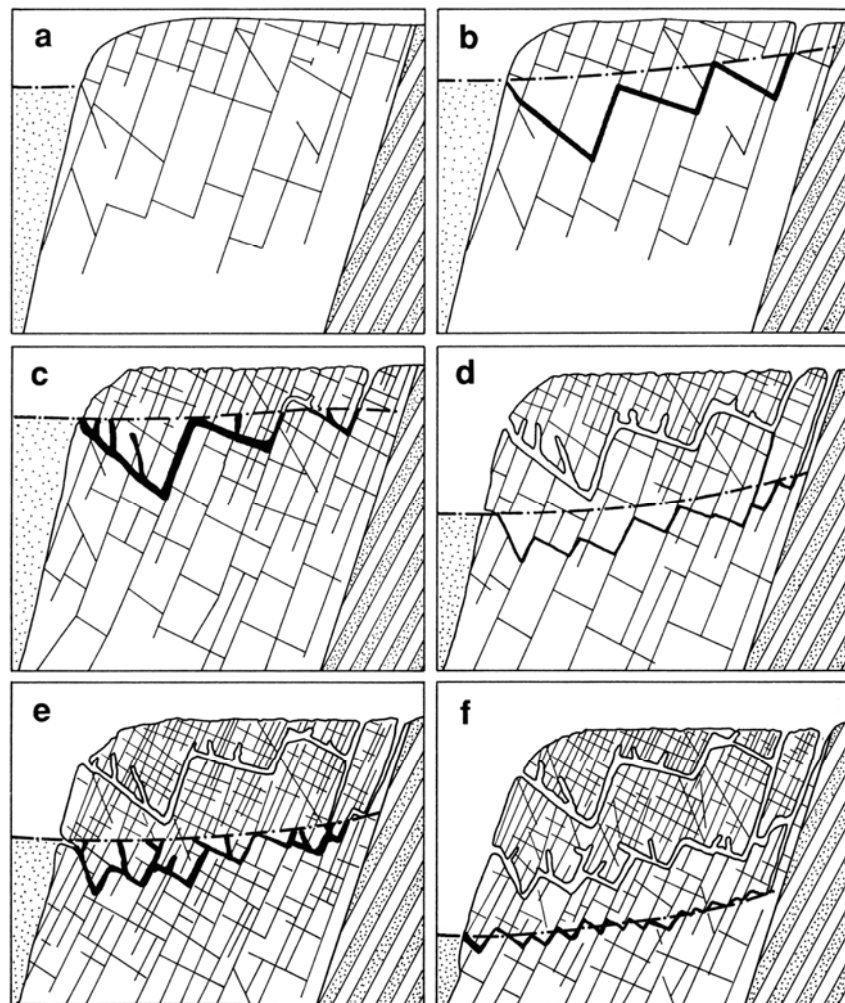


Figura 3.5 El desarrollo de un sistema multifase se ve afectado por el incremento de la penetración de las fisuras en el tiempo. Las cavidades de primera generación están desarrolladas sobre tipos batifreáticos que evolucionan hacia estadios relacionados con modelos de cavidades de nivel piezométrico (Ford y Williams 1989: 266)

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. Ello suele implicar que, en los momentos estacionales en que los niveles altos se ven anegados, suelen 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.

Cuando el descenso de la capa freática es mayor, los conductos superiores se quedan permanentemente en la zona de aireación o 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, como a la apertura de bocas de entrada por el retroceso de laderas, debido a la disolución a la que se ve sometido todo el macizo kárstico. La sedimentación de origen antrópico, debido al reiterado hábitat de grupos humanos prehistóricos en las zonas de entrada, con abundante aporte de materia orgánica, también puede llegar a ser notable si las condiciones climáticas de la caverna son favorables.

Otro fenómeno cuya intensidad se ve favorecida, no sólo por una mayor frecuencia de planos de debilidad verticales, sino sobre todo por su proximidad a la superficie del macizo es el de la litogénesis, o proceso de formación de espeleotemas, de las más diversas morfologías, que pueden llegar a colmatar por completo los conductos más antiguos localizados en la zona cortical del macizo.

Estos tres últimos procesos sedimentarios pueden acabar por fosilizar por completo las galerías más elevadas de un karst, convirtiéndolo en un paleokarst.

El proceso erosivo continúa hasta que tan sólo son visibles algunas características formas residuales exokársticas que, nos dan una pista sobre el inminente final de un largo proceso evolutivo que acaba con la total desaparición de un paisaje kárstico, en su mayor parte debido a la disolución. La velocidad con que se produce este fenómeno ya hemos visto que puede ser muy variable, conociéndose como tasa de ablación kárstica el volumen de roca disuelta anualmente en el agua, que depende fundamentalmente de la intensidad de la pluviometría en la zona, de la temperatura del agua y del porcentaje de gas carbónico disuelto en el agua (Collignon, 1988: 34-36).

Hemos explicado, de forma somera, todo este proceso evolutivo sin tener en cuenta que, a largo plazo, los cambios climáticos tan habituales en la época cuaternaria hacen que en la realidad este proceso sea aún más complejo, ya que en los momentos glaciares los descensos del nivel freático han sido muy rápidos, pero en los momentos interglaciares, esos mismos niveles volvieron a ascender bruscamente, reactivándose la circulación, en régimen turbulento, por conductos que, en muchos casos, ya estaban prácticamente colmatados e incluso con espeleotemas muy desarrollados, por los que fases de reexcavación de sedimentos, y en ocasiones de terrazas sedimentarias y de erosión de espeleotemas, se suceden a otras en las que vuelven a predominar

las fases de colmatación y reconstrucción, por lo que a la realidad de cada macizo kárstico hay que añadir el factor de los continuos cambios climáticos y sus consecuencias.

3.2. El Karst en España: visión de la investigación

El comienzo del interés científico por el estudio de las cavidades en España se debe a la figura del ingeniero de minas Casiano de Prado, precursor y pinero tanto de la Prehistoria como de la Geología moderna (González Fabré, 2004), representando el triunfo de la visión evolucionista de la Geología, entendida como una historia progresiva y continua de la Tierra, en donde el avance de la Prehistoria podrá confirmar la antigüedad de la especie humana. Por ello promueve en 1865, desde su puesto de vicepresidente de la comisión Permanente de Geología Industrial, el estudio e inspección de todos los indicios relacionados con el Hombre Fósil, y destaca la importancia del estudio de las cuevas por la fiabilidad de sus importantes registros. En su trabajo sobre la descripción física y geológica de la provincia de Madrid incluye un apéndice dedicado a las cavidades, que va a constituir el primer precedente sobre un catálogo de cavidades españolas (Prado, 1864). Siguiendo estas recomendaciones, los ingenieros de minas Pedro Sampayo y Mariano Zuazn var publican, en 1868, la primera monografía moderna sobre un karst en nuestro país, realizando un estudio completo de las cavidades de la Sierra de Atapuerca, y en 1896 G. Puig y Larraz publica el primer catálogo de *Cavernas y simas de España*.

En estos primeros años las investigaciones sobre las cavidades en España van a estar motivadas por el impulso dado al conocimiento de la antigüedad del hombre y de la Prehistoria, destacando la visita de E. Martel a España por el impulso que representó para el estudio de formas endokársticas y del interés general por la Espeleología en nuestro país. En 1896, junto a N. Font Sagué del Centre Excursionista de Catalunya y G. Puig y Larraz, visita varias cavidades catalanas y mallorquinas, descubriendo las Cuevas del Drach. En esos años destacan las exploraciones que se realizaron de las cavidades del País Vasco, Santander o Madrid, éstas últimas de la mano de L. Nav s en Madrid (Llopis, 1970: 31). Pero el verdadero impulsor de los estudios científicos del karst fue el polifacético geólogo Noel Llopis Lladó, quien comenzó en 1935 la publicación de una serie de artículos sobre algunas cavidades catalanas, introduciendo las teorías de Cvijic y sistematizando posteriormente sus conocimientos sobre morfología e hidrogeología kárstica (Llopis, 1950, 1954), que culminaron en su obra póstuma sobre el karst (Llopis, 1970). También debe resaltarse la figura del hidroge logo  ngel Hernanz López quien tempranamente llamó la atención sobre la existencia de "un divorcio total entre las ideas de los geomorfólogos y de los hidrogeólogos, y entre ambos y los espeleólogos" (Herranz, 1969: 10), reclamando la necesidad de abandonar las viejas concepciones teóricas sobre la karstificación, aunando los conocimientos de la geomorfología y de la hidrogeología, sentando las bases de los modernos estudios sobre la karstificación en España (Herranz, 1969, 1970a, 1970b).

Como se ha especificado en los apartados anteriores, los terrenos karstificables se desarrollan principalmente en las rocas carbonatadas calizas, por lo que España constituye un país con un peso específico en este tipo de paisaje. Eduardo Hernández Pacheco ya se refirió a la *Hispania* calcárea, en sus obras sobre la Geología y Morfología de la Península Ibérica (Hernández Pacheco, 1932, 1955), en contraposición con lo que él denominaba la *Hispania* silícea

y la *Hispania* arcillosa. Describía que los terrenos calcáreos dibujaban a modo de una “Z” invertida que partiendo desde los Pirineos, alcanzaba hasta los Picos de Europa, para posteriormente acomodarse al Sistema Ibérico y finalmente extenderse hasta más allá de la Cordillera Bética. (Figura 3.6).

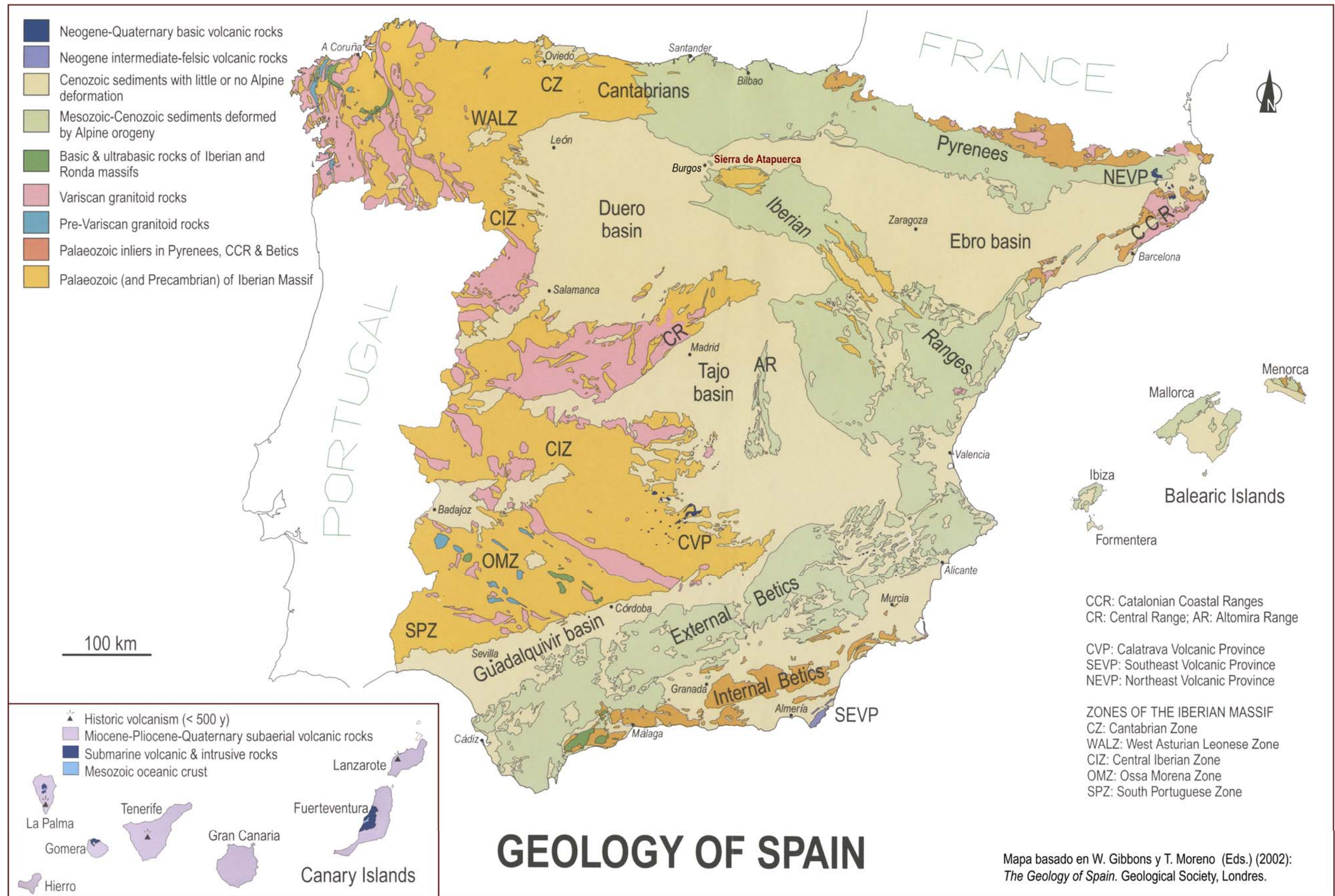
Llopis (1970: 253) evaluaba en unos 100.000 km² la extensión de las zonas kársticas en la España peninsular, estimando en unos 10.000 km² la superficie que ocuparía la red de conductos existentes y estimando por tanto un volumen considerable para las aguas freáticas de los acuíferos kársticos. También se refería a la estrecha relación entre regiones kársticas y regiones hidrogeológicas, aludiendo a que las cuencas superficiales pocas veces coincidían con las divisorias subterráneas. Las regiones kársticas por él establecidas fueron la Cantábrica, Pirenaica, Costera Catalana, Ibérica, Bético-Murciana y Balear.

También realizó una clasificación del karst en España, clasificándolos en función de cinco factores determinantes: el clima, el origen de su alimentación, su morfoestructura, su estado evolutivo y su litología (Llopis, 1970: 259), y finalmente sistematizó en un cuadro (Llopis, 1970: 265) todas las tipologías aludidas para cada región kárstica, añadiendo otras características tales como el tipo de circulación y las estructuras dominantes, o las precipitaciones medias de cada región.

Todavía tuvieron que transcurrir casi dos décadas para que el I.G.M.E. abordara la elaboración del Mapa del Karst de España (Ayala *et al.*, 1986) incorporando ya la abundante información que se había generado hasta entonces e incluyendo no solamente los territorios calcáreos, sino también el karst de los afloramientos yesíferos, muy abundantes en nuestra geografía, así como la karstificación existente en otras rocas solubles. Esta nueva clasificación estableció las siguientes regiones kársticas (Ayala *et al.*, 1986: 8):

- Cordillera Cantábrica
 - a) Sector occidental o asturiano
 - b) Sector oriental o vasco-cantábrico
- Pirineos
- Cordillera Costera Catalana
- Depresión del Ebro
- Cordillera Ibérica
- Depresiones del Tajo y Duero
- Macizo Hespérico y áreas adyacentes
- Baleares
- Cordilleras Béticas
- Cavidades lávicas de las Islas Canarias

Figura 3.6 Mapa Geológico de España.
Basado en Gibbons y Moreno (2002)



La relación de las mayores cavidades españolas que aportaban en su publicación ya dejaba clara la importancia de las regiones cantábrica y pirenaica con respecto al resto, algo que, por otra parte, ya se aprecia claramente en las distintas recopilaciones de las mayores cavidades españolas publicadas por Puch (1981, 1987a, 1998).

La primera gran recopilación de conjunto sobre la importancia del karst español, tanto de sus aspectos generales, temáticos y aplicados, como desde la óptica regional, se debe a la monografía configurada tras la cuarta reunión científica de la Sociedad Española de Geomorfología (Durán y López, 1989). En su artículo introductorio (Durán *et al.*, 1989) elevan la extensión de las rocas karstificables hasta los 145.000 km², un 29% del territorio español, de las que 110.000 corresponderían a rocas carbonatadas y los 35.000 restantes a sedimentos yesíferos. Los autores destacan su importancia como recurso hidrogeológico y vuelven a incidir en la notoriedad de sus fenómenos endokársticos, siguiendo la recopilación de Puch (1987a).

En 1999 el Instituto Tecnológico Geominero de España (actualmente IGME) y la Fundación Cueva de Nerja publican un monográfico sobre el *Karst en Andalucía* (Durán y López, 1999). Destacan las aportaciones de los Simposios de Geología “Cueva de Nerja” (Andreo *et al.*, 1999; Carrasco *et al.*, 2002) por presentar una amplia visión del medio kárstico, que incluye la moderna aportación del karst como patrimonio natural y cultural y recurso socioeconómico que debe ser gestionado.

Una última actualización de los conocimientos sobre el karst español (Andreo y Durán, 2004) aparece como contribución al Proyecto 448 del PICG de la UNESCO, “*Correlación mundial de ecosistemas kársticos*”, con especial incidencia en los aspectos geomorfológicos e hidrogeológicos.

En esa monografía también aparece un interesante trabajo de Garay (2004), basado en su Tesis Doctoral (Garay 2001), en el que por primera vez se intentan correlacionar las plataformas karstificadas existentes en buena parte de los relieves carbonáticos de la Península Ibérica, generalmente formando parte de superficies de erosión, contrastando sus posibles cronologías con los niveles de terrazas de los valles fluviales, con los depósitos costeros asociados a las variaciones del nivel del mar y con las cuevas y conductos endokársticos existentes.

Hasta ahora hemos visto que las rocas carbonatadas son rocas sedimentarias que están ampliamente representadas sobre el territorio español, con excepción de las Islas Canarias cuyas rocas son de origen volcánico, y que los mayores afloramientos se localizan en el tercio septentrional de la Península y en las Islas Baleares, especialmente en las cordilleras Cantábrica y Pirenaica, aunque también existen amplias regiones calcáreas en el Sistema Ibérico, en la cordillera Bética.

En el territorio español se conocían, a finales de 2007, 52 cavidades que superaban los 10km de desarrollo, totalizando más de 1.300km de conductos topografiados. Sólo 4 de ellas (más otra de origen volcánico) se localizan fuera de la región cántabro-pirenaica, por lo que más del 92% del citado desarrollo se concentra en dicho territorio, especialmente en Asturias, Cantabria, País Vasco, Navarra, Huesca y el borde norte de Castilla y León (Puch, 1998; F.E.E., 2007).

Destacan las Islas Baleares por presentar un importante karst litoral (Ginés, 1999; Ginés, 2000; Ginés y Ginés, 2007).

Seis de dichas cavidades superaban los 50km de desarrollo, destacando entre todas el Complejo Kárstico de Ojo Guareña, localizado al norte de la provincia de Burgos, del que se han topografiado 110 km de conductos. En el mundo se conocían 56 cavidades de más de 50km, siendo la mayor de todas la Mammoth Cave System, con sus 591km topografiados.

De la misma forma, de las 109 cavidades españolas cuyo desnivel superaba los 500m de profundidad, sólo 3 se localizaban fuera de la región cántabro-pirenaica, en concreto en Málaga, (más otra de origen volcánico en Canarias) siendo la concentración de las grandes simas kársticas aún más evidente, dado que 102 de ellas se localizan en Asturias, Cantabria, León, Navarra y Huesca (Puch, 1998; F.E.E., 2007), sin que la provincia de Burgos cuente con alguna sima que supere los 500 metros de desnivel. En el mundo se conocían 84 cavidades de más de 1.000 metros de desnivel, siendo la más profunda de todas la Krúbera-Voronya (Abjazia, república autónoma de Georgia), con -2.190 metros de profundidad topografiados.

3.3. El Karst en Burgos

3.3.1. El uso de las cuevas desde la Prehistoria a la Edad Media

En la provincia de Burgos la relación de las diferentes especies de homínidos con el medio subterráneo debe remontarse hasta hace más de un millón de años, cuando el *Homo antecessor* habitaba la Sierra de Atapuerca, ocupando las entradas de sus cavidades como refugio y como hábitat principalmente. Mas tarde, el *Homo heidelbergensis* dejaría huellas de su presencia en más cavidades de la misma Sierra de Atapuerca pero, sobre todo, nos dejaría una inusual acumulación de esqueletos en el fondo de la Sima de los Huesos que, en opinión de los especialistas que realizan su estudio, representaría la más antigua evidencia entre los homínidos de una preocupación por sus muertos.

Posteriormente, el *Homo neanderthalensis* ya se expandió por toda la geografía, dejando restos de su industria lítica en numerosas cavidades, especialmente en las del Valle del Arlanza y en la Cueva de Valdegoba, en Huérmeces, donde también se han conservado sus propios restos fósiles.

Finalmente el *Homo sapiens*, nuestra propia especie, acabó por sustituir a las últimas poblaciones de neandertales, trayendo consigo el arte, que quedó plasmado en las paredes de la Cueva de Penches y de Ojo Guareña, donde los grupos de cazadores-recolectores del Paleolítico superior también dejaron evidencias de haberse internado, al menos, varios centenares de metros en sus diferentes galerías.

En el Neolítico, Calcolítico y Bronce, los grupos de agricultores y ganaderos poseían un gran conocimiento del medio subterráneo, siendo frecuente encontrar restos de sus hábitats, zonas sepulcrales, santuarios de arte rupestre y otras evidencias de sus incursiones en la mayor

parte de las galerías accesibles (e incluso en el fondo de alguna sima) de Ojo Guareña y Atapuerca situadas, en ocasiones, hasta 1.250m de su entrada.

En la Edad del Hierro el establecimiento de poblados en el exterior parece conllevar un alejamiento del mundo subterráneo, aunque en Ojo Guareña se localizó el esqueleto de un individuo del 550 a.C. a más de 500m de la entrada de Cueva Palomera, muerto por inanición tras haberse extraviado y deambulado por un complicado laberinto en el que dejó marcas de tizones a lo largo de varios cientos de metros (Ortega y Martín, 1986: 357-360). De este momento destaca la incursión realizada al Santuario prehistórico de la Cueva de San García (Santo Domingo de Silos), en la que se conserva en su interior una inscripción incisa realizada con alfabeto celtíbero (Moure y García-Soto, 1986: 198).

De época romana destaca en nuestra provincia el santuario priápico de la Cueva de Román, con numerosas inscripciones y figuras modeladas en barro, que se caracteriza también por las obras de ingeniería realizadas para facilitar el abastecimiento de agua a la ciudad de Clunia (G.E.R., 1986a y 1986b; Palol y Vilella, 1986; Palol, 1994: 100-103). También destacan las cinco inscripciones de la Cueva del Puente de Villalba de Losa, en la que se narra la exploración de la cavidad en el 235 d.C., por un numeroso grupo conducido por un tal Nicolavo (Ortega, 2000: 258-263; Ortega, 2004). Numerosas cuevas conservan en sus entradas cerámicas tardorromanas que evidencian su uso como refugio en los momentos de crisis del imperio.

En época altomedieval comienza el fenómeno eremítico con la utilización de cavidades o construcción de otras artificiales para iglesias rupestres, cenobios, etc. fenómeno especialmente extendido en toda la Cuenca del Ebro (Rubio, 1981), así como en los bordes de la Sierra de la Demanda, especialmente en torno al Arlanza (Rubio, 1986) En toda la Edad Media siguen localizándose evidencias del uso de las cavidades como refugio, destacando el hábitat de Cueva Mayor (Ortega *et al.*, 1999: 95) y de la Sima Dolencias de Ojo Guareña, lo que implicaría, en este último caso, un descenso de 23m de desnivel o un recorrido subterráneo de 900m (Ortega y Martín, 1986 y 2001). También se conocen necrópolis subterráneas, pertenecientes a la comunidad judía, en cuevas artificiales como las del Cerro de San Miguel de Burgos (Ortega, 1997: 505) y galerías artificiales en algunos castillos con funciones bien defensivas o de abastecimiento.

3.3.2. *Primeras referencias escritas sobre cavidades burgalesas*

Si bien lógicamente las primeras exploraciones a las cavidades burgalesas también se remontan a la Prehistoria, tal y como queda atestiguado por la gran lejanía de las entradas de buena parte de los restos arqueológicos hallados, en este epígrafe vamos a referirnos a las evidencias de las primeras exploraciones de las que nos ha quedado constancia escrita.

A partir del siglo XV, comienzan a localizarse inscripciones en las paredes de la Cueva Mayor de Atapuerca, existiendo ya dos referencias escritas concernientes a visitas efectuadas a la cavidad en el siglo XVI (Ortega y Martín, 2005; López Torrijos, 2006). Las inscripciones son mucho más abundantes en los siglos posteriores, especialmente a partir del siglo XVIII cuando un grupo

de vecinos de Rubena realiza su exploración sistemática, incluido el descenso de todas sus simas, entre ellas la actualmente conocida como Sima de las Huesos, extrayendo los primeros restos fósiles de los que tenemos constancia escrita y describiendo la existencia de numerosas evidencias arqueológicas, aunque sin acertar a valorarlas (Ortega *et al.*, 2006; Rilova y Ortega, 2007.). No obstante, será ya en la segunda mitad del siglo XIX, cuando comience la preocupación por el catálogo, estudio y protección de sus cavidades.

Precisamente la conservación del manuscrito de la Biblioteca Nacional de Madrid de M. F. de Paula (1795), cura de Rubena, ha permitido conocer las primeras exploraciones sistemáticas de Cueva Mayor y Cueva del Silo de la Sierra de Atapuerca, por parte de su combeneficiado Josef Gil y un grupo de vecinos de Rubena. Dicho manuscrito incluye interesantes y originales observaciones sobre los fenómenos subterráneos que describe, entre los que destaca la presencia en el fondo de la Sima de los Huesos de restos humanos y huesos de grandes animales. Se les podría considerar verdaderamente como los pioneros de la espeleología en Burgos, representando la figura de M. F. de Paula a un naturalista que se anticipa a los ingenieros del siglo XIX, Sampayo y Zuaznívar.

Estos trabajos tienen su origen en la contestación al formulario remitido al arzobispado de Burgos por don Tomás López, geógrafo del Rey, cuya pretensión era la elaboración de un Diccionario Histórico Geográfico de España. Aunque lamentablemente dicho trabajo no se publicó, generó una enorme documentación preparatoria que se conserva manuscrita en varios legajos de la Biblioteca Nacional de Madrid y que sirvió para la confección de un mapa general de España (Rilova y Ortega, 2007; Ortega *et al.*, 2006: 32).

En otro de esos manuscritos, que forman parte de la documentación del Diccionario Histórico-Geográfico de Burgos que se encuentra en la Biblioteca Nacional, enviado desde Villabáscones en 1773, se localiza la primera referencia escrita a la Cueva de San Tirso y San Bernabé, del Complejo de Ojo Guareña, si bien la describen como “mina” y a sus silos prehistóricos como “*ornillas en donde derretían la plata por ser de fuego y no de azogue*” También describe que “*por debajo de la qual se introducen por diferentes ojos todas las aguas, rio y arroyos y van a salir al Valle de Mena a un lugar llamado Trambas Aguas*”, que evidentemente hace referencia al Ojo del Guareña, el sumidero del río que da nombre al Complejo y que relacionan erróneamente con el nacimiento del río Cadagua (López, 1773: Ms 7.296, fol. 680 y 682).

Años después, dicha documentación fue fundamental para la elaboración de otra gran obra, el Diccionario de Madoz, que afortunadamente esta vez sí pudo ver la luz (Madoz, 1845-1850). En ella se recopilaban abundantes informaciones sobre cavidades, muchas de ellas burgalesas, aportadas por la vasta red de colaboradores de que dispuso el citado autor. Entre todas ellas destaca, cuando alude a Barrio Panizares, la referencia a la Cueva del Agua, las dolinas y el puente natural existentes entre dicha localidad y Basconcillos del Tozo:

“...hay una piedra de calidad muy fuerte y en ella grabada la pisada de un hombre extraordinario con tanta perfeccion que admira á cuantos la ven; en la misma piedra existe tambien la pisada de un terrible caballo con mas la rodillada del mismo animal: estas dos últimas señales se advierten con igual forma en otra piedra inmediata, y en ambas de 6 á 8 lanzadas, todo

representado muy á lo vivo y en ademan de estar el caballo dando vueltas: este sitio conserva de tiempo inmemorial el nombre de la Patada del Cid, habiendo llamado tan raro fenómeno la atencion de los franceses en la guerra de la Independencia, y muy particularmente la de los ingleses que á propósito enviaron un comisionado para que lo examinase: refiérese por tradicion que en él hubo una serpiente que se tragó siete niños y que noticioso de ello el Cid, fué y la mató, encontrándose a pocos pasos una cueva que infunde cierto terror donde dicen se abrigaba aquella. A 1/2 cuarto de leg. entre el enunciado sitio y el pueblo, se ve un puente en la posicion más escabrosa que llaman la puente del Hoyo, fabricado por la misma naturaleza en tal estado, que siendo todo él una piedra viva, está hecho con la mayor perfeccion, adornándole un hermoso arco por bajo del cual jamás ha corrido agua alguna, y contando igualmente la tradicion la anécdota de que fué abierto por la serpiente para ir á beber desde su cueva al r. Ruton.” (Madoz, 1984: 72).

3.3.3. *La Espeleología : el estudio de las cavernas*

La exploración, descripción y estudios científicos de las cavidades naturales y de los fenómenos relacionados con ellas definen a la Espeleología, cuya etimología deriva del griego *Spelaion* (caverna) y *logos* (tratado, estudio). Para N. Llopis Lladó (1954: 6) *la Espeleología es una ciencia nacida del tronco de la Geología y desmembrada de la Morfología por una parte, de la Hidrología por otra. A eso hay que añadir el estudio de la vida en las cavernas en la actualidad y en el pasado, con lo cual se engarza con la Sistemática Biológica, con la Ecología y la Paleontología.*

El término Espeleología fue publicado por primera vez por Édouard A. Martel (1906), quien presentó a Adolf Schmidl (1802-1863) como el auténtico precursor del estudio científico de las cuevas, por sus excelentes trabajos realizados en los karst de Eslovenia y Austria. Sus obras destacaban por el esfuerzo en la exactitud topográfica de las cavidades, la detallada exploración y registro del medio subterráneo, así como por las meticulosas descripciones e interesantes discusiones sobre los diferentes aspectos que afectan a las investigaciones del medio subterráneo (biología cavernícola, climatología...). Schmidl llegó a proponer en 1850 el término *Höhlenkunde* para definir el estudio de las cavidades (Shaw, 2004: 688), que no tuvo aceptación a favor del de Espeleología, acuñado años más tarde por Martel y para quien representaba el estudio global y total de las cavernas.

El desarrollo de la Espeleología va a estar marcado por el avance de las ciencias naturales, como se ha expresado en los apartados anteriores (3.1 y 3.2), así como el progreso de la Prehistoria, que surge del interés de ramas de las ciencias naturales, al conservar las cavidades importantes registros paleontológicos y arqueológicos que hablan de la antigüedad de nuestra especie y de la capacidad técnica de la misma a lo largo del tiempo, destacando por su excelencia las muestras de arte rupestre Paleolítico. La arqueología en cuevas ha representado una parte fundamental del entendimiento del origen y evolución de los homínidos y puede comprobarse como en estos primeros años la investigación sobre las cavidades en España va a estar ligada al impulso dado al conocimiento de la Prehistoria, autodenominándose muchos prehistoriadores espeleólogos o definir sus trabajos como espeleológicos.

Pero el gran divulgador de la Espeleología fue Martel, incansable explorador de cuevas cuyo principal objetivo era el de inspeccionar, registrar, conocer y publicar el mundo subterráneo. Gran viajero y escritor que supo impulsar en todo el mundo el afán por las investigaciones de las cuevas y los problemas del karst. Creó en 1895 la Société de Spéléologie, compuesta por miembros de varios países, consiguiendo internacionalizar el interés por el estudio de las cavidades.

Al igual que en otros países, el desarrollo de la Espeleología en España y en Burgos está relacionada con el nacimiento moderno de la Geología y la Prehistoria, destacando el impulso dado por el Centre Excursioniste de Catalunya al invitar a Martel, en 1896, a conocer diferentes cavidades de Cataluña y Baleares, en compañía de N. Font i Sagué, considerado el precursor de la Espeleología española, quien fundó primer grupo de espeleología en nuestro país, el Club Muntanyenc, en cuyo seno se editaría la publicación *Sota Terra*, dedicada al mundo subterráneo. En esos años destacan las exploraciones que se realizaron de las cavidades del País Vasco, entre otros por M. Iradier o L. Heintz Loll (1908) con una tesis doctoral sobre cavidades alavesas, o la labor realizada por J. Carballo, desde Santander, por impulsar y divulgar este tipo de trabajos a través de la Real Sociedad Española de Historia Natural o los completísimos trabajos espeleológicos de L. Navás (Llopis, 1970: 31).

Pero la verdadera revolución de la Espeleología surgió a partir de los años cuarenta, tras la guerra civil española, cuando aparecen simultáneamente varios grupos, como son el Grup d'Exploracions Subterrànies en Barcelona (1948), la Institución Príncipe de Viana en Navarra (1948), La Sociedad Excursionista Manuel Iradier de Vitoria (1949), la Sociedad Aranzadi en San Sebastián (de finales de los cuarenta), el Grupo Espeleológico Edelweiss en Burgos (1951), cuyos miembros fundadores ya habían realizado algunas incipientes exploraciones en los años previos, aunque sin haberse constituido como grupo espeleológico (Santos, 2001) o el Grupo de Espeleólogos Granadinos, cuyos orígenes se remontan a los años cuarenta con las exploraciones en la Cueva del Agua de Alfaguara, pero que se legalizan en 1952 (Miñarro, 1998).

Las dificultades técnicas que encierra toda exploración del mundo subterráneo, supusieron un importante reto que marcó el inicio de estas expediciones dentro del ámbito de la aventura científica de los descubrimientos geográficos del siglo XIX. El propio Martel fue desarrollando mejoras e innovaciones tecnológicas a sus incursiones, así como técnicas propias de aproximación y progresión. La complicación que mostraba el avance en la exploración y estudio de grandes cavidades y profundas simas, hizo que esta actividad estuviese a veces necesitada de una gran cualificación física y complejas técnicas de exploración, que no debe hacer olvidar, como indicaba N. Llopis Lladó que *la labor elemental es el levantamiento topográfico, ... se necesita además realizar un estudio de la cavidad, ya en el aspecto geológico, hidrológico o biológico o por lo menos aportar observaciones que puedan ser de interés en alguno de estos aspectos: entonces nace el espeleólogo* (Llopis, 1954: 6-7), que da el verdadero sentido a la Espeleología.

3.3.3.1. El desarrollo de los estudios en cuevas (1863-1936)

Como hemos indicado anteriormente, con el inicio de la Espeleología, comprobamos como los primeros estudios que tratan de cavidades burgalesas van a ir de la mano del reconocimiento de los primeros restos humanos de época prehistórica, coincidiendo con la publicación del importante hallazgo de industrias líticas en el yacimiento del Paleolítico inferior de San Isidro de Madrid (Ortega, 2006: 483-484). El 20 de mayo de 1863 Felipe de Ariño y Ramón Inclán publican en *El Eco Burgalés* la primera referencia escrita sobre la existencia de restos arqueológicos en una cavidad burgalesa: Cueva Ciega, de nuevo en la Sierra de Atapuerca (Sampayo y Zuaznávar, 1868: 17). Entre los restos que describían destacaban principalmente los restos óseos humanos que lamentablemente fueron enterrados en el cementerio local. Posteriormente Laureano Pérez Arcas, Catedrático de Zoología del Museo de Historia Natural de Madrid (precedente del Museo Nacional de Ciencias Naturales), realizaría nuevas prospecciones en 1870, asignando los restos a cromañones (Pérez Arcas, 1872: 18).

Ese mismo año de 1863, Felipe de Ariño, en instancia dirigida a la reina Isabel II, también alertaba sobre los expolios que se venían produciendo en la Cueva de Atapuerca, solicitando la cesión de la propiedad de la misma durante 60 años, con la finalidad de hacer investigaciones en su interior, así como de realizar un plano de la misma. La Comisión Provincial de Monumentos, con fecha 10 de noviembre de 1863, informó favorablemente la citada solicitud, por mediación de Martínez Rives, secretario de la Comisión y director del Museo Arqueológico de Burgos (Ortega y Martín, 2003b: 21-22; Ortega, 2006a: 484-485).

Otra importante referencia para los estudios sobre las cavidades en España es la obra de Casiano de Prado (Prado, 1864) que incluye en su catálogo de cuevas españolas varias cavidades burgalesas, entre ellas las, con el tiempo famosas, de Atapuerca y Ojo Guareña. En 1868 Francisco Coello realiza un plano geográfico de la provincia de Burgos en el que sitúa un buen número de cavidades, entre ellas gran parte de las publicadas por Madoz (Coello, 1868).

En ese mismo año de 1868 aparece publicada (Sampayo y Zuaznávar, 1868) la obra *Descripción con planos de la Cueva llamada de Atapuerca*, que podemos considerar como la primera monografía burgalesa sobre una cavidad que, aparte de incluir una guía descriptiva sobre la misma, analiza los aspectos geológicos y morfológicos, así como algunos de los arqueológicos y paleontológicos. Esta obra se complementa con un plano desplegable a escala 1:5.000 con la situación geográfica y accesos a las tres principales cavidades conocidas y otro desplegable a escala 1:1.000 con la topografía de Cueva de Atapuerca (Cueva Mayor) en planta, con perfiles proyectados de sus dos niveles de galerías, presentados tanto de forma independiente, como con una proyección múltiple (Figura 3.7). Ellos mismos aclaran que no incluyen cortes transversales por estar convenientemente suplidos por las litografías de I. Gil (Figura 3.8), mostrando el interés por referenciar una exacta y precisa cartografía de la cavidad, así como de los diferentes registros que la caracterizan, interés que se encuadra en la misma línea de estudios de las cuevas en Europa.

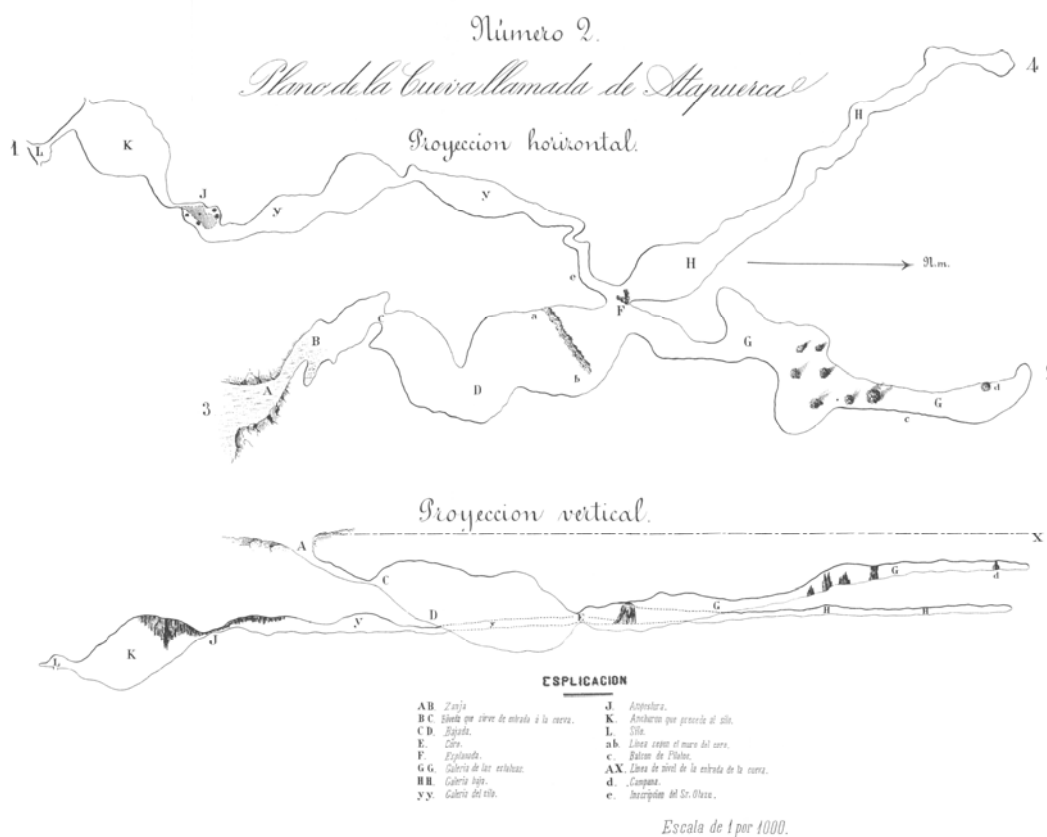


Figura 3.7 Plano de Cueva Mayor elaborado de los ingenieros Sampayo y Zuaznávar (1868).

Por el tratamiento monográfico que presenta este interesantísimo trabajo se constituye en uno de los estudios pioneros que intenta abordar de forma integral el estudio total sobre un karst en España. Por si alguien tuviera dudas, dejan clara la finalidad de su estudio en los tres párrafos finales:

“... no nos ha guiado un movimiento de mera y estéril curiosidad, ó el deseo de procurar un recreo á los viajeros ó curiosos. Nuestro objeto como amantes de la ciencia, que escudriña con su atrevido escarpelo las entrañas de la tierra, es de mas trascendentales y útiles consecuencias...”

“El estudio bien entendido de estas cuevas puede ser útil no solo á la ciencia geológica, sino también á la arqueología, la antropología, la industria y la agricultura por los diferentes objetos que en ellas suelen encerrarse, y de que todos estos ramos del saber humano sacan un partido inmenso para sus rápidos adelantos y progresos.”

“Pero para lograr esto es necesario: 1º facilitar el acceso de los subterráneos de suyo incómodo y desagradable; y 2º auxiliar los trabajos científicos con recursos y medios suficientes: cosas ambas que no pueden llevarse á cabo sin la cooperacion de las Autoridades y Corporaciones provinciales, á quienes en obsequio del bienestar de sus administrados y mejoras que les están encomendadas, nos atrevemos á dirigir nuestra débil voz llamando su atencion sobre un punto, á nuestro entender, de no escasa importancia.” (Sampayo y Zuaznávar 1868: 18-19).

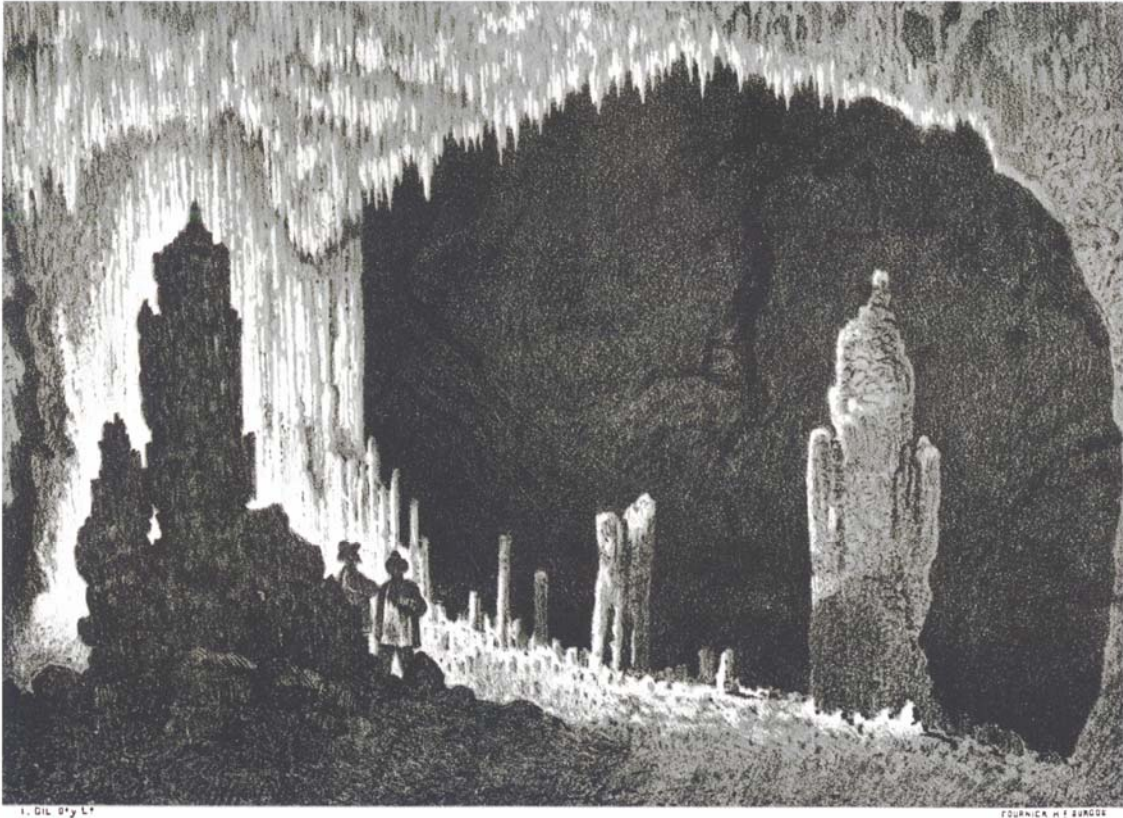


Figura 3.8 Vistas del interior de Cueva Mayor realizadas por Isidro Gil (Sampayo y Zuaznívar, 1868)

También mostraban su preocupación por el estado de deterioro de la cavidad indicando que sería conveniente *"darlas en arrendamiento a personas como el Sr. Inclán"* quien, por aquel entonces, hacía las labores de guía. El hecho es que en 1890 se otorga la concesión de la Cueva de Atapuerca, como mina de tierra casel titulada "Nueva Ventura", a su hijo, Ramón Inclán, garantizándose de esta manera la propiedad de la cueva. En la solicitud presentada para obtener dicha concesión minera se incluía una copia de los planos de Sampayo y Zuaznívar en la que se habían añadido, aunque sin guardar las proporciones debidas, los perfiles de dos de las simas no incluidas en los originales: El Silo (Sima de los Huesos) y la existente en la Galería de las Estatuas (Ortega y Martín 2004a).

Igualmente, la provincia de Burgos cuenta con algunos de los primeros estudios bioespeleológicos realizados por los naturalistas españoles relacionados con esta ciencia: en 1872 serían muestreadas Cueva Albia y Cueva Perilde, en Sierra Salvada, por el Padre de La Brûlerie, Uhagon, Simón, C. Bolívar e I. Bolívar, mientras que en 1881 Simón muestreó la Cueva de la Majada, muy próxima a aquellas (Martín, 2000a: 14; Camacho, 2000).

En 1896 se publica el primer catálogo de cavidades de España, por Gabriel Puig y Larraz, que engloba tanto las cavidades naturales como las artificiales (Puig y Larraz, 1896), incluyéndose bastantes pertenecientes a la provincia de Burgos, siendo referencia obligada para todos los estudios posteriores. Hoy en día llama la atención el hecho de que su autor, al referirse a la Cueva

de Altamira, desacreditase la autenticidad de las pinturas, frente a la opinión de su descubridor Marcelino Sanz de Sautuola y de su defensor a ultranza Juan Vilanova y Piera.

En el primer tercio del siglo XX son, principalmente, los prehistoriadores quienes toman la batuta en la prospección y estudio de cavidades, buscando evidencias de restos prehistóricos en su interior, tanto de ocupación humana como del arte rupestre que, por fin, desde la rectificación de Cartailhac, en 1902, comenzaba a ser valorado y entendido como una manifestación más de época prehistórica, tras las dudas iniciales generadas entre los especialistas a raíz del descubrimiento de las pinturas de la Cueva de Altamira en 1879.

En 1906 se realiza un estudio hidrogeológico en término de Nebreda, con la finalidad de alumbrar las aguas subterráneas de las calizas cretácicas de la zona, que permitieran el abastecimiento de la villa de Lerma. Los trabajos previos fueron realizados por el ingeniero francés M. P. Gottancin pero, ante la disconformidad del alumbramiento conseguido con lo reflejado en su contrato con el ayuntamiento de Lerma, posteriormente fueron revisados por el ingeniero Rafael Sánchez Lozano, por orden de la Comisión del Mapa Geológico de la Dirección General de Agricultura, Industria y Comercio, quien realizó un estudio geológico de toda la zona surgente existente entre Solarana, Nebreda y Quintanilla del Agua, especialmente las surgencias kársticas conocidas como *Los Borbollones* (Sánchez, 1910).

Fue Jesús Carballo (1910) el primero en valorar el yacimiento prehistórico de Cueva Mayor, tanto el de su rampa de acceso exterior, como el del Portalón de entrada y el de su interior, describiendo restos cerámicos, óseos faunísticos, algunos de ellos de especies ya extinguidas, y muestras de arte rupestre. También hizo lo propio con la Cueva de Ameyugo (Carballo, 1911) y con la Cueva de San García, en compañía del Padre Saturio, quien contagiado de la afición prehistórica descubriría un buen número de yacimientos en cuevas en torno al monasterio de Santo Domingo de Silos (Carballo, 1920).

En 1912 los prestigiosos prehistoriadores Henri Breuil y Hugo Obermaier, profundizaron en el estudio del arte rupestre de ambos yacimientos, desmintiendo alguna de las figuras publicadas por Carballo y describiendo nuevos motivos en diferentes galerías de Cueva Mayor, así como en la, por entonces aislada de ésta, Cueva del Silo (Breuil y Obermaier, 1913). Posteriormente, Obermaier (1916) incluirá varios yacimientos en cuevas burgalesas en su monografía sobre *El Hombre Fósil*, que serían ampliados en su segunda edición de 1925, y Breuil (1920), en compañía del Padre Saturio, estudiaría también la Cueva de San García.

La primera referencia a la existencia de la Cueva de Román se debe a Vicente Hinojal, quien en 1913 ya aludía a que la ciudad romana de Clunia tenía solucionado su abastecimiento de agua gracias a que se localizaba sobre una laguna subterránea (Hinojal, 1914). Posteriormente Ignacio Calvo detalla las investigaciones efectuadas en 1915 en la Cueva de Román y en Cuevas Ciegas, dentro de los trabajos de excavación de la ciudad romana de Clunia emprendidos bajo su dirección (Calvo 1916) e indica no estar de acuerdo con la interpretación de Hinojal.

En 1915 los padres jesuitas de Oña, José M^a Rodríguez Fernández y Miguel Gutiérrez descubren el arte rupestre paleolítico de la Cueva de Penches (Gutiérrez, 1915), que sería

Entre 1930 y 1936, aproximadamente, pueden datarse dos croquis de Cueva Mayor y Cueva del Silo realizados por el jesuita y profesor de la Universidad de Comillas, José Ruiz Goyo (Archivo G. E. Edelweiss). En ellos se denota que están hechos por un aficionado con muy buena voluntad, pero sin instrumental topográfico alguno. Sus proporciones son bastante inexactas y sus direcciones incorrectas pero el correspondiente a la Cueva del Silo es el primero que se conoce de esta cavidad. Gracias a este plano podemos vislumbrar los importantes cambios provocados a mediados del siglo XX por la cantera localizada junto a la entrada de dicha cavidad, que implicaron la desaparición de la zona de entrada y de una galería ubicada fuera de la verja hoy existente (Figura 3.9).

La Guerra Civil española supuso un parón definitivo en todas las investigaciones que se venían realizando, en el primer tercio del siglo XX, relacionadas con el karst burgalés.

3.3.3.2. *El Grupo Espeleológico Edelweiss*

3.3.3.2.1. *Los trabajos iniciales (1951-1970)*

La exploración y estudio de cavidades en la provincia de Burgos se reanudó con nuevos bríos en 1951, con la creación del Grupo Espeleológico Edelweiss, el primero en constituirse en Castilla y León y uno de los más veteranos de España. Su temprana vinculación, en 1954, con la Excm. Diputación Provincial de Burgos, como Servicio de Investigaciones Espeleológicas adscrito a su Departamento de Cultura, motivó que la orientación principal de sus actividades fuera hacia la prospección, catalogación, estudio y protección de los fenómenos kársticos de la provincia burgalesa, así como a su difusión cultural, colaborando prácticamente desde su fundación con proyectos de investigación desarrollados por equipos de las más variadas disciplinas (Rubio, 1982; Martín, 2001; Ortega y Martín, 2004b).

En 1954 el G.E.E. comienza sus trabajos en la Sierra de Atapuerca. Si bien de los artículos de prensa de la época y de la correspondencia se deduce que también realizaron alguna topografía de las cavidades, desgraciadamente no se conserva ninguna de esta época en sus archivos. En 1955 colaboran en la que sería su primera publicación, de la mano del arqueólogo Eduardo Ripoll, sobre los grabados paleolíticos de la Cueva de Penches (Ripoll y G.E.E., 1957), e inician sus trabajos en Sierra Salvada, colaborando con Llopis Lladó. En 1956 comienzan las exploraciones en Ojo Guareña y descubren el primer santuario de arte rupestre del Complejo: la Galería de los Grabados.

En 1962, bajo la dirección de José Luis Uribarri, miembros del G.E.E. descubren los primeros restos de fauna fósil en el Yacimiento de la Trinchera del Ferrocarril de Atapuerca (Osaba, 1963: 653) que entregaron al director del Museo Arqueológico Provincial, Basilio Osaba, en cuya compañía, así como en la de diversos periodistas y fotógrafos, volvieron el 15 de abril de 1963 (Figura 3.10), realizando diversas catas en las que apareció un bifaz achelense de cuarcita verdoso que sirvió para contextualizar el yacimiento en el Paleolítico inferior (Osaba, 1965: 481). Posteriormente indicaron la existencia del yacimiento, tanto a Miquel Crusafont como a Francisco Jordá. Este último visitó el yacimiento en febrero de 1964 y planteó una campaña de excavaciones

en la que participaron los arqueólogos Javier Fortea y Ricardo Martín Valls, junto con miembros del Grupo Edelweiss, prospectando también en Cueva Mayor. A partir del 7 de noviembre Jordá volvió a la Trinchera, esta vez acompañado del geólogo Llopis Lladó y de los paleontólogos Villalta y Truyols (Ortega y Martín, 2004b: 14; Jordá, 1965: 149).



Figura 3.10 Yacimiento de Trinchera en abril de 1963 (actualmente conocido como Galería)
(Fotografía: Archivo GEE)

En 1964, un equipo alcoyano de espeleólogos, que colaboraba con el G.E.E. en Ojo Guareña, comienza la topografía de diversas cavidades del karst de Orbaneja del Castillo (Pla, 1964).

A pesar de la importancia que ya se vislumbraba al Yacimiento Trinchera de Atapuerca, en enero de 1965 se iniciaron las labores de un nuevo frente de cantera que se localizaría, precisamente, entre los yacimientos hoy conocidos como Trinchera-Galería y Trinchera-Dolina. El Grupo Edelweiss inició entonces las denuncias, con escaso éxito, ante las distintas autoridades (Diario de Burgos, 4 de diciembre de 1965), mientras proseguía con sus trabajos de exploración y topografía en la zona que permitieron el enlace entre Cueva Mayor y Cueva del Silo (Plana, 1965 y 1967; Diario de Burgos, 5 de diciembre de 1965) y el descubrimiento de nuevos grabados rupestres en la Cueva del Silo (Diario de Burgos, 8 de diciembre de 1965) (Ortega y Martín, 2004b: 14).

En 1965 se publica el primer trabajo monográfico sobre Ojo Guareña (Eraso, 1965) en el que se actualizaba toda la información recogida en esos primeros años por los diferentes grupos espeleológicos que allí habían trabajado bajo la coordinación del Grupo Edelweiss.

En 1966 tuvo lugar otra nueva campaña de excavaciones en Atapuerca dirigida por Jordá, también con apoyo del Grupo Edelweiss, planteándose nuevas campañas en sucesivos años que no llegaron a realizarse. En 1967 los trabajos topográficos del Grupo Edelweiss se extenderían al conjunto de la Trinchera y canteras adyacentes, localizando e individualizando los rellenos y cavidades localizados en la zona. En mayo de 1968 Uribarri informaba a Jordá del hallazgo de un yacimiento prehistórico en una de las terrazas de Ibeas de Juarros, que correlacionaba con los yacimientos de Trinchera y en junio recibían una carta de Villalta en la que databa los fósiles de Trinchera en unos 500.000 años, siendo entregados al Museo Arqueológico Provincial (Ortega y Martín, 2004b: 14).

Entre 1968 y 1969 el G. E. Edelweiss descubre los principales yacimientos de Ojo Guareña: la Sala de las Pinturas, las Galerías de las Huellas, la Sala de la Fuente y la Cueva de Kaite. El primer estudio sobre la Sala de las Pinturas pronto vería la luz (Osaba y Uribarri 1968), seguido de un estudio preliminar de la Sala de la Fuente (Jordá, 1969) y de otro bastante más completo sobre la Cueva de Kaite (Uribarri y Liz, 1973).

En 1969 el G.E.E. también descubre el yacimiento musteriense de la Cueva de la Ermita (Hortigüela) que poco después sería estudiado bajo la dirección Alfonso Moure y Germán Delibes (1972) y, en 1970, restos arqueológicos en el Abrigo del Mirador, de la Sierra de Atapuerca, que son entregados por César Liz al Museo de Burgos (Osaba, 1979: 79). En 1971, tras el visto bueno de la Comisaría General de Excavaciones Arqueológicas y de la Familia Inclán, propietaria de la concesión minera, procedieron al cierre de la Cueva de Atapuerca, que fue ubicado en el estrechamiento localizado más allá del Portalón (Ortega y Martín, 2004b: 14).

3.3.3.2.2. *La sistematización de los trabajos (1970-2007)*

Un nuevo planteamiento va a marcar el desarrollo de las actividades espeleológicas del Grupo Edelweiss a partir de los años setenta, siguiendo los criterios establecidos por Llopis Lladó (1954), respecto a que lo verdaderamente importante en espeleología no es conocer cavidades aisladas sino comprender un karst en su conjunto/totalidad, cuyo objetivo únicamente se alcanza con la prospección de todas las cavidades (pequeñas y grandes) de un enclave kárstico. Siguiendo estos criterios se sistematiza la provincia en una serie de zonas kársticas, subdivididas en subzonas, que condicionarán la planificación de los trabajos espeleológicos. Este planteamiento va a llevar consigo un criterio de concentración de esfuerzos que, dependiendo de la importancia kárstica de los enclaves, ralentizarán sus resultados, cuyos trabajos se darán por concluidos con la catalogación y prospección de todos los fenómenos espeleológicos, lo que en algunas de las zonas representa una labor ingente de décadas de dedicación (ver apartado 3.3.5).

Esta sistemática en los trabajos espeleológicos en zonas kársticas de la provincia se inicia en los años setenta y va a caracterizar la nueva etapa marcada por la publicación de los estudios en artículos o en volúmenes monográficos que permiten conocer una visión de conjunto de los diferentes karst de la provincia de Burgos.

La mayoría de los trabajos van a aparecer publicados en la revista *Kaite, Estudios de Espeleología Burgalesa* del Grupo Espeleológico Edelweiss, cuyo primer número, el nº 0, apareció en 1972 y representó el germen de una publicación especializada en el karst burgalés. La periodicidad de esta publicación ha estado marcada por el desarrollo de los trabajos de campo en las diferentes áreas, mostrando la ingente cantidad de cavidades y la importancia de los karst desarrollados en las áreas burgalesas de la Cornisa Cantábrica, frente a otras zonas de la provincia. El total de volúmenes aparecidos entre 1979 y 2000 han sido ocho, estando en estos momentos la preparación del karst del área de Castro Valnera y Montes del Somo. A partir de 1999 se lanza la revista *Cubía, Boletín del Grupo Espeleológico Edelweiss* con el fin de poder dar cabida a aquellas zonas kársticas de menor entidad.

Bajo estos planteamientos el G.E.E. aconseja, en 1970, al equipo inglés de espeleología de la Universidad de Lancaster, que había manifestado su interés en comenzar a trabajar en el norte de España, que inicie los trabajos en la Cueva del Piscárciano y proyecte sus esfuerzos en toda la zona (Proctor *et al.*, 1972).

En 1972 el Grupo Edelweiss publica el nº 0 de la revista *Kaite, Estudios de Espeleología Burgalesa* que marcaría el inicio de las publicaciones periódicas sobre el karst burgalés, aunque en este repaso histórico sólo nos centraremos en los estudios de conjunto de zonas, no a los referentes a cavidades aisladas.



Figura 3.11 El Portalón de Cueva Mayor al inicio de la campaña de excavación dirigida por G. Clark en 1972 (Fotografía: L. Strauss)

Durante los meses de junio, julio y agosto de ese mismo año, un equipo de la Universidad de Arizona bajo la dirección de Geoffrey A. Clark realizó una serie de prospecciones arqueológicas en cuevas en el norte de la provincia de Burgos (Clark, 1979), bajo la autorización de Martín Almagro, Comisario General de Excavaciones Arqueológicas, quién delegó en José Luis Uribarri, presidente del Grupo Edelweiss y por entonces Delegado Provincial de la citada Comisaría, para el apoyo y guía en las labores de campo y localización de las cavidades, tarea que en su mayor parte recayó en David Pérez Uribarri, geólogo y miembro del G.E.E. (Clark *et al.*, 1979: 261-286).

Este trabajo presenta una abundante prospección de yacimientos en cuevas (60 de los 63 inventariados), destacando como los yacimientos que fueron mostrados al equipo de Clark, y prospectados por éste, se reparten en los conjuntos bien conocidos por este grupo del entorno de las cuevas de Ojo Guareña, Penches y la Sierra de Oña, la Sierra de Atapuerca (Figura 3.11), Frías, Piscárciano, Covanera-San Felices del Rudrón y Orbaneja del Castillo (Clark, 1979).

Poco después, el G. E. Edelweiss iba a protagonizar otro de los descubrimientos fundamentales de Atapuerca: el Santuario de la Galería del Sílex. La detección de una ligera corriente de aire entre los bloques que obstruían el extremo SE del Portalón de Cueva Mayor, motivó el inicio de una desobstrucción, realizada los días 19 y 25 de noviembre (Antón, 2001), que permitió el acceso a una gran galería, utilizada como santuario en momentos prehistóricos, que había permanecido sellada e intacta hasta nuestros días. Ello motivó la inmediata implantación de nuevos cierres a la cavidad y el comienzo de la colaboración en las campañas de excavación que inició Juan M^a Apellániz al año siguiente y que se prolongarían hasta 1983. Fruto de dichos trabajos serían dos monografías sobre la Galería del Sílex, con importante participación de miembros del Grupo Edelweiss (Apellániz y Uribarri, 1976; Apellániz y Domingo, 1987), así como la publicación de los materiales cerámicos del final de la Edad del Bronce (Mingez, 2005). La topografía, a escala 1:100, que se realizó entre 1973 y 1974 fue publicada por primera vez en 1976 (Apellániz y Uribarri 1976: 18-19), mientras que la de otras cavidades de Trinchera como Cueva Peluda y la Cueva del Compresor, cuya instalación que le daba nombre fue abandonada por esas fechas, lo fueron en 1981 (Martín *et al.* 1981).

En 1974 el G.E.E. descubre en el Valle del Arlanza el yacimiento musteriense de Cueva Millán, muy próximo al de la Cueva de la Ermita, que también sería excavada por el equipo de Alfonso Moure (Moure y García-Soto, 1983) y, al año siguiente, el de la Cueva de la Mina, también en Hortigüela. En 1975 se inician los trabajos espeleológicos en los Montes del Somo y Valnera, una de las zonas kársticas de mayor interés de la provincia (Antón, 1977).

En 1976 el Grupo Edelweiss colabora en la campaña de excavaciones de Trinidad de Torres en Atapuerca, a quien le habían enseñado el Yacimiento Trinchera en diciembre de 1975 con motivo de un ciclo de conferencias al que le habían invitado. En el transcurso de esa campaña se le indica la gran abundancia de restos de úrsidos, el objeto de su tesis, en la Sima de los Huesos de Cueva Mayor, destacando a un equipo de cuatro personas a su interior, apareciendo entre los centenares de restos de oso, los primeros restos fósiles de *Homo heidelbergensis*, punto de partida del posterior proyecto de investigaciones de Emiliano Aguirre (Aguirre *et al.*, 1976a; Torres, 1978; Torres, 1987; García Cuatango, 2001). A su vez, esa toma de contacto de Trinidad de Torres con Atapuerca motivó una colaboración suya, sobre el karst de la Sierra de Atapuerca (Torres, 1976), publicada en la citada monografía de Apellániz y Uribarri sobre la Galería del Sílex (Apellániz y Uribarri, 1976).

En el Proyecto de Investigación que Emiliano Aguirre presenta al Ministerio, se encomienda al Grupo Espeleológico Edelweiss, bajo la dirección de José Luis Uribarri, la prospección, la participación en las excavaciones y el replanteamiento topográfico de Cueva Mayor-Cueva del Silo, labor que fue realizada entre 1977 y 1980, Con ello se cumplía el objetivo que Aguirre planteaba en su proyecto de “realizar un cierre topográfico de gran precisión entre las dos

cavidades ya citadas y el exterior, perforando una galería en el punto de menor separación” (Aguirre 1976). También se ampliaron los trabajos al resto de las cavidades del karst de la Sierra de Atapuerca, que se publicará en 1981 (Martín *et al.*, 1981) y se realizó un montaje gráfico conjunto con las cavidades de la Trinchera, pudiendo comprobar algo que ya se sospechaba, la estrecha relación existente entre el relleno sedimentario que obstruía el final de la Galería Baja y el relleno conocido como Trinchera Elefante, quedando claro que ambos tenían un mismo origen.

En el transcurso de estos trabajos de prospección se produjeron, en marzo de 1978, una serie de voladuras con explosivos, dentro de las habituales maniobras militares en Trinchera, precisamente en el frente de excavación de Trinchera-Galería, que dejaron al descubierto, junto al techo, un pequeño orificio que, el día 2 de abril, una vez agrandado, permitió al Grupo Edelweiss el descubrimiento de una sala, bautizada como Cueva de los Zarpazos debido a la abundancia de éstos (Ortega, 1999: 14). La colaboración del G.E.E. en el proyecto se consolidó a partir de agosto de 1978, con el inicio de las campañas de excavación por parte del Equipo de Investigación de Atapuerca (Ortega y Martín, 2004b: 15; Figura 3.12).



Figura 3.12 Preparativos de la excavación del yacimiento de Galería en 1978, bajo la dirección de E. Aguirre (Fotografía: Archivo E.I.A)

El año 1979 va a representar la consecución de una serie de esfuerzos del G.E.E. encaminados a la divulgación de los trabajos espeleológicos, que está realizado en diferentes zonas de la provincia, y que se van a materializar con la edición del nº 1 de la serie *Kaite, Estudios de Espeleología Burgalesa*, revista especializada en temas del karst de Burgos. Esta publicación incluye, entre otros artículos, la actualización de la topografía en Ojo Guareña hasta 1977 (Martín, 1979a), el estudio del conjunto de las cavidades del Valle del Arlanza (Martín, 1979b) y la actualización del catálogo de las mayores cavidades burgalesas (Plana y Martín, 1979), junto a

una recopilación sobre la bibliografía de interés espeleológico sobre la provincia de Burgos publicada hasta 1972 (Plana, 1979).

En 1979 se realiza una nueva topografía, a escala 1:100 de la Galería del Sílex, incorporando un mayor detalle de elementos morfológicos, necesarios para poder situar con precisión los centenares de siglas representativas de la presencia de diversos restos arqueológicos: cerámicas, huesos y material lítico. Esta nueva versión sería publicada, aunque sensiblemente reducida, años después, tras la finalización de la tesina de Salvador Domingo, que tuvo por objeto el estudio de los materiales de superficie de la Galería del Sílex (Apellániz y Domingo 1987: 10).

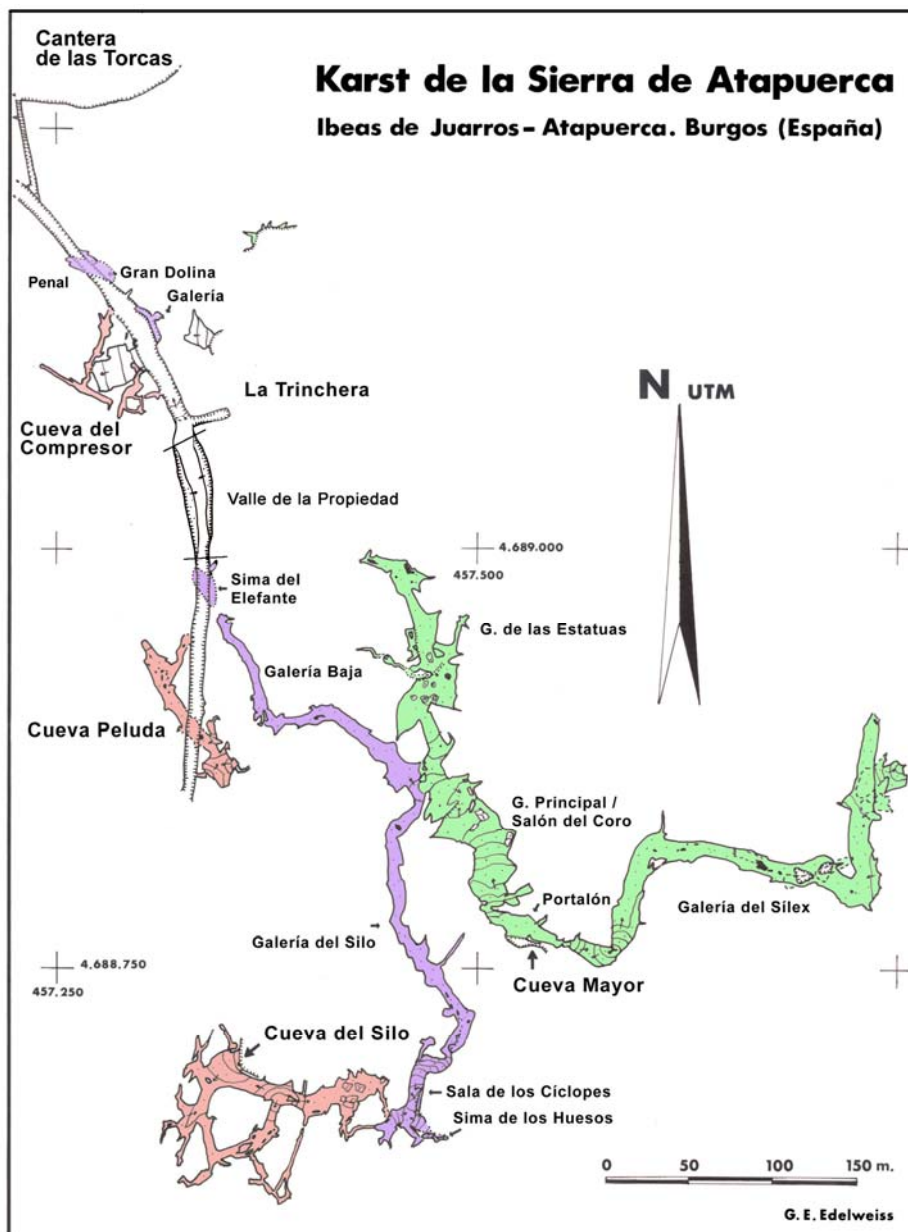


Figura 3.13 Topografía del karst de la Sierra de Atapuerca del Grupo Espeleológico Edelweiss (1977-1979).

En 1981 aparece el nº 2 de la serie *Kaite* en el que el G.E.E. reproduce, en facsímil, el extraordinario trabajo de Sampayo y Zuaznávar de 1868. En este volumen se publica el estudio de todas las cavidades de la Sierra de Atapuerca (Martín *et al.*, 1981), en el que se describen las descripciones y topografías de todos los fenómenos kársticos catalogados (tanto las cavidades conocidas como los rellenos kársticos aparecidos en los diferentes frentes de canteras y la Trinchera del Ferrocarril), incluyendo sus correspondientes topografías y abundante documentación fotográfica (Figura 3.13). Otro trabajo muy significativo es el planteamiento general del Catastro Espeleológico de Burgos (Plana 1981) en el que se sistematiza toda la labor de catalogación de cavidades de Burgos en diferentes zonas, a su vez subdivididas en subzonas y partidas, establecidas fundamentalmente de manera acorde a unos criterios hidrogeológicos y morfológicos, resultando un total de 51 partidas.

En este mismo año de 1981 también aparece publicado un interesante estudio sobre los rellenos sedimentarios del Complejo de Piscarciano (Garay y Sendra, 1981), en el Valle de Valdebezana, aunque en él no advertirían la presencia del importante yacimiento del Paleolítico medio, y un año más tarde el Grupo Espeleológico Ribereño publica el catálogo de cavidades del cañón del río Mataviejas en la orla mesozoica de la Ibérica (G.E.R., 1982b).

En 1982 se publica la Memoria sobre los 30 primeros años de existencia del Grupo Edelweiss (Rubio, 1982), en la que se pormenorizan los hechos más significativos de ese período.

En 1983 el Grupo Edelweiss publica el nº 3 de la serie *Kaite* en el que se incluye un trabajo sobre el sector burgalés de la Sierra de Pradales (Martín y Ruiz Vélez, 1983), en las estribaciones del Sistema Central, así como un trabajo sobre las cavidades de Peña Cironte de Hozabejas (Antón *et al.*, 1983). Este volumen se complementa con un artículo de Emiliano Aguirre en el que planteaba las bases futuras del Proyecto de Atapuerca (Aguirre, 1983) y una actualización y avance del Catastro Espeleológico de Burgos (Ruiz, 1983). Por su parte, el Grupo de Espeleología de Telefónica publica las cavidades del cañón del río Lobos (Fernández Tabera y Bermejo, 1983), que se completa, en 1984, con el avance de los trabajos realizados por el Grupo Espeleoduoero en Sierra Calva y el propio cañón del río Lobos (G.E., 1984).

En 1984, al iniciarse las excavaciones sistemáticas en el fondo de la Sima de los Huesos, se realizó una nueva topografía de detalle de la misma, a escala 1:20, que se completó con cortes transversales y longitudinales cada medio metro, con el fin de dejar clara constancia de las condiciones en que el equipo de investigación se encontró el yacimiento antes de su excavación, siendo publicada en 1987 (Aguirre, 1987: 29) junto con las topografías que ya habían sido reproducidas por primera vez en 1981 (Martín *et al.*, 1981).

En 1986 el Grupo Edelweiss edita la monumental *Monografía sobre Ojo Guareña* (G.E.E., 1986), nº 4-5 de la serie *Kaite* en donde se incluye la topografía completa de las casi 400 cavidades del Karst, incluyendo los 89km topografiados por entonces en la red principal del Complejo de Ojo Guareña. También se incluían artículos descriptivos sobre todos los sectores del karst, así como otros específicos sobre Geografía (Plana, 1986), Geología (Eraso, 1986), Geomorfología (Martín, 1986), Arqueología (Ortega y Martín, 1986), Etnografía, Bibliografía, la

historia de las exploraciones y sobre el método topográfico utilizado para su cartografía. También editan otro trabajo monográfico sobre el Karst de Burgos, manteniendo la línea del Catastro Espeleológico de Burgos y actualizando la relación de mayores cavidades burgalesas (Ruiz, 1986).

Ese mismo año es prolífico en la publicación de trabajos de diferentes zonas kársticas, realizados por otros grupos espeleológicos, destacando entre todos ellos la monografía del Grupo Espeleológico Alavés sobre el Karst de Sierra Salvada (López de Ipiña y Pinedo, 1986) que, si bien se centra especialmente en el sector alavés, es de indudable interés para el conocimiento del karst burgalés por la interrelación hidrogeológica de varias de sus principales redes subterráneas. Dicho estudio monográfico completaba al avance referente al principal sistema kárstico de Sierra Salvada (López de Ipiña y Alangua, 1984), localizado cuando la monografía ya se encontraba en imprenta.

Los otros trabajos aludidos hacen referencia a un interesante estudio del G. E. Ribereño sobre la Cueva del Agua de Basconcillos del Tozo (G.E.R., 1986c) y otro del G. E. Niphargus sobre el karst en los conglomerados oligocenos de Puras de Villafranca (Martínez de Cañas y Renuncio, 1986).

En 1987, para paliar los problemas originados por el acarreo del frágil material extraído de la Sima de los Huesos, en petates de unos 20kg, por una galería con abundantes techos bajos, incluidos laminadores y gateras, Emiliano Aguirre solicitó al Grupo Edelweiss la situación en el exterior de un punto de la Sala de los Cíclopes, que posibilitase realizar una perforación entubada de 40cm de diámetro que permitiese la salida del material arqueológico directamente a la superficie sin pasar por las gateras. Se bautizó como "Sendero Luminoso" y permitió comprobar que el error cometido había sido de 2,35m, dentro de la dirección y los márgenes de tolerancia previstos (Rioseras 1990: 25).

Ese mismo año, el Grupo Edelweiss localiza las inscripciones romanas de la Cueva del Puente de la Junta de Villalba de Losa (Ortega, 2000: 258-263) y, en las labores topográficas previas al inicio de las excavaciones en la Cueva de Valdegoba, en Huérmeces, descubre los primeros restos humanos de *Homo neanderthalensis* (Díez *et al.*, 1991; Ortega, 2001; Quam *et al.*, 2001). Carlos Puch (1987b) también publica un interesante trabajo sobre la Torca de los Morteros, por entonces la principal cavidad localizada en los Montes del Somo y Valnera, una zona trabajada conjuntamente por el Grupo Edelweiss y el Grupo STD. Ese año, el G. E. Ribereño publica sus trabajos realizados en torno a la Peña Carazo (Nuño *et al.*, 1987).

En 1989 el G. E. Niphargus publica el catálogo de cavidades localizadas en el borde norte de la Sierra de La Tesla (G.E.N., 1989) y, al año siguiente, las del Páramo de Cubillos del Rojo (G.E.N., 1990). También en 1990, el G. E. Tazzelgurm publicaría las cavidades de la zona de Urrez (G.E.T., 1990).

Los espeleólogos franceses del Spéléo Club de Dijon, que desde hace bastantes años trabajaban en la vertiente norte de los Montes del Somo y Valnera, en torno a la cabecera de los ríos Asón y Gándara, publican entre 1990 y 1991 dos trabajos de gran interés para la vertiente

meridional burgalesa (Degouve y Simmonot, 1990, 1991), fundamentalmente estudiada por el Grupo Edelweiss y la Asociación STD, el primero de ellos referente a la Cueva de las Bernías, descubierta por ellos en la cabecera de Lunada y el segundo sobre la gran red subterránea de la Cueva del Lobo, que se extiende bajo Peña Lusa y remonta hasta adentrarse en territorio burgalés.

En 1992 el G.E.E. edita una nueva monografía de la serie *Kaite*, la nº 6, que trata sobre las *Grandes Cavidades Burgalesas* (G.E.E., 1992). En su primer trabajo (Ruiz, 1992) se contextualizaban las principales zonas kársticas burgalesas, avanzando una distribución de las mayores cavidades entre las zonas del Catastro Espeleológico de Burgos. El principal bloque de la monografía hacía referencia a las clasificaciones y descripciones de las cavidades burgalesas de más de 1.000 metros de desarrollo o de más de 100 metros de desnivel, así como de los mayores pozos, las mayores salas y los principales sifones buceados hasta la fecha (Ruiz y García, 1992).

También en 1992 se presenta al VI Congreso Español de Espeleología un nuevo trabajo de conjunto sobre el karst burgalés (Martín 1992), con la salvedad de que en él se agrupan a los principales macizos en función de las cinco grandes áreas geomorfológicas burgalesas: el macizo paleozoico de La Demanda, la orla Ibérica mesozoica, la depresión terciaria del Duero, la depresión terciaria del Ebro y el sector vasco-cantábrico, predominantemente mesozoico.

Ese mismo año de 1992, en la Sima de los Huesos, ya con los trabajos bastante avanzados y bajo la dirección de Juan Luis Arsuaga, el Grupo Edelweiss amplió la topografía de detalle a toda su planta, incluyendo a la rampa, aunque esta vez a escala 1:100. También realizó un perfil longitudinal incluyendo los detalles estratigráficos que ya por entonces habían sido obtenidos tras las primeras campañas de excavación. Estas labores topográficas (Martín, 2000b) se ampliarían en años sucesivos a todo el entorno de la Sala de los Cíclopes y laterales próximas, siendo publicadas en el número monográfico que la prestigiosa revista *Journal of Human Evolution* dedicaría a este yacimiento con fósiles humanos en 1997, incluidas en el artículo sobre la geomorfología del yacimiento (Arsuaga *et al.*, 1997b).

En 1994 con motivo de la exposición "*Primeros Europeos*", que organizó conjuntamente el Brithis Museum y el Museo Nacional de Ciencias Naturales de Madrid, se mostraba la importancia de los yacimientos en cueva del Pleistoceno burgalés, al constituir el yacimiento estrella de dicha exposición el enclave de la Sierra de Atapuerca, apareciendo también los restos humanos de neandertales de Valdegoba y los moldes de las huellas humanas de Ojo Guareña, tres yacimientos cuyo descubrimiento estaba vinculado al Grupo Edelweiss.

Por su parte, el G. E. Niphargus publica los primeros trabajos referentes al Complejo de Piscarciano (Martínez de Cañas *et al.*, 1992; Martínez de Cañas, 1993), que se completarían al año siguiente con un libro monográfico con la topografía completa del conjunto de cavidades de la zona (G.E.N., 1994). También en 1994 apareció un nuevo trabajo del Grupo Espeleoduro sobre el catálogo de las cavidades de Sierra Calva (G.E., 1994).

El conocimiento que del medio kárstico se dispone va a permitir la participación de los miembros del Grupo Espeleológico Edelweiss en el desarrollo del planeamiento y gestión del

Patrimonio Arqueológico que presentan aquellos karst declarados Bienes de Interés Cultural. En este sentido, en 1993 se presentará a la Junta de Castilla y León el Plan Director de los Yacimientos de Atapuerca (Ortega *et al.*, 1993a) y el Plan de Viabilidad Turística de Ojo Guareña (Ortega *et al.*, 1993b), ambos con una importante participación de miembros del Grupo Edelweiss.

Esta colaboración también se verá en muchos de los trabajos que tratan sobre la geomorfología de la Sierra y el endokarst y su karstificación (Eraso *et al.*, 1998a y 1998b), o la historiografía de los descubrimientos y la protección de los mismos en los que el Grupo Edelweiss conserva un completo archivo desde 1951, representando la conservación del medio subterráneo uno de sus objetivos (Ortega y Martín, 1998).

En 1999 se comienza a editar la revista anual *Cubía, Boletín del Grupo Espeleológico Edelweiss*, dedicada a la publicación de noticias espeleológicas, así como cavidades aisladas y pequeñas zonas. También se crea la página web www.grupoedelweiss.com en la que se empieza a incorporar un gran volumen de información sobre el karst burgalés. El Grupo Edelweiss se integra en la SEDECK, Sociedad Española de Espeleología y Ciencias del Karst, recientemente constituida, y colabora en la organización de las II Jornadas Científicas de la SEDECK que giran en torno al Karst de la Sierra de Atapuerca.

En 2000, el Grupo Edelweiss edita otra nueva monografía de la serie *Kaite*, la nº 7, esta vez sobre otro de los principales karst burgaleses: *El Karst de Monte Santiago, Sierra Salvada y Sierra de la Carbonilla* (G.E.E., 2000), donde se incluyen las topografías y descripciones de casi 400 cavidades de esta zona, con varios artículos descriptivos sobre los diferentes sectores del karst, así como otros específicos sobre la Geografía, Geología y Geomorfología (Martín, 2000c), Arqueología y Paleontología (Ortega, 2000), Biología, Bibliografía, así como sobre la historia de las exploraciones.

En el nº 2 de *Cubía*, también correspondiente al año 2000, el G.E.E. incluía, entre otros, el catálogo de cavidades del Valle de Valdivielso (Rioseras, 2000), así como un artículo sobre la topografía espeleológica realizada en Atapuerca (Martín, 2000b). Hay que destacar el decaimiento de la actividad espeleológica desarrollada por los diferentes grupos de Espeleología que tradicionalmente han trabajado en los diferentes karst de la provincia, comprobando como a partir del 2000 las publicaciones se reducen a los artículos publicados en la revista *Cubía*, entre los que destacamos el nº 3 conmemorativo del 50 aniversario del Grupo Edelweiss (1951-2001), por incluir un resumen de los primeros 50 años de historia del Grupo Edelweiss (Martín, 2001), así como varios artículos referentes a algunos de los principales yacimientos arqueológicos descubiertos por miembros del G.E.E., entre otros las Galerías de las Huellas (Rubio, 2001) y la Sala de las Pinturas (López, 2001) de Ojo Guareña, los restos neandertales de Valdegoba (Ortega, 2001), o la Galería del Sílex (Antón 2001) y la primera mandíbula de la Sima de los Huesos (García Cuartango, 2001).

En relación con dicho aniversario el Grupo Edelweiss organiza en torno a Ojo Guareña las VI Jornadas Científicas de la SEDECK, en las que se presentaron trabajos sobre la hidroquímica del acuífero (Eraso *et al.*, 2001a), la Arqueología (Ortega y Martín, 2001), el Karst (Martín y Ortega, 2001) y sobre el método topográfico empleado en el mismo (Plana y Rioseras, 2001).

En 2002, en el nº 4 de *Cubía*, el G.E.E. publica una recopilación sobre todas las referencias hidrogeológicas al Karst de Ojo Guareña (Ruiz, 2002) y en el nº 5, también aparecido en 2002, incluían un interesante artículo sobre la aplicación de la fotogrametría aérea respecto a la situación de cavidades (Galaz, 2002). En 2003 el G.E.E. publica, en el nº 6 de *Cubía*, las cavidades de Castrillo del Val (Ortega y Martín, 2003a) y localiza en la Sima de Villallana del Complejo de Ojo Guareña, nuevos yacimientos prehistóricos que se encuentran en estudio.

En el nº 6 de *Cubía*, correspondiente a 2003, el G.E.E. publica dos documentos inéditos relacionados con la Cueva de Atapuerca: la solicitud realizada por Felipe de Ariño a la Reina Isabel II para que le concedieran la cueva en propiedad y el informe favorable remitido por José Martínez Rives, Gobernador Civil en funciones y Director del Museo Arqueológico Provincial, que destaca por la preocupación por el desarrollo de las investigaciones que permitan conocer el potencial geológico y arqueológico de este enclave, así como la protección que debe presentar (Ortega y Martín, 2003b).

En los números 7 y 8 de *Cubía*, correspondientes a 2004 y 2005, el G.E.E. publica la conexión de los conductos de la surgencia de La Torcona con el Complejo de Ojo Guareña, alcanzando un desarrollo de 110km y una desnivel total de más de 200m (Rioseras, 2005), junto a nueva documentación histórica sobre Atapuerca, relacionada con la visita a Cueva Mayor, en 1527, por parte de la corte del Emperador Carlos V (Ortega *et al.* 2005). Destaca el nº 9 de *Cubía*, de 2006, por incluir un interesante avance sobre el karst de los Montes del Somo y Valnera (Ruiz, 2006), la referencia a las primeras exploraciones sistemáticas realizadas en el siglo XVIII por un grupo de vecinos de Rubena a la Cueva de Atapuerca (Ortega *et al.*, 2006), una introducción al interesante karst existente en las margas yesíferas localizadas entre Briviesca y Belorado (Antón, 2006) y las circunstancias del hallazgo de un brazalete de oro de la Edad del Bronce en la Cueva del Silo (Ortega, 2006b).

3.3.4. *Estudios en el Karst de la Sierra de Atapuerca*

El hallazgo en 1976 de restos humanos anteneandertales en el interior de Cueva Mayor, junto con la presencia de interesantes conjuntos faunísticos y líticos en los yacimientos de Trinchera va a caracterizar un nuevo impulso en el estudio de los rellenos kársticos de la Sierra de Atapuerca, de la mano de investigaciones paleontológicas y prehistóricas, que incluye estudios geológicos y geomorfológicos dentro de un proyecto multidisciplinar, por la contextualización de los entornos en los que los diferentes homínidos habitaron estas cavidades.

En 1977 Emiliano Aguirre confeccionó el proyecto "Excavaciones en el yacimiento de fósiles humanos de la Sierra de Atapuerca", a realizar en el trienio 1977-1979, presentado a la Comisión Asesora para el Desarrollo de la Investigación Científica y Técnica de Presidencia del Gobierno, cooperativamente por la Sección de Paleontología de Vertebrados y Humana del C.S.I.C. de Madrid, la Excm. Diputación Provincial de Burgos y el Departamento de Prehistoria y Arqueología de la Universidad de Salamanca.

La primera monografía sobre los yacimientos de Atapuerca del equipo formado por Emiliano Aguirre, se edita en 1987 (Aguirre *et al.*, 1987), y aparte de los numerosos artículos específicos sobre el estudio de los diferentes restos fósiles y líticos, se incluían dos interesantes artículos sobre el contexto geológico y geomorfológico de la Sierra de Atapuerca, que incidía en la génesis y evolución de este karst (Zazo *et al.*, 1987), así como del estudio estratigráfico de los propios yacimientos (Gil *et al.*, 1987). Representa el primer trabajo de conjunto de estos importantes yacimientos, cuyas investigaciones serán dirigidas por Emiliano Aguirre hasta su jubilación en 1991, año en el que la dirección técnica pasará a una codirección de Eudald Carbonell, Juan Luis Arsuaga y José M^º Bermúdez de Castro.

La importancia que están adquiriendo los yacimientos de la Sierra de Atapuerca motiva a que la Junta de Castilla y León emprenda políticas de divulgación, planificación y gestión de dicho Bien de Interés Cultural, declarado en 1991. Estos yacimientos van a representar al Pabellón de Castilla y León en la Exposición Universal de Sevilla 1992, y en 1993 se presenta el Plan Director de los Yacimientos de Atapuerca (Ortega *et al.*, 1993a), constituyendo el eje expositivo de la muestra “*Primeros Europeos*”, que se inauguró ese mismo año en el Museo Nacional de Ciencias Naturales de Madrid y que posteriormente realizaría una importante itinerancia internacional (Seagrief, 1993).

En 1995 aparecen editadas las actas de las Jornadas Científicas internacionales celebradas en 1992 en Medina del Campo, bajo los auspicios de la Junta de Castilla y León (Bermúdez de Castro *et al.* 1995). Nuevamente, entre los numerosos artículos sobre los yacimientos burgaleses, se incluía uno que hacía referencia a los aspectos geológicos o geomorfológicos de uno de sus yacimientos, en concreto de Trinchera-Galería (Pérez González *et al.*, 1995).

En 1997 aparece publicada en la prestigiosa revista *Journal of Human Evolution*, una monografía sobre la Sima de los Huesos de Atapuerca (Arsuaga *et al.*, 1997a), que pone en valor este yacimiento, con varios artículos sobre el estudio de los restos fósiles de carnívoros y microfauna, así como detallados trabajos sobre las características anatómicas de los huesos humanos y sus patologías, junto a un artículo sobre la Geología y Geomorfología del yacimiento (Arsuaga *et al.*, 1997b) y otro sobre las dataciones obtenidas (Bischoff *et al.*, 1997).

En 1998 se publican en Geogaceta dos artículos relacionados con el endokarst de Atapuerca, el primero relacionado con la estimación de las paleovelocidades y sentidos de circulación del agua en el karst (Eraso *et al.*, 1998a) y el segundo con la distribución de los planos de debilidad en el macizo y su influencia en la karstificación (Eraso *et al.*, 1998b). También en 1998 se editaron las intervenciones presentadas en el Simposio Internacional “Atapuerca y Evolución Humana”, celebrado en la Fundación Ramón Areces en abril de 1996 (Aguirre, 1998), incluyéndose un nuevo artículo referente a la estratigrafía de uno de sus principales yacimientos, en concreto el de Gran Dolina (Parés y Pérez González 1998). Igualmente fue el año en que, por parte del Equipo de Investigación de Atapuerca, se editó la primera monografía divulgativa sobre los yacimientos, con un importante contenido histórico (Cervera *et al.*, 1998).

En 1999 se edita una nueva monografía de *Journal of Human Evolution* sobre Atapuerca, en este caso sobre el nivel TD6 de Gran Dolina (Bermúdez de Castro *et al.*, 1999a). En ella aparece

incluido un nuevo artículo sobre la estratigrafía del yacimiento (Parés y Pérez González, 1999). Por otra parte, ese mismo año aparece la monografía sobre el yacimiento de Trinchera-Galería (Carbonell *et al.* 1999) en el que podemos destacar dos artículos sobre la geología y estratigrafía de sus rellenos sedimentarios (Pérez González *et al.*, 1999; Vallverdú, 1999).

También en 1999 se inaugura en el Museo Nacional de Ciencias Naturales de Madrid la exposición *Atapuerca nuestros antecesores*. El catálogo de la citada muestra (Bermúdez de Castro *et al.*, 1999b) incluía un capítulo con referencias a la Geología, Geomorfología y génesis del karst de Atapuerca, así como de sus rellenos. Posteriormente la muestra se adaptaría para iniciar, en años sucesivos, una itinerancia por todas las provincias de la Comunidad Autónoma de Castilla y León, editándose una versión del catálogo sin apenas diferencias con el original (Bermúdez de Castro *et al.*, 2000).

En 2001, la prestigiosa revista *L'anthropologie* dedicó un doble número monográfico a los yacimientos de Atapuerca, nuevamente con un variado repertorio de artículos sobre los diferentes yacimientos y restos localizados. Cuatro de ellos se referían expresamente a la Geología de la Sierra de Atapuerca, estratigrafía y cronología de sus principales rellenos (Pérez González *et al.*, 2001; Vallverdú *et al.*, 2001; Falguères *et al.*, 2001, Rosas *et al.*, 2001).

El año 2003 tiene lugar en Nueva York, en el American Museum of Natural History, una exposición monográfica sobre la Sierra de Atapuerca: *The First Europeans: Treasures from the Hills of Atapuerca*. Lógicamente, en el catálogo de la muestra (Arsuaga *et al.*, 2003) también se incluyen referencias a los aspectos geológicos y geomorfológicos de la propia Sierra de Atapuerca y del karst y sus rellenos sedimentarios.

En 2004 se presenta la tesis doctoral de A. Benito Calvo, que trata sobre el análisis geomorfológico y la evolución de los paisajes neógenos y cuaternarios Sierra de Atapuerca y el valle medio del río Arlanzón. En 2005 aparecieron editadas las actas de la IV Reunión Nacional de Geoarqueología, que se celebró en Almazán (Soria) en 2002. En ellas se incluían tres artículos de interés para los estudios geomorfológicos sobre el karst de la Sierra de Atapuerca (Benito y Pérez González, 2005a, 2005b; Ortega *et al.*, 2005). En este conjunto destacan los artículos de conjunto del yacimiento de Elefante (Rosas *et al.*, 2006; Parés *et al.*, 2006; Huguet 2007, Carbonell *et al.*, 2008) que completan los estudios sobre la Geología de la Sierra de Atapuerca y los yacimientos pleistocenos.

3.3.5. *El Karst en la provincia de Burgos: su distribución*

El estudio del karst en la provincia de Burgos pudo empezar a sistematizarse, como ya hemos apuntado, gracias a la labor pionera, en este sentido, realizada por Pedro Plana desde la década de los años sesenta en el seno del Grupo Espeleológico Edelweiss, si bien sus conclusiones no fueron publicadas hasta bastante después (Plana, 1981). Su perfecto conocimiento de la provincia de Burgos le permitió realizar una clasificación de la misma en diferentes zonas, de acuerdo a unos criterios hidrogeológicos y morfológicos fundamentalmente. Las doce zonas mayores en que fue dividida la provincia fueron clasificadas en unidades menores,

denominadas subzonas y estas, a su vez, en partidas, la unidad básica de la clasificación, resultando un total de 51 partidas para el conjunto de la provincia de Burgos.

Dicha clasificación no nació con vocación de inmutabilidad, sino que estaba sometida a la mejora del conocimiento del karst burgalés, por lo que, poco a poco, se fueron realizando diversas modificaciones en la división de las partidas que han sido publicadas en diferentes trabajos realizados por otros miembros del Grupo Edelweiss (Ruiz, 1983, 1992; Martín, 2000c), mientras que otras modificaciones formales permanecen inéditas pero se aplican en la clasificación abordada dentro del Catastro Espeleológico de Burgos.

No obstante, en el resumen del Karst de Burgos presentado por Miguel Ángel Martín en el VI Congreso Nacional de Espeleología (Martín, 1992), ya se presentaron los diferentes karst primando su localización en torno a las cinco grandes áreas geomorfológicas en que puede clasificarse el territorio burgalés (Figura 3.14):

1. El macizo paleozoico de La Demanda
2. La orla ibérica mesozoica
3. La depresión terciaria del Duero
4. La depresión terciaria del Ebro
5. El sector vasco-cantábrico, predominantemente mesozoico

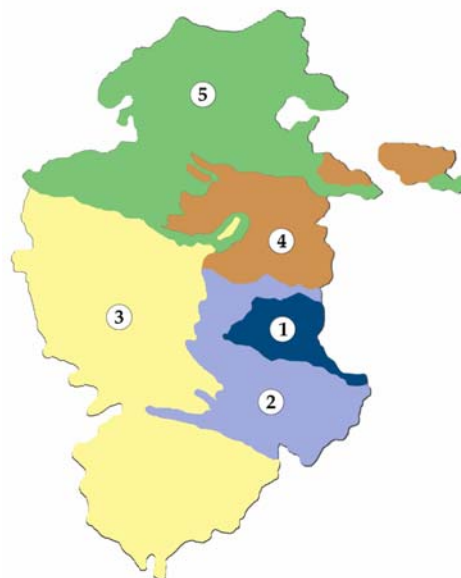


Figura 3.14 Mapa Geomorfológico de la Provincia de Burgos

En este trabajo ha parecido oportuno primar esta previa clasificación, por ser más cercana a todo aquel que se acerque al territorio burgalés desde las disciplinas geológica o geomorfológica, aunque se ha considerado conveniente incluir el karst desarrollado en los conglomerados oligocenos de Puras de Villafranca en la unidad geomorfológica de la Orla Ibérica, en lugar de la depresión del Ebro (Martín, 1992).

3.3.5.1. El macizo paleozoico de la Demanda

De las cinco grandes zonas geomorfológicas en que se divide el territorio burgalés, sólo el macizo paleozoico de La Demanda, por la naturaleza silíceo de sus rocas, está desprovisto de formas kársticas de interés. No obstante, sobre el núcleo primigenio de La Demanda se depositaron materiales karstificables mesozoicos, que fueron sometidos a los últimos movimientos orogénicos alpinos y, en buena parte, han sido desmantelados por la erosión, por lo que en la actualidad bordean al paleozoico formando una orla en torno a él.

3.3.5.2. La orla ibérica mesozoica

La Orla Ibérica es un anticlinorio constituido por una sucesión de pliegues homogéneos de la cobertera, que afectan a los materiales mesozoicos que bordean al macizo de La Demanda, entre los que se encuentran varias unidades karstificadas.

1. La más oriental es la Sierra de Neila, en la que son muy conocidas las formas exokársticas del paraje de "Las Calderas", desarrolladas en areniscas y pudingas cementadas por carbonato cálcico. En las calizas jurásicas se desarrollan algunas cavidades de interés, entre las que destaca la Cueva de Santa Eugenia (Figura 3.15), de 1.300m de desarrollo, localizada en término de Huerta de Abajo (Ruiz y García, 1992: 88). La Cueva de Neila, nacimiento del río Najerilla y Fuente Negra, en Quintanilla de Urrilla, nacimiento del río Tejero, son dos importantes surgencias de la zona (Sanz, 1996a: 1.263, 1996b; I.T.G.E., 1998: 107), así como la de Fuente Sanza, en Quintanar de la Sierra, origen del río Arlanza tras una captura subterránea de las infiltraciones de la ladera norte de la Sierra de Urbión, ya en la cuenca del Ebro (Sanz, 1993, 1996b).



Figura 3.15 Dolina de entrada de la Cueva de Santa Eugenia y detalle de un conducto
(Fotografía: Archivo GEE)

2. La Sierra Calva y el Cañón de Río Lobos son otro de los sectores karstificados de la orla ibérica. Las cavidades más importantes del sector burgalés son la Sima del Portillo y Sima del Roto, de 152 y 140m de desnivel, respectivamente, localizadas en Hontoria del Pinar (Ruiz y García, 1992: 131; García, 2000c, 2002a). Igualmente es notable el recorrido subterráneo del propio río Lobos, que en estiaje se infiltra en el inicio del cañón, en

Hontoria del Pinar y resurge casi en el final del mismo, al pie de la cuesta de La Galiana, ya en término soriano de Ucero.

3. La Sierra de las Mamblas y Valle del Arlanza reúnen un buen número de cavidades, aunque por lo general de escaso desarrollo. No obstante, debe citarse la surgencia vauclosiana de Fuente Azul (Figura 3.16), en Hortigüela, cuyo desnivel total es de 141m, incluyendo el sifón más profundo de España, explorado hasta -135m (Rioseras y Burgui, 2006). Frente a ella se localiza la resurgencia de la Cueva de la Central, originada al otro lado de un pronunciado meandro, tras una pérdida parcial de buena parte del Arlanza, al pie del propio monasterio de San Pedro de Arlanza, circunstancia aprovechada para generar electricidad en una pequeña central hidroeléctrica (Martín, 1979b). En el mismo municipio también deben destacarse los yacimientos arqueológicos musterienses de la Cueva de la Ermita, Cueva Millán, y Cueva de la Mina, todas ellas con abundantes evidencias de su ocupación por los neandertales (Moure y Delibes, 1972; Moure y García-Soto, 1983), así como la Cueva de San García, de Santo Domingo de Silos, por su arte rupestre postpaleolítico (Moure y García-Soto, 1986).



Figura 3.16 Valle del Arlanza. Pliegue en el que se localizan Fuente Azul y Cueva Negra (Fotografía: M. A. Martín, Archivo GEE)

4. En el sector de los Montes de Juarros y de Urrez destaca La Torquilla, en las calizas triásicas de Urrez, con 2km de desarrollo y 110m de desnivel (G.E.T., 1990; Ruiz y García, 1992: 86-87), con una más que probable relación con la importante surgencia de Brieva de Juarros.
5. La karstificación de la Sierra de Atapuerca es bien conocida. Los rellenos sedimentarios de La Trinchera fosilizan un paleokarst en el que las evidencias de ocupación humana se remontan a más de un millón de años, con restos de *Homo antecessor* y *Homo*

heidelbergensis. La cavidad más importante que se conoce es el Sistema Cueva Mayor - Cueva del Silo, en el término de Ibeas de Juarros, cuyo desarrollo alcanza los 3.700m, distribuidos en tres niveles de galerías (Martín *et al.*, 1981; Ortega *et al.*, 2005), siendo una de las mayores cavidades de la Cuenca del Duero y origen del río Pico.

6. El karst de Puras de Villafranca se localiza en contacto con el borde meridional de la depresión, en los conglomerados del Oligoceno. Sus máximos exponentes son las cuevas surgentes de Fuentemolinos (Figura 3.17) y Fuentegrande con 4.100 y 1.600m de desarrollo, respectivamente. Los niveles altos de la primera son de gran belleza y actualmente inactivos tras el encajamiento de su curso de agua, del que se abastece el pueblo (Puch, 1981: 140; Martínez de Cañas y Renuncio, 1986; Ruiz y García, 1992: 70-72 y 88). En esta zona fueron frecuentes las explotaciones de manganeso, originado en un antiguo paleokarst totalmente colmatado.



Figura 3.17 Curso subterráneo de la surgencia de Fuentemolinos (Fotografía: Archivo GEE)

3.3.5.3. La depresión terciaria del Duero

La Depresión del Duero es la tercera de las grandes áreas geomorfológicas de la provincia de Burgos y la más característica del territorio castellano-leonés. Tan sólo presentan una cierta karstificación algunos paquetes margosos y calcáreos que coronan sus cerros y páramos. Merece citarse la karstificación de las calizas pontienses de Peñalba de Castro, en las que se conoce la Cueva de Román (Figura 3.18), con 2,5km de desarrollo que discurren bajo la ciudad de Clunia, habilitada en época romana para el embalse y abastecimiento de aguas de la citada población (G.E.R., 1982a; Ruiz y García, 1992: 80-81).



Figura 3.18 Galería de entrada de Cueva Román, donde destaca el desarrollo de la cavidad a favor del plano de estratificación (Fotografía: Archivo GEE)

3.3.5.4. La depresión terciaria del Ebro

En la Depresión del Ebro merece citarse la karstificación de las margas yesíferas del sector de Carrias (Figura 3.19), aunque los desarrollos de las cavidades, en buena parte con cursos activos de agua, son modestos, debido a sus rápidos colapsos (Antón, 2006).



Figura 3.19 Karst de yesos de Carrias: valle kárstico, conducto freático y colapso de Torcorreniles (Fotografía: M. A. Martín, Archivo GEE)

3.3.5.5. El sector vasco-cantábrico

La última de las grandes áreas geomorfológicas y la más importante por sus fenómenos kársticos es el sector vasco-cantábrico, también conocido como Las Montañas de Burgos, en donde pueden diferenciarse cinco sectores:

1. En el primero, el Borde Meridional de la Cordillera Cantábrica, en el que se incluyen la Lora de Valdelucio, Peña Amaya (Figura 3.20), Huérmeces, Ubierna y Monasterio de Rodilla, no se conocen cavidades de gran desarrollo. No obstante se localizan algunos yacimientos de importancia como la Cueva del Valdegoba, en Huérmeces, en la que han aparecido restos humanos de *Homo neanderthalensis* (Díez *et al.*, 1991; Quam *et al.*, 2001).



Figura 3.20 Lora de Albacastro (Fotografía: M. A. Martín, Archivo GEE)

2. En un segundo sector incluimos Los Páramos. En el Páramo de la Lora destaca la Cueva del Agua de Basconcillos del Tozo, con 3.300m de cómodo recorrido, por la que se sumergen el río Hurón y el arroyo de Mundilla (Figura 3.21), tras circular por valles de vertiente atlántica y resurgen ya con la denominación de río Rudrón, importante afluente del Ebro, ya en término de Barrio de Panizares (G.E.R., 1986c; Ruiz y García, 1992: 76; I.T.G.E., 1998: 50-51). Muy cerca se localiza el Pozo La Torca, espectacular sifón en la cabecera del río Fuentes, que poco después une sus aguas al propio Rudrón (García, 2003a: 31-32).



Figura 3.21 Sumidero de la Cueva del Agua de Basconcillos del Tozo
(Fotografía: M. A. Martín, Archivo GEE)

En el Páramo de Carrales, ya en el Cañón del Ebro, se localiza el complejo de cavidades de Orbaneja del Castillo, entre las que destaca la Cueva del Níspero (Pla, 1964; Ruiz y García, 1992: 74-76) y el Sistema Barbancho-Socuelo (G.E.E., 2004a; Rioseras y Olave, 2006), con 3.600 y 3.300m, respectivamente, de recorrido, que aún no se ha llegado a conectar y cuyo origen parece corresponderse con el lejano sumidero de la Cueva del Aguinal de Bricia. Otra de las grandes surgencias de la zona es el Pozo de San Vicente, en término de Pesquera de Ebro (Subiñas, 2005).



Figura 3.22 Surgencia de El Pozo Azul de
Covanera, en el Cañón del Rudrón.
(Fotografía: M. A. Martín, Archivo
GEE)

En el Páramo de Sedano se localiza El Pozo Azul de Covanera (Figura 3.22), con un desarrollo explorado de 3.800m, en su mayor parte anegado, que incluye el sifón de mayor desarrollo conocido en España, hasta el momento con 2.810m explorados (Sanz y Medina, 1983; Bedoya *et al.*, 1991; Ruiz y García, 1992: 88; G.E.E., 2004b), cuyo lejano origen tal vez haya que buscarlo en la Hoya de Huidobro, o incluso en las grandes depresiones cerradas existentes en el Páramo de la Mazorra.

Más al NE, ya en la vertiente sur del Valle de Valdivielso se localiza la importante surgencia de Fuente Sagredo (Figura 3.1), en Condado de Valdivielso, que drena gran parte de esta área (Ruiz y García, 1992: 204; Rioseras, 2000: 37), así como la interesante Fuente del Oro María, ya en Cereceda, una fuente intermitente que cautivó el interés de los lugareños, quienes acostumbraban a entonar una canción mientras esperaban el regreso de las aguas (Rioseras, 2000: 37).

3. El tercer sector viene constituido por la Banda Replegada de Manzanedo, Sierra de la Tesla y Montes Obarenes. En La Tesla se localiza la Sima Charrancho II, en Mijangos, con 1.600m y desnivel de 193m, la Cueva de Pilas I, en Quecedo de Valdivielso, y la Sima de los Bloques, en Urría, ambas con desnivel próximo a los 105m (G.E.N., 1989; Ruiz y García, 1992: 87-88 y 134-135; Rioseras, 2000: 32-34).



Figura 3.23 Dolina de colapso de la Hoya de Piscarciano
(Fotografía: M. A. Martín, Archivo GEE)

En el borde norte de esta Banda Replegada se localiza la paramera de El Rojo-Valdebezana donde se ubica la Cueva del Piscárciano, con 13.400m y 101m de desnivel, que evoluciona muy próxima al nivel freático local (Proctor *et al.*, 1972; Ruiz y García, 1992: 62-63; G.E.N., 1994). Si las precipitaciones son intensas, la gran depresión existente entre ella y la Cueva de las Vacas llega a inundarse completamente (Figura 3.23), resurgiendo las aguas por la otra entrada de esta misma cavidad, así como por la Cueva de las Arenas, uniéndose poco después a las que afloran por la próxima Surgencia

del Trifón, con 1km, también localizada en Hoz de Arreba. En la zona destaca la gran belleza de Covanegra, en Leva, con 2.100m de desarrollo (G.E.N., 1990; Ruiz y García, 1992: 85-86).

En torno a la Sierra de Oña se localizan importantes cuevas con restos paleolíticos como la Cueva de Penches, con arte rupestre de esta época (Hernández Pacheco, 1917) y la Cueva del Caballón, con un notable yacimiento en el que apareció el único bastón perforado que, hasta la fecha, se ha localizado en Burgos (Rodríguez, 1916a, 1916b).

4. En el cuarto sector, el Gran Flanco Monoclinal, se localizan varias de las principales redes subterráneas burgalesas. En el paisaje regional resalta una crestería coniaciense en la que se suceden los macizos de Ojo Guareña, Montes de la Peña y Sierra Salvada.

En el karst de Ojo Guareña, en la Merindad de Sotocueva, se localiza el complejo de cavidades de mayor recorrido conocido en España y uno de los mayores del mundo. Los ríos Guareña, Trema y el arroyo de Villamartín han modelado un sinfín de galerías y salas que se escalonan en seis diferentes niveles (Figura 3.24). En las grandes avenidas las aguas anegan la mayor parte de los tres niveles inferiores, efectuándose la descarga del acuífero por diferentes resurgencias escalonadas en una falla, a lo largo de kilómetro y medio del cauce del río Trema. El desarrollo topografiado en la red principal de Ojo Guareña supera los 110km y rebasa los 200m de desnivel, siendo numerosas las cavidades relacionadas pero aún no conectadas (G.E.E., 1986; Ruiz y García, 1992: 58-61; Martín y Ortega, 2001; Rioseras, 2005). El enrejado de Las Diaclasas, la Cueva de las Yeguas, ambas con 2km, Cueva García, con 102m de desnivel, o la más alejada Cueva del Paño, con 1.400m, ya en la Merindad de Valdeporres, son otras de las mayores cavidades de Ojo Guareña (G.E.E., 1986; Ruiz y García, 1992: 84, 87 y 135; García, 1999). El interés arqueológico del Complejo es excepcional, con yacimientos en buena parte de sus entradas y muestras de arte rupestre de época paleolítica y postpaleolítica en diversas galerías, pero, sobre todo, con abundantes evidencias del tránsito en momentos prehistóricos por múltiples galerías (Ortega y Martín, 1986, 2001).

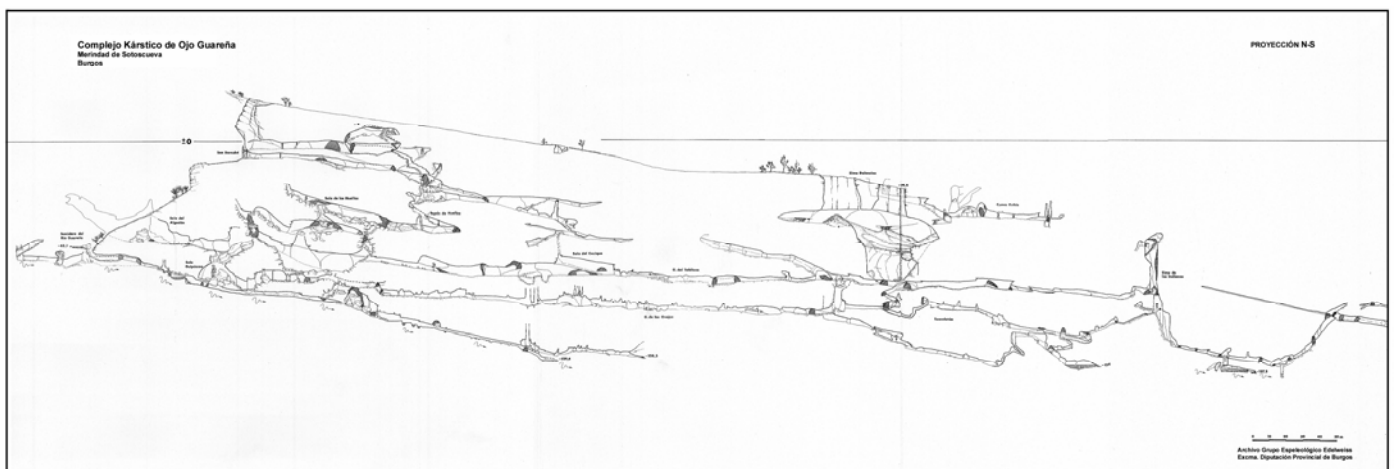


Figura 3.24 Complejo Kárstico de Ojo Guareña 12 (Plano: Archivo GEE)

En Bercedo de Montija, en la margen izquierda del río Cerneja, que bordea a los Montes de la Peña, se desarrolla la laberíntica Cueva del Molino, con más de 2km de galerías que discurren, en su mayor parte, bajo el propio pueblo. Se trata de un sumidero del río Cerneja que, si las precipitaciones son intensas, llega a anegar por completo la cavidad, produciéndose una captura subterránea de cuenca hacia el río Cadagua, ya de vertiente cantábrica (Ruiz y García 1992: 84-85).

En los Montes de la Peña sólo la gran sala de la Cueva de Lérdano, con un desarrollo total de 1km (Ruiz y García, 1992: 190), merece destacarse, aunque la impresionante surgencia de El Bocarón, por donde nace el río Cadagua, en el borde del diapiro de Mena, hace prever la existencia de una gran cavidad (Martín, 2000c: 33; García, 2003a: 32-33). El karst de Sierra Salvada, que se extiende entre las provincias de Burgos, Álava y el enclave vizcaíno de Orduña, es otro de los principales karst peninsulares. Dentro de él individualizamos los sectores de Monte Santiago, Pozalagua, Sierra Salvada y la Sierra de la Carbonilla (G.E.E., 2000).

- En el Monte Santiago, término de Berberana, se localizan la Cueva de las Paúles, de 2.300m de desarrollo, y la Sima MS-III, de 2.000m, ambas pertenecientes al mismo sistema hidrológico de Fuente Santiago (Ruiz y García, 1992: 82-83; Antón y Rioseras, 2000a: 63-65; Figura 3.25). En cuyo interior se han recuperado dos capiteles románicos, así como otros elementos constructivos del antiguo monasterio que se localizaba junto a la dolina de acceso (Ortega, 2000: 253-255). Todos los cursos de agua que circulan por estas cavidades finalmente surgen por Ojo Lezea (Délica, Álava), alimentando la cuenca del río Nervión (Antón y Rioseras, 2000a: 68).



Figura 3.25 Fuente Santiago (Fotografía: M. A. Martín, Archivo GEE)

- Toda la escorrentía superficial del borde sur de Sierra Salvada acaba infiltrándose por diferentes sumideros que han sido capturados, bajo el pastizal de Pozalagua, por la cuenca cantábrica, a escasos metros de la cabecera del arroyo de Zaballa, de vertiente mediterránea. Todos ellos alimentan el Sistema de Pozalagua, con 13km. de desarrollo y desnivel de 201m. Entre sus entradas de Cueva Perilde (Villalba de Losa,

Burgos) y Goba Haundi (Tertanga, Álava; Figura 3.26) puede realizarse un recorrido de 4.500m. y 175m. de desnivel (Ruiz y García, 1992: 63-67; Martín y Antón, 2000: 143-150). Por encima del colector, aunque sin llegar a conectar se localizan la Sima PZ-1 y Covanera (PZ-7), con 139 y 121m, respectivamente, de desnivel, que constituyen otros importantes puntos de infiltración (Ruiz y García, 1992: 131-133; Martín y Antón, 2000: 160-161).



Figura 3.26 Surgencia de Goba Haundi (Fotografía: Archivo GEE)

- En Sierra Salvada, el Sistema del Hayal de Ponata cuenta con 45km de desarrollo y 415m de desnivel. Posee dos entradas en Álava y una Vizcaya, si bien su tercio final discurre bajo el término municipal del Valle de Losa (López de Ipiña y Alangua, 1984; Ruiz y García, 1992: 61-62). Canaliza la mayor parte de las aguas de infiltración de la zona hacia la impresionante surgencia de la Cueva del Agua de Quincoces de Yuso (Martín, 2000d; García, 2004; Figura 3.27). La Cueva del Rebollar II de Baró, con 1.600m de desarrollo, y la Sima del Puente de Lloréngoz, con 180m de desnivel, están relacionadas con el Sistema del Hayal de Ponata aunque no llegan a conectar (Ruiz y García, 1992: 87 y 128; Antón y Rioseras 2000b). Otras cavidades de importancia del sector son la Sima Marcenejas, de Lastras de Teza, otro gran colector que cuenta con 3km de desarrollo y 100m de desnivel, y el Sistema Puente-Alberques-Espino, con 2.300m de galerías y 103m de desnivel, en su mayor parte inactivas, que se desarrolla en término de Villalba de Losa (Ruiz y García, 1992: 78 y 83-84; Antón y Rioseras, 2000b).



Figura 3.27 Nacimiento del río Jerea en la Cueva del Agua de Quincoces de Yuso (Fotografía: Archivo GEE)

- Como hemos visto, en la Sierra de la Carbonilla se localiza la Cueva del Agua de Quincoces de Yuso, la principal surgencia del karst, en la que diferentes coloraciones han demostrado su relación tanto con el Sistema del Hayal de Ponata como con la Sima Marcenejas (Martín, 2000d). La exploración de su sifón terminal ha permitido superar los 1,3km de desarrollo (García, 2004).

Entre el Gran Flanco Monoclinial y la Banda Replegada de los Montes Obarenes se sitúa la Sierra de Árcena, en la que se ubica la Sima del Acebal, con 160m de desnivel (Ruiz y García, 1992: 130).

5. El quinto de los sectores del área geomorfológica conocida como Las Montañas de Burgos está constituido por la alineación de cumbres que forman la Divisoria Cantábrica Monoclinial: los Montes del Somo y Valnera y los de Ordunte se elevan bruscamente salvando desniveles de hasta 1.000 metros que delimitan la vertiente cantábrica de la mediterránea. Los Montes del Somo y Valnera (Figura 3.28) se caracterizan por sus espectaculares formas exokársticas, producto de su intensa fracturación, elevada pluviometría y génesis en condiciones periglaciares. La karstificación se centra en las calizas urgonianas del Aptiense y Albense, así como en los bancos de arenisca intercalados entre las primeras. Aquí se localizan la mayoría de las cavidades burgalesas de mayor desnivel y los 15 pozos con más de 100m de vertical absoluta que se conocen en la provincia, todos ellos originados por grandes acumulaciones de hielo o nieve en dolinas o depresiones exteriores y su continua infiltración por el mismo punto (Martín,

1992: 72). Las zonas kársticas de mayor interés las identificamos en cuatro subzonas: Sil de la Peña, Sierra de los Morteros, Valnera-Bernacho, y Peña Lusa-Imunía.



Figura 3.28 Montes del Somo y Valnera: Vistas del Castro Valnera y de la depresión cerrada de El Bernacho (Fotografías: M. A. Martín, Archivo GEE)

En la subzona de Sil de la Peña se conoce, en término de la Merindad de Sotoscueva, la Torca de Fuente del Rey, con un desarrollo de 1.030m (García, 2000b).

En la subzona de la Sierra de los Morteros se localizan la Cueva de Salderraño, un enrejado superior a los 3km, la Cueva de los Manojos, con 2.700m, y la Torca de Cantos Blancos, de 1.100m, todas ellas en la Merindad de Sotoscueva, así como la Torca de Sogalamuela y Torca del Mortero, de 106 y 100m, respectivamente, de desnivel, ambas en Espinosa de los Monteros (A.R.E.S.D., 1974; Ruiz y García, 1992: 78-79, 90, 134-136). La subzona Valnera-Bernacho es la de mayor densidad en cavidades de la provincia, todas ellas localizadas en término de Espinosa de los Monteros. Representa el núcleo original del antiguo glaciar del Valnera, asentado sobre la cabecera del actual río Trueba, si bien la mayoría de las aguas de infiltración son capturadas por la vertiente cántabra, siendo canalizadas hacia la gran surgencia del Gándara, ya en Cantabria, donde un gran sistema de cavidades de más de 82km topografiados se desarrolla a escasa distancia de la divisoria provincial y progresivamente va remontando hacia la cabecera burgalesa (Degouve, 2003; Ruiz, 2006; Figura 3.29).

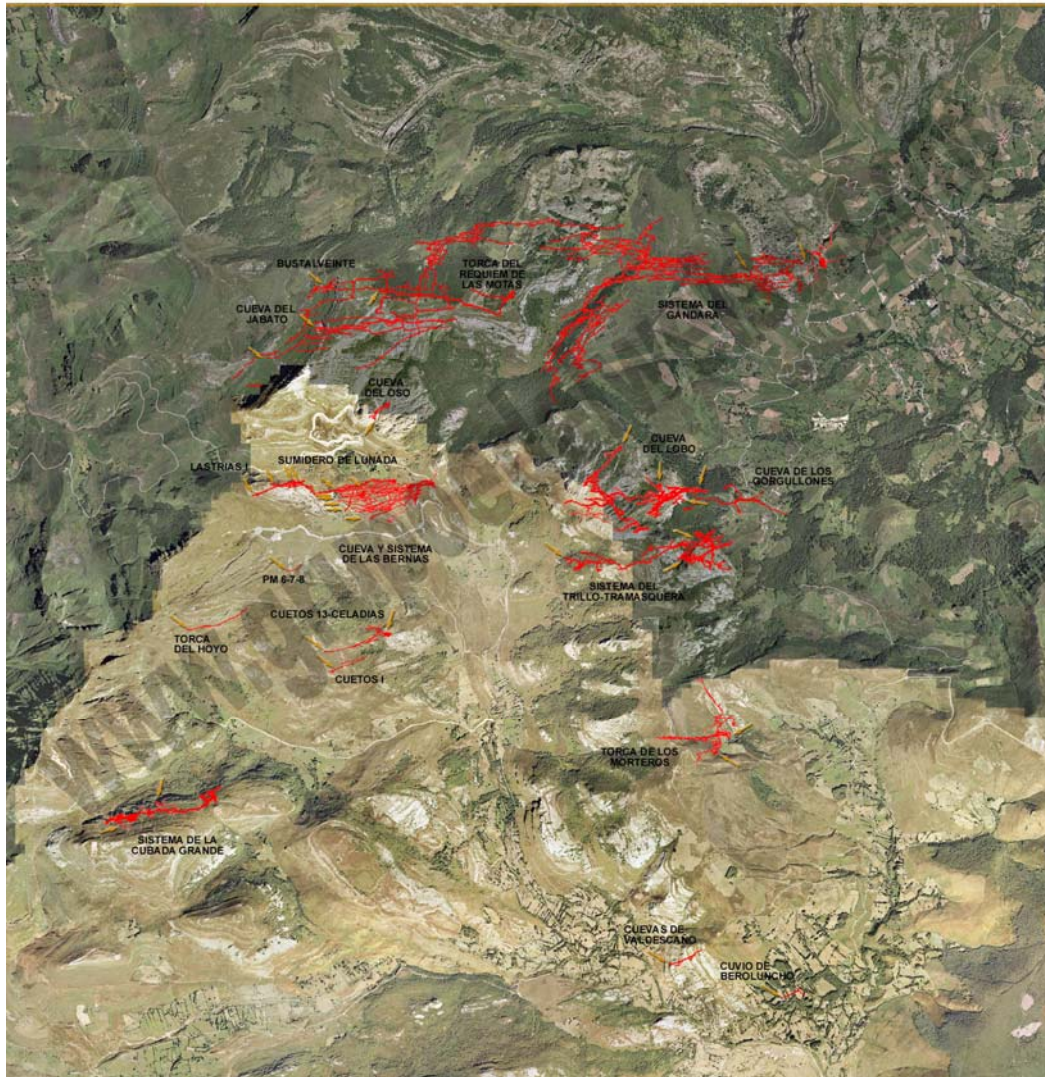


Figura 3.29 Ortofoto de los Montes del Somo y Valnera con situación de las principales redes subterráneas que alimentan al río Gándara (Archivo GEE)

- Dentro de ella, el macizo de La Cubada Grande alberga al Sistema de la Cubada, de 7km y 400m de desnivel, incluyendo un pozo de entrada de 100m, y a la Torca CM-13, de -142m, relacionada hidrológicamente con la anterior (Puch, 1987a: 109-110; Ruiz y García, 1992: 70 y 131; García, 2002b).
- En el macizo de Cuetos destacan el sistema Torca de Celadías-Cuetos 13, con desarrollo de 2.500m y desnivel de 200m, y Cuetos 1, con -119m (Ruiz y García, 1992: 81-82 y 133).
- En el macizo de Lastrías se desarrolla el Sistema de Las Bernías, de 15km y desnivel de 276m, aún sin conectar con la Cueva de Las Bernías, de 5km y desnivel de 141m. En un estrato inferior se desarrolla el Sumidero de Lunada, con 3km de desarrollo y -358m de desnivel y, un poco más baja, la Cueva de Lastrías con 138m de desnivel. Todas ellas se abren en delgados estratos de calizas intercalados entre bancos de

areniscas, cuyo buzamiento y dirección las relacionan claramente con el citado Sistema del Gándara (Degouve y Simonnot, 1990; Ruiz y García, 1992: 67, 70, 133 y 216; Degouve, 2003; Ruiz, 2006).

- En el macizo de Castro Valnera se conocen 16 torcas que superan los 100m de desnivel, de las que las torcas V-72, V-23, del Mirador, del Corralón y de la Rana sobrepasan los 200m. También son 11 los pozos con vertical absoluta superior a 100m que se localizan en el Castro Valnera (Figura 3.30). Sin embargo, sólo la Torca del Mirador y la Torca de Rajas tienen un desarrollo superior a mil metros, ya que la mayoría de sus grandes verticales de entrada finalizan bruscamente al alcanzar el estrato subyacente de areniscas (Ruiz y García, 1992: 126-132; Santiago *et al.*, 1999; García, 2001).

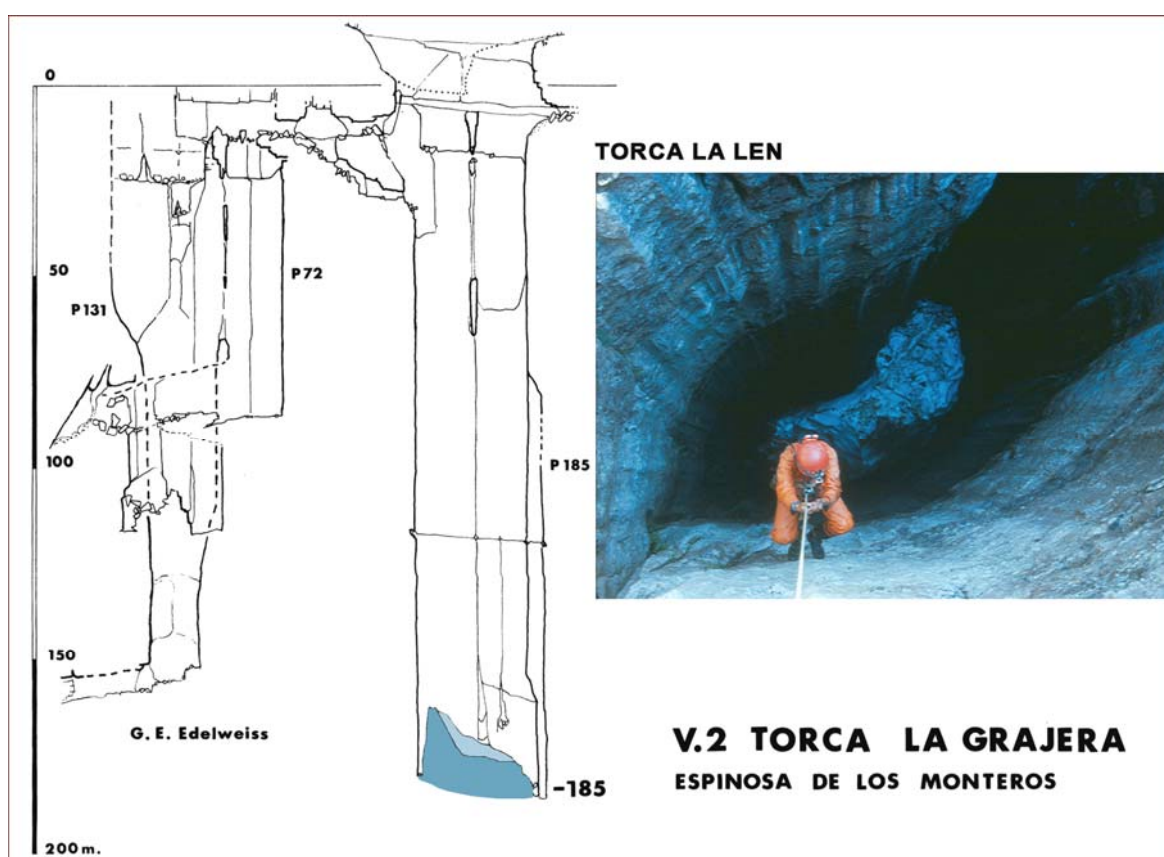


Figura 3.30 Torcas Grajera y La Len, ambas con hielo permanente en el fondo (Archivo GEE)

- En el macizo del Pico de la Miel se conocen la Torca del Hoyo, de 260m de desnivel y la PM-6-7-8, de -157m (Ruiz y García, 1992: 126 y 130).

La cuarta subzona de interés de los Montes del Somo es la de Peña Lusa-Imunía, desarrollada íntegramente en término de Espinosa de los Monteros. En ella destaca el Sistema de la Peña del Trillo–La Tramasquera, con dos entradas en el término cántabro de Soba y otra en la provincia de Burgos, cuyo desarrollo sobrepasa los 19km y su desnivel

alcanza los 436m. La entrada burgalesa se localiza junto a la morrena sur de uno de los glaciares asentados en la zona, por lo que su relación parece evidente. Muy próximo se desarrolla el sistema de la Cueva del Lobo, también con 15km y 284m de desnivel, aunque todas sus entradas y la mayor parte de su desarrollo se localizan en el Valle de Soba (Puch, 1981: 36; Dégouve y Simonnot, 1991; Ruiz y García, 1992: 216; García y Hernando, 1999; García, 2000a, 2003b). La Torca de los Morteros (Figura 3.31), de casi 10km de desarrollo y 453m de desnivel, es la más profunda de las cavidades burgalesas, e incluye entre sus tres pozos superiores a 100m de vertical absoluta, al mayor de la provincia: el Pozo Amable, de 233m (Puch, 1987a: 30, 1987b; Ruiz y García, 1992: 67-70). Otras cavidades de cierta importancia son la Cueva del Oso, de poco más de un kilómetro y 111m de desnivel, la Cueva de Valdescaño, de 1km, El Covarato, de -136m, y la Torca del Haya, de -108m de desnivel (Ruiz y García. 1992: 90, 132 y 134; E.G., 2003).

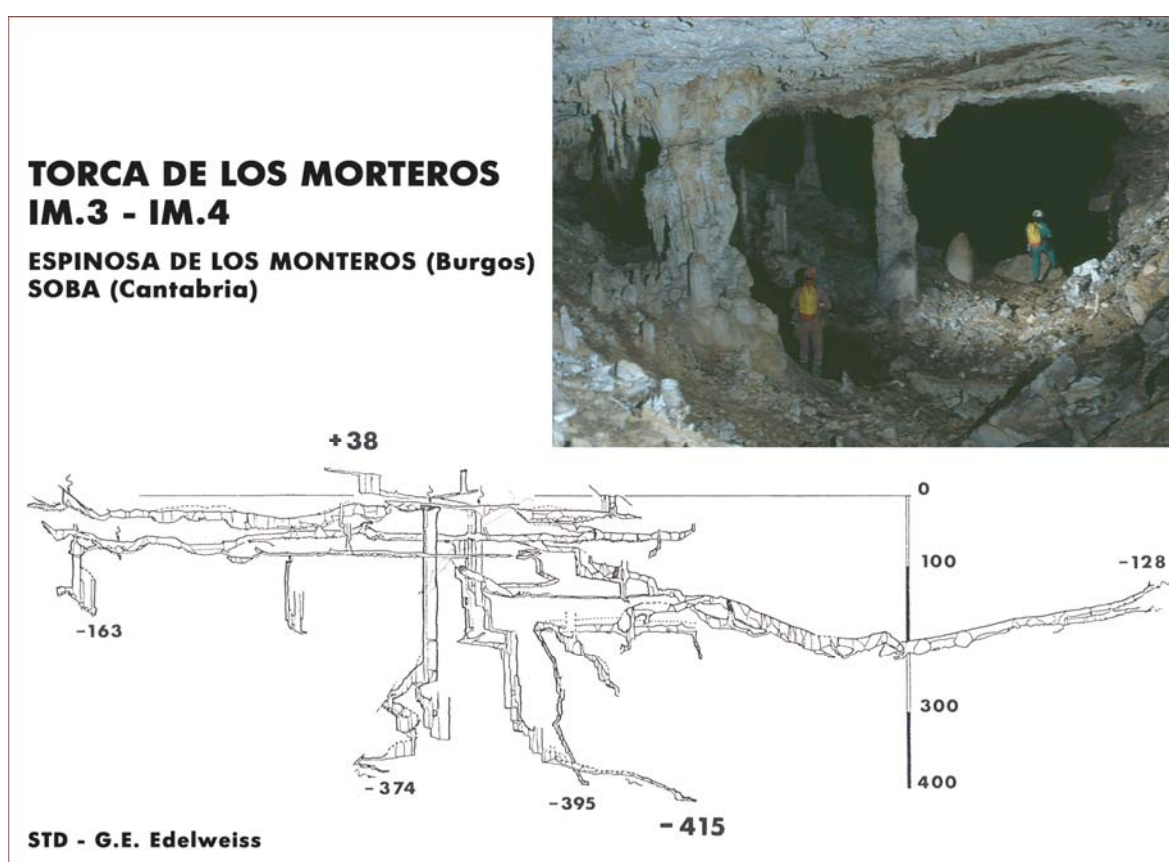


Figura 3.31 Torca de Los Morteros (Archivo GEE)

3.3.6. La karstificación en el entorno de la Sierra de Atapuerca

La karstificación en el entorno de la Sierra de Atapuerca no es especialmente relevante, sobre todo si la comparamos con la existente en el tercio septentrional de la provincia de Burgos, en la cuenca alta del Ebro, aunque puntualmente puedan citarse algunos ejemplos notorios.

La Sierra de Atapuerca constituye el extremo NO del Sistema Ibérico, formando parte de la denominada Orla Ibérica Mesozoica, que bordea al macizo paleozoico de La Demanda, estando aislada del Borde Meridional de la Cordillera Cantábrica, por el corredor tectónico que enlaza las depresiones terciarias del Duero y Ebro.

Por este motivo, comenzaremos dando una visión de la karstificación en la Orla Ibérica, empezando primero por los materiales carbonatados que son drenados por cursos de agua tributarios del río Arlanzón, por ser los más próximos y los más relacionados con Atapuerca. En segundo lugar se reseñarán los karst pertenecientes a la Orla Ibérica, pero que están surcados por ríos pertenecientes a la cuenca del Ebro. Más adelante se dará una pincelada sobre los materiales karstificables de la Depresión del Ebro y finalmente describiremos los del Borde Meridional de la Cordillera Cantábrica, citando también, primeramente a los que son drenados por afluentes del Arlanzón y, posteriormente, a los que pertenecen a la cuenca del Ebro.

Entre los materiales carbonatados que bordean a La Demanda podemos citar el páramo de Castrillo del Val, localizado unos 8km al SO del karst de Atapuerca, en el que existen pequeñas cavidades (Ortega y Martín, 2003a) formadas en los conglomerados oligocenos (Benito, 2004), ya casi en contacto con los materiales miocenos de la Depresión del Duero, que se desarrollan en cotas localizadas entre los 995m s.n.m., para las Cuevas del Portal de Belén y del Carrascal, y los 1.025m de Cueva Carrera, correlacionable con el nivel superior del Sistema Cueva Mayor–Cueva del Silo.

Muy cerca del anterior, unos 10km al S del karst de Atapuerca se localiza, ya en las calizas jurásicas, otro importante conjunto de cavidades en torno a Cueva de Juarros, entre las que destaca Cueva la Isa, también conocida como Laísa o de la Dehesa (Figura 3.32). Esta cavidad se abre a unos 1.028m s.n.m., en coincidencia altimétrica con el nivel superior del Sistema de Cueva Mayor-Cueva del Silo (conducto Sílex-Estatuas), con dirección predominante S-N y presenta un desarrollo de 490m y un desnivel total de 20m distribuido en dos niveles sensiblemente horizontales y con notables secciones de los conductos, especialmente en el nivel superior (Ruiz *et al.*, 2008). Otra de las cavidades que merecen ser reseñadas es la surgencia localizada en el propio pueblo, a 940m s.n.m., cuyo amplio portalón, en buena parte colmatado por sedimentos con restos arqueológicos procedentes de una entrada superior, parece indicarnos la existencia de un antiguo drenaje mucho más importante que el actual.

Al SE del karst de Atapuerca, también a unos 10km, se localizan las parameras calcáreas, asimismo jurásicas, de San Adrián de Juarros y Santa Cruz de Juarros, en las que se conocen algunas cavidades de pequeño desarrollo (Las Arrevillas, La Torca). Algo más alejadas y en cotas ya próximas a los 1.400m s.n.m. se sitúan las Cuevas de Matanzas, en término de Matalindo (Ibeas de Juarros), a unos 15km de Atapuerca, que igualmente se abren en un reducido afloramiento de calizas jurásicas, ya en contacto con los materiales paleozoicos de la Sierra del Mencilla (Ruiz *et al.*, 2008).

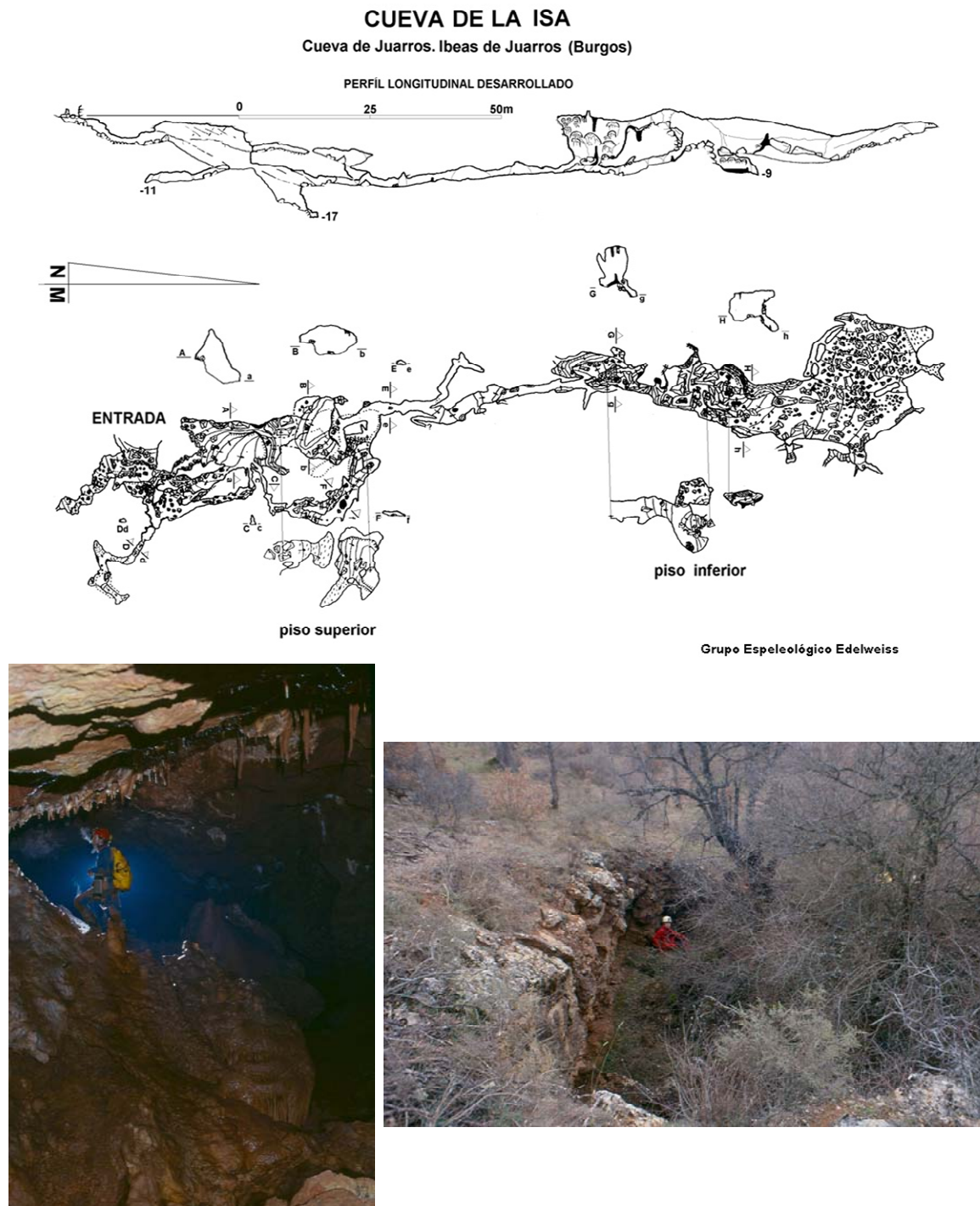


Figura 3.32 Cueva de la Isa o Cueva Laisa (Archivo GEE)

Del mismo modo debe resaltarse el karst de Urrez, a 13km al SE del de Atapuerca, excavado en las calizas jurásicas, cuyas principales cavidades de La Torquilla y la Cueva de los Mármoles (Figura 3.33) evolucionan a cotas comprendidas entre los 1.100 y los 1.200m s.n.m. La primera de ellas, de 2km de desarrollo y -110m de desnivel, posee galerías de grandes dimensiones, con un hábito descendente en dirección S-N, que son parcialmente recorridas por un

río subterráneo entre cuyos materiales de arrastre se observan pizarras, lo que indica un lejano origen en la Sierra del Mencilla (G. E. Tazzelgurm, 1990; Ruiz y García, 1992). A 4km en dirección NO, al pie del pueblo de Brieva de Juarros, se localiza una importante surgencia kárstica, a 1.050m s.n.m., muy probablemente relacionada con el río subterráneo de La Torquilla de Urrez, aunque aún no se han realizado, que sepamos, coloraciones que avalen nuestra suposición.



Figura 3.33 Izq.) Cueva de la Torquilla de Urrez. Superior dcha.) Entrada de la Cueva de los Mármoles. Inf. dcha.) Surgencia de Brieva (Fotografía: Archivo GEE)

En término de Villasur de Herreros, en el contacto del paleozoico con las calizas mesozoicas, se localiza un importante conjunto de sumideros por los que desaparece habitualmente el curso del río Arlanzón, realizando un recorrido subterráneo hasta la zona surgente localizada al sur de la localidad de Arlanzón, alineada en el eje tectónico de la Sierra de Atapuerca y localizada apenas a 3,5km al SE de su extremo meridional (Figura 3.34).



Figura 3.34 Sumidero en el lecho del cauce del Río Arlanzón al entrar en contacto con los materiales carbonatados de Villasur de Herreros (Fotografía: M. A. Martín, Archivo GEE)

Este sector de enlace entre los materiales cretácicos de la Sierra de Atapuerca y los que se hallan en contacto con la Sierra de la Demanda, es una estructura claramente sinclinal, que está recubierta por los materiales terciarios de la Cuenca del Duero, que actuarían como techo impermeable de los materiales carbonatados karstificables existentes en ambas márgenes del valle del Arlanzón, pero que no impedirían la existencia de un acuífero kárstico cautivo que los relacionara, equiparando el nivel piezométrico de la Sierra de Atapuerca, aislada por las margas terciarias, con el del río Arlanzón, en el tramo Villasur de Herreros-Arlanzón, en que discurre por un lecho calcáreo.

Esta importante zona de recarga del acuífero kárstico de Villasur de Herreros parece haber venido funcionando de forma similar a la actual, al menos desde momentos pliocenos, antes de producirse el encajamiento del río Arlanzón, por lo que el nivel piezométrico que marcara el Arlanzón al alcanzar las calizas de Villasur de Herreros, con un fuerte buzamiento descendente que rápidamente las convertía en subyacentes respecto a las margas miocenas, tuvo que tener una clara influencia en la karstificación de esa estructura sinclinal y de las calizas emergentes al otro lado de la misma, en lo que se conoce como Sierra de Atapuerca, lo que explicaría, sin lugar a dudas, los importantes conductos ascendentes, en claro régimen vaclusiano, que se localizan en el borde de las calizas de Atapuerca, justo en el contacto con las citadas margas, y que originan algunos de los principales conductos horizontales del Sistema Cueva Mayor-Cueva del Silo, con huellas de corriente que indican un sentido de circulación SSE-NNO, hacia las paleosurgencias kársticas del río Pico en Valhondo, prolongación clara de la dirección adoptada por el río Arlanzón en el tramo Villasur de Herreros-Arlanzón, coincidente con la falla de zócalo del Arlanzón (Pineda, 1997a), adoptando precisamente a partir de su localidad homónima un claro cambio de rumbo con tendencia E-O.

El último macizo karstificable de la Orla Ibérica Mesozoica son los Montes de Oca, localizados 15km al E de la Sierra de Atapuerca, aunque en ellos no se conocen cavidades de gran desarrollo. Merece citarse la Cueva de los Moros, abierta a 1.040m s.n.m, en el eje de un bello pliegue bien visible al N de la presa de Alba (Archivo G. E. Edelweiss) (Figura 3.35). El río Oca, que atraviesa y da nombre al macizo, al igual que las surgencias localizadas en el borde NE del mismo, ya pertenecen a la vertiente mediterránea.



Figura 3.35 Cueva de los Moros de Villafranca Montes de Oca
(Fotografía: A. I. Ortega, Archivo GEE)

Un poco más al E, en contacto con los Montes de Oca y con el mioceno de la Depresión del Ebro, reposan los conglomerados oligocenos de Puras de Villafranca, producto del desmantelamiento del macizo paleozoico de La Demanda. En ellos se conocen una serie de cavidades de gran importancia, especialmente atendiendo a los materiales en que se han excavado, entre las que destaca la Cueva de Fuentemolinos (Figura 3.14), con más de 4km de desarrollo y Fuente Grande, con otros 1.600m topografiados, ambas surcadas por unos importantes cursos de agua (Martínez de Cañas y Renuncio, 1986; Ruiz y García, 1992: 70-72 y 88). En Puras de Villafranca también fueron importantes las explotaciones mineras de manganeso, cuyas vetas fosilizaban un paleokarst aún más antiguo, que se mantuvieron en explotación hasta mediados del siglo XX.

En torno a unos 25km al NE de Atapuerca, también en la Depresión del Ebro, se localizan las margas yesíferas karstificadas del entorno de Carrias (Figura 3.16), con numerosas cavidades activas surcadas por pequeños cursos de agua que drenan, en profundidad, el conjunto de valles de la zona. Los numerosos colapsos producidos en los mismos, de los que Torcorreniles es uno de los más espectaculares (Archivo G. E. Edelweiss), permiten el acceso, en sus primeros metros, a una gran variedad de torcas y cavidades singulares (Antón, 2006).

Ya hemos comentado que la Sierra de Atapuerca se encuentra separada por un corredor tectónico del Borde Meridional de la Cordillera Cantábrica que, en esta zona, adopta un importante

cambio de dirección, describiendo una especie de arco, cuya parte central, convexa, casi llega a tocar a la propia Sierra de Atapuerca, albergando en su parte cóncava a parte de la Depresión Terciaria del Ebro conocida como La Bureba. La parte occidental del mismo adopta unas direcciones NO-SE, características de la Ibérica, mientras que el tramo central va girando hasta que, finalmente, su extremo oriental adopta una dirección SO-NE, con la que se interna y finaliza en medio de La Bureba.

A 23km al NO del borde septentrional de la Sierra de Atapuerca se localiza Huérmeces, donde tanto en sus páramos como en el cañón del río Úrbel se localizan un gran número de cavidades, generalmente de pequeño desarrollo, entre las que destaca la Cueva de Valdegoba, colgada sobre el actual nivel de base y en la que aparecieron restos de *Homo neanderthalensis* (Archivo G. E. Edelweiss; Quam *et al.*, 2001) (Figura 3.36).



Figura 3.36 Cueva de Valdegoba (Fotografía: Archivo GEE)

Un poco más cerca, a 17km al NO, se localiza San Martín de Ubierna, en donde en el cañón del Rucios, tributario del río Ubierna, se localizan igualmente numerosas cavidades de modestas dimensiones, destacando la Cueva de San Martín de Ubierna, también con un interesante yacimiento arqueológico (Archivo G. E. Edelweiss). En la misma zona, en la otra margen del cañón del Ubierna, se localiza la Torca de Gredilla La Polera, cavidad con un desarrollo notable que se abre en el páramo, a 970m s.n.m., caracterizada igualmente por un importante yacimiento paleontológico (Royo Gómez, 1926) (Figura 3.37).



Figura 3.37 Cueva de San Martín de Ubierna, Cañón del Rucios y Torca de Gredilla la Polera
(Fotografías: Archivo GEE)

Aún más cerca, a unos 13km, se localiza el cañón de Peñahorada, en la actualidad prácticamente inactivo debido a la captura de su cabecera por los arroyos que finalmente surcan La Bureba (Pineda 1996), en el que también se localizan varias cavidades modestas (Archivo G. E. Edelweiss).

En el tramo de la Cordillera Cantábrica más próximo a la Sierra de Atapuerca, con dirección predominante O-E, siguen existiendo cavidades de escaso desarrollo. A partir de Monasterio de Rodilla, a 9km del borde septentrional de la Sierra de Atapuerca, cuando las directrices tectónicas ya son SO-NE, las pequeñas cavidades siguen existiendo, hasta alcanzar finalmente Salinillas de Bureba, ya a 22km de distancia, donde se localizan las surgencias situadas al pie del Monasterio de Santa Casilda, ya en el borde de la gran depresión de La Bureba (Archivo G. E. Edelweiss).

4. EL MODELADO KÁRSTICO DEL ÁREA ESTUDIADA

4.1. El Monte San Vicente: Niveles morfológicos del flanco Oeste

- 4.1.1. *Niveles morfológicos en los valles periféricos al sistema endokárstico*
- 4.1.2. *Niveles morfológicos en los valles de incidencia directa sobre el sistema endokárstico*
 - 4.1.2.1. *Valle de Cueva Mayor*
 - 4.1.2.2. *Valle de la Propiedad*
 - 4.1.2.3. *Valle de la cantera de las Torcas*
 - 4.1.2.4. *Valle de Valhondo*
 - 4.1.2.5. *Valle de Valdecuende - La Hoyada*

4.2. El exokarst de la Sierra de Atapuerca

- 4.2.1. *Unidades kársticas*
 - 4.2.1.1. *Valles de control litoestructural*
 - 4.2.1.2. *Lapiaces*
 - 4.2.1.3. *Dolinas*

4.3. El endokarst de la Sierra de Atapuerca

- 4.3.1. *Unidades kársticas*
 - 4.3.1.1. *El Monte de San Vicente*
 - 4.3.1.1.1. *El karst del sector meridional de San Vicente*
 - A) *Cueva Paredeja, Cueva Ciega y los rellenos CR6*
 - B) *El Abrigo del Mirador y el conducto CR7*
 - 4.3.1.1.2. *El karst de Torcas-Valhondo-Cueva Mayor*
 - A) *El control estructural en el Monte de San Vicente*
 - B) *Sistema Cueva Mayor-Cueva del Silo y Cueva Peluda*
 - a. *Nivel Superior: Galería del Sílex-Portalón-Salón del Coro-Galería de las Estatuas*
 - b. *Nivel intermedio: Sala de los Cíclopes-Galería del Silo-Galería Baja-Elefante/TR4*
 - c. *Nivel inferior: Sima de los Huesos-Cueva del Silo-Cueva Peluda*
 - 4.3.1.1.3. *El conjunto de Cavidades de Trinchera Norte y Canteras*
 - A) *Cueva del Compresor*
 - a. *Sector Oriental*
 - b. *Sector Septentrional*
 - B) *Conductos de Trinchera y Canteras*
 - a. *Cavidades del nivel superior de las canteras de Atapuerca*
 - b. *Cavidades del nivel intermedio de la Trinchera del Ferrocarril*
 - c. *Cavidades del nivel inferior de la Trinchera del Ferrocarril*
 - 4.3.1.2. *El Monte de Matagrande*

4. EL MODELADO KÁRSTICO DEL ÁREA ESTUDIADA

Los relieves kársticos son el resultado de una larga y compleja evolución geomorfológica, hidrogeológica y paleoclimática que se viene sucediendo desde hace varios millones de años y donde los efectos de los procesos más recientes han podido modificar e incluso ocultar o eliminar los restos de formas del pasado (Garay, 2004: 30). Como ha quedado expuesto en el apartado 3, el relieve de la Sierra de Atapuerca responde a la evolución de un modelado Neógeno, de topografía relativamente suave y climatología cálida, en parte desmantelado por la imposición de la red fluvial cuaternaria (Benito-Calvo y Pérez-González, 2007).

El modelado kárstico de la Sierra de Atapuerca se desarrolla en las calizas y dolomías cretácicas del Turoniense medio-superior, Coniaciense y Santoniense inferior, de unos 45-70m de espesor (Pineda, 1997a), que constituyen una estructura plegada mesozoica, aislada por materiales neógenos, caracterizada por presentar un espacio paisajístico singular, dominado por una serie de plataformas horizontales o subhorizontales, descritas en el apartado 3.3. Sobre éstas se desarrollan particulares procesos de karstificación, con ejemplos menores de formas exokársticas y un importante aparato endokárstico concentrado en el sector occidental de la unidad geográfica de San Vicente, en relación con el desarrollo y evolución de los valles de la cabecera del Pico, en este sector, y del valle de Cueva Mayor así como del propio valle medio del Arlanzón, quedando en la actualidad como un karst colgado e inactivo.

Este capítulo va a centrar el análisis del modelado kárstico de la Sierra de Atapuerca en formas externas (exokársticas) e internas (endokársticas), aunque previo a estos subapartados se analizará la evolución de los pequeños arroyos fluviales situados entre el Valle de Valdecuende-Hoyada y el de Cueva Mayor, que van a recorrer las áreas kársticas en cuyo espacio se desarrolla en su totalidad el principal complejo endokárstico.

4.1. El monte San Vicente: niveles morfológicos del flanco Oeste

La configuración de los relieves y paisajes kársticos va estar caracterizada por el desarrollo a partir de algún tipo de superficie de referencia geomorfológica o conjuntos de éstas, relacionadas con superficies de erosión, con superficies de colmatación o con niveles de base (Garay, 2004: 33). En la evolución del karst tiene especial importancia el contexto hidrogeológico e hidrológico regional, ya que la red hidrográfica profundiza en el macizo kárstico degradando o

ampliando algunas morfologías, que van a poner en contacto las formas externas con las internas, según desciende el nivel freático.

El análisis de la red hidrográfica regional, marcada por el río Arlanzón y sus tributarios Vena y Pico, ha sido descrito en el apartado 3.3.3., por lo que éste se va a referir al establecimiento de la relación entre el encaje fluvial y el desarrollo del karst en el Monte de San Vicente, que ha controlado los diferentes niveles de base que han entrado en contacto con la sierra a lo largo del Cuaternario (Benito, 2004: 210).

Las investigaciones geomorfológicas realizadas sobre los valles de la Sierra han puesto en evidencia la ausencia de depósitos de agradación significativos, primando los procesos denudativos propios de la arroyada fluvial relacionada con los valles desarrollados en las laderas, en contraposición a los extensivos niveles de agradación vinculados al eje del tramo medio del Arlanzón que afecta a la sierra. Dicha red de drenaje, configurada a lo largo del Cuaternario, ha estado erosionando la cuenca neógena, presentando únicamente pequeñas manchas de rellenos sedimentarios en las aperturas de los valles occidentales del San Vicente, entre los que destacan el Valle de Cueva Mayor y el de la Propiedad, cuyos depósitos han sido correlacionados con el nivel T4 del Arlanzón (Benito 2004)

Pero, como se ha indicado en trabajos anteriores (Benito 2004; Benito y Pérez-González 2005a; Benito-Calvo *et al.* 2007b), en los valles de la sierra se pueden observar niveles de base asignables tanto al Pleistoceno como al Neógeno, que aparecen indicados por diversos rasgos geomorfológicos, correspondientes a planos conservados (superficies poligénicas, planos aluviales-coluviales de los valles o terrazas de los ríos Arlanzón, Vena y Pico) y a rupturas o saltos en los perfiles longitudinales de los valles, caracterizados por segmentos convexos, más o menos acentuados, que en su mayoría se desarrollan a nivel de las morfologías regionales. Es de recordar que dichas rupturas no aparecen asociadas a cambios litológicos ni a estructuras tectónicas.

Dichos trabajos fueron realizados por Benito (2004) en base a las cartografías 1:10.000 del SGE, con 5m de equidistancia en las curvas de nivel. Nuevos trabajos de precisión cartográfica han sido realizados por A. Benito con motivo de la presente tesis, a partir de la planimetría 1:10.000 de la Junta de Castilla y León, de 2,5m en la equidistancia de curvas de nivel. Estas actualizadas cartografías geomorfológicas han tomado datos de los trabajos geodésicos del Sector de Trinchera, encargados por la Dirección General de Patrimonio Cultural de la Consejería de Cultura y Turismo de la comunidad autónoma, y del trabajo de control topográfico que viene realizando R. Pérez Martínez en el conjunto de yacimientos arqueo-paleontológicos de la Sierra de Atapuerca, posibilitando disponer de precisiones menores o iguales al metro de equidistancia entre curvas. Los trabajos con dicha precisión únicamente afectan a los valles de la Propiedad, Valhondo y Cueva Mayor.

Los resultados del nuevo análisis están en sintonía con los anteriores, aportando mayor exactitud al conocimiento del desarrollo y evolución de los pequeños valles del occidente del San Vicente a lo largo del Neógeno y del Pleistoceno. A continuación, se presentan los resultados elaborados por A. Benito (*com. pers.*), ya que van a permitir conocer mejor la evolución del karst

conocido de la Sierra. En primer lugar se van a analizar los valles periféricos al karst, situados en el flanco SO y N del San Vicente, para posteriormente exponer los valles de La Propiedad, Valhondo y Cueva Mayor, que han tenido incidencia directa en el desarrollo del endokarst. Por último, se ha confrontado la evolución observada en el valle de Cueva Mayor con el valle del arroyo de Fuenterrón (al E del San Vicente).

4.1.1. Niveles morfológicos en los valles periféricos al sistema endokárstico

En este primer apartado se presentan los niveles morfológicos presentes en los valles periféricos al sistema endokárstico de San Vicente y su correlación con los niveles geomorfológicos regionales (Figura 4.1 y 4.2). Este análisis ha estado basado en la topografía de la Junta de Castilla y León, con una precisión en la equidistancia entre curvas de nivel de 2,5m.

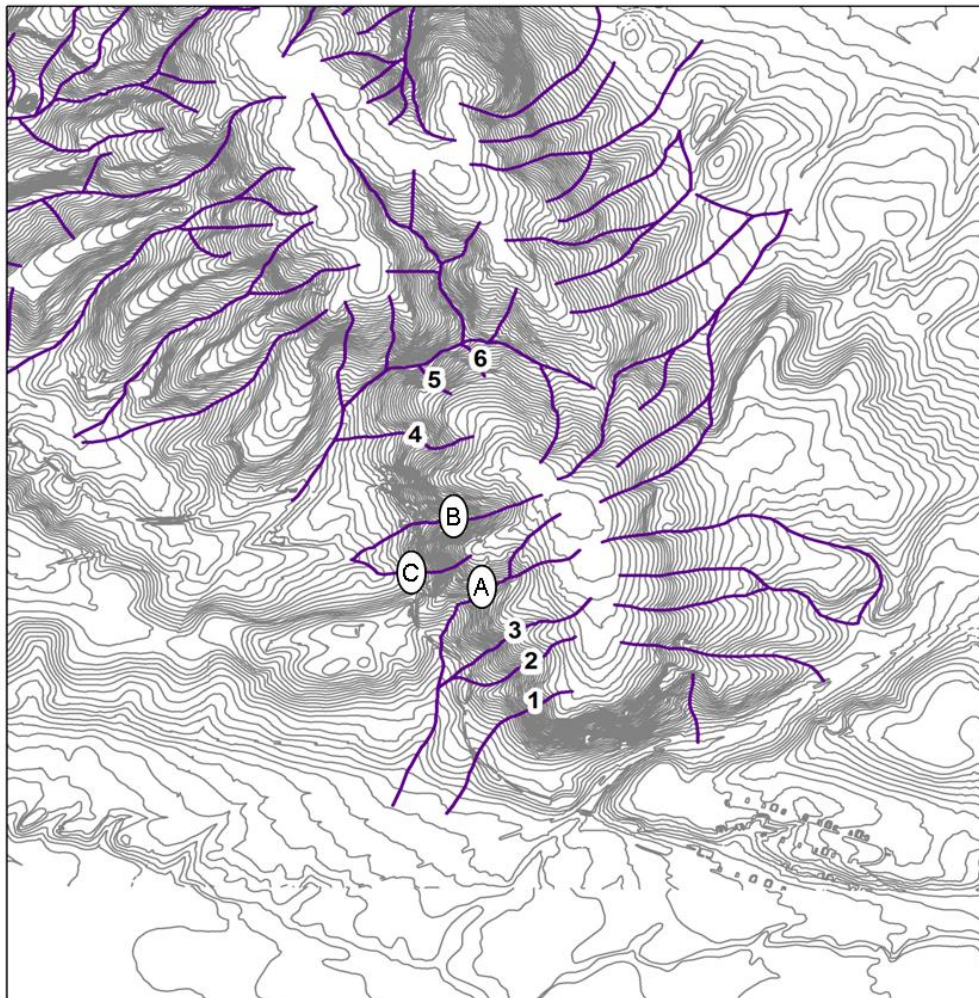


Figura 4.1 Plano de situación de los valles de la ladera occidental del Monte de San Vicente:

- | | | |
|-------------------------------------|----------------------------|-----------------------|
| 1: Arroyo de la Paredeja; | 2: Arroyo Suave; | 3: Arroyo Oscuro; |
| 4: Arroyo de Bajera de Valdecuende; | 5: Arroyo de Peña Sombría; | 6: Arroyo Cansordo |
| A: Arroyo de Cueva Mayor | B: Arroyo de la Propiedad | C: Arroyo de Valhondo |

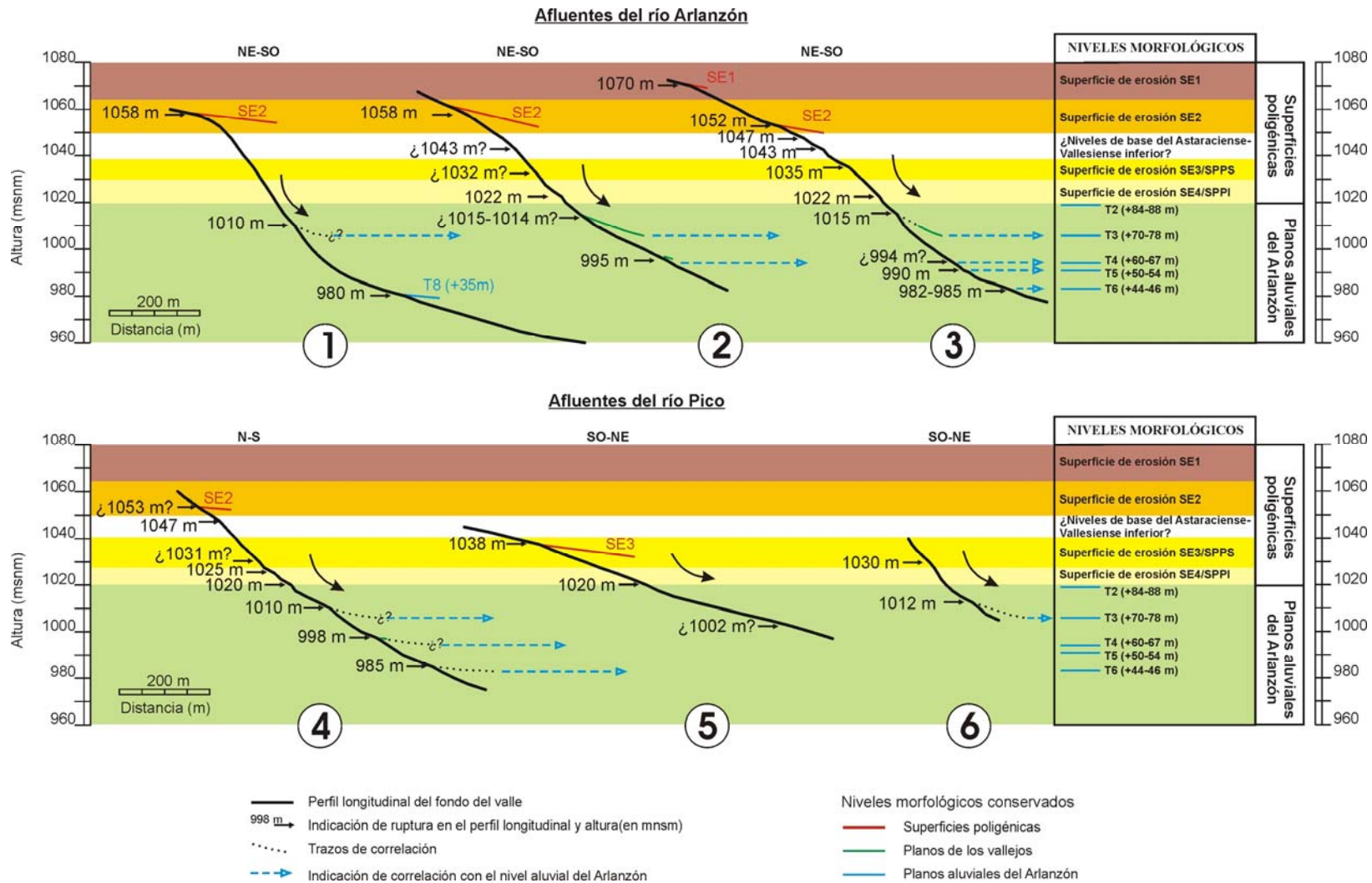


Figura 4.2 Perfiles longitudinales de los arroyos periféricos al sistema endokárstico de San Vicente (A. Benito *com. pers.*)

De este modo, las rupturas y planos observados se pueden agrupar, de más antiguo a más moderno, en los siguientes niveles morfológicos dentro de la secuencia morfoestratigráfica regional:

- Nivel morfológico a cotas $>1.065\text{m}$ s.n.m. Este nivel está representado por la superficie de erosión SE1 (Oligoceno-Mioceno inferior), que forma la rasa superior de la sierra, en la que se desarrolla la cabecera de algunos arroyos, como el del valle Oscuro, tal y como puede determinarse por la ruptura que presenta su perfil longitudinal (Figura 4.2: perfil 3).
- Nivel morfológico a cotas entre $1.060\text{-}1.050\text{m}$ s.n.m. Se desarrollan las hombreras de la superficie de erosión SE2 (Mioceno medio: Astaraciense superior) y existen varios escalones en los perfiles longitudinales que presentan altitudes entre 1.058 y 1.052m (Figura 4.2: perfiles 1-4).
- Niveles morfológicos entre 1.047 y 1.043m s.n.m. En estas elevaciones se han reconocido saltos en los perfiles longitudinales de los arroyos del flanco occidental del San Vicente (Figura 4.2: perfiles 2-4), que en algunos casos están desdoblados (Figura 4.2: perfiles 3). Estas rupturas no encuentran relación con ninguna morfología regional, aunque en todo caso y acorde a su posición morfoestratigráfica, se desarrollarían con posterioridad a la superficie de erosión SE2 (Astaraciense superior) y anterior al desarrollo de la superficie de erosión SE3 (Tuoliense superior). De acuerdo a esta posición, este nivel podría haberse formado durante el Astaraciense superior-Vallesiense, por evolución del perfil longitudinal en relación con los niveles de base de los sistemas lacustres marcados por la facies Cuestas y de las Calizas del Páramo Inferior.
- Nivel morfológico entre $1.038\text{-}1.031\text{m}$ s.n.m. La posición de este nivel de base está marcada por la presencia de pequeños planos conservados en la Sierra de Atapuerca y rupturas de los perfiles longitudinales (Figura 4.2: perfiles 2-6). Este nivel de base coincide con el desarrollo de la superficie de erosión SE3 en la Sierra de Atapuerca y con la Superficie Poligénica del Páramo Superior (SPPS) desarrollada sobre los materiales culminantes del relleno mioceno de la cuenca. Por tanto, este horizonte se habría desarrollado entre el Tuoliense superior y el Rusciniense (Plioceno).
- Niveles morfológicos entre 1.025 y 1.020m s.n.m. Este conjunto de niveles está destacado únicamente por saltos en los perfiles longitudinales (Figura 4.2: perfiles 2-5), que en algunos arroyos aparecen desdoblados en dos (Figura 4.2: perfiles 4). Regionalmente, en esta posición se desarrolla la superficie de erosión SE4 y la Superficie Poligénica del Páramo Inferior (SPPI) (Plioceno: Villafranquiense medio), que en contacto con el flanco occidental del San Vicente aparece a cotas de $1.025\text{-}1.022,2\text{m}$. En este rango se desarrollan rupturas en los perfiles 2, 3 y 4, mientras que los perfiles 4 y 5 presentan además escalones a cotas a 1.020m , ligeramente encajadas en las anteriores (ver Figura 4.2). Estas últimas rupturas podrían corresponder al nivel de base marcado por la terraza del Arlanzón T2 a $+84\text{-}88\text{m}$ (Pleistoceno Inferior sin precisar), cuya reconstrucción señala una posición de 1.019m en la transversal del río Arlanzón a la altura del flanco SO de la Sierra de Atapuerca.

La reconstrucción de este nivel morfológico ha sido realizada en base a los retazos de dicha terraza conservada en Urrez, Escampa Colina y aguas abajo de Burgos, cuyo error estadístico ha sido estimado de +/- 3m. Por tanto, y exclusivamente en esta zona de la sierra, ambos niveles se encuentran en una posición muy similar, de modo que cuando los dos niveles se conservan juntos en un mismo perfil resulta factible su diferenciación, pero no así cuando sólo se preserva únicamente un sólo nivel.

- Nivel morfológico entre 1.015-1.006m s.n.m. En este rango altimétrico se desarrollan dos indicadores morfológicos que se encajan erosivamente con claridad en los niveles descritos con anterioridad (la superficie de la SE4/SPPI y el nivel de la T2_{AZN}). Las rupturas en los perfiles longitudinales se desarrollan a cotas de 1.015-1.012 (Figura 4.2: perfiles 2, 3 y 6), aunque se constatan saltos a 1.010m en valles poco encajados (valle Oscuro y Bajera de Valdecuende, Figura 4.2: perfiles 1-4), escalón que, con dudas, podría incluirse en este nivel morfológico.

Estos escalones están claramente encajados en los saltos anteriores y en los perfiles 2 y 3 se observa como enlazan con planos conservados en los valles en su desembocadura al valle del Arlanzón (Figura 4.2: perfiles 2-4 y 6), cuya morfología sugiere que se está ante antiguos conos de deyección. En superficie estas formas presentan gravas y conglomerados, sin que se pueda dar mayor precisión, ante la ausencia de afloramientos de mayor calidad.

Los planos de este nivel se desarrollan desde el contacto con el perfil longitudinal de los arroyos, en torno a 1.015m, hasta cotas de 1.006-1.005m, altitud en la que rompen claramente hacia formas de vertiente. Esta posición de ruptura encaja con la posición de la terraza del Arlanzón T3 (+70-78m), que se sitúa a 1.006m en la transversal de la Sierra de Atapuerca. Por lo tanto estos indicadores morfológicos (planos y rupturas) son correlacionables con dicha terraza, y aunque los datos paleomagnéticos iniciales, de polaridad normal, la situaban en Jaramillo (J.M. Parés, en Benito, 2004, Benito-Calvo *et al.*, 2008) su correlación por encima del relleno del yacimiento de Elefante indica que ocupa una posición más antigua dentro del Cron Matuyama.

- Nivel morfológico entre 998 y 994m s.n.m. Este nivel está casi exclusivamente indicado por rupturas en el perfil longitudinal de los arroyos de los valles Suave, Oscuro y Bajera de Valdecuende (Figura 4.2: perfiles 2-4), aunque también se observa algún plano de escaso desarrollo que podría corresponder a restos de antiguos conos. Los escalones se desarrollan entre 998 y 994m de los perfiles números 2 a 4, presentando el número 5 un salto dudoso a 1.002m de altitud que erosiona claramente al nivel anterior por lo que podría correlacionarse con el nivel morfológico que aquí nos ocupa. Todas estas rupturas se desarrollan en las misma posición que la terraza del Arlanzón T4 a +60-67m, cuya polaridad parece ser inversa en el valle del Arlanzón y, consecuentemente, se situaría en el Cron Matuyama, sin mayores precisiones por el momento.
- Nivel morfológico a 990m s.n.m. Únicamente se ha detectado este nivel en el perfil 3, indicado por una pequeña ruptura en el perfil longitudinal (Figura 4.2). Su posición

geomorfológica sería coincidente con la terraza T5 (+50-54m) del Arlanzón, que aparece ligeramente encajada en la T4_{AZN}, al igual que sucede con las rupturas de ambos niveles.

- Nivel morfológico a 982-985m s.n.m. Este nivel se ha observado en las rupturas presentes en los perfiles de los valles Oscuro y Bajera de Valdecuende (Figura 4.2: perfiles 3-4), y se correlacionaría tentativamente con la terraza del Arlanzón T6 a +44-46m o con los niveles ligeramente inferiores de la terraza inferior, la T7_{AZN} (+38-40m).
- Nivel morfológico a 980m s.n.m., documentado exclusivamente en el pequeño valle de la Sierrilla, situado en el borde SO del San Vicente (Figura 4.1 y 4.2: perfil 1), marcado por una ruptura en el perfil y por que la terraza del Arlanzón T8 (+35m) se acuña contra el perfil del valle. Este nivel, por tanto, se correlacionaría con el momento de formación de la terraza T8 del Arlanzón.

4.1.2. Niveles morfológicos en los valles de incidencia directa sobre el sistema endokárstico

Los valles de la sierra que se van a analizar en este apartado van a corresponder a los arroyos directamente implicados en el área en cuyo subsuelo se desarrollan las formas mayores del karst, situados en la ladera noroccidental del San Vicente que aparece delimitado por los valles de Cueva Mayor al sur y el que denominamos Torcas al norte, ampliando dicha delimitación hasta el valle de la Hoyada, que sirve de barrera hidrográfica entre el monte de San Vicente y el Matagrande. De estos valles, los de la Propiedad, Valhondo y Cueva Mayor (Figura 4.3) presentan la relación más directa con el karst explorado en la actualidad.

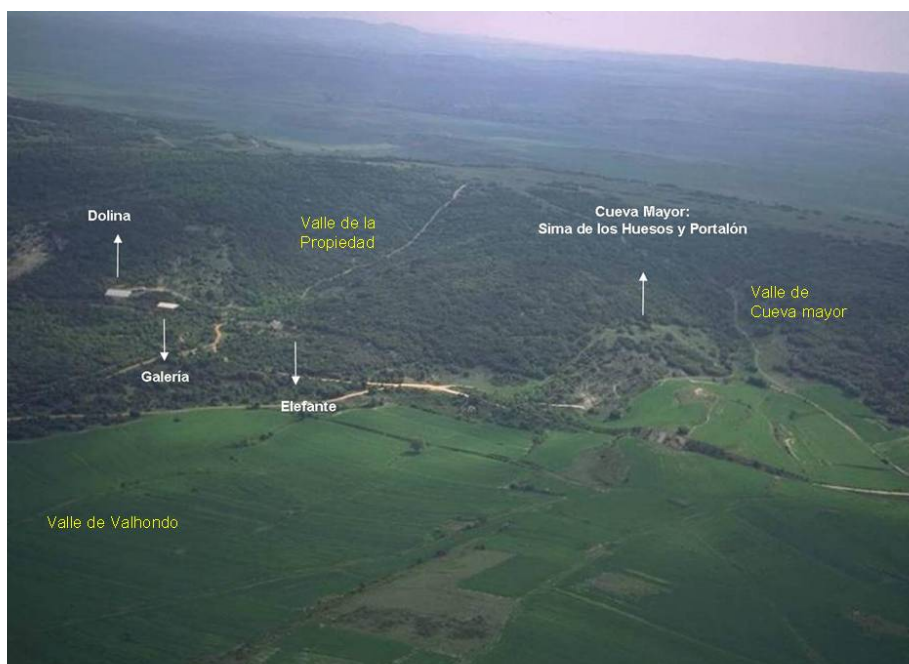


Figura 4.3 Vista aérea de los valles de Cueva Mayor, Valhondo y la Propiedad, con la situación de las entradas más significativas del karst (Fotografía: M. A. Martín)

El análisis que, hasta la fecha, se disponía de los valles de este sector, realizados en base a la topografía 1:10.000 del SGE (Benito 2004), no permitían identificar la existencia de rupturas significativas, por lo que parecía que presentaban un comportamiento diferente al observado en el resto de valles de la Sierra de Atapuerca, donde los saltos o escalones son frecuentes y nítidos. Al disponer de nuevas topografías se han realizado nuevas cartografías geomorfológicas de los valles que han permitido precisar la existencia de rupturas en los perfiles longitudinales, tal y como se describirá a continuación.

El análisis de los valles de Cueva Mayor, Valhondo y la Propiedad (Figura 4.4) ha sido elaborado por A. Benito Calvo, utilizando de base la topografía de la Junta de Castilla y León, que cubre los valles, mientras que la combinación de datos geodésicos proporcionados por la Dirección General de Patrimonio Cultural de la comunidad castellano-leonesa, y por R. Pérez Martínez, cubren al completo el valle de la Propiedad y el de Valhondo, estando limitado en el de Cueva Mayor a los espacios delimitados por las cotas 1.080-1.043,5m s.n.m. y 1.023-984m s.n.m. La parte central del Valle de Cueva Mayor ha sido trabajada a partir de las cartografías de la Junta de Castilla y León con curvado cada 2,5m.

Los valles de la sierra que se van a analizar en este apartado van a corresponder a los arroyos directamente implicados en el área en cuyo subsuelo se desarrollan las formas mayores del karst, situadas en la ladera noroccidental del San Vicente, entre el Valle de la Hoyada y el Valle de Cueva Mayor. Estos valles corresponden a los arroyos de Cueva Mayor, de la Propiedad, de Valhondo y de la cantera de Torcas, para representar el valle de Valdecuende-Hoyada la unidad geomorfológica que individualiza los montes San Vicente y Matagrande.

4.1.2.1. Valle de Cueva Mayor

El Valle de Cueva Mayor constituye uno de los principales arroyos tributarios del Arlanzón que nacen en la Sierra de Atapuerca y delimita por el sur el complejo de cavidades conocidas del Sistema de Cueva Mayor-Cueva del Silo (Figura 4.1 y 4.3).

El arroyo de Cueva Mayor incide un estrecho valle que presenta su cabecera, a 1.072m de altitud, en la superficie de erosión SE1 en el pago conocido como el Llano o Alto de San Vicente, para descender en dirección NE-SW hacia el valle del Arlanzón, encajándose en los materiales duros cretácicos de las calizas y dolomías del Turoniense-Santoniense inferior y en los conglomerados y calizas del Mioceno, hasta una cota de unos 1.015/1.010m, en que el valle incide los sedimentos neógenos que conectan con el valle del Arlanzón. Ya en la confluencia con este río, el arroyo de Cueva Mayor evoluciona encajándose en las terrazas T8_{AZN} (+36m) y T9_{AZN} (+30m), para discurrir sobre el lecho de las terrazas más recientes del Arlanzón -T10_{AZN} (+19m), T11_{AZN} (+11-12m) y T14_{AZN} (+3m)- (Benito, 2004: 235).

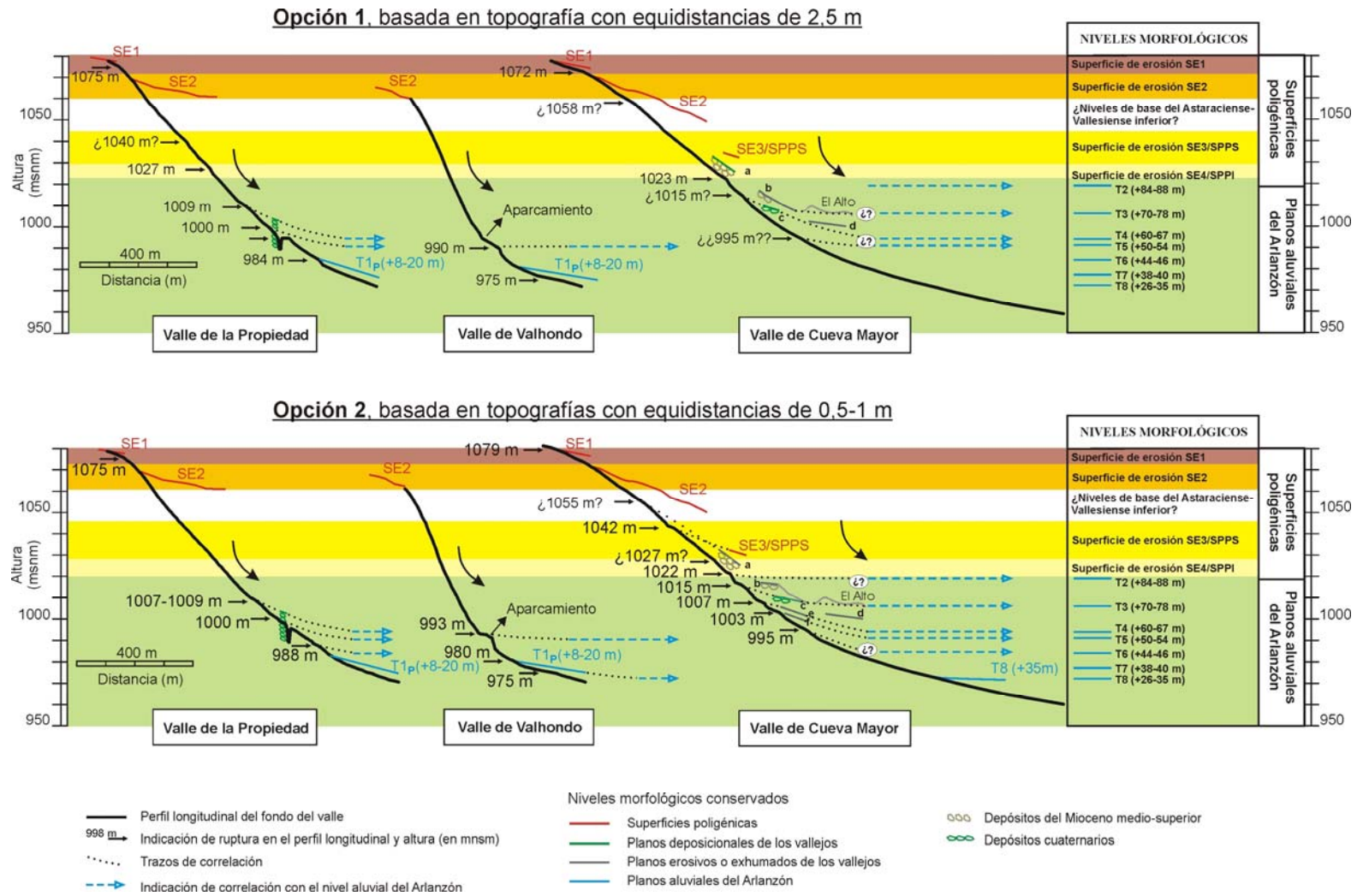


Figura 4.4 Perfiles longitudinales de los arroyos de Cueva Mayor, Valhondo y de la Propiedad (A. Benito *com. pers.*)

Este valle, situado en la vertiente suroccidental de la sierra, presentaba en los análisis realizados con la topografía 1:10.000 del SGE (Benito, 2004; Benito y Pérez-González, 2005a; Benito-Calvo *et al.*, 2007) un perfil longitudinal continuo, sin rupturas o saltos significativos en el desarrollo de su cauce, a pesar de conservar en sus márgenes un gran número de planos erosivos. Nuevos análisis de su perfil longitudinal, realizados con topografías de mayor precisión (ver apartado 1.2.3) elaboradas por A. Benito en 2007 para el desarrollo de la tesis doctoral que aquí se presenta, han puesto de manifiesto la existencia de rupturas hipsométricas en el perfil de este arroyo (Figura 4.4), en consonancia con lo detectado en otros valles de la Sierra.

Las márgenes del Valle de Cueva Mayor preservan morfologías de las superficies de erosión SE1, a 1.079m de altitud en la cumbre del San Vicente, SE2 (1.060m) y SE3, identificada con la hombrera que da acceso a Cueva Mayor. Por debajo de esta última superficie se han reconocido dos niveles morfológicos de depósitos (Benito, 2004, 235-238), situados en el tramo intermedio del valle, en el punto de apertura a la cuenca neógena. Del nivel superior (Nivel I) se han conservado dos manchas (*planos a y b*) cuya disposición altimétrica marca una curva hipsométrica coincidente, según los datos de Benito (2004), con el nivel de base de la T3_{AZN} (+70-78m) del Arlanzón, mientras que la curva del nivel inferior o Nivel II, también identificado como *plano c* (Figura 4.5), encajado unos 3-4m en el nivel superior, es compatible en altura con el desarrollo de la terraza T4_{AZN} (+60-67m) del Arlanzón (Benito, 2004, 238).

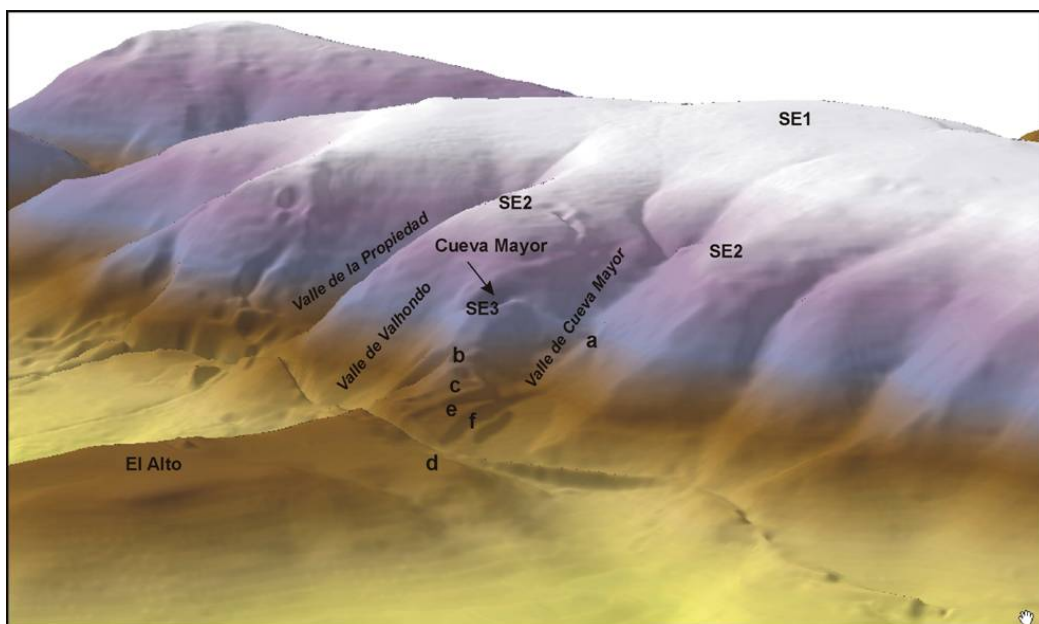


Figura 4.5 Perspectiva tridimensional del flanco sudoeste de la Sierra de Atapuerca, construido a partir de datos topográficos con equidistancia de 2,5m, con la posición de elementos morfológicos del Valle de Cueva Mayor (A. Benito Calvo *com. pers.*)

El Nivel I está representado por retazos aislados de conglomerados localizados en dos sectores, el primero situado en contacto con las calizas cretácicas, a 1.033-1.026m de altura, en el flanco sur del Valle de Cueva Mayor, enfrente a la hombrera de Cueva Mayor pero

altimétricamente por debajo. Un segundo retazo se localiza en el extremo oriental del Alto del Caballo, justo al oeste de la parte superior de la cata geológica realizada por Emiliano Aguirre a principios de los años ochenta, distinguiendo un nivel cuyo techo se sitúa entre 1.016m aguas arriba y 1.013-1.010m aguas abajo. Según los análisis de cartografía geomorfológica realizada en 2007, podemos confirmar como este depósito está caracterizando un plano que se encaja en las superficies definidas por la SE3 y la Superficie Poligénica del Páramo Superior, por lo que su formación debe ser anterior a estas superficies.

El depósito identificado enfrente de la hombrera de Cueva Mayor se distingue por una serie conglomerática subhorizontal ($8,2^\circ$ W) de 6m de potencia, que descansa discordantemente sobre las rocas carbonatadas marinas del Cretácico superior (dirección $N150^\circ$ E y buzamiento de 21° S). La organización interna muestra una disposición en estratos métricos subtabulares, sin organización interna a muro y secuencia negativa (granocreciente) a techo. Son ortoconglomerados oligomícticos de clastos calcáreos (calizas y dolomías) cretácicos marinos, de hasta 25-30cm de diámetro máximo y abundantes clastos centimétricos de orden menor (entre 3 y 7cm). Los cantos presentan un patrón morfológico caracterizado por formas predominantemente "bladed" (Zingg, 1935) y bordes subredondeados-subangulosos. Intercalados entre este nivel de conglomerado afloran discretos estratos tabulares de caliza micrítica con gasterópodos, y pequeños clastos (1 a 3cm) calizos aislados (paraconglomerado) (Figura 4.6).

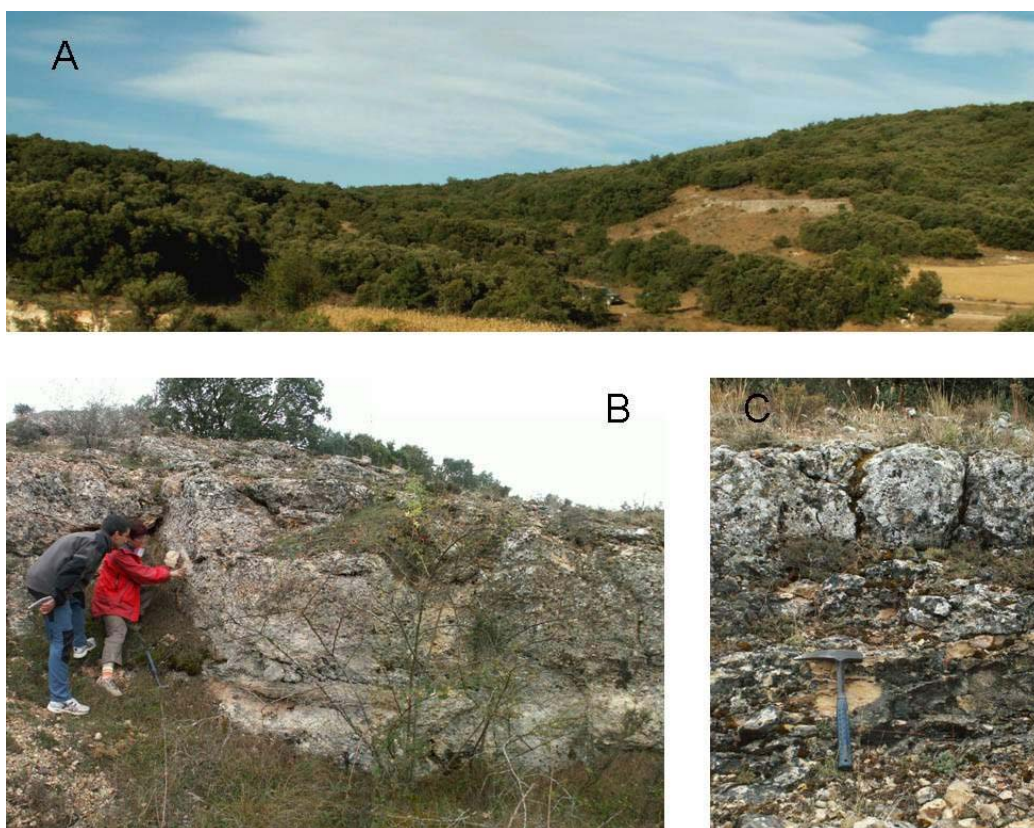


Figura 4.6 Nivel I del arroyo de Cueva Mayor; A: vista general del valle con el nivel I; B: toma del paquete sedimentario del Nivel I; C: Detalle del Nivel I, con presencia a techo de las calizas neógenas (Fotografías: A. Aramburu)

Recientes análisis realizados en la brecha carbonatada del retazo superior o *plano* a del Nivel I han aportado nuevos datos sobre el ambiente deposicional de estos conglomerados, así como de la edad de los mismos. Estudios petrológicos realizados en las facies micríticas muestran la abundante presencia de ostrácodos lacustres de lagos hipersalinos (*Chartocythere gr. Sarmatica*) con clapotaje de valvas, junto con oogonios de algas caráceas. Es frecuente observar cantos con cementos *pendant* o gravitacionales y superficies rugosas debido a la bioerosión algal (cortoides) o formación de envueltas algales (oncoides). Destaca la presencia de foraminíferos bentónicos cretácicos resedimentados dentro de la trama de estas facies (Figura 4.7).

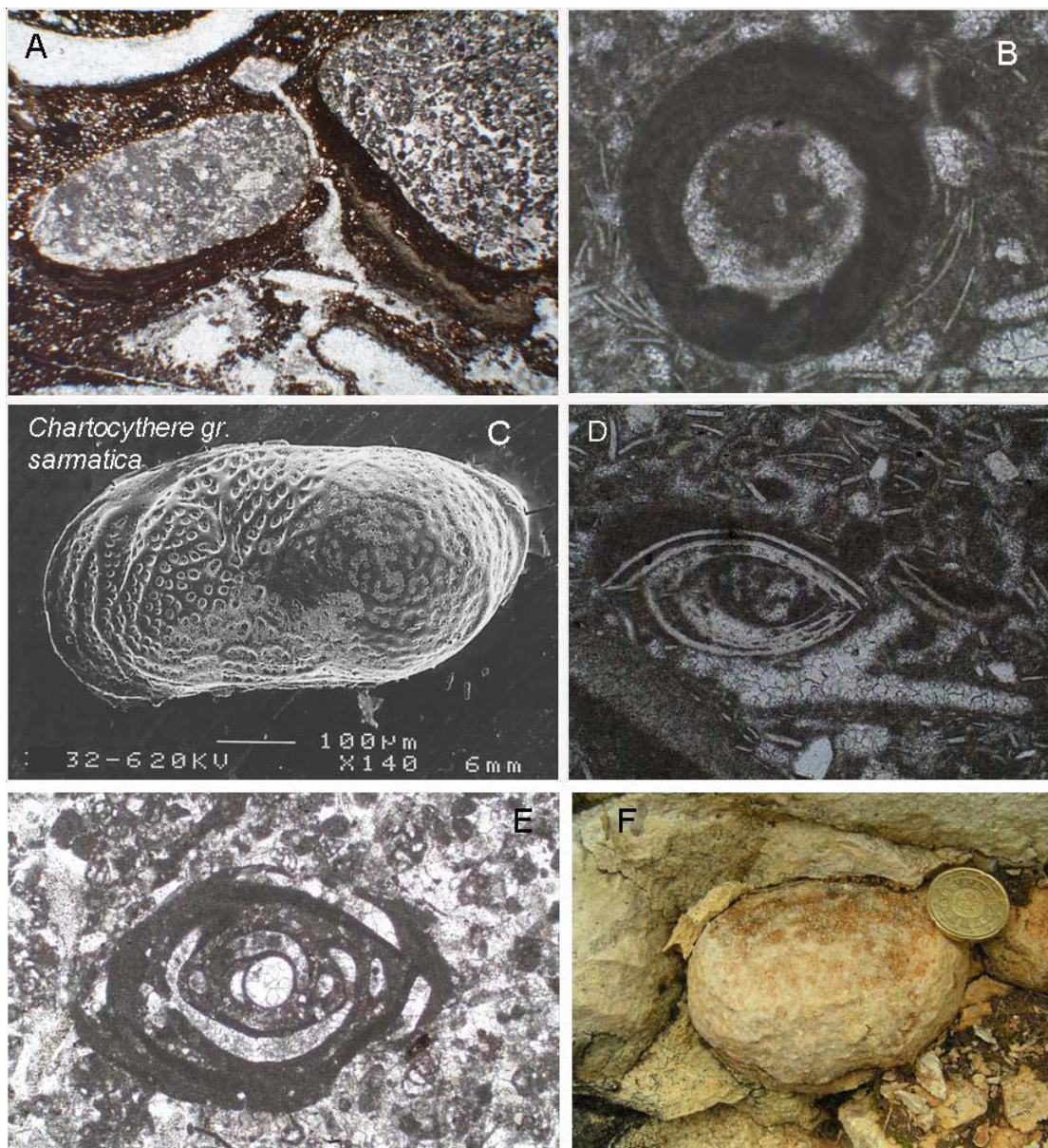


Figura 4.7 Láminas delgadas del Nivel I del Valle de Cueva Mayor, en donde se observan conglomerados con cicatrices erosivas (A), junto a la presencia de foraminíferos bentónicos cretácicos resedimentados (B, D y E) y presencia de ostrácodos fósiles del Mioceno tipo *Chartocythere gr. sarmatica* (C)

En el extremo oriental del Alto del Caballo, justo al oeste de la parte superior de la cata geológica realizada por Emiliano Aguirre, este Nivel I también está representado por facies conglomeráticas similares a las descritas pero organizadas en cuerpos canaliformes de hasta 1m de potencia, con cicatrices erosivas y abundantes oncoides en la base, que se intercalan entre facies margocalizas y margas de ambientes más distales.

Esta asociación evidencia la existencia de un lago mioceno de cierta batimetría (varios metros de profundidad) sometido a oleaje de viento, en condiciones hipersalinas (por el tipo de ostrácodo), y con pequeños dispositivos aluviales que recogían el detritus de la ladera de la sierra. Es de destacar la presencia de foraminíferos bentónicos cretácicos resedimentados dentro de la trama de estas facies (Figura 4.7 E). Según estos datos, este nivel correspondería a una formación que, por la fauna detectada, debe corresponderse con una fase del Mioceno medio-final o del Mioceno superior (transición del Mioceno medio al superior). En un intento de correlación estratigráfica, este nivel puede relacionarse, tanto altimétricamente como cronológicamente, con la facies Cuestas del Astaraciense superior-Vallesiense, de origen lacustre (Mediavilla y Dabrio, 1989; Pineda, 1996; Benito, 2004: 28-29), y que por solapamiento expansivo (*onlap*) cubre las calizas marinas del Cretácico superior plegadas durante la orogenia alpina.

La formación del Nivel I, como se ha indicado más arriba, corresponde a un momento transicional del Mioceno medio-superior y ha sido fosilizada por la formación de las Calizas del Páramo Superior de medios lacustres y palustres, en el Vallesiense-Tuoliense superior (García *et al.*, 1997). Por lo tanto, el desmantelamiento de parte del conglomerado del Nivel I, y de las calizas del Páramo Superior, se debió de producir con la fase erosiva que arrasó estas unidades y, por la altitud de los restos conservados del Nivel I, parece que se produjo en dos tiempos, representando el retazo superior, que vamos a identificar como *plano a*, localizado a 1.033-1.026m, el plano resultante de la exhumación del plano sedimentario del abanico aluvial, durante el desmantelamiento de la Superficie Poligénica del Páramo Superior y la formación de la Superficie Poligénica del Páramo Inferior por el arrasamiento de los depósitos neógenos producido durante la segunda mitad del Plioceno. En contraposición, el retazo inferior o *plano b*, localizado en el contacto del Alto del Caballo con la sierra, presenta un plano en pendiente que rompe a 1.016m de altitud que, por posición geomorfológica, se sitúa entre las terrazas del Arlanzón T2_{AZN} (+84-87) y la T3_{AZN} (+70-78), a unos 9m por debajo de la superficie de erosión SE4 y la Superficie Poligénica del Páramo Inferior (Plioceno-Pleistoceno). Relación que plantea que el plano del retazo inferior del Nivel I (*plano b*) se debió formar durante el desmantelamiento de la T2 del Arlanzón y la formación de la T3, correlacionadas en la actualidad con fases antiguas del Pleistoceno inferior (Benito 2004).

Por su parte, el nivel inferior o Nivel II (*plano c*) está localizado también en el extremo oriental del Alto del Caballo y forma un pequeño plano encajado 3-4m en el nivel superior o NI, que se eleva unos 10m con respecto al fondo del valle de Cueva Mayor. Aunque el afloramiento de la cata geológica de Emiliano Aguirre, transversal al valle, no haya permitido un análisis de detalle, debido a la suciedad y alteración de los cortes, se ha podido identificar una secuencia deposicional en la que destaca la discordancia progresiva angular formada por los tres principales cuerpos sedimentarios (figura 4.8).



Figura 4.8 Nivel II del arroyo de Cueva Mayor, frente oriental de la “trinchera de Emiliano”. Al fondo también resalta el Nivel I (Fotografía: M. A. Martín)

El primer cuerpo sedimentario, de casi 2m de potencia en afloramiento, presenta una dirección de N140° E y un buzamiento de 80° S y está formado por una alternancia de capas centimétricas de microbrechas, compuestas de clastos milimétricos de caliza, marga y otros de color verde oscuro, alternando con niveles más margosos. El segundo cuerpo sedimentario, también de orden métrico, se conforma de ortobrechas mono-oligomíticas de cantos calizos inferiores a 3cm de diámetro máximo, con matriz arenosa de cuarzo, y claras secuencias negativas (granocreciente). El tercer y último cuerpo sedimentario, con una clara secuencia negativa, pasa de clastos calizos angulosos de orden milimétrico en la base, a una ortobrecha, también de cantos carbonatados, de 5-7cm de diámetro y matriz rojiza (Figura 4.9). Este último cuerpo sedimentario presenta un buzamiento de 35° S. El estudio petrográfico de los cantos revela un predominio absoluto de facies palustres (Figura 4.9) que, aunque no se pueda determinar su edad por falta de indicadores faunísticos, corresponde al medio sedimentario Mioceno. Tanto la angulosidad de los clastos calizos palustres, como las secuencias deposicionales de carácter gravitacional (no tractivos) y la discordancia angular progresiva indican la existencia de un escalón, posiblemente de falla, que fue hundiéndose (o subsidiando) sin que cesara la sedimentación (relleno sinestectónico) coluvial o de desmantelamiento de la caliza palustre miocena procedente de la parte alta del escalón o zonas próximas.

La ausencia de clastos cretácicos, tanto procedentes de los conglomerados del Nivel I como del desmantelamiento de las calizas del Turoniense-Santoniense de la sierra, plantea un

problema de interpretación, aunque dicha ausencia junto con la presencia de clastos miocenos marcan un techo postmioceno para la formación de este depósito.

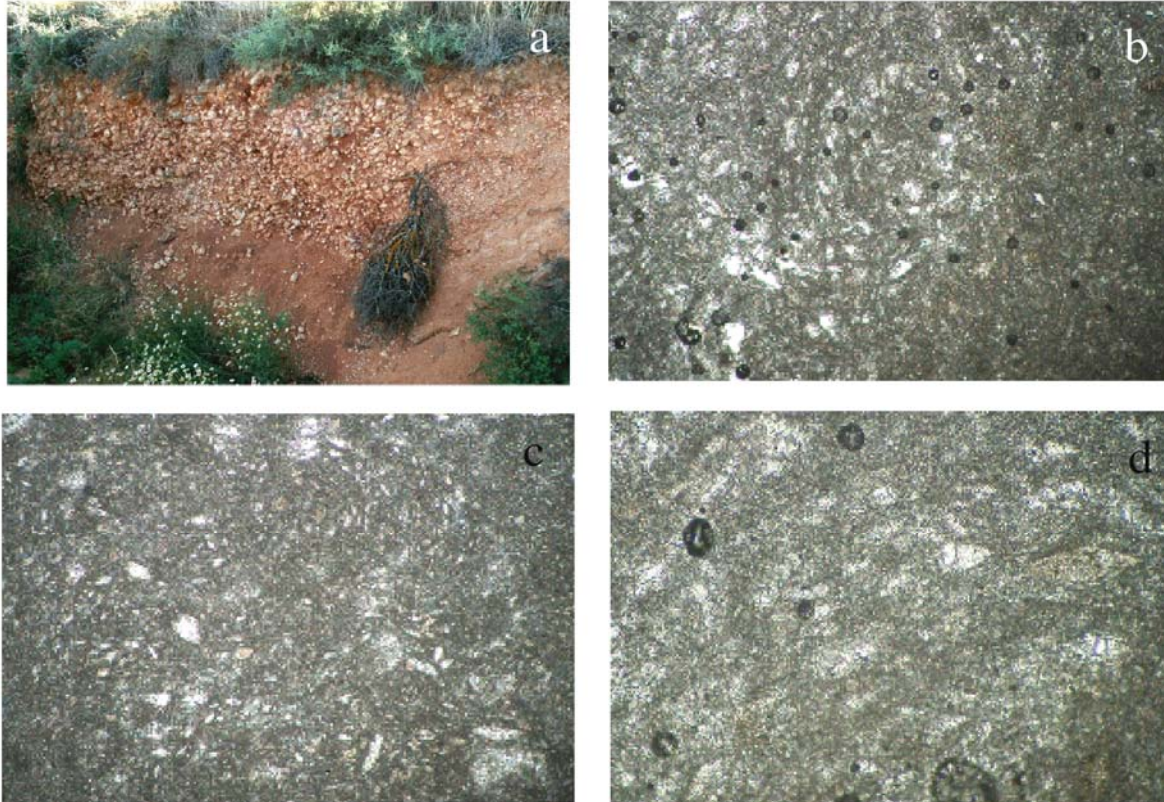


Figura 4.9 Nivel II del arroyo de Cueva Mayor y láminas delgadas de los sedimentos; a: vista del corte del depósito del Nivel II, frente occidental de la “trinchera de Emiliano” (Fotografía.: A. Aramburu); b- d: láminas delgadas de los cantos calizos que componen el depósito del Nivel II, propios de facies neógenas.

La presencia mayoritaria de cantos miocenos, así como su carácter subangulado, indican una procedencia próxima para estos cantos, como consecuencia del desmantelamiento de unidades carbonatadas de cronología neógena que se localizarían en las inmediaciones, a cotas superiores al depósito del nivel II. Estos materiales, como se ha indicado anteriormente, deben proceder principalmente del desmantelamiento de las calizas del Páramo Inferior/facies Cuesta del Astaraciense-Vallesiense (localizadas, posiblemente, en la parte alta del escalón de falla arriba indicada), en relación con los arrasamientos que afectan a este sector desarrollados a partir del desmantelamiento de la terraza del Arlanzón T2_{AZN} o con la propia exhumación del Plano Estructural del Alto del Caballo, desarrollado durante el Pleistoceno Inferior (Benito, 2004: 297-298). Teniendo en cuenta la formación de coluviones vinculados con las proyecciones de los niveles de base que se desarrollan en la confluencia de los arroyos procedentes de la ladera occidental del San Vicente con el Arlanzón, este nivel se correspondería con las terrazas altas del Arlanzón T3_{AZN} (+70-78m) y T4_{AZN} (+60-66m), siendo coincidente su superficie con la reconstrucción del perfil de la T3_{AZN} del Pleistoceno inferior (Figura 4.4: Valle de Cueva Mayor).

Un problema genético difícil de explicar es la ausencia preliminar de roca cretácica entre las gravas del Nivel II, debido a que presenta una posición topográfica próxima e inferior. Esta ausencia puede deberse a la marginalidad de la muestra, un pequeño frente abierto en una cata geológica, o al carácter preliminar de la analítica, siendo en este caso necesaria la realización de un estudio de detalle, que incluya un recuento de los clastos que componen el depósito para confirmar la inexistencia de materiales cretácicos, aunque es cierto que una observación de *visu* no ha mostrado la presencia de los cantos redondeados existentes en el Nivel I.

Si la hipótesis sobre la formación del Nivel I anteriormente expuesta es cierta, su arrasamiento se produjo casi totalmente por la acción erosiva durante el Plioceno y Pleistoceno inferior. La falta de clastos cretácicos puede dar pistas sobre la cronología de la formación del Nivel II (*plano c*), al implicar que, cuando se formó este nivel, los procesos erosivos habían eliminado la mayor parte de la brecha del Nivel I, presentando pequeños elementos aislados que hablarían a favor de una formación reciente del Nivel II, relacionada con una fase posterior al desmantelamiento de la terraza del Arlanzón T_{2AZN}, centrando la formación del Nivel II a fases del Pleistoceno. La incidencia con el Plano Estructural del Alto del Caballo, permite situar esta unidad en relación con la formación de dicho plano, situado entre la T_{2AZN} y la T_{3AZN}, precisando que la reconstrucción del perfil longitudinal del arroyo de Cueva Mayor, este nivel presenta coincidencia con la curva de la terraza T_{3AZN}, con paleomagnetismo positivo (J.M. Parés, en Benito, 2004).

En un intento de establecer una posición cronológica a la formación del relleno del Nivel II, conocemos, por lo descrito anteriormente en relación con la litología de los clastos, que estamos en una fase sedimentaria postmiocena. El posicionamiento encajado varios metros por debajo del retazo inferior o *plano b* de la brecha del Nivel I, sitúa la formación de relleno sedimentario del Nivel II en un momento posterior al desmantelamiento de parte del conglomerado mioceno en este sector, relacionado con las fases erosivas de la superficie de erosión SE4 de cronología Plio-Pleistocena y la Superficie Poligénica del Páramo Inferior, del límite Plioceno-Cuaternario el retazo superior o *plano a* y del desmantelamiento del nivel de terraza T_{2AZN} el inferior, y georeferenciada con la Plataforma estructural del Alto del Caballo, de cronología del Pleistoceno Inferior (Benito y Pérez-González, 2005a).

En el estudio sobre la proyección topográfica de los niveles sedimentarios del valle de Cueva Mayor con el de los niveles de terrazas del río Arlanzón, Benito (2004: 235-238) ha observado como tanto este nivel como el Nivel I están muy por encima del nivel de terraza más antiguo detectado en este sector -T_{8AZN} (+37m)-, lo que indica una edad más antigua para la formación de dicha terraza relacionada con fases centrales del Pleistoceno medio (Benito Calvo *et al.* 2007).

Las nuevas proyecciones sobre la reconstrucción de los perfiles longitudinales más antiguos del Arlanzón ponen en conexión la prolongación estadística del Nivel II con la terraza T_{3AZN} (+76m), nivel que coincide también de forma muy precisa con la topografía del plano estructural del Alto del Caballo, formado por las calizas del Astaraciense, por lo que una aproximación cronológica puede estar relacionada con el momento erosivo que marca la formación de este plano estructural, que ha sido relacionado con un momento situado entre la

T2_{AZN}, que está por encima, y la T3_{AZN}, que aparece levemente encajada, y que para Benito (2004) está vinculado con el proceso de desmantelamiento de la Plataforma estructural por la acción erosiva de la evolución fluvial cuaternaria.

Con estas evidencias podemos delimitar un espectro cronológico amplio para la formación del depósito de arenas y gravas calcáreas (Nivel II) del Pleistoceno inferior, relacionado con un depósito de relleno que presenta características más propias de procesos sedimentarios gravitacionales, afines con eventos de tectónica reciente o colapsos desconocidos hasta el momento.

A este respecto podemos indicar que los trabajos geofísicos realizados en el Valle de Cueva Mayor, correspondiente al perfil 13 (apartado 5.3.6) aparecen en este punto dos escalones en la caliza, destacando el superior por localizarse justo debajo de los depósitos del Nivel II. Este salto corresponde con un escalón rocoso, que puede relacionarse con el frente verticalizado detectado en el sondeo de Emiliano Aguirre y que puede ser interpretado con un escarpe de colapso. Es de destacar, por otro lado, que el escalón fosilizado por sedimentos gravitacionales coincide, en la vertical, con la zona de colapso de bloques calizos y/o margas miocenas que colmatan varios conductos de la zona SE de la Sala de Cíclopes y Sima de los Huesos de Cueva Mayor, así como los tramos orientales de Cueva del Silo.

Por tanto, es cuando menos sugerente pensar sobre la hipótesis de que la creación del escalón de la Trinchera de Emiliano Aguirre (Nivel II) pueda estar relacionado genéticamente con el colapso de las cavidades y/o la reactivación de la posible falla que dio lugar al brusco hundimiento de la caliza cretácica, observado en el perfil 12 de la tomografía (apartado 5.3.6). Si es por colapso de cavidades, sería otra razón más para incluir estos depósitos en el Pleistoceno inferior, ya que el Nivel Intermedio de conductos del Sistema Cueva Mayor-Cueva del Silo, al que pertenece la Sala de los Cíclopes, se relaciona con la formación de la Terraza T3_{AZN}, de cronología pleistocena (Benito 2004, Benito-Calvo y Pérez-González 2008).

A continuación, se va a describir el resultado de los nuevos análisis del perfil longitudinal del arroyo de Cueva Mayor realizado para esta tesis doctoral, a partir de topografías de mayor concreción en el curvado de líneas de nivel, con equidistancia de 2,5m ó de 0,5-1m, reflejadas en la opción 1 y 2 respectivamente, en la representación gráfica de los perfiles (Figura 4.4). El resultado de estos análisis es la presencia de rupturas hipsométricas en su perfil longitudinal y una mejor relación de dichos saltos con las superficies de erosión conservados en sus márgenes.

El entorno de este valle se caracteriza por conservar un elevado número de niveles morfológicos, que indicaremos a continuación.

- Nivel morfológico a cotas >1.080m s.n.m. Este nivel está representado por la superficie de erosión SE1 (Oligoceno-Mioceno inferior), que forma la rasa superior de la sierra, en la que se desarrolla la cabecera del arroyo de Cueva Mayor, presentando su perfil longitudinal una ruptura a 1.072m según la planimetría con equidistancia de 2,5m o a 1.079m en base a una equidistancia de 1m (Figura 4.4).

- Nivel morfológico a cotas de 1.060-1.072m s.n.m. Se desarrolla la superficie de erosión SE2 (Mioceno medio: Astaraciense superior), que no marca ningún tipo de ruptura en el perfil longitudinal (Figura 4.4).
- Niveles morfológicos entre 1.045 y 1.060m s.n.m. En estas cotas se ha reconocido un posible escalón en el perfil del arroyo Cueva Mayor (Figura 4.4), aunque dependiendo de la opción del curvado presenta diferente altitud, apareciendo en la opción 1 a 1.058m y, en la 2, a 1.055m. Al igual que ocurría con los valles periféricos al karst, esta ruptura no encuentra relación con ninguna morfología regional, correspondiéndose con niveles de base del Astaraciense-Vallesiense inferior y, en el desarrollo del perfil longitudinal del arroyo en base a las topografías con equidistancia de 1m, podría relacionarse con el *plano a* (o Nivel I), situado a 1.026-1.033m, relacionado con conglomerados que se integrarían en facies de borde de la Unidad Cuesta. Esta correlación también se ve apoyada por la pendiente deposicional de este plano, que aguas arriba parece enlazar con la ruptura de 1.055m (Figura 4.4: opción 2, Figura 4.10).
- Nivel morfológico entre 1.028-1.047m s.n.m. La posición de este nivel de base está marcada por la presencia de un pequeño plano, a 1.042m, reflejado únicamente en la planimetría con equidistancias de 1m (Figura 4.4: opción 2, Figura 4.10). Este nivel de base coincide con la hombrera de Cueva Mayor, correspondiente a la superficie de erosión SE3 / Superficie Poligénica del Páramo Superior (SPPS) desarrollada sobre los materiales culminantes del relleno mioceno de la cuenca, durante el Tuoliense superior y el Rusciniense (Plioceno).
- Niveles morfológicos entre 1.028 y 1.020m s.n.m. Este conjunto de niveles está destacado únicamente por dos saltos en el perfil longitudinal desarrollado en base a la planimetría de mayor precisión en curvas de nivel. De estos saltos, el superior es más dudoso, documentando una pequeña convexidad a 1.027m de altitud, mientras que el escalón inferior está claramente marcado a 1.022m (Figura 4.4: opción 2, Figura 4.10). Estos niveles son coincidentes con el desdoblamiento de planos incisivos que presenta el arroyo de la Bajera de Valdecuende a 1.020 y 1.025 (Figura 4.2: perfil 4).

Regionalmente, el escalón superior (1.027m) es coincidente en posición con la superficie de erosión SE4 y la Superficie Poligénica del Páramo Inferior (SPPI) (Plioceno: Villafranquiense medio), superficie que, en el flanco SE de la Sierra de Atapuerca, se sitúa a 1.025m s.n.m.

Mientras, el escalón inferior del perfil longitudinal del arroyo de Cueva Mayor aparece encajado en el *plano a*. Se localiza a 1.022m, según la base topográfica con curvado a 1m, y es coincidente con la ruptura documentada a 1.023m, en la base topográfica con 2,5m de resolución (Figura 4.4: opción 1 y 2, Figura 4.10). La relación morfoestratigráfica de este nivel parece estar relacionada con el ámbito del desmantelamiento de la Superficie Poligénica del Páramo Inferior, ya que esta superficie se sitúa a 1.025m s.n.m. en el flanco SE de la Sierra de Atapuerca, en posible relación con el nivel de estabilidad de la terraza del Arlanzón T2 (+84-88m), que se sitúa a cotas de 1.020-1.019m s.n.m. en la transversal

de la Sierra (Benito 2004). Este nivel se sitúa justo por encima de las bóvedas del piso superior del endokarst de la sierra.

- Niveles <1.023/1.020m s.n.m. que erosionan los niveles precedentes y están relacionados con la incisión de la red fluvial del Arlanzón.
 - Como se ha indicado, el escalón detectado a 1.023/1.022m puede correlacionarse con las primeras fases de la incisión fluvial pleistocena del Arlanzón, posiblemente coincidentes con la T2_{AZN} (+84-88m), cuyos saltos se documentan en varios de los valles del San Vicente y del Matagrande (Benito 2004).
 - Encajada en la superficie anterior se localiza la ruptura a 1.015m s.n.m. (Figura 4.4: opciones 1 y 2, Figura 4.10). Este salto enlaza con la pendiente deposicional del *plano c* (Figura 4.4: opción 2, Figura 4.10) y ambos con el nivel de la terraza del Arlanzón T3 (+70-78m). Este escalón aparece documentado en la mayoría de los perfiles de los valles periféricos al karst (Figura 4.2: perfiles 1-4 y 6). Dicho plano se conserva sobre los depósitos cuaternarios aterrazados, que rompen en un escarpe que va desde 1.010m en la trinchera de Emiliano hasta los 1.008-1.007m de altitud aguas abajo, a la salida de los valles de la sierra. Altitud que supera los techos de los conductos seccionados en trinchera, correspondientes al segundo nivel del karst, cuyas secciones aparecen en la actualidad totalmente colmatadas con secuencias fosilíferas que abarcan desde la parte central del Pleistoceno inferior hasta el final del Pleistoceno medio.

La proyección realizada con la topografía de 1m de equidistancia, coloca al *plano b* (retazo inferior de los conglomerados miocenos) entre los niveles de las terrazas T2_{AZN} y T3_{AZN}, y rompe su prolongación aguas abajo a cotas de 1.016m s.n.m (Figura 4.4: opción 2, Figura 4.10). Atendiendo a esta geometría y posición geoestratigráfica, dicho plano (*plano b*), de características erosivas, debería haberse formado en la interfase T2-T3 del Arlanzón, caracterizada por un proceso de desmantelamiento del nivel de terraza T2_{AZN} (+84-88m), anterior a la formación de la terraza T3_{AZN} (+70-78m). Este evento se correlaciona con el evento principal de la exhumación del Plano Estructural del Alto del Caballo (Benito y Pérez-González 2005a).

- Escalón situado a 1.007m, detectado en la reconstrucción del perfil longitudinal con topografías de mayor precisión (Figura 4.4: opción 2, Figura 4.10). Esta posición de ruptura enlaza con la posición del cercano *plano e*, escarpe desarrollado desde 1.006 hasta 1.001m s.n.m., en cuya superficie no se reconocen depósitos cuaternarios. Presenta una pendiente de 3,5-4°, lo que posibilita relacionar dicho escalón, y plano, con el nivel de terraza del Arlanzón T4 (+60-67m).
- Nivel morfológico identificado en los nuevos perfiles longitudinales como *plano d*, correspondiente a la Plataforma Estructural sobre las calizas astaracienses,

levemente rebajada en este sector respecto al techo de esta formación carbonatada. Sus bordes se sitúan entre 1.005 y 1.000m s.n.m.

- Ruptura a 1.003m identificada en la opción 2 de los perfiles longitudinales del arroyo de Cueva Mayor. De este salto surge prácticamente el *plano f* (Figura 4.4: opción 2, Figura 4.10), que se prolonga, hasta cotas de 998m, hacia posiciones ocupadas por la terraza T5_{AZN} (+50-54m), con cuyo nivel puede relacionarse. Los planos *e* y *f* presentan una posición muy cercana, similar a lo que ocurre con los niveles de las terrazas T4 y T5 del Arlanzón. El nivel piezométrico de estas terrazas se sitúa por encima de los conductos del tercer piso del karst de la Sierra de Atapuerca.
- Escalón apreciable en las dos reconstrucciones de los perfiles del valle, detectado a 995m, que puede relacionarse con la terraza del Arlanzón T6 (+44-46m). Este nivel de base marca el nivel piezométrico en el que los conductos más bajos del karst aparecen totalmente inundados, bajo condiciones freáticas.
- Por último, la ruptura a 988m s.n.m. presenta dudas al identificarse en el terraplén del ferrocarril abandonado y puede estar reflejando alteraciones antrópicas. Si se está ante una ruptura hipsométrica, dicho salto podría correlacionarse con la terraza T7_{AZN} (+38-40m), situada por encima de la T8 (+26-38m) del Arlanzón, acuñándose aguas abajo del perfil longitudinal (Figuras 4.10 y 4.11). Con este nivel de base muchos de los conductos del tercer piso del karst de la Sierra están enrasados con el nivel piezométrico, entre ellos la propia Sima de los Huesos.

Para una mayor comprensión de estos niveles, se ha realizado el análisis confrontado del Valle de Cueva Mayor con el Valle de Fuenterrón, en donde se puede comprobar como aparecen rupturas hipsométricas localizadas a alturas absolutas muy similares en los perfiles longitudinales de ambos arroyos (Figura 4.11). Se constata una primera ruptura a 1.075m s.n.m. relacionada con la superficie de erosión SE1, seguida de un segundo escalón asociado a la superficie de erosión SE2 y situado a 1.065m de altitud. Por debajo se documentan los escalones situados a 1.045m y 1.040m que se correlacionan con la superficie de erosión SE3, cuyos vestigios se conservan en algunas formas de la ladera del valle. En posiciones inferiores se desarrolla otro salto, a cotas de 1.025m s.n.m., que corresponde al nivel de base de la Superficie Poligénica del Páramo Inferior, vinculando todos estos niveles de estabilidad con la evolución del paisaje relacionada con fases precuaternarias, que va a dar paso a tres rupturas relacionadas con la incisión de la red fluvial cuaternaria, situadas a 1.020m, 1.014m y 1.003m de altitud respectivamente, desapareciendo el salto situado en 1.030m relacionado con la T2_{AZN} (+84-88m) que aparecía en Benito (2004).

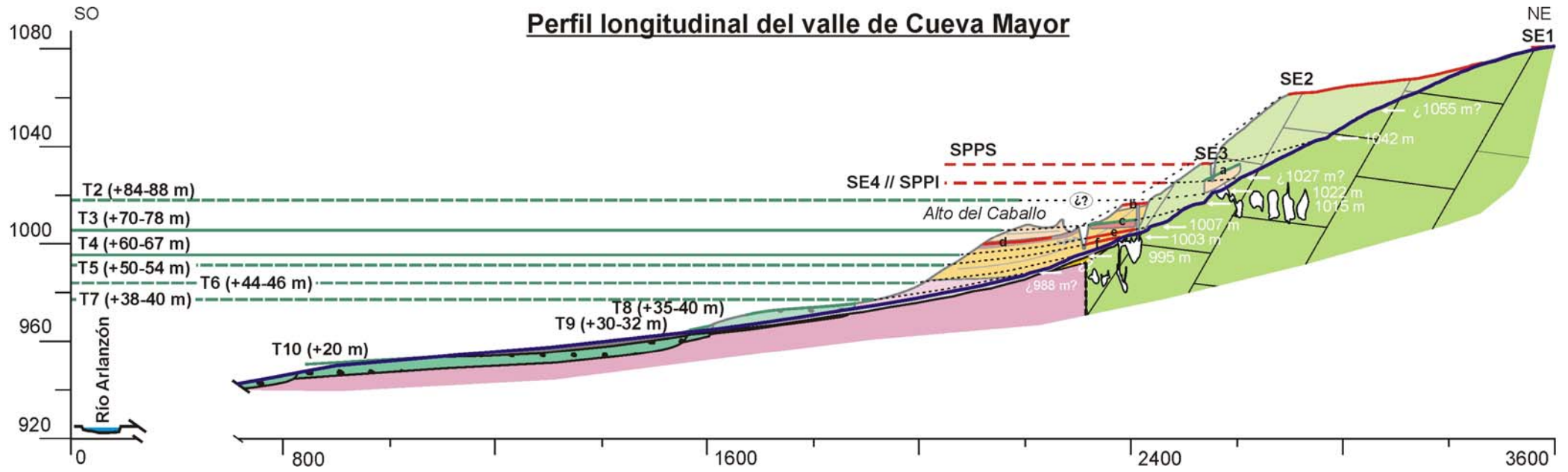


Figura 4.10 Perfil desarrollado del arroyo de Cueva Mayor, con proyección de unidades morfológicas y situación en cota de las secciones más representativas del Sistema Cueva Mayor-Cueva del Silo

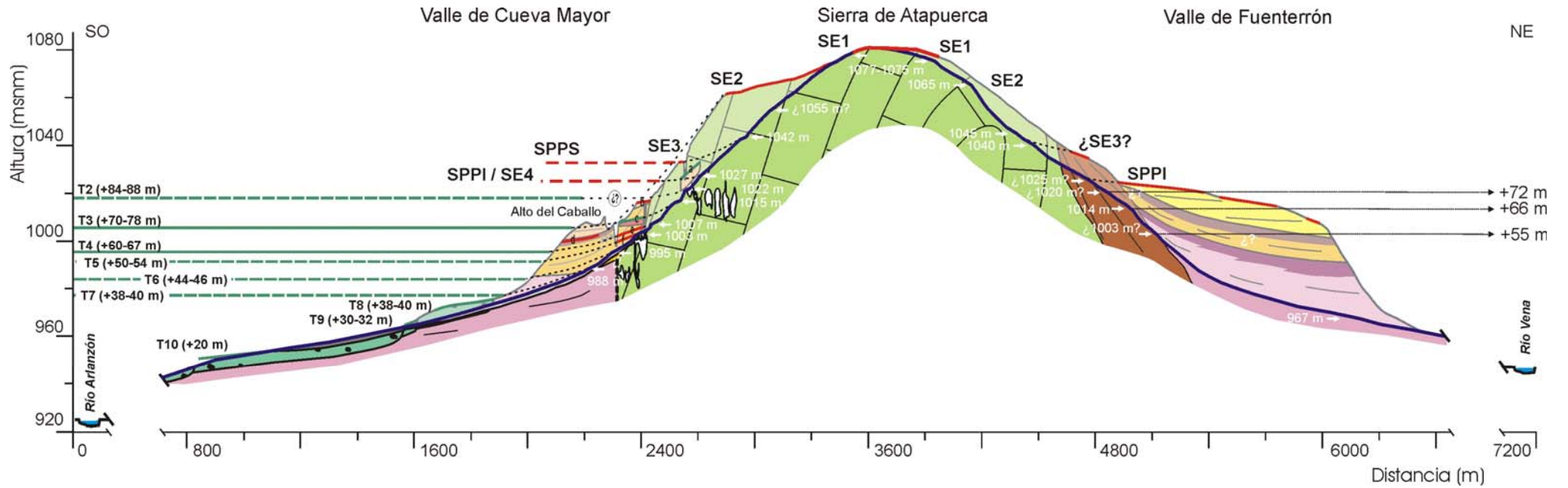


Figura 4.11 Sección transversal del Monte de San Vicente, a partir de los perfiles longitudinales de los arroyos de Cueva Mayor y Fuenterrón, con proyección de unidades morfológicas y situación en cota de las secciones más representativas del Sistema Cueva Mayor-Cueva del Silo

El nuevo perfil longitudinal plantea nuevos retos a la interpretación de su formación, principalmente centrada en relación con las fases de evolución hidrográfica regional (Benito *com. pers.*). Las rupturas de 1.020, 1.014 y 1.003m son coincidentes, altimétricamente y de forma muy aproximada, con las descritas en el perfil longitudinal del arroyo de Cueva Mayor de 1.020m, 1.015m y 1.003m (aunque este perfil también presente un salto a 1.007m), que han sido propuestas en relación con los niveles de base de las terrazas del Arlanzón T2 (+84-88m), T3 (+70-78m) y T5 (+50-54m) respectivamente. De esta forma, dichas rupturas podrían haberse labrado en relación con los niveles de base de las terrazas indicadas. Sin embargo, las mencionadas rupturas en el perfil longitudinal del arroyo de Fuenterrón presentan una altura relativa respecto al cauce del Vena que avalaría otra relación. El nivel del escalón de 1.020m corresponde a una cota relativa de +72m del Arlanzón en la transversal a dicho punto, para situar el escalón de 1.014m a una altura de +66m y el de 1.003m de altitud situarse a +55m, elevaciones que representan los niveles de base equivalentes a las terrazas del Arlanzón T3, T4 y T5.

Como se puede observar el problema lo plantean los niveles superiores, que no son coincidentes aguas abajo y aguas arriba, y en función de las terrazas del Arlanzón conservadas en las inmediaciones de Zalduendo, debe tenerse en cuenta la segunda relación, aunque el futuro estudio de otros valles de la sierra, afluentes del río Vena, a realizar con la nueva topografía de 2,5m de precisión podría modificar tales apreciaciones.

4.1.2.2. Valle de la Propiedad

El arroyo del Valle de la Propiedad (Figura 4.3 y 4.12), conocido en la literatura como Valle del Elefante, se sitúa en la vertiente occidental de la sierra, representando la actual divisoria territorial entre los términos municipales de Ibeas de Juarros y Atapuerca, así como la individualización entre los conductos kársticos del Sistema Cueva Mayor-Cueva del Silo y Cueva Peluda y las cavidades detectadas en el tramo norte de la Trinchera, entre las que destacan las secciones del Complejo Galería, Dolina-Penal y la Cueva del Compresor.

Corresponde al valle de mayor entidad de la unidad del San Vicente, cuyo curso evoluciona desde la superficie de erosión SE1, en las inmediaciones del Alto de San Vicente, para diferenciarse, durante la formación de la superficie de erosión SE2, incidiendo en las calizas y dolomías del Turoniense-Santoniense inferior, hasta su confluencia con el Valle de Valhondo, en la cuenca del Pico, a partir de donde se desarrolla sobre los materiales neógenos de la Plataforma Estructural de Villalval-Rubena, constituyendo uno de los puntos de descarga del karst.

Nuevos análisis del perfil longitudinal de este valle, realizados por A. Benito en base a topografías de mayor precisión, han puesto de manifiesto la existencia escalones o rupturas hipsométricas en el desarrollo de su cauce, que no se documentaban en los trabajos previos elaborados a partir de la topografía 1:10.000 del SGE (Benito 2004; Benito y Pérez-González 2005a; Benito-Calvo *et al.* 2007).



Figura 4.12 Valle de la Propiedad visto desde el Alto del Caballo (Fotografía: A. I. Ortega)

El nuevo perfil resultante muestra la presencia en el tramo alto del cauce de niveles morfológicos que se desarrollan en coincidencia con las superficies de erosión SE1 y SE3 y S4. El primer salto, situado en el tramo inicial, a 1.075m s.n.m., y relacionado con la SE1, aparece claramente representado en las diferentes opciones cartográficas (Figura 4.4: opción 1 y 2), mientras que las rupturas asimilables a la SE3 y SE4 y sus isoniveles en la cuenca aparecen únicamente reflejadas en el perfil desarrollado a partir de la topografía con curvado de 2,5m (Figura 4.4: opción 1 y Figura 4.13). Estos escalones se localizan a 1.040 y 1.027m respectivamente, y corresponderían con una posición retrotraída o de cabecera de estas superficies, ya que muestran cotas sensiblemente superiores a su posición habitual en el entorno del San Vicente (Benito-Calvo y Pérez-González 2007), proporcionando profundidad en la incisión del valle. Estos escalones son coincidentes con los observados en numerosos valles de la sierra marcando niveles de estabilidad regional en relación con estas superficies de erosión (SE3 y SE4), detectadas en casi todos los valles de la ladera occidental de la sierra desde el denominado Suave (Ibeas de Juarros) hasta La Larga (Villalval) y, en menor representación, en la ladera oriental.

En los nuevos perfiles longitudinales no aparece reflejado el salto situado a 1.030m de altitud que presentaba el trabajo de Benito (2004: 248), que debe corresponder con el salto de 1.027m detectado con la nueva topografía.

En cotas inferiores se documentan tres rupturas más, relacionadas con niveles de base cuaternarios. El escalón más antiguo se localiza a 1.009m de altitud en el perfil obtenido con las topografías de 2,5m entre curvado, o a 1.007-1.009m para el perfil resultante de 1m de equidistancia entre curvas. La prolongación más probable correspondería con el techo del relleno sedimentario que culmina su secuencia a 1.003,5m de altitud, y que podría correlacionarse con el

nivel de base de la terraza del Arlanzón T4 (+60-67m) (Benito 2004: 249), debido a que el techo de este relleno se encuentra ligeramente encajado en el nivel que marca la T3 (+70-78m) del Arlanzón, en cuyo cauce aparece a 1.006-1.008m s.n.m. (Figura 4.4: opción 1 y 2).

Este escalón ha quedado reflejado además en los perfiles geofísicos realizados a propósito de la presente Tesis Doctoral en el arroyo de la Propiedad (ver apartado 5.3.3), que han puesto de manifiesto la presencia de un salto en el perfil longitudinal del valle desarrollado a partir de la cota de 1.008-1.005m, que aparece colmatado con sedimentos terrígenos, cuyo techo como acabamos de exponer se relaciona, aguas abajo, con la llanura de inundación de la terraza T4_{AZN} del Arlanzón. Esta ruptura hipsométrica, ha sido detectada en otros valles próximos de la sierra, indicativo de la presencia de un nivel morfológico que propició un nivel de base tanto para el encajamiento del valle como para el cavernamiento de los conductos del piso intermedio del karst conocido (Figuras 4.2, 4.4, 4.13 y 4.14).

La agradación de este escalón sería equivalente en cotas altimétricas a la que representaría el nivel T4_{AZN} (+62-65m) de la secuencia de aterramiento del Arlanzón. A partir de los estudios geofísicos no se puede precisar las características litológicas de estos sedimentos terrígenos, pero sí conocer que dicha secuencia alcanza una potencia de unos 19-20m de altura, remarcando la existencia de un profundo valle aguas abajo, de escarpes verticalizados, tal como puede observarse en el corte de la Trinchera del Ferrocarril (Figura 4.13-3).

Este escalón se enrasa con los depósitos del Valle de la Propiedad que fueron analizados y descritos por Benito (2004: 246-249) en el corte visto en la Trinchera del Ferrocarril, caracterizando un conjunto de sedimentos detríticos de conglomerados, arenas y margas, que presenta una potencia vista de 10m de altura, compuesta por siete unidades sedimentarias separadas por discordancias erosivas, a veces muy verticalizadas (Figura 4.14). Este afloramiento se inicia con la unidad a, serie de gravas carbonatadas y matriz areno-margosa con cicatrices erosivas normales a cuyo techo se desarrollan canales de gravas seleccionadas y discontinuidades erosivas más horizontalizadas, que dan paso a una estructura laminar con cicatrices erosivas subhorizontales, que ha desarrollado un horizonte carbonatado de un 1m de potencia, cuyos clastos proceden, tanto de las calizas cretácicas de la sierra, como de los conglomerados del Oligoceno-Mioceno y de las margocalizas terciarias. La unidad b parece constituir un canal erosivo, que corta a la unidad anterior, compuesto por gravas subangulosas.

Estas unidades, a su vez, aparecen cortadas por el conjunto de unidades c, d y e, caracterizadas por gravas carbonatadas envueltas en matriz margosa, erosionadas por la unidad f que representa a canales de gravas principalmente de rocas cretácicas o de los conglomerados del Oligoceno-Mioceno inferior, frente a las calizas y margocalizas terciarias. Su base puede aparecer cementada y en su techo se desarrollan canales superpuestos de morfología semicircular rellenos de gravas. La unidad g se caracteriza por ser un conjunto de margas que incluyen gravas y algunos bloques, en cuyo techo inciden canales semicirculares de clastos calcáreos que componen la unidad h, cuyos sedimentos se apoyan sobre el escarpe calcáreo del valle (Figura 4.14).

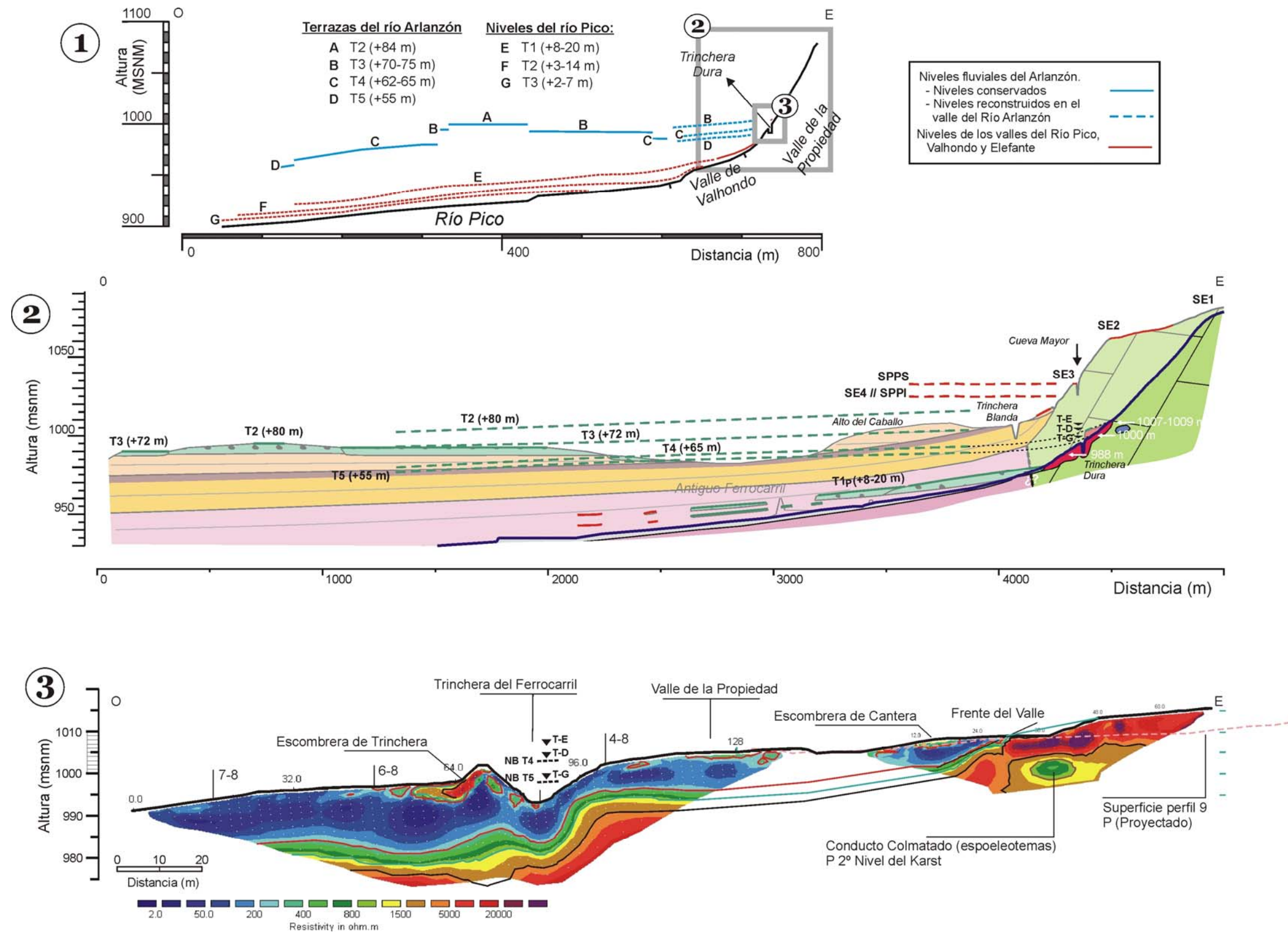


Figura 4.13 Análisis del perfil longitudinal del Valle de la Propiedad:
 1: Reconstrucción de las diferentes superficies piezométricas formadas por la incisión de los arroyos de la Propiedad y Valhondo y del río Pico (Benito 2004: 248).
 2: Perfil del Valle de la Propiedad y su continuación en el Valle de Valhondo, con proyección de unidades morfológicas y situación de resultados de la tomografía geofísica (Perfiles 8 y 9, apartado 5.3.3).
 3: Perfil 8 de la tomografía eléctrica del Valle de la Propiedad (apartado 5.3.3).

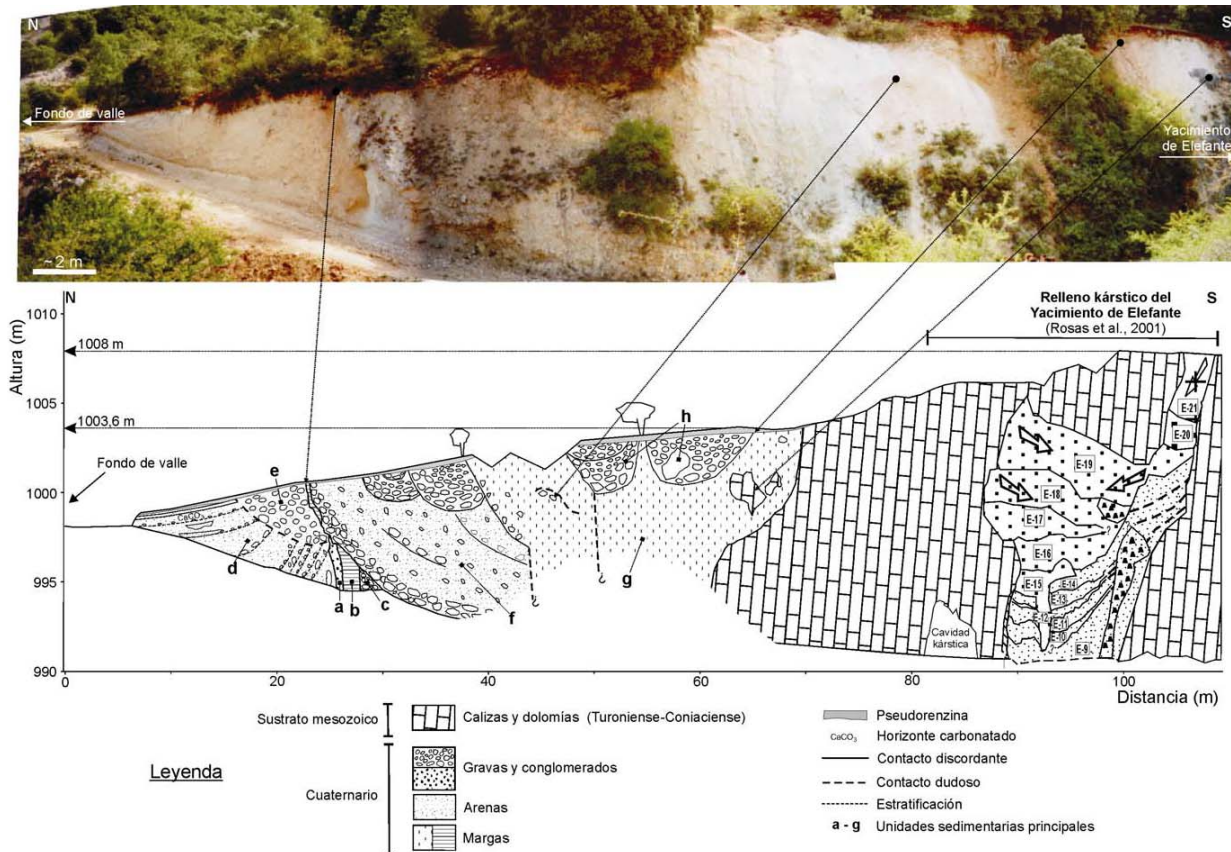


Figura 4.14 Corte estratigráfico de la secuencia sedimentaria del arroyo de la Propiedad, en el frente Este de la Trinchera del Ferrocarril (Benito, 2004: 245)

Estas unidades, a su vez, aparecen cortadas por el conjunto de unidades c, d y e, caracterizadas por gravas carbonatadas envueltas en matriz margosa, erosionadas por la unidad f, que representa a canales de gravas, principalmente de rocas cretácicas o de los conglomerados del Oligoceno-Mioceno inferior, frente a las calizas y margocalizas terciarias. Su base puede aparecer cementada y en su techo se desarrollan canales superpuestos de morfología semicircular rellenos de gravas. La unidad g se caracteriza por ser un conjunto de margas que incluyen gravas y algunos bloques, en cuyo techo inciden canales semicirculares de clastos calcáreos que componen la unidad h, cuyos sedimentos se apoyan sobre el escarpe calcáreo del valle (Figura 4.14).

En la correlación de los depósitos del Valle de la Propiedad con los niveles fluviales cuaternarios hay que destacar la gran exactitud geométrica que presentan los depósitos aquí analizados en la Trinchera del Ferrocarril con la altura de la terraza T4_{AZN} del Arlanzón (Benito 2004: 249).

El tramo bajo del arroyo de la Propiedad presenta un nuevo escalón a cota de 1.000m de altitud, que llega a enrasar con el replano situado aguas debajo de la Trinchera del Ferrocarril, posiblemente modificado por actividad antrópica, localizado en la confluencia con el Valle de Valhondo. A partir de criterios geométricos y atendiendo a su posición morfoestratigráfica, esta ruptura puede correlacionarse con el nivel de base de la terraza del Arlanzón T5 (+50-54m). Este

nivel es coincidente con la posición de las unidades d y e, de características aluviales y descritas más arriba, del relleno sedimentario del Valle de la Propiedad (Benito 2004: 247), situadas a techo de la secuencia, a 998-1000m s.n.m, las cuales yacen en clara discordancia respecto al resto del relleno y que, por tanto, podrían corresponder con un evento posterior al nivel con el que se ha relacionado el conjunto sedimentario, vinculándolo con el nivel de base que indica la ruptura a 1.000m. Esta ruptura ha sido enlazada geoméricamente con la terraza T5_{AZN} (+50-54m) (Benito 2004: 249), cuyas agregaciones dejan de influir en la zona de trinchera.

Por último, el nuevo perfil longitudinal del arroyo de la Propiedad presenta otra ruptura en una posición inferior, de 984m s.n.m. o 988m s.n.m. para el perfil obtenido con la opción 1 o la opción 2 respectivamente, en donde empieza a surgir la primera terraza del río Pico, T1_P (+8-20m) (Figura 4.4 opción 1 y 2). En base a criterios geomorfológicos, esta terraza fue correlacionada con el nivel de base de la T8_{AZN} (+ 26-35m) del Arlanzón (Benito-Calvo y Pérez-González 2007). A partir de este punto, el Valle de la Propiedad se abre al Valle de Valhondo, tributario del río Pico.

4.1.2.3. Valle de la cantera de las Torcas

El valle que se ha denominado de la cantera de las Torcas está situado al norte del pago de este mismo nombre, en donde se sitúa una importante cantera abandonada conocida actualmente como de las Torcas y al sur del conocido como Bajera de Valdecuende (Planos 1 y 2). La topografía de este pequeño valle en parte está destruida o alterada por la acción extractiva de la cantera, pero su cabecera incide en la superficie de erosión SE2, presentando en la confluencia con el Valle de Valhondo, en el corte efectuado por la Trinchera del Ferrocarril, depósitos de gravas calcáreas, arenas y margas, que evidencian la existencia de depósitos fluviales posiblemente relacionados con los localizados en el Valle de la Propiedad, que están sin estudiar (Figura 4.15).



Figura 4.15 Depósitos fluviales del arroyo de la cantera de las Torcas (fotografía: A. I. Ortega)

Este valle delimita por el norte con la llanura de inundación de Valhondo, drenando hacia él las aguas de un conducto kárstico puesto al descubierto por el corte de la Trinchera del

Ferrocarril en este sector, compuesto por las secciones colmatadas identificadas como TR26-30, aunque la suciedad de los cortes no permite dar mayor precisión (Planos 3 y 4). Este conducto presenta unos techos relacionados con el tercer nivel del karst (990-987m) (Alzado 1).

De este valle poco se conoce pero debido a su posición septentrional en relación con los conductos kársticos conocidos o puestos al descubierto por las obras de extracción minera consideramos necesario indicar su presencia en este trabajo, señalando la necesidad de realizar en el futuro un estudio del mismo.

4.1.2.4. Valle de Valhondo

El valle de Valhondo se localiza en la vertiente occidental de la sierra, en la margen izquierda del río Pico, ocupando una amplia vega entre los pagos de la Campa del Silo y Torcas, delimitada al sur por el Plano Estructural del Alto del Caballo y al norte por la confluencia con el río Pico a la salida del Valle de la Hoyada (Planos 1-3). Por este valle principalmente discurren, o han discurrido, el arroyo de Valhondo o de la Cueva del Silo (Figura 4.16), situado al sur, y los caudales procedentes de los arroyos de la Propiedad, y de la Bajera de Valdecuende, al norte, así como las aguas de la descarga kárstica del San Vicente, entre las que conocemos las paleosurgencias de Cueva Peluda, Elefante, Complejo Galería, Dolina-Penal y el conjunto relacionado con los rellenos de trinchera TR26-30, en el que se ha denominado valle de Torcas (Planos 1 y 2).



Figura 4.16 Valle de Valhondo, vista general desde el alto de Fuente Mudarra (Superior). El arroyo del Valle de Valhondo en agosto y otoño (Inferior) (Fotografías: M. A. Martín)

En la actualidad es difícil conocer y precisar la topografía original de la cabecera de este valle, en gran parte debido a la intensa actividad minera existente en esta zona desde época medieval, e incrementada a partir del siglo XX, que ha destruido parcialmente el relieve y, en parte, debido a que estamos ante un valle con amplia y difusa cabecera en forma de embudo, formado por la confluencia de elementos morfológicos externos que interconectan el desarrollo de los valles de la sierra con la evolución de la zona de descarga de las aguas subterráneas, cuyos conductos surgentes han ido mudando hacia el suroeste, en relación con la incisión fluvial durante el Pleistoceno inferior, estando en su mayoría colmatados y fosilizados, enmascarados en el paisaje actual, proporcionando un karst inactivo, colgado unos 40m por encima de la red hidrográfica principal.

El análisis del relieve del valle de Valhondo pone en evidencia una topografía en la que se intuyen en su cabecera tres incisiones remarcadas, de norte a sur, por los valles del arroyo de la Bajera de Valdecuende, el arroyo de la Propiedad y el arroyo kárstico de Cueva del Silo, para unirse en un único curso, aguas abajo, formando la llanura aluvial del arroyo de Valhondo, tributario del río Pico en la base del pago de Fuente Mudarra (Plano 1 y 2).

La morfología del Valle de Valhondo (con marcado desarrollo lateral y una evolución a partir del límite de la sierra, en contacto con los materiales impermeables neógenos) proporciona un perfil longitudinal bastante horizontalizado, debido a que el cauce se origina en el borde del macizo calcáreo, a partir de diferentes surgencias kársticas. La cabecera de este valle se localiza por debajo de la superficie de erosión SE2 (Figura 4.3), muestra una incisión mínima, desarrollándose con la misma pendiente que los estratos de las calizas cretácicas. Presenta una levísima vaguada, que no presenta niveles morfológicos conservados ni implícitos en su perfil longitudinal.

A pesar de esta peculiaridad, se puede observar como en el tramo inferior de perfil longitudinal se documenta en el eje del vallecito de Cueva del Silo, en el replano en donde actualmente se emplaza el aparcamiento de los yacimientos, una probable ruptura situada a 990-993m s.n.m. (Figura 4.3: opción 1 y 2), coincidente con la desembocadura de este vallecito con el de Valhondo. Este salto se encuentra casi a nivel de base de la terraza del Arlanzón T5 (+50-54m).

Un segundo escalón se documenta tanto en el eje de Valle de Cueva del Silo como en la prolongación del Valle de la Propiedad, aguas abajo de la Trinchera del Ferrocarril, un escalón, a 980m s.n.m., de donde surge el nivel de terraza más alto del Pico, la T1_P (+8-20m), correlacionada a su vez con la T8_{AZN} (+26-35m) del Arlanzón. Este escalón, en la confluencia del Valle de Valhondo con el río Pico, presenta depósitos carbonatados, de gravas de calizas cretácicas, arenas y margas, con espesores vistos de 4m (Benito, 2004: 190).

Una segunda curva hipsométrica del relieve del valle de Valhondo se sitúa a unos 975m s.n.m., correspondiendo a un pequeño salto desarrollado en una fase algo más reciente que el nivel T8 (+26-35m) del Arlanzón (Figura 4.3 y 4.17). Un último escalón, a 5m sobre el cauce de

dicho arroyo, equivalente con el nivel de terraza T3_P (+2-7m), completa la secuencia de evolución de los arroyos de la cabecera hidrológica del Pico.

La importancia del valle de Valhondo radica en que va a potenciar la capacidad de incisión del río Pico, al representar la conexión hidrogeológica del nivel piezométrico del Arlanzón a través del sistema endokárstico, localizando en el extremo occidental del macizo importantes paleosurgencias, en el pago de Torcas-Campa del Silo, que forman la cabecera del Valle de Valhondo (Eraso *et al.*, 2001b; Ortega *et al.*, 2005). La conexión hidrológica entre los río Arlanzón y Pico pudo desarrollarse desde los niveles altos del karst hasta el nivel de base que marca la terraza T9_{AZN} (+19-30m), nivel que altimétricamente sitúa su llanura aluvial en torno a los 963m (Benito, 2004: 225), varios metros por debajo del punto más bajo del karst, localizado en el conducto meridional de la Cueva del Compresor, aguas abajo del Valle de la Propiedad (Ortega *et al.*, 2005: 173). Por su parte, el nivel piezométrico que marca la terraza T8_{AZN} (+26-35m) se situaría en el corte transversal a la sierra, en cotas próximas a los 972m s.n.m. (Benito, 2004: 225), altitud que se relacionaría con los puntos bajos del Compresor y de Cueva del Silo, esta última en la cabecera del valle de Valhondo.

Los conductos kársticos sitúan los extremos de sus conductos, las surgencias, en el borde del macizo mesozoico, en contacto con las unidades morfológicas neógenas, en relación con las incisiones de los Valles de Cueva Mayor, de la Propiedad y de Valhondo, en el sector conocido como Torcas-Campa del Silo. Los conductos superiores presentan bóvedas a cotas de 1.015-1.020m de altitud para el Primer Piso y de 1.000-1.005m del Segundo Piso. Estos conductos marcan una posición altimétrica relacionada con horizontes piezométricos correspondientes, tanto a los niveles de base de la superficie de erosión SE4, como de la terraza T2_{AZN} (+84-88m) del Arlanzón para el piso superior, y de la T3_{AZN} (+70-78m) y T4_{AZN} (+60-66m) para el intermedio.

Los conductos del Tercer Piso del karst presentan sus bóvedas enrasadas por debajo de los 994m, con un piso inferior que sitúa sus techos por debajo de los 985m de altitud, cotas que altitudinalmente se relacionan con los niveles de base de las terrazas T4_{AZN} (+60-67m) a T6_{AZN} (+44-46m), respectivamente. Como mínimo, estos niveles de base estuvieron alimentando la cuenca del río Pico, a través de sus tributarios de Valhondo y de la Propiedad.

La desconexión hidrológica del Arlanzón con el Pico, va paralela a la desconexión hidrológica del sistema endokárstico con el nivel de base del Arlanzón, al descender éste y dejar colgados los conductos de aquel, produciendo una importante pérdida de recursos hídricos que drenaban a través de las paleosurgencias del Valle de Valhondo hacia el río Pico, situación que, en la actualidad, puede compararse con el punto surgente estacional situado aguas abajo del valle de Valhondo.

La topografía actual del Valle del Pico presenta, aguas arriba de Cardeñuela Riopico, una zona muy plana, e incluso algo deprimida, que facilita el encharcamiento de las aguas que recibe del Pico tras su confluencia con el arroyo de Valhondo. Este aporte debió facilitar, en el pasado, con el mayor caudal aportado por las surgencias kársticas del Silo y Dolina, la formación de zonas lagunares o pantanosas en el Valle del Pico-arroyo de Valhondo, lo que para Benito (2004: 225) explicaría la morfología abierta del actual valle.

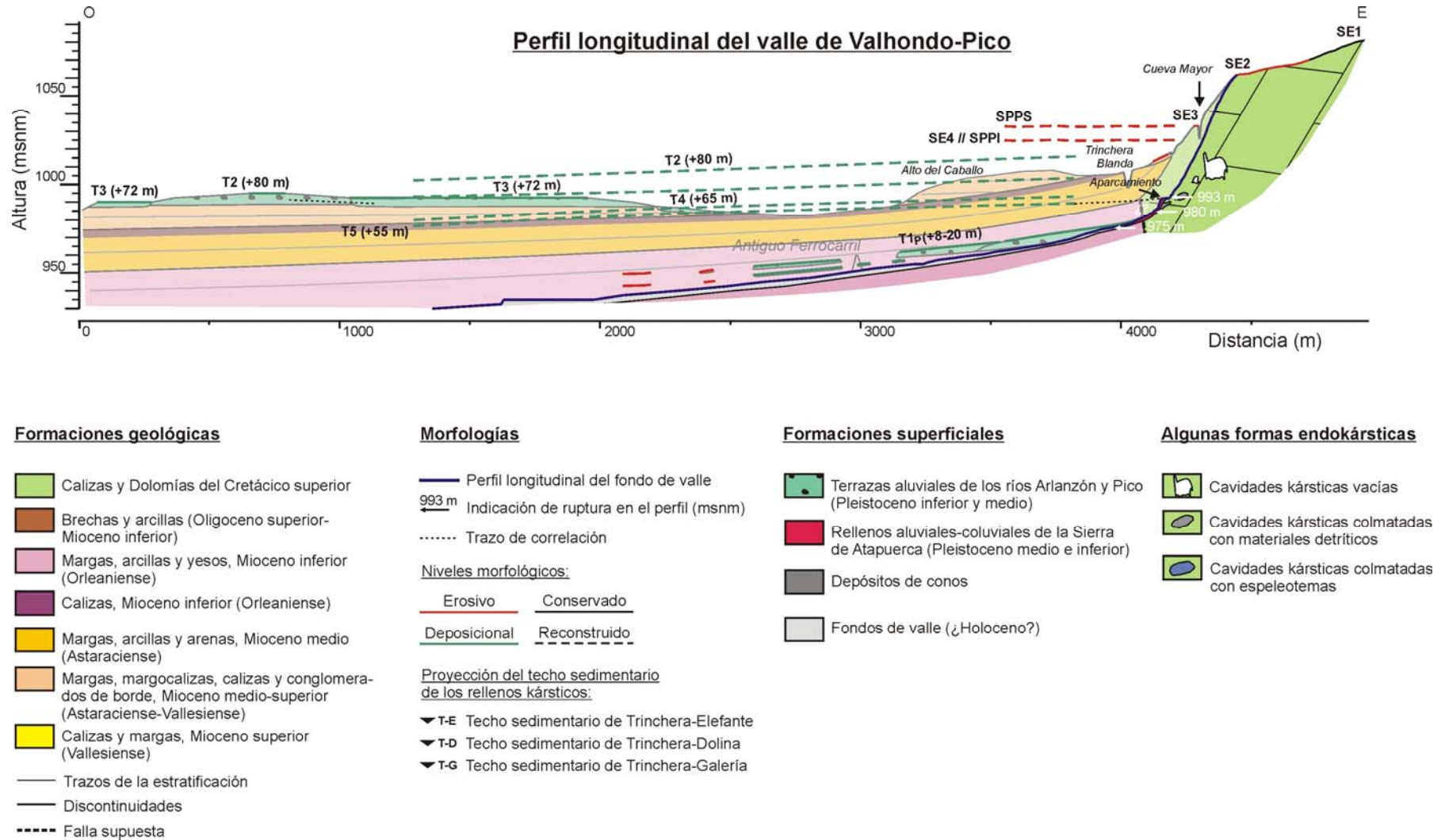


Figura 4.17 Perfil longitudinal del Valle del Valhondo-Pico con proyección de unidades morfológicas y situación en cota de las secciones del karst

La zona pantanosa formada en el sector de Valhondo propiciaría la entrada de flujos y materiales al interior del karst en determinados momentos, tal y como queda reflejado en algunas de las estaciones con huellas de corriente y sedimentos con restos fosilíferos y líticos de Galería Baja de Cueva Mayor, así como presencia de faunas acuáticas o vinculadas a ambientes con abundantes aguas, tal y como lo refleja el conjunto faunístico de la base de Elefante (Rosas *et al.*, 2006).

4.1.2.5. Valle de Valdecuende-Hoyada

Por último, queremos destacar la cabecera del Pico en el Valle de Valdecuende-Hoyada, por delimitar por el norte el monte de San Vicente, unidad que incluye las morfologías kársticas más importantes de la Sierra de Atapuerca (Plano 1 y Figura 4.18). El nacimiento del río Pico, entendido como el recorrido más largo, debe corresponder con el Valle de Valdecuende, denominado también valle de las Orquídeas en la literatura arqueológica. Representa a un valle cataclinal que evoluciona, a partir de la incisión en el límite meridional del monte de Matagrande de un campo de dolinas, denominado Campo de las Brujas, encajado en la superficie de erosión SE1, para proseguir en dirección N-S hasta confluir con el valle de La Hoyada.



Figura 4.18 Valle de la Hoyada, incisión que subdivide en dos unidades la Sierra de Atapuerca (Fotografías: M. A. Martín)

El perfil longitudinal del Valle de Valdecuende presenta varias rupturas o escalones, situando el salto superior en una cota de 1.049m de altitud, cota que se relaciona con el nivel de base de la superficie de erosión SE2. Un segundo escalón se constata a una cota de 1.036m, relacionado con la superficie de erosión SE3. Una tercera ruptura hipsométrica se

sitúa a 1.024m y se ha relacionado con la Superficie Poligénica del Páramo Inferior y con la superficie de erosión SE4. Este valle entra en contacto con el valle de la Hoyada a una cota de 1.010m, altitud coincidente con la superficie Poligénica de las Calizas del Páramo Inferior en el centro de la Sierra de Atapuerca, de cronología Plio-Pleistocena, y con el Plano Estructural del Alto del Caballo, entre los valles de Cueva Mayor y Valhondo, claramente individualizado durante la formación del nivel de terraza de la T3_{Azn} (+70-78m). Estas rupturas hipsométricas evidencian la existencia de una red fluvial que se originó en el Mioceno y se desarrolló durante el Cuaternario (Benito y Pérez-González, 2005b, Benito Calvo *et al.*, 2007).

Por su parte, el Valle de la Hoyada ha generado un pequeño cañón, de amplia sección abierta, que se incide a partir del collado de la Hoyada, con 1.032m de altitud, constituyendo la divisoria de la aguas con la cuenca del Vena y del Pico. La posición que actualmente ocupa este valle, en relación con la intersección que representaría en la superposición de planos entre el plano de la Superficie Poligénica del Páramo Superior (SPPS) y la Sierra, se situaría a cotas de 1.035-1.037m, altitud que sobrepasa la altura máxima del fondo actual de este valle (1.032), circunstancia que indica la existencia de un valle en esta posición durante la formación de la SPPS, como ya se puso de manifiesto en el análisis del perfil longitudinal del Valle de Valdecuende. Este valle sería uno de los colectores de la superficie de erosión SE3 en la sierra, cuyas aguas drenarían hacia el este, hacia las zonas lacustres que formarían la unidad sedimentaria del páramo superior. (Benito, 2004: 269).

La incisión producida por la red miocena habría conseguido desarrollar incipientemente el Valle de Valdecuende-La Hoyada, que drenaría hacia las zonas lacustres con sentido semejante al actual (Benito, 2004: 292). La evolución cuaternaria de la red fluvial va a producir la jerarquización y encajamiento del cauce hacia el oeste, formando un pequeño cañón en el Valle de la Hoyada, que divide la Sierra de Atapuerca en dos unidades geomorfológicas, el Monte de Matagrande, al norte, y el de San Vicente, al sur, además de delimitar por el norte las principales formas endokársticas conocidas en este enclave. La salida del Valle de la Hoyada va a constituir el desarrollo sobre terrenos neógenos del río Pico, en donde se conservan depósitos fluviales correspondientes a los niveles de terrazas más altos, así como rupturas hipsométricas en el perfil longitudinal relacionadas con las niveles de terrazas del Pico T1_p-T3_p (Pineda, 1997a; Benito y Pérez-González, 2007).

4.2. El exokarst de la Sierra de Atapuerca

4.2.1. Unidades kársticas

El modelado superficial del karst de la Sierra de Atapuerca no alcanza un desarrollo notable, a pesar del papel destacado que debió tener la disolución kárstica en la formación de los diferentes tipos de superficies de erosión que caracterizan a la sierra y su entorno. Como hipótesis, podrían plantearse fases de escasez de agua, que no permiten a la sierra disponer de una cuenca de drenaje. El exokarst de este enclave se caracteriza tanto por su discreción como por su ubicación, localizando los efectos de la karstificación actual y pretérita en las superficies desarrolladas sobre afloramientos de rocas solubles, que confirman una importante evolución precuaternaria y cuaternaria del karst.

El desarrollo precuaternario del karst viene atestiguado por la naturaleza de los depósitos que sedimentan la cuenca, arcillas rojas, producto de la descalcificación de los macizos carbonatados, constituyendo residuos insolubles procedentes principalmente de la karstificación de los relieves circundantes (Benito, 2004: 97). Además, la topografía plana de los arrasamientos habría favorecido la acción de los procesos kársticos, al acumular más fácilmente las aguas en periodos de mayor humedad.

Como se ha indicado, los procesos kársticos se documentan en la actualidad en los diferentes niveles de arrasamiento por conservar varios tipos de morfologías exokársticas, como dolinas, lapiaces y arcillas de descalcificación, destacando además la superficie de erosión SE1, a partir de cuyo plano se pudo haber desarrollado la posible formación de un valle de control estructural, en cuyos orígenes pudo haber funcionado como una gran depresión cerrada tipo *polje* (Benito, 2004: 97-98).

4.2.1.1. Valles de control litoestructural

Los valles de control litoestructural están a menudo relacionados con procesos kársticos, cuya forma y condicionantes litoestructurales parecen indicar un funcionamiento inicial como grandes depresiones cerradas tipo *poljes*.

El extremo norte de la Sierra de Atapuerca se singulariza por presentar una estructura fallada que ha desmantelado la serie carbonatada del Cretácico superior del núcleo del anticlinal, aflorando las rocas más antiguas del registro de la sierra (Pineda, 1997a: 13) y formando la depresión de Varones y el Valle de Paldeja o de la Mina (Figura 4.19). La estructura tectónica de este sector está compuesta por fallas y cabalgamientos, que marcan una dirección estructural ONO-ESE propia de la Cantábrica y del accidente tectónico burebano y han condicionado la morfología actual de sus valles.



Figura 4.19 Vista del Valle de Varones-La Mina (Olmos de Atapuerca) (Fotografía: M. A. Martín)

Las rocas más antiguas que asoman en esta área corresponden a los materiales del Cretácico inferior, con la formación Arenas de Utrillas, y las dolomías y calizas dolomíticas del Jurásico que aparecen en relación con la estructura fallada, en donde las facies de arcillas rojas del Keuper (Triásico), que componen la base de la secuencia, han actuado de excelentes niveles de despegue tectónico (Pineda, 1997a: 13-15).

Destaca la depresión de Varones, situada en el extremo occidental de la estructura fallada, por constituir una zona deprimida de forma elíptica, de unos 900m de longitud por unos 400m de anchura que representa a la cabecera o valle alto del arroyo del Carcaje (Figura 4.20), cuyo límite oriental forma una pequeña planicie en la que se individualiza la cabecera del Valle de Paldeja o de la Mina (Plano 1).



Figura 4.20 Cabecera del Valle de Varones (Rubena-Olmos de Atapuerca) (Benito, 2004: 138)

El perfil transversal de la depresión de Varones muestra como su borde meridional se desarrolla en la superficie de erosión SE1, a cotas de 1.065-1.070m de altitud, mientras que su frente norte aparece encajado en la superficie de erosión SE3 (1.035m). La planta de esta unidad presenta una morfología de depresión relativa, en relación con un vaciado original del núcleo anticlinal fallado a modo de combe lateral, que pudo representar en origen a una depresión cerrada, con un posible funcionamiento kárstico tipo *polje* (Benito, 2004: 97). Posteriormente, esta depresión fue desventrada, produciéndose el Valle de Paldeja o de la Mina, con desarrollo paralelo al eje del anticlinorio, y el Barranco del Carcaje, perpendicular a dicho eje.

La apertura de esta depresión se ha realizado mediante pequeñas gargantas o cañones que han horadado las dolomías jurásicas. El arroyo de la Mina ha excavado un valle

de sección asimétrica cuya cumbre superior alcanza los 1.045m y su base cotas entre los 995m a la entrada del cañón y los 985m a su salida. En la ladera NE de este sector se abre, a 1.042m de altitud, la pequeña Cueva de los Lobos, como única representante de formas endokársticas de este enclave, paleosurgencia horizontal cuyas secciones freáticas la relacionarían altimétricamente con el nivel de estabilidad de la superficie de erosión SE2 o su arrasamiento posterior, impuesto por la formación de la SE3, sin poder precisar con mayor exactitud esta relación, debido a la carencia de registro que presenta dicha superficie en este sector tan tectonizado de la Sierra de Atapuerca.

Por su parte, el Barranco del Carcaje destaca por corresponder a un arroyo de dirección dominante N-S, perpendicular a la estructura tectónica y litoestratigráfica, cuya cabecera, desarrollada en la depresión de Varones, se ha abierto paso entre las dolomías y calizas dolomíticas del Jurásico, formando un pequeño cañón de perfil asimétrico y unos 25-30m de profundidad, que se ha desarrollado, incidiendo en la proyección de la superficie de erosión SE3 (1.032m), sobre el plano de 1.025m de altitud que representa en este sector la Superficie Poligénica del Páramo Inferior, elaborada durante el límite Plio-Pleistoceno (Benito-Calvo y Pérez-González, 2007).

Los perfiles longitudinales actuales de los Valles de la Mina y del Carcaje muestran la divisoria de sus cabeceras en el plano subhorizontal de 1.010m de altitud, que limita por el este la depresión de Varones, e individualiza en la actualidad la cuenca del Carcaje de la del arroyo de Paldeja o la Mina. Ambos arroyos revelan rupturas hipsométricas vinculadas con los niveles de base que representan a la Superficie Poligénica del Páramo Inferior, relacionadas con cotas de 1.024m en el arroyo de la Mina y 1.025m en el del Carcaje, al que le sigue un segundo escalón coincidente con el producido por la T2_{AZN} a +80m y +88 m respectivamente. Por último, la secuencia de rupturas continúa únicamente detectada en el arroyo del Carcaje, donde se documentan saltos a 977 y 960m de altitud, relacionados con los niveles de la T3_{AZN} a +77m y T4_{AZN} a +66m del Arlanzón (Benito, 2004: 241).

Pocos datos disponemos sobre la formación de la depresión de Varones, sabemos que se ha desarrollado entre las superficies de erosión SE1 y un momento posterior a la SE3, al aparecer encajada en esta última superficie en su cierre norte. Además, la presencia en la margen NE de la depresión de la cavidad freática de los Lobos, evidencia la existencia de un nivel de estabilidad, vinculado a la SE2 o a la formación de la SE3, que debió desarrollarse hasta un momento posterior a la SE3, al erosionar dicho nivel morfológico. Estos datos sugieren una fase mínima de formación de la depresión, coetánea con la SE2 o con el descenso de este nivel de estabilidad al que presenta la SE3, con continuidad en una fase posterior, marcando la existencia de pequeñas surgencias en el límite oriental la presencia de un condicionamiento estructural incipiente para la posterior apertura de la depresión. La fosa de Varones está plenamente desarrollada para la fase de estabilidad que representa la superficie de erosión SE3, relacionada con momentos del Mioceno superior-final, cuyo encajamiento formaría una llanura endorreica que favorecería la formación de procesos kársticos.

Por su parte, la evolución de la red hidrográfica de los arroyos que afectan a dicha depresión muestra la presencia escalones en su perfil, que evidencian la existencia de etapas de estabilidad, generadoras de importantes procesos kársticos. Se ha detectado un primer

salto en coincidencia altimétrica con la Superficie Poligénica del Páramo Inferior (SPPI), lo que proporciona un momento mínimo de la apertura de la depresión, debido al encajamiento de la red fluvial de este enclave de la sierra, desarrollado en fases transicionales del Plioceno al Pleistoceno inferior, en relación con el inicio del encajamiento de la red hidrográfica del Duero y coetáneo con un nivel de estabilidad que ha afectado a los procesos de cavernamiento del primer nivel del endokarst de San Vicente. La existencia de un segundo escalón, coincidente con el nivel alto de las terrazas del Arlanzón, la T2_{AZN} (+84-88 m), marca la evolución y jerarquización independiente de ambos valles, en donde el Valle de la Mina se desarrolló a favor de la tectónica, mientras que el Barranco del Carcaje tuvo que incidir transversalmente la secuencia carbonatada jurásica.

Por otra parte, y aunque su origen sea totalmente dispar, se debe destacar aquí la existencia en la depresión de Varones-la Mina de material fosilizante de un antiguo karst, desarrollado a favor de la estructura tectónica, a partir de un karst de origen hidrotermal (Pineda, 1997a: 15). Se trata de gruesos depósitos de arcillas rojas con abundantes concentraciones locales de nódulos ferríferos, cuya mineralización está compuesta por oligisto y hematites grises, que presentan irregulares bolsadas de morfología masiva, que aparecen tanto encajadas en los niveles arenosos de las facies Utrillas como en vetas y brechas de hidrofracturación presentes en las calizas cretácicas. El mineral aparece alineado a ambos lados de la fractura NO-SE, posibilitando el ascenso de fluidos mineralizadores que produjeron la formación de los óxidos de hierro (Pineda, 1997a: 69).

El mineral de hierro ha sido explotado desde principios del siglo XX hasta 1973. Dicha actividad se inició en la segunda mitad del siglo XIX (Reoyo, 1969), con el hallazgo en el término de Varones de veneros de hierro que propiciaron la realización de varios proyectos de explotación, generando en 1908 la mina "Olvido", de Rubena, 30.000 toneladas de material. Las últimas explotaciones se cancelaron en 1973, con el cierre de las minas subterráneas del término Paldeja o de la Mina en Olmos de Atapuerca.

En relación con el termalismo arriba mencionado, puede citarse la presencia de manantiales de aguas minerales, del tipo bicarbonatadas cálcicas frías, delimitando la sierra (Ayala, 1988: 74-77; Ruiz Hernández y Díaz Muñoz, 2000). En las inmediaciones de la localidad de Rubena, en cuyo término se desarrolla parte de la depresión de Varones, se localiza la fuente del Rey, un manantial cuyas primeras referencias curativas se deben a finales del siglo XVIII (Paula Castilla, 1795, María Rubio, 1853). Otro manantial hidrotermal es el de Fuentecaliente, situado en la localidad de Arlanzón al SE de la Sierra de Atapuerca, que junto a las fuentes Antanillas y Salceda forma un pequeño grupo de aguas minero-medicinales, declaradas de utilidad pública en 1882, que dieron origen al establecimiento de La Estación Balnearia de Arlanzón (Martín Pérez y Antón González, 1884), en funcionamiento hasta principios del siglo XX. Por último, traemos a colación la existencia de un manantial de aguas ferruginosas frías en la localidad de Santa Olalla de Bureba, en la actualidad desaparecido (Pinagua Espejel *et al.*, 1998: 129, 133), población situada al NE de la Sierra de Atapuerca en relación con el corredor tectónico de conexión Duero-Bureba.

4.2.1.2. Lapiaces

Los campos de lapiaz, o de lenar, son una de las formas exokársticas de infiltración más comunes de la Sierra de Atapuerca, caracterizándose por constituir un lapiaz semicubierto, por arcillas de descalcificación, de discreto desarrollo, asociado al diaclasado y fracturación de la roca, formando pequeños y medianos volúmenes redondeados de típicas formas de acanaladuras (*rillenkarren*) y surcos (*rinnenkarren*), frecuentes en el karst de media montaña. En sentido amplio puede hablarse de un lapiaz semidesnudo que, a veces en zonas planas, queda prácticamente cubierto por los suelos y la vegetación, formados a partir de la imposición estructural del diaclasado y juntas del epikarst. Son formas menores de la disolución superficial, consecuencia del modelado de vertientes, por lo que su localización ocupa todas las laderas de la Sierra y las diferentes superficies carbonatadas, proporcionando un aspecto algo pedregoso e irregular al terreno (Figura 4.21).



Figura 4.21 Vista del lapiaz situado en la hombrera de Cueva Mayor y frente al yacimiento de Galería (Fotografías: A. I. Ortega y L. Rodríguez)

Destaca el campo de lapiaz localizado en el sector suroccidental del pago de La Rasa del San Vicente, a cotas de entre 1.066 y 1.072m de altitud, generado sobre el arrasamiento de la superficie de erosión SE1, por presentar un afloramiento de nódulos de sílex cretácicos, de entre 10 y 20cm de eje mayor, puesto al descubierto por la disolución de las calizas cretácicas. Este afloramiento está limitado por una franja de unos 125-130m de longitud por unos 50m de anchura, en dirección NNW-SSE (Plano 2). Estos sílex presentan trazas de una intensa meteorización, exposición subaérea, que han proporcionado cambios texturales y diferentes grados de gelifracción, (García-Antón, 1998; García-Antón Trassierra *et al.*, 2002: 43-44). La importancia de este afloramiento radica en que fue uno de los puntos de aprovisionamiento y captación del sílex utilizado para la elaboración de instrumentos desde el Pleistoceno inferior en la Sierra de Atapuerca.

Es de destacar la existencia de otro afloramiento de este tipo de sílex localizado al final de la Galería del Sílex, que aparece tanto como nódulos entre la roca caliza encajante, o como

fragmentos de riñones incluidos entre las arcillas de descalcificación que colmatan el conducto. Estos sílex se diferencian de los del exterior por no presentar las alteraciones meteóricas detectadas en la superficie del lapiaz (García-Antón *com. pers.*).

Los estudios geomorfológicos realizados en la Sierra de Atapuerca apuntan a la existencia de procesos de karstificación, con formación de lapiazes desde la fase de formación de la superficie de erosión SE1, relacionada con momentos del Oligoceno/Mioceno inferior (Pérez-González *et al.*, 1994; Zazo *et al.*, 1983; Benito, 2004). Nuevos procesos de disolución de formas de infiltración se detectan en la SE2, formada durante el Mioceno medio, así como en las SE3 y SE4, vinculadas a fases del Mioceno superior y Plioceno, lo que indica la formación continuada de procesos kársticos que desarrollan formas de infiltración tipo lapiazes o lenares como un proceso continuo, en el que las erosiones arrasan morfologías antiguas y las formas modernas se superponen a las preexistentes, siendo éstas últimas más fácilmente reconocibles.

Pocos datos disponemos para conocer la evolución de los lapiazes en la Sierra de Atapuerca, pero las intervenciones arqueológicas realizadas en el yacimiento conocido como de las Orquídeas, han mostrado una interesante estratigrafía, que proporciona un momento de formación o acumulación de arcillas de descalcificación. Este yacimiento corresponde a un lugar de ocupación al aire libre del Pleistoceno superior, situado en la cabecera del Valle de Valdecuende (publicado en la literatura como Valle de las Orquídeas), aguas abajo del campo de dolinas de Matagrande, que han puesto de manifiesto la presencia de un lapiaz cubierto por *terra-rossa* con industria lítica. Dos dataciones de Termoluminiscencia obtenidas a muro de los suelos arcillosos de descalcificación, que forman la base de la secuencia estratigráfica en contacto con la caliza, han arrojado edades de 27.507 +/- 2.295 BP y 29.955 +/- 2.319 BP (Mosquera *et al.*, 2007). Estas edades evidencian la formación o acumulación del depósito de *terra-rossa* al final del Estadio Marino Isotópico 3 (MIS 3). (Sakleton *et al.*, 2004).

Este yacimiento se caracteriza por presentar, además de elementos líticos de industrias paleolíticas, abundantes fragmentos naturales de nódulos de sílex cretácicos con claros signos de gelifracción, incluidos dentro del depósito de suelos rojos. La abundancia de estos fragmentos contrasta con la ausencia en este sector de un afloramiento de nódulos sílex encajados en la roca, como el identificado en La Rasa de San Vicente. Por las alteraciones que presentan los restos, así como por la asociación de éstos con la *terra-rossa*, puede sugerirse que los elementos silíceos proceden del desmantelamiento de la superficie caliza en donde debería de localizarse un afloramiento de nódulos de sílex próximo, como consecuencia de los procesos erosivos que disolvieron los carbonatos, lo que produjo la acumulación entre las grietas de lapiaz de residuos insolubles, en forma de arcillas de descalcificación y de fragmentos de nódulos de sílex, como los detectados en el sector excavado en el yacimiento de Orquídeas.

Los trabajos de prospección de materias primas realizados por D. García-Antón han puesto de manifiesto cierta concentración de sílex en la dolina superior al yacimiento de Orquídeas, así como la no localización en la superficie del lapiaz del Monte de Matagrande de nódulos de sílex engastados en la roca carbonatada (García-Antón *com. pers.*), que por lo arriba expuesto conocemos debió de existir en el pasado.

4.2.1.3. Dolinas

Las depresiones kársticas no constituyen un rasgo característico en el paisaje de la Sierra de Atapuerca, sin embargo se documentan varias dolinas dispersas por las diferentes superficies de erosión, desarrolladas preferentemente sobre los materiales carbonatados propios de la sierra, como las calizas y dolomías del Turoniense-Santoniense inferior y en el contacto entre las calizas brechificadas y los conglomerados de clastos carbonatados con matriz arcillosa del Oligoceno-Mioceno inferior, aunque también existen algunos ejemplos en las calizas miocenas que la bordean (Tabla 4.1).

Desde el punto de vista morfológico, las dolinas de la Sierra de Atapuerca se caracterizan por tipologías de disolución en forma de artesa, de pequeñas dimensiones, que suelen estar asociadas a diaclasas y fracturas. Sus contornos se presentan redondeados u ovalados y sus fondos, principalmente planos, están cubiertos por *terra rossa* o arcillas de descalcificación, aunque en algunos casos se han registrado también sedimentos tractivos como arenas y gravas. Este es el caso de la depresión cerrada de La Rasa de San Vicente, localizada encima de la cantera Dura de Zaldueño que, al presentar un yacimiento con industria lítica asociado a una dolina de fondo plano, fue motivo de intervención arqueológica en 2004 (Navazo, 2006: 463). La realización de dos sondeos puso de manifiesto la existencia de una secuencia sedimentaria con una potencia estratigráfica de unos 65cm de espesor (Foto 4.22), que resultó ser estéril en restos arqueo-paleontológicos. Esta serie se inicia con un nivel de gravas calcáreas, que se apoyan directamente sobre el substrato de conglomerados del Oligoceno-Mioceno inferior, para desarrollar un paquete de arcillas de descalcificación que, a techo, muestran facies arenosas (Navazo, 2006: 313-314).



Figura 4.22 Sedimentos de colmatación de la Dolina de La Rasa de San Vicente. Profundidad 65cm (Fotografía: M. Navazo)

El estudio del exokarst realizado por Benito (2004) en su Tesis Doctoral, ha permitido conocer y situar las dolinas existentes en la Sierra de Atapuerca. En este apartado hemos establecido la relación altimétrica entre las diferentes dolinas y los niveles de base (superficies

de erosión y terrazas) en que se encuentran, con el fin de poder disponer de elementos de valor que permitan aportar relaciones mínimas en los procesos genéticos de estas morfologías kársticas. Estas relaciones se han establecido en base a los datos proporcionados a partir de los mapas topográficos 1:10.000 del SGE (resolución 5m) y de las cartografías geológicas y geomorfológicas elaboradas por Benito (2004).

Al igual que ocurría con los campos de lapiaz, las dolinas aparecen desarrolladas en las diferentes superficies carbonatadas y su distribución cartográfica pone en evidencia la ubicación de estas depresiones en sectores de borde, mostrando como la gran mayoría de estas depresiones cerradas han sido capturadas por la acción erosiva remontante de las cabeceras de los arroyos de la sierra, lo que viene a confirmar la sobreimposición del actual modelado fluvial sobre un modelado kárstico anterior.

Tres son las dolinas identificadas claramente en los terrenos mesozoicos de la superficie de erosión SE1. Se sitúan en torno a cotas de 1.075m de altitud y presentan unas morfologías circulares, tendentes a elipsoidales, con dimensiones que marcan unos ejes de 45 por 35m para la situada en el Alto de San Vicente y de hasta 57 por 33m de la mayor del Matagrande. La topografía actual de estas depresiones se relaciona con el arranque de los valles de *Patarcil* (San Vicente), Estecillas y Prado Ancho (Matagrande), destacando en el perfil longitudinal del arroyo de Estecillas un escalón a cotas de 1.050m que, como se ha indicado en apartados anteriores (3.4.3.4), está relacionado con el nivel de base de la SE2.

Encajado en la SE1 se desarrolla el campo de dolinas localizado en el pago conocido como Campo de las Brujas (Figura 4.23), situado a favor del eje del anticlinal, al sur del Matagrande, marcando la cabecera del valle de Valdecuende, que corresponde al trayecto más largo de las aguas del río Pico. Se trata de una concentración de depresiones kársticas, en el interior de una zona deprimida de unos 162m de longitud por unos 120m de anchura, que está parcialmente alterada por el trazado de una pista militar de vehículos pesados. Se pueden identificar claramente tres dolinas de disolución, presentando dos de ellas formas circulares, con diámetros de unos 23,5 por 25m de eje, y la tercera una forma más ovalada con ejes de 38 por 27m. Una cuarta depresión, poco profunda, se localiza en el centro de la pista militar por lo que sus contornos están bastante alterados. Estas dolinas muestran sus fondos, a cotas de 1.070-1.072,5m de altitud, manifiestamente por debajo de la SE1, lo que indica que este campo de dolinas debería haberse formado en un momento posterior a la superficie de erosión en la que se encajan, sin poder concretar más, aunque la relación que presenta esta depresión con la cabecera del arroyo de Valdecuende-Pico, aporta nuevos datos.

Como se ha visto en el apartado 4.1.1.5., el arroyo de Valdecuende presenta su actual cabecera aguas debajo de la depresión kárstica del Campo de las Brujas, aunque su perfil longitudinal muestra una serie de rupturas hipsométricas o saltos a cotas de 1.049, 1.036 y 1.024m que han sido relacionados con los niveles de las superficies de erosión SE2, SE3 y SE4 (ver apartado 4.1.1.5.), que evidencian a la existencia de dicho curso fluvial durante el Mioceno, cuyo curso se ha ido encajando durante el Plioceno y el Pleistoceno inferior. Durante el Pleistoceno inferior se produjo la confluencia del valle de Valdecuende con el de la Hoyada, correspondiendo su actual desarrollo a la evolución cuaternaria, en que la acción remontante de su cabecera alcanzaría el sector de dolinas de la cumbre del Matagrande.

Estos hechos parecen indicar un origen precuaternario de las dolinas, situadas en una posición inferior a la SE1 y superior al arroyo de Valdecuende, que debería relacionarse con un momento preferentemente coetáneo o posterior a la formación de la superficie de erosión SE2, produciéndose en un momento más moderno la captura de la depresión del Campo de las Brujas por la red fluvial, dejando aún en condiciones endorreicas algunas de sus dolinas, con capacidad para almacenar agua en época de fuertes lluvias o de deshielo (Figura 4.23 superior). Para conocer la sucesión de la captura se dispone de las dataciones obtenidas en las arcillas de descalcificación localizadas en el yacimiento de las Orquídeas, situado al pie de estas depresiones y en la cabecera de Valdecuende, que indican una formación de la *terra rossa* en un momento del final del Estadio Marino Isotópico 3 (MIS3). Por encima de estas arcillas la secuencia estratigráfica muestra un paquete arenoso, de carácter erosivo, que ha sido relacionado con el arroyo de Valdecuende (Mosquera *et al.*, 2007). Estos datos permiten apuntar la captura del campo de dolinas de las Brujas en un momento bastante reciente del Cuaternario, en donde la fase tractiva podría corresponder a una edad mínima para la captura parcial del Campo de las Brujas, ya que esta fase indica una circulación exorreica de las aguas, aunque quizá el valle ya tuviera la morfología actual desde hace mucho tiempo.



Figura 4.23 Dolinas de la Sierra de Atapuerca. Superior) Dos de las dolinas que componen el Campo de las Brujas (Matagrande). Inferior) Dolinas del Alto de San Vicente y de La Rasa respectivamente (San Vicente) (Fotografías: A. I. Ortega y M.A. Martín)

En los bordes de la superficie SE3, en un área donde se ponen en contacto calizas brechificadas y los conglomerados del Oligoceno-Mioceno inferior del Monte de San Vicente, existe una serie de dolinas alineadas en el llano conocido como La Rasa o Llano de San Vicente (Figura 4.23 inferior). La mayor concentración se desarrolla en la ladera oriental, presentando sus fondos a cotas próximas a 1.037,5 y 1.042, alejándose de estas referencias la

situada al sur del manantial de Santa Casilda, por presentar elevaciones algo más altas en torno a 1.045m. En la cabecera del Vallejo Oscuro, al oeste del San Vicente, se sitúa una séptima depresión kárstica cuyo fondo aparece a 1.052,5m de altitud. La singularidad de todas estas dolinas, (excepto la identificada en los planos 1 y 2 como 2) es la de presentar sus depresiones capturadas por los arroyos de la actual la red fluvial, correspondiendo cinco a cauces tributarios del Arlanzón, mientras que el situado más al NE drena al arroyo de Fuenterrón, afluente del Vena (Plano 1 y 2). Estas relaciones permiten señalar un tiempo de formación de las dolinas enmarcado entre la superficie de erosión SE3, que resulta ser altiméricamente coincidente con la Superficie Poligénica del Páramo Superior, sobre la que se han desarrollado dolinas y la captura de las mismas por la cuenca de drenaje superficial de la red fluvial. La existencia de importantes procesos kársticos durante la formación de las Calizas del Páramo Superior, puede hacernos sugerir la posibilidad de formación de estas depresiones vinculadas a estos momentos, pero estas relaciones no descartan otras posibilidades, estando seguros que para el Cuaternario dichas dolinas estaban ya formadas.

Por último, destacar la presencia sobre las calizas miocenas astaracienses de la Plataforma Estructural de Villalval-Rubena del conjunto de tres dolinas del Filón Colorado (Matagrande). Estas depresiones aparecen con una importante diferencia altitudinal, situando la base de la torca superior a 1.025m, cota que la relaciona con la superficie SE3 que aquí nos ocupa, mientras que las depresiones inferiores presentan puntos bajos en torno a 1.008-1.010m, evidenciando una relación de formación con el nivel de base de la terraza del Arlanzón T3 (+70-78m), momento en que la Plataforma Estructural ya estaría exhumada. Estas dolinas se han desarrollado sobre la superficie de las calizas miocenas que en este sector se caracterizan por presentar estratos, en contacto con la sierra, con una fuerte pendiente y poco espesor, acomodándose las morfologías kársticas al relieve preexistente. Estas dolinas son muy superficiales debido a que la potencia de las calizas es pequeña.

En la superficie de erosión SE4 únicamente se han detectado dos pequeñas dolinas que disuelven a los materiales clásticos carbonatados de San Vicente, situadas en el borde de la ladera. De formas ovalada y circular y dimensiones de 47 por 45m y 43 por 26,5m de ejes, con fondos a 1.020 y 1.023m de altitud. Aparecen seccionadas por los arroyos de los valles de Patarcil y el que va a dar al manantial de Fuenterrón, ambos en la cabecera norte de Fuenterrón, aguas abajo de la dolina del alto de San Vicente.

Esta relación indica que las dolinas que aquí nos ocupan se formaron sobre la superficie de erosión de la SE4, por lo que los procesos de disolución kárstica deben ser posteriores a dicha unidad, correlacionada con el límite Plio-Pleistoceno. La incisión de las dolinas, debido al avance remontante del curso alto de la cabecera del arroyo de Fuenterrón, evidencia que son anteriores a la formación de la cabecera de dicho arroyo, con lo que su origen debe estar entre la etapa de estabilidad de la SE4 y el desarrollo del curso alto del Fuenterrón.

Como se expuso en el apartado 3.4.3.4, sobre los cursos fluviales de la Sierra de Atapuerca, el arroyo del Fuenterrón presenta varios escalones que evidencian una formación miocena del valle desde momentos de la SE3, presentando el escalón relacionado con la SE4 o Superficie Poligénica del Páramo Inferior a cotas de 1.025m s.n.m. (Figura 4.11, Tabla 4.1),

coincidentes con los fondos de las dolinas de este estor. Esto indicaría que, para este momento, se estaría desarrollando el curso del Fuenterrón a la altura de Fuente Ongámar, cuyo cauce va a dar a la dolina de La Rasa más septentrional (identificada con el nº 1 Plano 2), y las dos dolinas de la Curumacha. Es interesante traer a colación la presencia de un escalón en el perfil longitudinal del Fuenterrón, por estar desarrollado a 1.025m de altitud y haber sido correlacionado posiblemente con el nivel de terraza del Arlanzón T2_{AZN} (+84-88m), ya que la terraza T3 (+70-78m) del Arlanzón se documenta en el cercano afloramiento de Zalduendo a cotas de 1.020-1.026m (Benito, 2004: 240). Esta cota es coincidente con el inicio de la incisión del actual vallejo sin nombre que da a Fuenterrón, seccionando y atravesando la segunda dolina. Por su parte, la dolina localizada en el curso del valle de Patarcil, aparece también seccionada por dicho cauce, lo que indicaría que la cabecera actual debe ser posterior a la formación de la dolina, debido al avance del arranque del arroyo de Patarcil como resultado del retroceso de vertiente.

Estas relaciones parecen indicar que la captura y sección de las depresiones se realizó con la terraza más alta del Arlanzón, dando un tiempo de formación y captura limitado entre las superficies SE4 y la T2_{AZN}, relacionado muy seguramente con momentos que se enmarcan entre un Plioceno avanzado y el Pleistoceno antiguo.

En cotas entre el nivel de la SE4 y la T2_{AZN}, aunque más acorde con la proyección del nivel de base de la T2 del Arlanzón, se sitúa la dolina de Matarrubia al suroeste del Matagrande (Plano 1). Se trata de una depresión cerrada, desarrollada sobre las calizas astaracienses, cuyo fondo aparece a cotas relacionadas con los 1.018-1.020m. Su situación de aislamiento no proporciona suficientes elementos de valor, conociendo únicamente que se está ante una dolina formada en un momento incierto quizá relacionado con fases del Pleistoceno antiguo, en relación con el encajamiento de la red fluvial cuaternaria.

En localización de ladera y sobre los replanos de las calizas miocenas del Astaraciense se van a desarrollar algunas dolinas, dispersas por la proyección de superficies de estabilidad del Cuaternario. Destacan en el Matagrande las depresiones inferiores del conjunto de Filón Colorado, señalado anteriormente, y en el San Vicente un par de pequeñas torcas situadas aguas abajo del manantial de Santa Casilda en término de Zalduendo, encajadas en el sediplano SD2. Estas dolinas presentan sus fondos a cotas de 1.008-1.010m, a excepción de la dolina septentrional del San Vicente, cuyo fondo se sitúa próximo a los 1.016m. Estas cotas están relacionadas con la proyección en la Sierra del tercer nivel de terrazas del Arlanzón, identificado con altitudes de 1.008-1.010m, resaltando como la depresión del San Vicente, con su fondo a 1.016m, aparece claramente encajada en el nivel de la T2_{AZN}, por lo que la formación de todas ellas debe relacionarse con un momento posterior a la formación de la T3_{AZN}.

Entre los niveles de terrazas T4-5 del Arlanzón se sitúa la dolina del Alto de los Molares, que se desarrolla en las calizas astaracienses, en el curso del arroyo Molares, aguas abajo de la dolina meridional de La Rasa de San Vicente. Se trata de una depresión ovalada, con el eje mayor en dirección E-W, y unos 43m de longitud por unos 22,5m de anchura. Su fondo plano aparece a una cota media de unos 1.005m de altitud, correlacionándose con el

margen de la proyección de los niveles de base que engloba el encajamiento de las terrazas cuarta y quinta del Arlanzón en la sierra.

En el término de Los Pedernales (Zalduendo) se encuentra una dolina aislada, de poca profundidad, que está encajada en la Plataforma Estructural, erosionando los materiales calizos del Mioceno inferior (Orleaniense, a techo de Dueñas). Se trata de una depresión de unos 248m de eje mayor por 111m y unos 4,5m de profundidad, cuyo fondo se sitúa a 986m de altitud, nivel que coincidiría con el de la terraza +38-40m del Arlanzón (T7_{AZN}), y su techo se situaría en este punto a unos 995m s.n.m., lo que sugiere que dicha dolina debe ser posterior a la formación de la terraza. Esta depresión kárstica no tiene apenas profundidad debido a la escasa potencia de las calizas, representando en la actualidad la cabecera de un pequeño curso que confluye en el arroyo del Prado Valle

Todos los niveles morfológicos aquí expuestos se muestran resumidos en la siguiente tabla (Tabla 4.1), en donde se indican las principales formaciones kársticas, tanto del exokarst como endokarst.

Por último, es interesante indicar la existencia del topónimo Torcas, localizado en el sector ocupado por la Trinchera del Ferrocarril, entre los términos de Atapuerca e Ibeas de Juarros. Gracias a las labores de poda y entresaca realizadas en 2007, se ha podido identificar en este sector una pequeña dolina de colapso situada en el entorno de Dolina, unos 18m al N del área de excavación de TD10 (Figura 4.24). Se trata de una pequeña depresión circular desarrollada sobre la superficie rocosa, a unos 1.010-1.008m de altitud, que se encuentra colmatada casi a techo. La cota de esta superficie está relacionada con el nivel de la terraza del Arlanzón de +70-78m (T3_{AZN}), cuyo nivel freático inundaría y desarrollaría los conductos del segundo y tercer piso del karst de San Vicente, por lo que su formación debe ser posterior, en relación con el colapso del techo de un conducto kárstico vinculado con las secciones de Dolina y TR20-21 de Trinchera. Esta estructura podría corresponder al hundimiento de la bóveda de un pasaje conectado, por cercanía, con la cavidad formada por las galerías seccionadas por la Trinchera del Ferrocarril Minero e identificadas como Dolina-Penal y TR19-20, anteriormente indicadas (Plano 3).



Figura 4.24 Dolina del término de Torcas, situada al NE del relleno de Dolina (Fotografía: A. I. Ortega)

Tabla 4.1: Esquema de niveles morfológicos en los valles de la Sierra de Atapuerca a partir de los mapas topográficos 1:10.000 del SGE (resolución 5m -Benito (2004)- y resolución 2,5m y 1m -Benito *com. pers.*-) con referencia a la formación de morfologías kársticas según las ladera Este u Oeste.

Sierra de Atapuerca	
Este (S-N)	Oeste (S-N)
SE1 (1.077) (Oligoceno)	Oscurito (1.070) A Cueva Mayor (1.079/1.072) A La Propiedad (1.075) A
<i>Lapiaces</i> Dolinas Alto San Vicente-1.075 – Entre valles de Cueva Mayor y Patarcil Campo de las Brujas3 – Nac. Arroyo Estecillas P Mojón blanco3-1.075(SE1/SE2??) – Nac. Arroyo que da a Prado Ancho P	
SE2 (1.060)	Sierrilla (1.058) A Suave (1.058) A Oscurito (1.052) A Bajera Valdecuende (1.053)? P Valdecuende/Orquideas(1.049) P Estecillas (1.050) P La Larga (1.047) P
<i>Lapiaces</i> Dolinas Campo de las Brujas2-1.070/1.072.5 -- Valdecuende/Nacimiento del Pico Mojón Blanco1 y 2- 1.065 (CCs) – Nacimiento de arroyo que da a F. Avellano V Cueva Gatera de Mojón Blanco	
Base del Astaraciense	Suave (1.043?) A Oscurito (1.047 y 1.043) A Cueva Mayor (1.058/1.055) A Bajera Valdecuende (1.047) A
<i>Dolinas</i> La Rasa (C1-5: 1.055) (Valle Oscuro (CCs) – Nac. Arroyo Suave A La Rasa (1.037 / 2:1.050) (Peñas Pardas (Olig.) – Nac. Arroyos sin nombre (al Arlanzón y al Vena) <i>Cavidades Pre-Cuaternarias: Nivel Cueva Ciega-Paredeja y Cueva de Los Lobos (Freático)</i>	
SE3/SPPS (1.036) (Plioceno)	Suave (1.032?) A Oscurito (1.035) A Cueva Mayor (1.042-hombreira) A La Propiedad (1.040-1) P Bajera Valdecuende (1.031?) P 5/Peña Sombria (1.038) P 6/Cansordo (1.030) P Valdecuende/Orquideas (1.036) P Canal de la Cerrada (1.036) P Estecillas (1.030) P La Larga (1.030) P
<i>Lapiaces</i> Dolinas La Rasa (C1-5: 1.052-1.055) (Valle Oscuro: CCs) – Nac. Arroyo Suave A La Rasa (1.037 / 2:1.050) (Peñas Pardas: Olig.) – Nac. Arroyos sin nombre A-V Filón Colorado1 (1.020-1.025) (CM. Astaraciense) – cabecera Prado Ancho P Dolinas de Colapso abiertas en la superficie de la SE3 dando acceso a Cueva Mayor <i>Cavidades Pre-Cuaternarias: Nivel Cueva Ciega-Paredeja y Cueva de Los Lobos (Freático)</i>	
SE4-SPP1 (1.025) (Plioceno-Pleistoceno)	Suave (1.022?) A Oscurito (1.022?) A Cueva Mayor (1.027-2) / ¿1.022-1.023? A ¿La Propiedad (1.027-1)? P Bajera Valdecuende (1.025) / (1.020)? P 5/Peña Sombria (1.020)? P Collado de la Hoyada (1.028) P Valdecuende/Orquideas (1.024) P
<i>Dolinas de la Caramucha (1.025-1.027) (Olig.)- 1. cabecera Patarcil / 2 encima de Fuenterrón (Piedrahita) V Nivel superior del karst Multinivel de San Vicente (freático)</i>	

Morado: San Vicente; Azul: Matagrande; Verde: morfologías kársticas; Negro: unidades morfológicas A: Arlanzón; V: Vena; P: Pico; (1.028): altitud sobre el nivel del mar

Sierra de Atapuerca	
Este (S-N)	Oeste (S-N)
T2 AZN (84-88)	Suave (1.022)? A Oscurito (1.022)? A ¿Cueva Mayor (1.022-1.023)? A Bajera Valdecuende (1.020)? P 5/Peña Sombria (1.020)? P Estecillas (84) (1.012) P La Larga (84) (1.015) P
<i>¿Fuenterrón (72) (1.020)? V Aulagares (85) (1.010) V Represa (89) (1.0084) V Entremesado (80) (995) V La Mina (80) (990) V Carcaje (88) (998) V Dolinas de Matarrubia1 (.020-1.018) (olig.) y de la Parra (980-982, Sur de Arlanzón) (CPI. Vallesiense) Nivel superior del Karst Multinivel de San Vicente (freático)</i>	
T3 AZN (70-75) (+)	Sierrilla (1.010)? A Suave (1.015-1.014?) A Oscurito (1.015) A Cueva Mayor-plano c (1.015-1.010) A La Propiedad (1.008-1.005) S.GF-P Bajera Valdecuende (1.010)? P 6/Cansordo (1.012) P Cañal de la Cerrada (70-75) (1.000) P Estecillas (70-75) (998-1.000) P La Larga (70-75) (1.000) P
<i>Fuenterrón (72) (1020) V ¿Fuenterrón (66) (1014)V? Aulagares (70) (995) V La Nogada (70-75)(1.005)P Entremesado (72) (987) V Carcaje (77) (977) V Dolinas Filón Colorado1?, 2 y 3 (1.008-1.010/1.017-1.025) (CMAst.) – 2.Prado Ancho N P Dolina de colapso en el término de Torcas (acceso al conducto Dolina-TR20-TR21)) Nivel intermedio del karst multinivel de San Vicente (freático) / Nivel superior (vadoso) Plano Estructural del Alto del Caballo y Plano b (NI-inferior) de valle de Cueva Mayor</i>	
T4 AZN (62-65) (-)	Suave (995) A Oscurito (994?) A Cueva Mayor-plano e (1.007) A La Propiedad (1.007-1.009) P Bajera Valdecuende (998)? P 5/Peña Sombria (1.002)? P Cañal de la Cerrada (62-65) (990) P Oscurito (990) A Cueva Mayor-plano f (1.003) A Valhondo (55) 993 P ¿La Propiedad (55) (1003) P? La Nogada (55) (985) P La Cerrada (55) (980-985) P La Larga (55) (970) P Novilla (50) (935) V
<i>Fuenterrón (66) (1014) V Carcaje (66) (960) V Dolina Alto de los Molares (1.004,5-1.007) (CMAst) – A. Molares A Nivel inferior del karst Multinivel de San Vicente (freático) / Nivel superior e intermedio (vadoso)</i>	
T6 AZN (44-46)	Oscurito (982-985) A ¿Cueva Mayor (995) A? La Propiedad (988) P Bajera Valdecuende (985) P
<i>Dolinas de Santorcate1 y2 (978-980: S. Arlanzón, entre T6AZN-T8AZN) – Arroyo de Santorcate Nivel inferior del karst Multinivel de San Vicente (epifreático) / Nivel superior e intermedio (vadoso)</i>	
T7 AZN (38-40)	¿La Propiedad (984-1) P? ¿Valhondo (48) 980 P?
<i>Nivel superior del karst Multinivel de San Vicente (inactivo) / Nivel intermedio e inferior (vadoso)</i>	
T8 AZN (26-35)	Cueva Mayor (35) (972) A ¿Valhondo (975) P? La Propiedad (984-1) P
<i>Dolina Pedernales (986-991) (CMcal.marg.c.Orl) – Arroyo Pedernales V Nivel superior e intermedio del karst Multinivel de San Vicente (inactivo) / Nivel inferior (vadoso)</i>	
T9 AZN (19-30) (+)	¿Valhondo (975) P?
<i>Fuenterrón (19) (967) V Nivel superior e intermedio del karst Multinivel de San Vicente (inactivo-Fósil) / Nivel inferior (inactivo)</i>	

Por lo expuesto, podemos concluir que las morfologías de dolinas de la Sierra de Atapuerca se corresponden a formas de disolución de las rocas carbonatadas, localizadas preferentemente en los bordes de las diferentes superficies de erosión, a lo largo de los cursos de los valles que drenan la sierra, apuntando la posibilidad de un origen precuaternario para las situadas en las superficies carbonatadas relacionadas con la SE1, SE2 y SE3, y quizá también sobre la SE4, mientras que las encajadas en las superficies relacionadas con antiguos niveles de aplanamiento de la red fluvial cuaternaria tendrían un origen pleistoceno. La mayoría de las dolinas aparecen capturadas, o incluso seccionadas, por la acción erosiva de las cabeceras de los arroyos, incorporándose dichas depresiones a los cursos de los valles actuales de la sierra.

4.3. El endokarst de la Sierra de Atapuerca

En este capítulo se aborda el estudio del endokarst de la Sierra de Atapuerca, que incluye un inventario y catalogación de los rasgos geomorfológicos de las cavidades y conductos, junto con la elaboración de una planimetría específica de los fenómenos espeleológicos, intentando sistematizar los procesos espeleogenéticos que han configurado el karst de la Sierra de Atapuerca, un enclave caracterizado por constituir un elemento aislado en el paisaje, un anticlinal mesozoico rodeado de materiales terciarios.

Para lograr estos objetivos, se propone una clasificación de los fenómenos subterráneos de la sierra en base a los contextos geológicos e hidrogeológicos en que se han generado las cavidades, y a unidades fisiográficas, aportando datos de distribución espacial de las mismas, que marcan la existencia de diferentes sectores kársticos en la Sierra de Atapuerca. Además, se indicará la presencia de secuencias antrópicas o evidencias de ocupación humana o animal.

La bibliografía centrada en la descripción morfológica del endokarst del ámbito geográfico de estudio se limita a los trabajos de Martín *et al.* (1981). Se trata de un catálogo sistemático de las cavidades y conductos kársticos de la Sierra de Atapuerca, en su totalidad, cuyos trabajos de prospección y documentación planimétrica se iniciaron en los años cincuenta por miembros del Grupo Espeleológico Edelweiss (Plana, 1967). De este primer catálogo espeleológico destacamos la exactitud y precisión en los elementos inventariados y cartografiados, resultando a día de hoy un trabajo básico para el conocimiento y estudio de este karst. Falta la individualización e identificación de algunos conductos seccionados en los frentes de canteras o de la Trinchera pero los más importantes e interesantes, desde el punto de vista paleoarqueológico, están representados.

Un primer artículo de Torres (1976), constituye el preámbulo de los trabajos que sobre la Geología y Geomorfología se inician con el equipo de Aguirre, en la actualidad desarrollados bajo la dirección de A. Pérez-González, y que han aportado un nuevo impulso a estas investigaciones (Zazo *et al.*, 1983; Benito, 2004; Ortega *et al.*, 2005; Benito y Pérez-González, 2005; Benito-Calvo y Pérez-González, 2007), incidiendo en el conocimiento de la evolución del paisaje de la Sierra, con referencias a mecanismos espeleogenéticos responsables de la formación de las cavidades, temática que se ahondará en la presente tesis.

4.3.1. Unidades kársticas

El karst de la Sierra de Atapuerca se puede caracterizar por la importancia de sus formas endokársticas, frente al escaso desarrollo de las formas exokársticas, concentradas en la unidad fisiográfica del San Vicente, en donde se localiza el conjunto de cavidades y yacimientos prehistóricos de Cueva Mayor-Cueva del Silo y de Trinchera, así como las cuevas del límite oriental de La Paredeja, Ciega y Mirador. En contraposición, en el monte de Matagrande la representación de formas subterráneas conocida es mínima y de poca relevancia.

Los procesos de karstificación de formas endokársticas de la Sierra de Atapuerca se desarrollan principalmente en los materiales mesozoicos del Cretácico superior (calizas y dolomías del Turoniense-Santoniense inferior), más favorables a la formación y evolución de los sistemas espeleogenéticos que los materiales carbonatados terciarios, contabilizándose únicamente en las calizas brechificadas las cavidades del Mirador y la descubierta en el barrio de La Revilla de Atapuerca (Plano 1).

En la Sierra de Atapuerca las cavidades están desarrolladas en sectores de borde o límite y denotan una génesis en régimen freático próximo a un antiguo nivel de base. En la actualidad se localizan todos los conductos conocidos en la zona vadosa o de aireación, caracterizando a un karst inactivo y fósil, colgado del nivel de base regional. La mayoría de las cuevas de este karst se han formado próximas a los ríos Arlanzón y Pico, para la unidad de San Vicente, o a los arroyos formados en la ladera norte del Matagrande.

4.3.1.1. El monte de San Vicente

El monte de San Vicente presenta las principales formas endokársticas de la Sierra de Atapuerca, representadas en dos conjuntos subterráneos bien diferenciados (Plano 1). Un primer grupo subterráneo se sitúa en el sector meridional del San Vicente, entre la ladera de La Paredeja y el camino de la mojonera de Ibeas de Juarros y Zalduendo (Plano 2). Este conjunto está formado por tres pequeñas cavidades, aisladas en la actualidad, La Paredeja, Cueva Ciega y el Abrigo del Mirador, cuyas bóvedas marcan dos niveles, el superior con techos situados a cotas próximas a 1.052m s.n.m. de Cueva Ciega y La Paredeja y el del Abrigo del Mirador, situado unos 18m más abajo, a 1.034m s.n.m. (Plano perfil 1). Rellenos abiertos en los frentes de canteras o calicatas abiertas en el término de La Paredeja evidencian la presencia de un karst fósil desconocido en este sector.

El conjunto principal se localiza en el sector occidental, en relación con los términos de Cueva Mayor, Torcas y Valhondo (Planos 2-5). Está compuesto por el sistema kárstico de Cueva Mayor-Cueva del Silo y las cavidades de Peluda y Compresor, formando una red de varios niveles de galerías penetrables de unos 4,5km. A este conjunto de cavidades hay que añadir la presencia, en el pago de Torcas, de numerosos conductos colmatados puestos al descubierto por las obras de la Trinchera del Ferrocarril y las canteras a lo largo de los siglos XIX y XX. Destacan por el volumen e importancia en registros espeleológicos y

arqueopaleontológicos y ponen de manifiesto la existencia de un importante complejo de conductos inaccesibles e inexplorados.

4.3.1.1.1. *El karst del sector meridional de San Vicente*

El sector meridional del San Vicente presenta un modelado kárstico caracterizado por un exokarst en donde destaca el campo de lapiaz y las dolinas de La Rasa de San Vicente (apartado 4.2.2.2 y 4.2.2.3) y un endokarst compuesto por un pequeño conjunto de cavidades de reducidas dimensiones (Plano 2 y Alzado 1), que han servido como referencias geográficas e hitos del territorio en relación con el Consuno de la Villa de Atapuerca y la Junta de Juarros (Ortega, 2006a: 484), con mojones sobre las cuevas Ciega y del Mirador.

Las cavidades del karst del Alto del San Vicente se caracterizan por ser muy corticales y desarrollarse en las calizas y dolomías mesozoicas del borde de la sierra. Las cavidades de La Paredeja y Cueva Ciega representan a conductos subhorizontales formados bajo condiciones freáticas, muy próximos entre sí, a cotas inferiores a los 1.055 m de altitud, formando parte de un mismo sistema.

A) *Cueva de La Paredeja, Cueva Ciega y los rellenos CR6*

La Cueva de La Paredeja se localiza en la parte superior de la trinchera minera más occidental de las realizadas en los años 60 en el término de La Paredeja. Esta cavidad, tiene unos 25m de desarrollo total, con una anchura media de 1,5m y una altura variable entre 1,5-2m; se abre en una pequeña torca circular de 1,7m de diámetro y 1,3m de profundidad que da acceso a un conducto de origen freático, cuya bóveda presenta chimeneas ascendentes que alcanzan los 1.053m de altitud. Este eje se caracteriza por el dominio lineal y la dirección ENE, al que converge ortogonalmente una pequeña lateral de unos 6m de longitud en dirección S, que finaliza en una pequeña salita colmatada por sedimentos, próxima a la ladera. En el conducto principal se desarrollan espeleotemas de flujo y goteo de aspecto antiguo (Figura 4.25 y 4.26, Plano 2; Alzado 1 y Lámina-Sección 89).

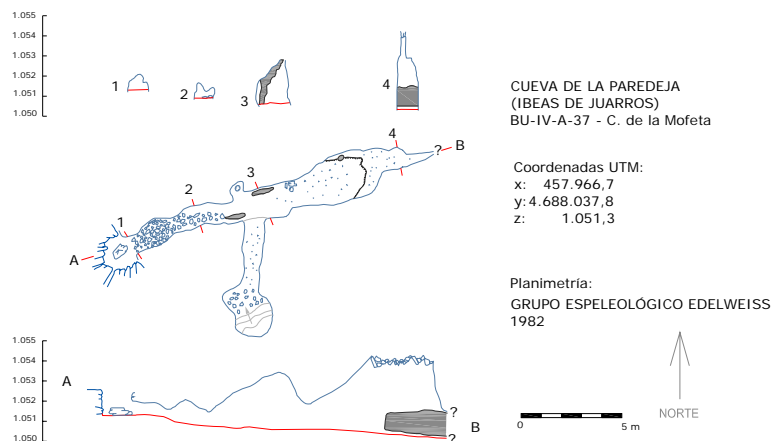


Figura 4.25 Planimetría de Cueva de La Paredeja (Ibeas de Juarros) (Archivo G.E.E.-1982).



Figura 4.26 Vista de la dolina de acceso a Cueva de La Paredeja (izda.) y del interior, al final del conducto, en donde se documenta la presencia de antiguos espeleotemas (dcha.) (Fotografía: M. A. Martín).

Cueva Ciega representa a una cavidad muy somera, de origen freático, controlada por la estructura y los planos de debilidad, con dos entradas de pequeñas dimensiones localizadas en un sector deprimido de la ladera, ocultas por la profusa vegetación, de ahí le viene su nombre. Está formada por dos salas rectangulares, con un desarrollo hacia el Norte, al interior de la sierra, en las que convergen pequeñas fisuras y pasajes de dirección ENE-OSO. Presenta un desarrollo de 84m y una importante presencia de espeleotemas que recubren las paredes de la sala, así como numerosas raíces (Figura 4.27-4.28, Plano 2, Alzado 1 y Lámina-Sección 88).

Destaca esta cavidad por constituirse como el primer yacimiento prehistórico de la provincia (Ortega, 2006a: 484), con el hallazgo en 1863 (año de la publicación del descubrimiento de las industrias de San Isidro) de restos antropológicos en su interior, dados a conocer por F. de Ariño y R. Inclán en la prensa local (Sampayo y Zuaznívar, 1868: 17). Este descubrimiento va a motivar los trabajos de prospección en 1870 por parte de L. Pérez Arcas del Museo Nacional de Ciencias Naturales, quien recupera algunos fragmentos craneales de notable espesor, que le inducen a pensar que pudiera tratarse de un enterramiento paleolítico, a pesar de encontrar en superficie restos de cerámicas de edad remota, que fueron depositados en el Museo de Historia Natural de Madrid (Pérez Arcas, 1872: 180).

En la actualidad se localizan en la segunda sala depósitos de tierras sueltas, con carbones y elementos de cultura material, con cerámicas a mano que contienen restos humanos de fases de la Prehistoria reciente (Figura 4.28 centro-dcha).

Por otra parte, esta cavidad ha sido utilizada en tiempos históricos por los pastores, presentando la lateral de acceso a la primera sala un importante muro de piedra y señalada la explanada de la entrada con un amontonamiento correspondiente a un mojón, que delimitaba el área de Consuno de Atapuerca y Junta de Juarros (Figura 4.27: planta y sección 2 y Figura 4.28: inferior).

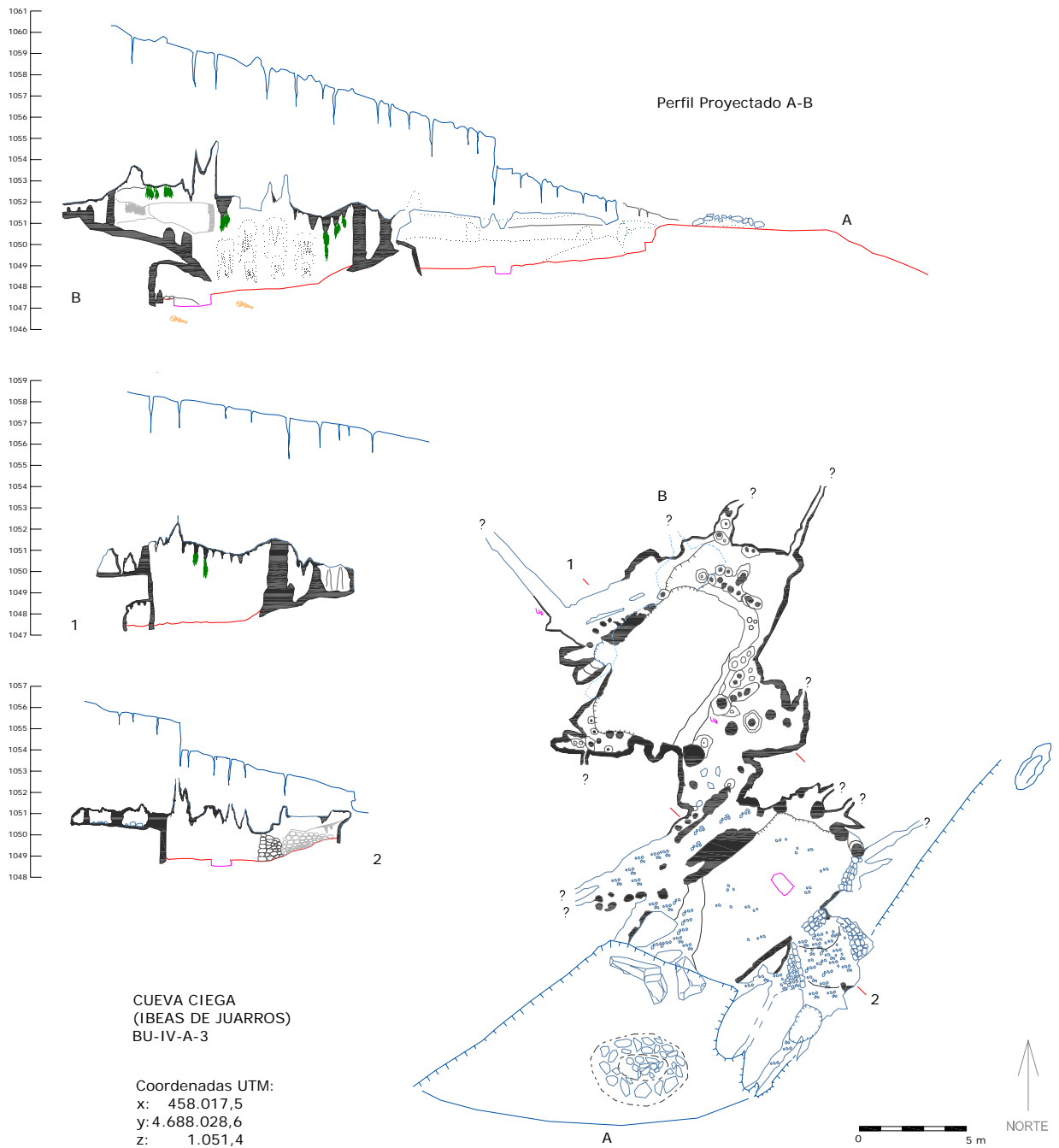


Figura 4.27 Planimetría de Cueva Ciega (Archivo: G.E.E. - 2007)



Figura 4.28 Cueva Ciega: Superior) Entrada y primera sala de la cavidad. Centro-izda) Vista de la segunda sala, en donde destaca la profusión de espeleotemas. Centro-dcha) Sedimentos con restos antropológicos y arqueológicos. Inferior) Muros de acondicionamiento moderno de la primera sala (Fotografías: M. A. Martín)

En relación con estas dos cavidades han de citarse una serie de rellenos kársticos, identificados con la numeración CR6 (Plano 2, Figura 4.29), detectados en las catas mineras realizadas con motivo del proyecto de instalación en 1965 de la Fábrica de Cementos Ibeas S.A. (AMIJ SIG. 1.032). En la ladera SO del término de La Paredaja existen una serie paralela de 4 zanjas de control minero, de apenas un metro de profundidad, en donde entre 1.047 y 1.048,5m de altitud se observa la presencia de, al menos, el techo de tres rellenos kársticos, caracterizados por arcillas rojas con concreciones. Dos de estos rellenos, los correspondientes a los situados en la primera y tercera zanja, muestran en sus cortes y entre los escombros restos fósiles, identificando una falange de león (N. García *com. pers.*) y un hueso largo de herbívoro, así como restos de microfauna.



Figura 4.29 Falange de león procedente del relleno CR6 (Fotografía: A.D. Gutiérrez)

Las características de los sedimentos, junto a la presencia de faunas fósiles, proporcionan una cronología pleistocena a los rellenos; los restos de león apuntan probablemente al Pleistoceno medio, en relación con los registros de los yacimientos de Dolina (TD10-TD11) y Galería (TGII), en Trinchera, y la Sima de los Huesos de Cueva Mayor (García, 2003c). La marginalidad de los registros no permite precisar más datos, aunque sí aportan un nuevo espacio arqueopaleontológico al conjunto de yacimientos pleistocenos de la Sierra de Atapuerca, desconocido hasta la fecha, identificado en el inventario realizado en los trabajos de esta Tesis Doctoral como dentro de los rellenos situados en los frentes de canteras CR6.

A unos 50m del relleno con fósiles aparece, en el corte de la cata minera, una pequeña cavidad impenetrable que debe relacionarse con este conjunto de oquedades colmatadas.

B) *El Abrigo del Mirador y el conducto CR7*

El Abrigo del Mirador, conocido por los lugareños y pastores como Cueva Chiquita, completa el registro de cavidades de este sector. Se trata de un amplio portalón orientado al Sur, de unos 23m de anchura por 5m de altura y 15m de profundidad (Figuras 4.30 y 4.31, Plano 2; Alzado 1 y Lámina-Sección 90), que se desarrolla en el borde de las calizas cretácicas brechificadas, presentando un techo irregular, caracterizado por la caída de bloques a favor de los planos de estratificación, cuya cornisa en parte se ha colapsado, por lo que la bóveda original avanzaría unos 10m hacia el Sur.

Se encuentra en proceso de excavación por miembros del Equipo de Investigación de Atapuerca, presentando una secuencia estratigráfica en la que se diferencian nítidamente dos conjuntos sedimentarios, detectados en un sondeo de control estratigráfico de 3x2m, con una profundidad de unos 20m excavados hasta la campaña de 2008, en proceso de estudio y publicados los primeros metros (Vergés *et al.*, 2002 y 2008).

El conjunto superior se caracteriza por depósitos arqueológicos de edad holocena, en los que prima la intervención y acumulación antrópica como consecuencia de la ocupación de la cavidad durante la Prehistoria reciente (Figura 4.30 y 4.31 inferior). En este conjunto destacan los niveles de la Edad del Bronce, por mostrar un registro que evidencia el uso reiterado como redil para el ganado, en el que los sedimentos se originan como consecuencia de la acumulación de excrementos del ganado y de la paja para su alimento o lecho, con documentación periódica de la combustión de los residuos (Vergés *et al.*, 2002: 109-111).

La excavación ha puesto de manifiesto la presencia de una inhumación secundaria que evidencia el uso funerario de la cavidad, con prácticas de canibalismo, en las fases antiguas de la Edad del Bronce (Vergés *et al.*, 2002; Cáceres *et al.*, 2007) (Figura 4.31 inferior dcha). En la base del conjunto de la Edad del Bronce se ha documentado un pequeño nivel dominado por procesos naturales, con abundantes egagrópilas y escasa o nula presencia humana, identificado como MIR5, que representa un hiato en la ocupación de la cavidad (Vergés *et al.*, 2002: 110-11).

La secuencia holocena se completa con una serie de niveles arqueológicos que reproducen el carácter antrópico de la formación de los depósitos, en relación con la acumulación de sedimentos en función al uso del espacio como redil por parte de los grupos de pastores que ocuparon la Sierra de Atapuerca desde el Neolítico (Marcos, 2006: 25).

El conjunto inferior del registro estratigráfico del Mirador está compuesto por facies sedimentarias dominadas por procesos naturales, con puntual presencia humana, pertenecientes a la secuencia del Pleistoceno superior, actualmente en fase de excavación.

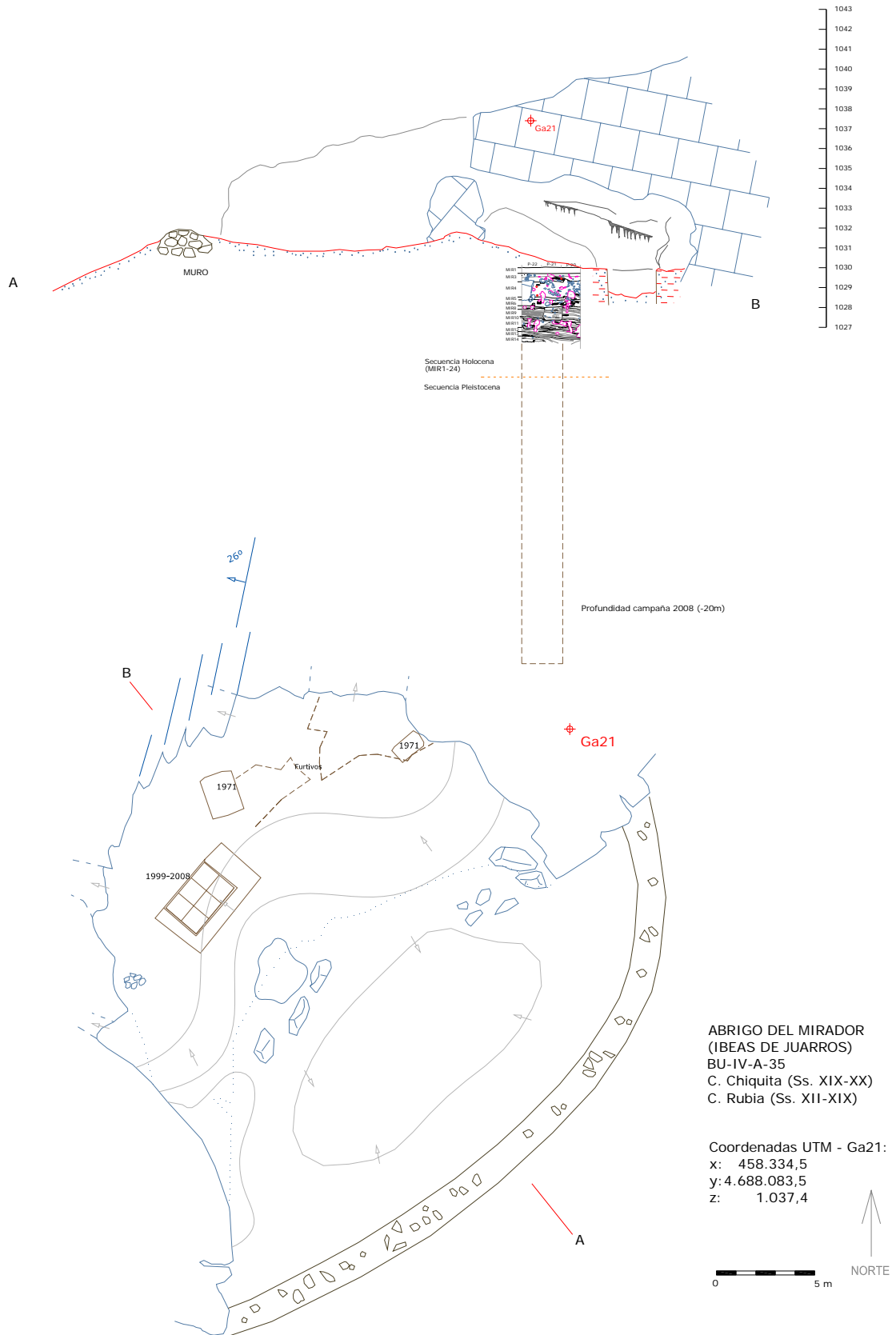


Figura 4.30 Planimetría del Abrigo del Mirador (Archivo: G. E. E. – 1972) con referencia a la intervención arqueológica 1999-2008 (archivo: E.I.A.)

A partir de la documentación medieval conocemos que esta cavidad constituyó un hito de referencia geográfica en la delimitación del territorio, encontrándola por primera vez identificada como *Covam Rubeam*, en relación con la Ermita de San Vicente, en el Fuero de Atapuerca de 1138 (Martínez Díez, 1982: 147-148, Ortega *et al.*, 1999: 95). A esta cavidad debe corresponder la referencia de 963 que se cita en el documento de donación de propiedades al Monasterio de San Pedro Cardeña por parte de D^a Fronilde, apareciendo como cueva sin nombre en relación a los lindes del territorio y la ermita de San Vicente: *ad Sancti Vicente que est super illa cueba* (Serrano, 1910: 20-22). En los últimos siglos esta cavidad ha sido utilizada como redil de pastores, que la conocían como Cueva Chiquita, y de este periodo debe corresponder el muro de protección situado a la entrada (Figura 4.30)



Figura 4.31 Abrigo del Mirador. Superior izda) vista aérea del abrigo del Mirador (Fotografía: M. A. Martín). Superior dcha) detalle de las calizas brechificadas del fondo del abrigo (Fotografía: A. Aramburu). Inferior dcha) niveles superiores del sondeo arqueológico. Inferior izda) restos humanos procedentes de una inhumación secundaria del nivel MIR4 (Fotografías: J. Trueba).

ABRIGO DEL MIRADOR (IBEAS DE JUARROS)
Secuencia estratigráfica de los niveles superiores

(Basado en Verges *et al.*, 2002 y 2008; Moral, 2002; Marcos, 2006 y Cáceres *et al.*, 2007)

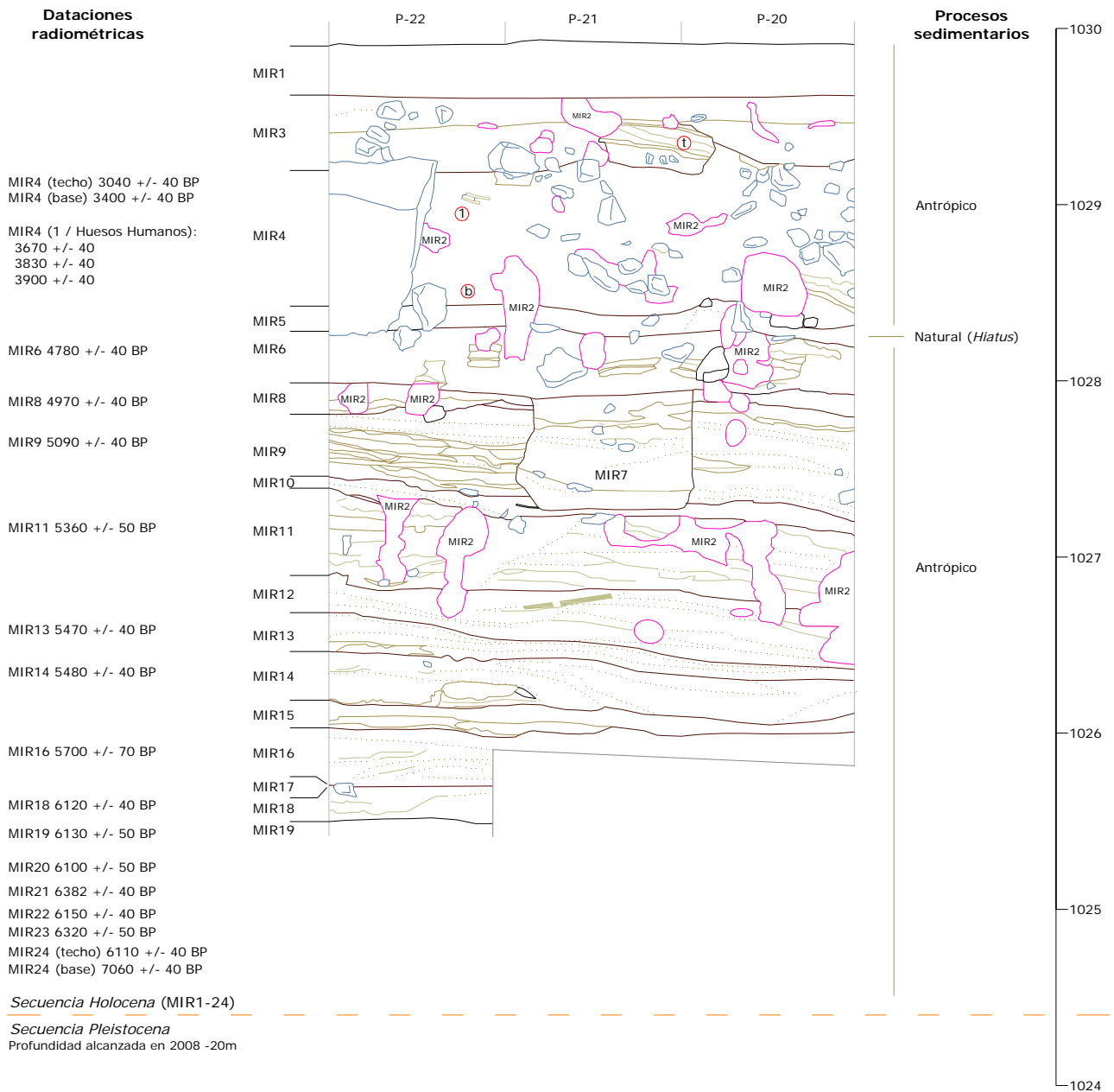


Figura 4.32 Secuencia estratigráfica de los niveles superiores del yacimiento del Abrigo del Mirador (basado en Vergés *et al.*, 2002 y 2008, Moral, 2002, Marcos, 2006 y Cáceres *et al.*, 2007).

Otro de los rellenos kársticos detectado en los frentes de canteras procede de la Cantera Dura (Ibeas de Juarros), situada en el extremo Este del área de estudio que nos afecta, identificado como CR7 (Plano 2). Se trata de un conducto muy cortical, localizado a unos 2m de la superficie y a unos 1.030m de altitud. Se caracteriza por presentar un hueco de sección circular de unos 3m de anchura por unos 2m de altura vista, que se abre en el frente Oeste de la Cantera. Aparece totalmente colmatado de sedimentos margosos (Figura 4.33).



Figura 4.33 Relleno CR7 localizado en el frente de la Cantera Dura (escala 2m) (Fotografía: A. I. Ortega)

Este relleno kárstico representa a un conducto desarrollado en coincidencia altimétrica con las cotas del Abrigo del Mirador, así como con la superficie piezométrica del segundo nivel de terrazas del Arlanzón (+84-88m), Superficie del Páramo Inferior, estando claramente por debajo de la Superficie Poligénica del Páramo Superior que, en este sector de la sierra, se sitúa a cotas de unos 1.045m de altitud, y por encima la Superficie Poligénica del Páramos Inferior, situada en cotas de 1.025m (Figura 4.34). Los sedimentos margosos que aparecen colmatando el conducto seccionado por la cantera constituyen el testigo de la presencia en el entorno de facies neógenas, que deben relacionarse altiméricamente con los procesos erosivos que afectaron a las calizas, margas y calizas margosas de las Calizas del Páramo Superior del final del Mioceno (Benito, 2004), producidos durante la formación de esta superficie, en relación con una fase antigua de la incisión del Arlanzón.

El conjunto de cavidades del sector meridional del Alto del San Vicente se caracteriza por ser muy corticales y desarrollarse en las calizas mesozoicas del borde de la sierra. Las cavidades de La Paredeja y Cueva Ciega desarrollaron conductos subhorizontales bajo condiciones freáticas muy próximos entre sí, a cotas inferiores a los 1.055 m de altitud que forman, junto con los conductos fósiles CR6, parte de un mismo sistema. La cota de estos conductos indica la existencia de un nivel de base ligeramente encajado en la Superficie de Erosión SE2 (Benito, 2004) (1.060m s.n.m.) (Figura 4.34), y puede corresponder con el proceso de desmantelamiento de dicha superficie. Este nivel está además vinculado con la formación de las dolinas de La Rasa de San Vicente, en la cabecera del Vallejo Oscuro, cuyo fondo se sitúa a una cota de 1.052,5-1.055m de altitud, relacionado con la formación de la SE3. Relación que permite señalar un tiempo de formación para el conjunto de cavidades La Paredeja-Ciega-CR6, paralelo al de las dolinas de La Rasa de San Vicente (desde las situadas en la cabecera del arroyo de Fuenterrón hasta la situada al NO de la Cantera de Félix Román en el Este de la Sierra, como la citada en la cabecera del arroyo Oscuro al Oeste), enmarcado entre el proceso de degradación de la SE2 y la formación de la SE3, la cual que es coincidente con la fase final de las Calizas del Páramo Superior, desarrollado en un momento del Mioceno final-Plioceno.

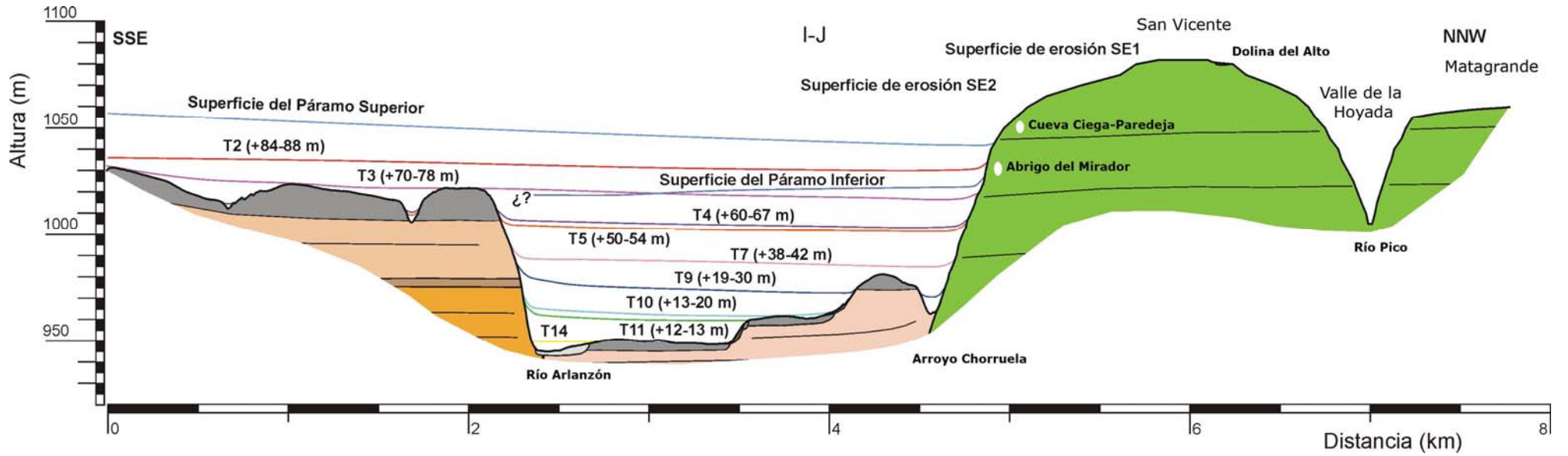


Figura 4.34 Corte I-J con referencias a la Cueva Paredeja-Cueva Ciega, Abrigo del Mirador y CR7, así como Dolina del Alto y SE 2 y SE3.

El desmantelamiento de esta superficie va a ocasionar la formación del Abrigo del Mirador y del conducto colmatado CR7, situados en cotas próximas a los 1.030m de altitud, en relación con el proceso formativo de la SE4 y la T2_{AZN} (+84-88m) del Arlanzón, de edad Pliocena o transición al Cuaternario.

4.3.1.1.2. *El karst de Torcas-Valhondo-Cueva Mayor*

El karst de Torcas-Valhondo-Cueva Mayor constituye el núcleo de karstificación más importante de la Sierra de Atapuerca y uno de los más significativos de la Cuenca del Duero y la orla ibérica mesozoica burgalesa. Se caracteriza por presentar grandes redes horizontales, con amplias secciones de morfología freática y posterior evolución epifreática o vadosa, suspendidas de la red hidrográfica actual entre 50 y 86m. Corresponde a un karst inactivo, con sectores de entrada fosilizados y variedad de secuencias sedimentarias, cuyos rellenos constituyen amplios registros que testimonian la dinámica endokárstica pasada.

La exploración realizada muestra que el endokarst está ocupando un área delimitada entre los valles de la Bajera de Valdecuende al Norte y el de Cueva Mayor al Sur, en la mitad noroccidental del San Vicente (Figura 4.35, Planos 2-4). Se concentra en los pagos denominados Torcas-Valhondo y el Valle de Cueva Mayor y es conocido por la citada cueva, que se abre al pie del valle del mismo nombre, desarrollándose en su ladera septentrional. Esta gruta, que enlaza con la Cueva del Silo, forma el sistema de galerías más grande de toda la sierra, del que también formó parte Cueva Peluda durante el Pleistoceno.

Otras de las cavidades de este sector, accesibles hoy en día, son las conocidas como Cueva Peluda y Cueva del Compresor, cuyas entradas y bocas, fosilizadas durante el Pleistoceno, fueron puestas al descubierto desde principios del siglo XX, por las obras de la Trinchera del Ferrocarril y las canteras, para ser desobstruidas en los años setenta, permitiendo acceder a dos redes de galerías penetrables de unos 380m y 475m respectivamente. Estas cavidades están individualizadas por el valle de la Propiedad, un profundo valle que aísla los conductos del segundo y tercer nivel kárstico del Sistema Cueva Mayor-Cueva del Silo y Peluda del conjunto de Trinchera Norte.

El registro espeleológico se completa con conductos colmatados, seccionados en los frentes de la Trinchera del Ferrocarril y de antiguas canteras, que contabilizan un total de 47 secciones, lo que unido a 5 pequeñas cavidades parcialmente cortadas o destruidas por las obras de cantería, evidencian la existencia de una importante red de galerías subterráneas que se relaciona con los conductos penetrables de Cueva del Compresor, Cueva Peluda y Sistema Cueva Mayor-Cueva del Silo, así como con otros hasta el momento desconocidos que tienen su mejor representación en los yacimientos del Complejo Galería y Dolina-Penal o en el conjunto surgente del valle de la cantera de las Torcas (TR29-35) y las galerías abiertas en los frentes de esta cantera. Este karst permite confirmar la importancia de la disolución caliza subterránea, típica de paisajes kársticos (Géze, 1974), así como la existencia de una génesis común para estos fenómenos endokársticos.

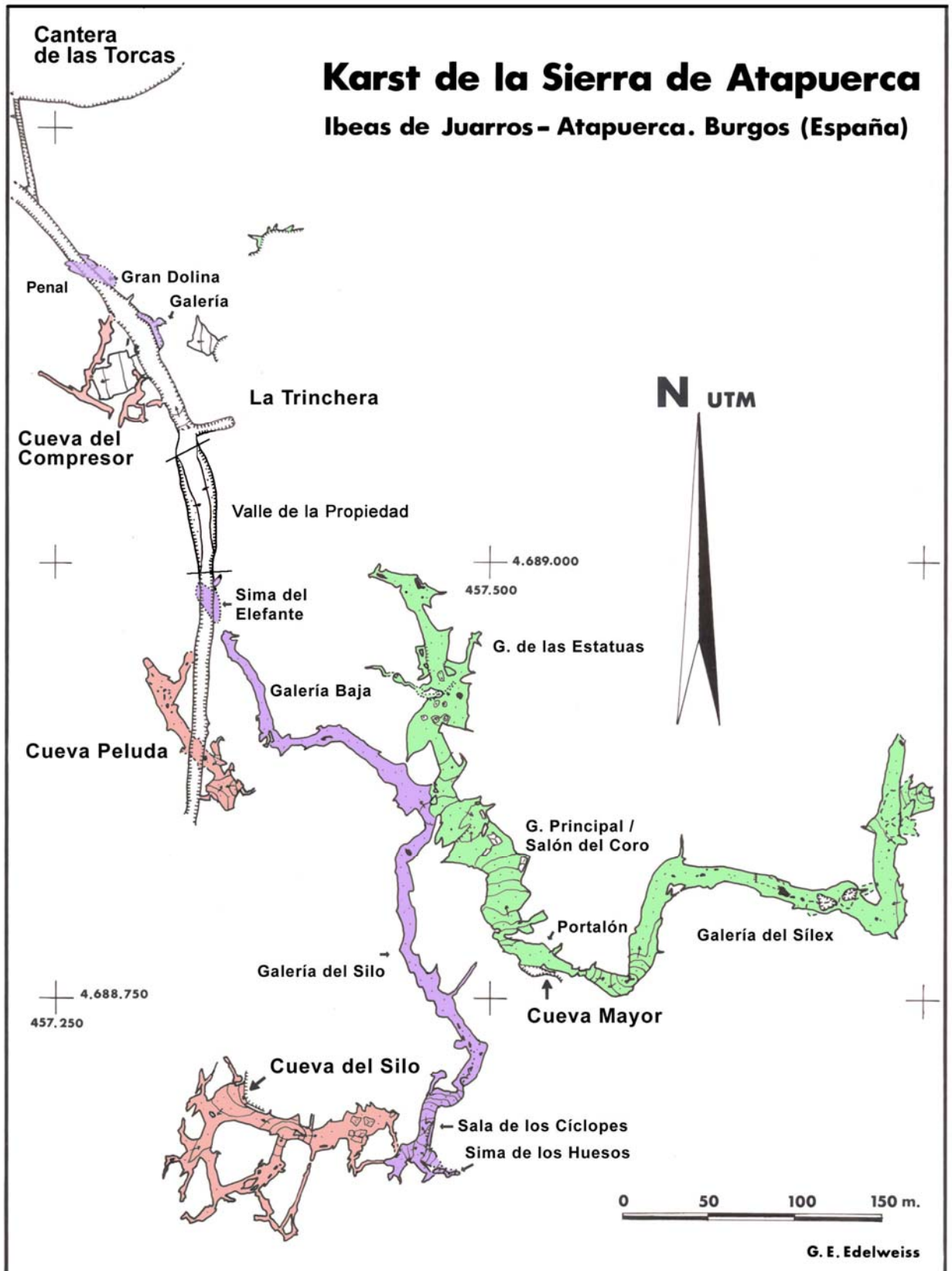


Figura 4.35 Planimetría del Karst de la Sierra de Atapuerca desarrollado en los términos de Torcas-Valhondo-Cueva Mayor. En verde el Nivel Superior, en morado el Nivel Intermedio y en rosa el Inferior (Archivo: GEE-1977/1979)

A) *El control estructural en el Monte de San Vicente*

El control geológico y estructural marca el desarrollo de toda cavidad. La estructura tectónica de la Sierra de Atapuerca ha sido definida como un anticlinal tumbado con vergencia NE (Pineda, 1997a), cuyo flanco Este se encuentra invertido. Mantiene una dirección NNO-SSE en el sector meridional y central de la Sierra, mientras que el tercio norte se incurva ajustándose a direcciones ONO-ESE, donde se desarrollan fallas de direcciones principales OSO-ENE, NNE-SSO y ONO-ESE. En el extremo sur, donde se ubica el sistema kárstico principal, no han sido descritos sistemas notables de fallas, aunque también se observan fallas menores y fracturas afectando a las calizas y dolomías del Cretácico superior que, junto a la estratificación, definen las familias de discontinuidades o planos de debilidad del macizo rocoso de la Sierra de Atapuerca.

El sistema endokárstico de la Sierra de Atapuerca está condicionado en primer orden por la estructura general, desarrollándose en el flanco Oeste del mencionado anticlinal, donde los estratos presentan direcciones en torno a N170°E y buzamientos de 17-20°. No obstante, estructuras de menor envergadura parecen haber desempeñado un fuerte control en la distribución y dirección de las galerías kársticas, tal como sugiere la presencia de fracturas en las paredes y techos a lo largo de numerosos conductos y galerías, y el carácter somero del sistema endokárstico.

Un primer trabajo abordando la preparación tectónica del karst, que prefigura su acuífero kárstico y la disposición de la ulterior red tridimensional de conductos, fue realizado por Eraso *et al.* (1998a), en el cual se analizó la anisotropía del macizo rocoso en función de los componentes del elipsoide de esfuerzos (σ_1 , σ_2 y σ_3), basándose en el presupuesto de que las direcciones más probables de drenaje se organizan dentro de los planos ortogonales a la componente menor (σ_3) o extensional, y que contienen a las componentes máxima (σ_1) e intermedia (σ_2) del elipsoide de esfuerzos. Dicho trabajo ha puesto de manifiesto la existencia de cuatro modas direccionales preferentes, que son contiguas pero no coincidentes con las detectadas en las direcciones de los conductos topografiados por el Grupo Espeleológico Edelweiss (Martín *et al.*, 1981), obteniendo un error máximo entre las diferentes modas del 3,9%. Las direcciones preferenciales de los conductos topografiados se ajustan a las NNE-SSO, ONO-ESE y NO-SE, desarrollándose a favor del control estructural.

En la presente tesis, este estudio ha sido completado analizando las distribuciones en superficie de la red de fracturas y su coincidencia con las direcciones preferentes de las galerías del sistema endokárstico.

Una primera estación de trabajo para la medición de las fracturas se ha realizado en La Rasa de San Vicente (SE1), coincidente con la zona de charnela del pliegue anticlinal. Esta zona carece de vegetación arbórea y arbustiva (Figura 4.36 A-1), permitiendo observar adecuadamente una red de discontinuidades, compuesta esencialmente por dos familias principales de fracturas ortogonales (Figura 4.36 A-2), definidas por direcciones preferentes, N120-130°E y N30-40°E (Figura 4.36 A-3). Además, también se pueden distinguir familias con menor representación, de direcciones N160-170°E y, en mucha menor medida, N90-100°E.

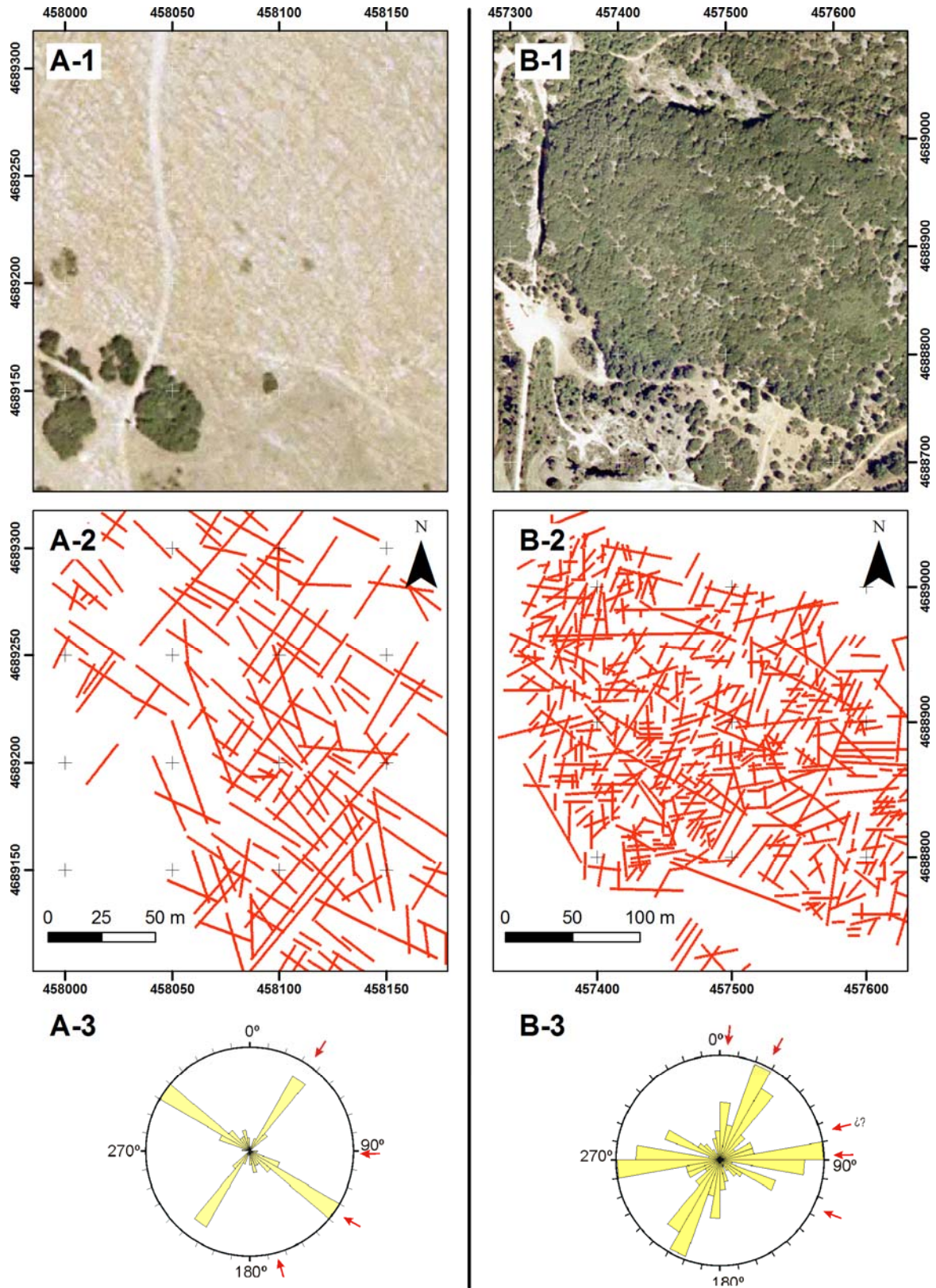


Figura 4.36 Interpretación y direcciones de las familias de fracturas en el extremo sur de la Sierra de Atapuerca. A) Ortofoto 1:10.000 (1), interpretación de las lineaciones (2), direcciones preferentes en porcentaje de desarrollo longitudinal (3), en la charnela del anticlinal de Atapuerca. B) Ortofoto 1:10.000 (1), interpretación de las lineaciones (2) direcciones preferentes en porcentaje de desarrollo longitudinal (3), en el flanco sudoeste del anticlinal de Atapuerca

Una segunda estación de trabajo se eligió en el flanco oeste del anticlinal, en la zona situada entre los valles de Cueva Mayor y la Propiedad, coincidiendo con el área de mayor desarrollo del sistema endokárstico. En esta zona los estratos se disponen con dirección N70°E y 17° de buzamiento hacia el Oeste, subparalelos a la pendiente de la ladera. El área de análisis presenta una densa cobertura vegetal, principalmente de encinas, haciendo más compleja la interpretación de la red de fracturas. No obstante, en la distribución de la vegetación se observan irregularidades con un marcado carácter lineal (Figura 4.36 B-1), mayormente perpendiculares u oblicuas a la estratificación, que deben ser el reflejo de anisotropías en el soporte rocoso causadas por la presencia de zonas de debilidad o fracturas.

Algunas de estas fracturas, como la de entrada a Cueva Mayor, pueden ser certificadas mediante observación directa en campo. Esta interpretación no permite detectar todas las fracturas presentes en el terreno, pero constituye una estimación adecuada del número de familias y su dirección. De este modo, se realizó la interpretación de la red de fracturas (Figura 4.36 B-2), obteniendo las siguientes familias (Figura 4.36 B-3). Dos familias con porcentaje de desarrollo longitudinal predominante, desarrolladas respectivamente entre los intervalos de N20-40°E y N80-100°E, seguidas de otras dos familias menores, entre los N0-10°E y N110-120°E, más una dudosa quinta familia, con direcciones N60-80°E.

Un primer análisis de la incidencia de la fracturación del macizo rocoso de Atapuerca en el desarrollo de la red de galería del karst, se realizó superponiendo la planimetría del sistema de galerías a la representación de las lineaciones en superficie. Esta superposición permite observar una relación directa entre numerosas fracturas detectadas en la superficie y la morfología de las galerías endokársticas (Figura 4.37).

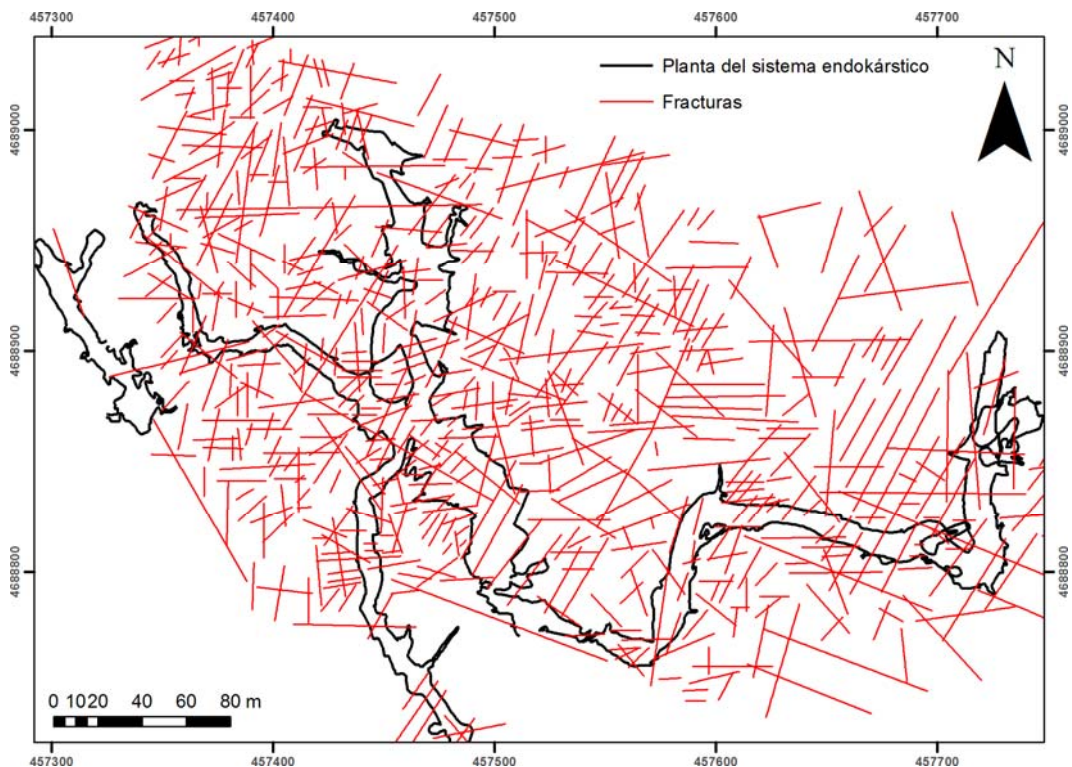


Figura 4.37 Superposición de la red de fracturas interpretada con la planta del sistema endokárstico de Cueva Mayor-Cueva del Silo y Cueva Peluda.

No obstante, como la presencia de vegetación en la superficie no permitió detectar todas las fracturas, también se realizó un análisis de las direcciones preferentes en función del desarrollo longitudinal de las alineaciones observadas y las galerías kársticas (Figura 4.38 y Tabla 4.2).

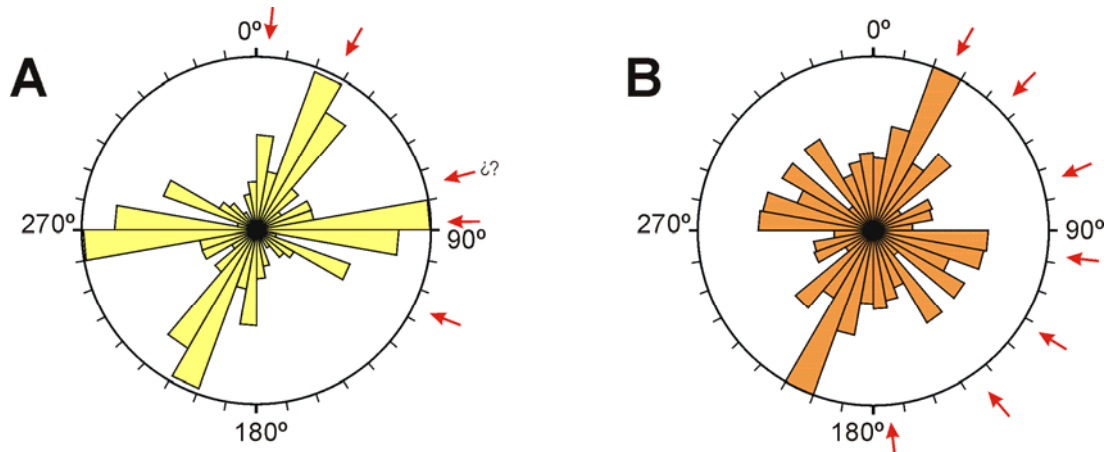


Figura 4.38 Diagramas de rosas de las direcciones de las fracturas (A) del flanco sudoeste de la Sierra de Atapuerca y la dirección de las galerías del Sistema kárstico de Torcas-Valhondo-Cueva Mayor. Porcentajes calculados en función del desarrollo longitudinal. Los intervalos y porcentajes numéricos se pueden consultar en la Tabla 4.2.

Dirección Intervalo (°)	Alineaciones %	Galerías %
0-10	7,45	4,93
10-20	4,64	7,16
20-30	13,12	11,75
30-40	10,66	5,25
40-50	4,22	6,79
50-60	2,22	2,15
60-70	4,50	4,21
70-80	4,47	4,03
80-90	13,41	2,64
90-100	11,00	7,69
100-110	1,54	7,51
110-120	7,69	5,42
120-130	3,34	7,05
130-140	2,73	2,15
140-150	1,58	7,16
150-160	0,81	4,06
160-170	2,85	4,79
170-180	3,77	5,28

Tabla 4.2 Intervalos de dirección y porcentajes de desarrollo longitudinal de las alineaciones de fracturas observadas en el exterior y las galerías del sistema endokárstico. La representación gráfica de estos datos está recogida en la (Figura 4.38).

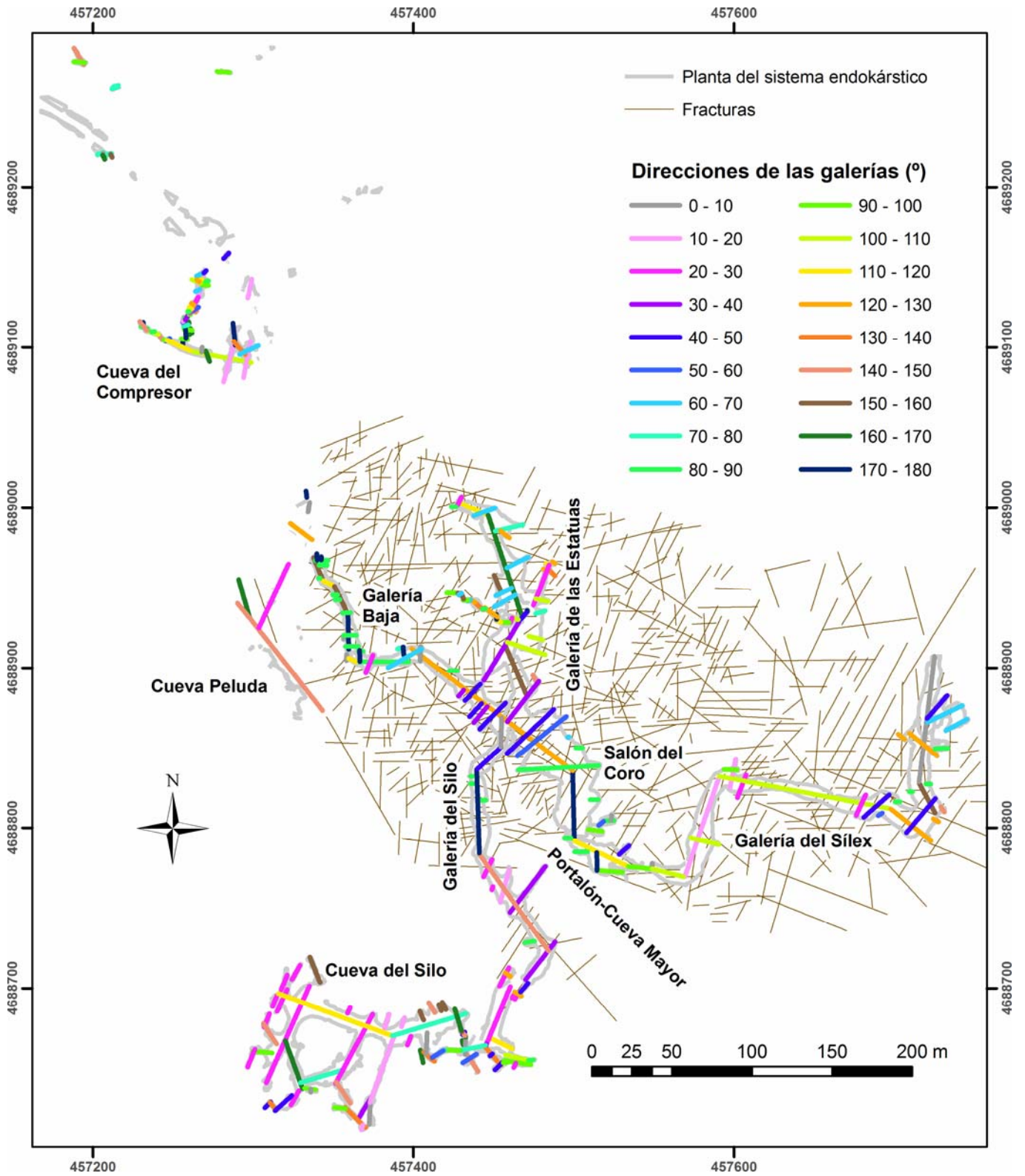


Figura 4.39 Dirección de las galerías del sistema endokárstico de Torcas-Valhondo-Cueva Mayor y su relación con el sistema de fracturas interpretado en este flanco del anticlinal de la Sierra de Atapuerca.

La comparación de ambos diagramas de rosas indica una coincidencia bastante aproximada entre el sistema de fracturas y las direcciones preferentes de las galerías del sistema endokárstico (Figura 4.38, Tabla 4.2 y Figura 4.39):

- El intervalo con mayor porcentaje (Figura 4.38 y Tabla 4.2), correspondiente a galerías con desarrollos de 10-30° (Cueva del Silo, la Sala de los Cíclopes, la Galería del Sílex, o los pasajes altos de la Galería de Estatuas, así como el conducto inferior de Cueva Peluda (Figura 4.39), coincidiendo con fracturas de dirección N20-40°E, descrita en el flanco del anticlinal, y la familia a N30-40° identificada tanto en la zona de charnela (La Rasa de San Vicente) como en la Campa del Silo-Torcas (Figura 4.38 A y B)
- La segunda dirección más frecuente en las galerías del karst de Atapuerca son las direcciones casi E-O, entre los intervalos de 90-110° (Figura 4.38 y Tabla 4.2), que se observan en la Cueva del Silo, la Sima de los Huesos, el Tubo de los Vientos, el Portalón de Cueva Mayor y la Galería del Sílex, así como los pasajes orientales de la Cueva del Compresor (Figura 4.39). Estas direcciones casi Este-Oeste coinciden con la familia de fracturas que se desarrolla entre los N80°E y N100°E, identificada en el sector de Campa del Silo-Torcas (Figura 4.38, Tabla 4.2).
- Otra dirección preferente de las galerías se orienta a 120-130°. Estas orientaciones se observan en el Salón del Coro, Galería Baja y Galería del Sílex, así como los conductos meridionales de la Cueva del Compresor (Figura 4.39). Esta dirección presenta orientaciones similares a la familia de fracturas con planos a N110-120°E (Figura 4.38, Tabla 4.2), en el flanco del anticlinal e igualmente con la familia N120-130°E, descrita en la zona de charnela (La Rasa de San Vicente, Figura 4.36 A).
- Con direcciones medias 170-180° se localizan galerías (Figura 4.38, Tabla 4.2), como por ejemplo en Galería Baja, Galería del Silo y Salón del Coro (Figura 4.39), coincidentes en gran medida con la dirección de N0-10°, que presenta la familia N-S descrita en el flanco sudoeste del anticlinal.
- Un pequeño grupo de galerías y entrantes presentan un desarrollo entre los 60-80°, como por ejemplo en los pasajes de la Cueva del Silo de la Sala del Caos, la Galería del Sílex, Galería de las Estatuas y Galería Baja (Figura 4.39). Esta dirección coincide con una serie de fracturas descritas en superficie igualmente entre los N60-80°E y que parecen formar una familia menor (Figura 4.36 B y 4.38, Tabla 4.2).
- En el intervalo de 140-150° (Figura 4.38, Tabla 4.2), se desarrollan algunas galerías de destacable desarrollo longitudinal (Cueva Peluda y Galería del Silo, Figura 4.39), que no presentan concordancia con los grandes grupos de fracturas descritas en superficie, aunque si que hay varias que presentan esta dirección, en cuya continuación longitudinal se desarrollan los conductos kársticos (Figura 4.39).
- Una última dirección destacable en el desarrollo longitudinal de las galerías se desarrolla con direcciones de 40-50° (Figura 4.38, Tabla 4.2), correspondiente en su mayoría con pequeños entrantes perpendiculares a las galerías principales en la zona

de unión del Salón del Coro con Galería Baja y Galería del Silo, así como en Galería del Sílex (Figura 4.39). Esta dirección no coincide con ninguna de las orientaciones preferentes en el desarrollo de las fracturas, aunque igualmente está asociada a fracturas concretas detectadas en superficie (Galería del Sílex, Figura 4.39) o a zonas de cruce de varias familias (Salón del Coro-Galería Baja-Galería del Silo).

B) Sistema Cueva Mayor-Cueva del Silo y Cueva Peluda

A continuación, daremos un detallado análisis de estos elementos endokársticos que constituyen el resultado de más de seis años de trabajo de campo con el consiguiente trabajo de gabinete (ver capítulo 1), que ha contado con la inestimable colaboración de miembros del Grupo Espeleológico Edelweiss, destacando la labor de Miguel Ángel Martín Merino tanto en campo como en gabinete, permitiendo el desarrollo óptimo de los trabajos. Básico para el avance de este trabajo ha sido el acceso y uso de la importante documentación espeleológica existente en los fondos del Archivo del Grupo Espeleológico Edelweiss.

El Sistema Cueva Mayor-Cueva del Silo (Planos 4-5) representa a la red subterránea cortical de galerías interconectadas accesibles de mayor desarrollo de la Sierra de Atapuerca y a una de las cavidades más grandes de la Cuenca del Duero. Sus 3.700m de conductos topografiados muestran una planta en aspa, cuyas galerías se distribuyen en tres niveles principales (Ortega *et al.*, 2005), que revelan un progresivo desplazamiento hacia el Oeste, ajustándose a la evolución topográfica de la cabecera del Valle de Valhondo (ver apartado 4.1.2.1), en donde se localizan las paleosurgencias del karst. Con este sistema se deben relacionar los conductos de Cueva Peluda por representar la continuidad del colector principal de Cueva del Silo.

El sistema kárstico de Cueva Mayor-Cueva del Silo constituye en la actualidad una cavidad inactiva, con rellenos que fosilizan antiguos sectores de entrada, desarrollada en el límite de la sierra, junto a la margen derecha del río Arlanzón, en el sector limítrofe de las cuencas del Arlanzón y del Pico. Estamos ante una red de conductos de origen freático, próxima a la superficie piezométrica, en la que la mayor parte de ellos se han formado en régimen anegado, con lenta velocidad de circulación, predominando las galerías paragenéticas con disolución preferencial en la bóveda y abundante deposición de sedimentos arcillosos, dando secciones con bóvedas circulares (Renault, 1970; Collignon, 1988; Gillieson, 1996).

Sus conductos se caracterizan por un desarrollo subhorizontal, sin claro predominio de la direccionalidad de sus galerías, aunque los sentidos de circulación del agua, observables en las escasas huellas de corriente (*scallops*), indican una marcada circulación subterránea general en sentido sur-norte, hacia el borde noroccidental del San Vicente y en el límite de la sierra, en donde se han documentado dos de las paleosurgencias de este karst: Cueva del Silo y Dolina-Penal (Eraso *et al.*, 2001b: 66; Ortega *et al.*, 2005). Estos antiguos exutorios kársticos formaron parte de la cabecera primigenia del arroyo del Valhondo (ver apartado 4.1.2.1), cuyo actual nacimiento se retrotrae unos 800m aguas abajo de la paleosurgencia del Silo, en el manantial conocido como Fuente del Sapo (Plano 2), aunque en momentos de grandes precipitaciones, como las inundaciones ocurridas en la comarca el 4 de marzo de 2001, su

nacedero puede remontarse hasta apenas 100m de la Cueva del Silo, prácticamente en el contacto con las calizas cretácicas (Figura 4.16)

Si bien en la actualidad el Sistema Cueva Mayor-Cueva del Silo cuenta sólo con las dos bocas de entrada que le proporcionan su nombre (Plano 5), se conoce la existencia de, al menos, otros siete accesos que se encuentran colmatados por sedimentos desde momentos pleistocenos, a excepción de la antigua entrada a la Galería del Sílex, cuya colmatación se produjo durante el Holoceno, en fases tardías de la Prehistoria reciente, accediendo hoy en día por el sector oriental del Portalón de entrada, desobstruido en 1972 por miembros del Grupo Espeleológico Edelweiss.

Este sistema está compuesto por múltiples niveles, que documentan un escalonamiento horizontal de tres pisos principales de galerías, más un subnivel secundario inferior, distribuidos en tan sólo 52m de desnivel total, que aparecen colgados sobre el actual nivel de base regional entre unos 88-92m del nivel superior (incluyendo las chimeneas ascendentes) y unos 42-48m de los puntos más bajos del sistema, situados en el subnivel inferior al tercer piso, localizándose a 932m s.n.m. el nivel piezométrico del río Arlanzón en la perpendicular al sistema.

En conjunto, se trata de una red subterránea cuyos conductos subhorizontales se distribuyen en tres niveles nítidamente diferenciados (Figura 4.35, Alzado 1): el nivel superior, compuesto por la Galería del Sílex, el Portalón de entrada, el Salón del Coro y la Galería de las Estatuas (Plano 6); el nivel intermedio, con la Galería del Silo, que se inicia en la Sala de los Cíclopes, y la Galería Baja, que incluye su continuidad en las secciones TR3-8 de la Trinchera del Ferrocarril (Plano 7); y el nivel inferior en el que actualmente se encuadran la Sima de los Huesos y Cueva del Silo (Martín *et al.*, 1981), pero que durante el Pleistoceno incluía Cueva Peluda (Plano 8), individualizada de Cueva del Silo por la colmatación parcial de los conductos con depósitos sedimentarios (Ortega *et al.*, 2005). Este esquema debe completarse con un pequeño subnivel, situado por debajo del inferior, en el que claramente se enmarcaría el conducto inferior de Cueva Peluda.

Únicamente un conducto sobrepasa al nivel superior del sistema, se trata de la lateral de la Galería de las Estatuas, cuyo tramo superior, de morfología vertical y origen vadoso, se inicia en cotas próximas a los 1.036m de altitud. Este conducto estabiliza su desarrollo al alcanzar los niveles superiores del sistema, finalizando su progreso en cotas próximas a los 1.000m, en relación con el nivel intermedio (Plano 5 y Alzado 1).

a. Nivel Superior: Galería del Sílex-Portalón-Salón del Coro-Galería de las Estatuas

El nivel superior del Sistema Cueva Mayor-Cueva del Silo es el de mayor longitud y proporciones del mismo, con dimensiones generales que superan a menudo los 10m de anchura y los 15m de altura, presentando sus techos abovedados próximos a los 1.015-1.022m de altitud, alcanzando las chimeneas más altas cotas de 1.025-1.030m y las dolinas de colapso de la entrada a Cueva Mayor y al Sílex los 1.036m. Está formado por los pasajes de la Galería del Sílex, el Portalón de entrada, abierto en una dolina de colapso, el Salón del Coro y la

Galería de las Estatuas que finaliza en un tapón de sedimentos de exterior en las inmediaciones del Valle de la Propiedad (Plano 6 y Alzado 1 y 5).

En el desarrollo del nivel superior del Sistema Cueva Mayor-Cueva del Silo el eje del Valle de Cueva Mayor constituye el límite meridional, al localizarse la Galería del Sílex en su flanco norte, cuyo conducto progresa en paralelo al valle, hasta alcanzar la hombrera de Cueva Mayor (SE3), punto en el que su trazado se desarrolla bajo dicha plataforma erosiva, para progresar en dirección rectilínea por el límite de la ladera de Torcas hacia el Valle de la Propiedad, en busca de la zona de descarga.

Este nivel presenta un fuerte control estructural y consta de dos tramos cuyas direcciones predominantes los diferencian nítidamente. Por un lado, el tramo Galería del Sílex-Portalón, cuya morfología y huellas de corriente indican un inicio en el NE, en el núcleo del anticlinal de la Sierra de Atapuerca, alternando sucesivamente los sentidos de circulación SSO y ONO, con un cierto paralelismo con el Valle de Cueva Mayor, hasta aproximarse al borde SO de la sierra, en donde el espesor de caliza desde su bóveda a la superficie es mínimo. En este punto es donde se localiza la dolina de colapso de Cueva Mayor por la que actualmente se accede al Portalón del mismo nombre y al resto de la cavidad, y la dolina, también de colapso, que dio acceso a la Galería del Sílex, colmatada con sedimentos de cronología holocena (Plano 4 y Alzado 1).

Curiosamente, a pesar de esa proximidad del conducto a la superficie, en esta zona localizada bajo la hombrera de Cueva Mayor, no acabó generando una paleosurgencia como parecería previsible, probablemente por la presencia de las margas terciarias suprayacentes que impermeabilizarían este borde de la sierra, sino que adoptó un brusco cambio de dirección, con sentido predominante NNO, la misma que la correspondiente al eje del plegamiento de la Sierra de Atapuerca, ajustándose a su ladera occidental, en dirección hacia la importante zona paleosurgente del Valle de la Propiedad, donde el conducto por fin afloró al exterior, justo aguas arriba del lugar en que la incisión del valle en las calizas se hace mucho más marcada, con un importante escalón en su perfil longitudinal, detectado por los estudios geofísicos que hemos realizado (ver apartado 5.3.3), lo que parece evidenciar una relación causa efecto entre la surgencia y el encajamiento del valle. El posterior descenso del nivel freático, que dejaría inactivo al nivel superior del karst, provocó la progresiva colmatación del conducto en lo que ahora conocemos como el extremo NO de la Galería de las Estatuas (Alzado 1).

Este paralelismo entre las directrices tectónicas de la propia Sierra de Atapuerca y del conducto endokárstico del nivel superior, localizado en el borde de la ladera, se repetirá en los dos niveles inferiores, observándose un encajamiento de los mismos, en paralelo a la evolución de la ladera de la sierra y de la zona de descarga del karst, a medida que los niveles freáticos y la cabecera del arroyo de Valhondo iban retrocediendo hacia el Sur, dejando las paleosurgencias colgadas y posteriormente colmatadas, en los extremos NO de la Galería Baja-Elefante, para el nivel intermedio, y de Cueva Peluda, para el nivel inferior.

Las importantes reexcavaciones de sedimentos que se localizan en el nivel superior, especialmente en la Galería del Sílex, con vaciados de hasta 20 metros, permiten comprobar la inexistencia de depósitos sedimentarios fluviales de origen alóctono, siendo mayoritariamente

arcillas de decantación, lo que evidenciaría la ausencia, en este nivel de la sierra, de sumideros por los que un flujo hídrico se hubiese introducido directamente en el endokarst, dado que en ese caso hubiera aportado gravas o al menos sedimentos de una granulometría mayor que las arcillas, por lo que la génesis del conducto de la Galería del Sílex no debe buscarse en posibles sumideros localizados en el borde SE de la Sierra de Atapuerca, sino que debería corresponder a flujos subterráneos o de infiltración, a través de conductos vaclusianos. Por otra parte, las infiltraciones desde la superficie de la Sierra de Atapuerca hacia el nivel superior no pueden ser muy importantes, dado que apenas 1km² de superficie y un espesor máximo de 55 metros de caliza se localizan por encima de las bóvedas del nivel superior.

La liberación por las aguas del conducto superior, por el progresivo descenso de las cotas de drenaje del acuífero, dejó sus galerías vadosas, colgadas e inactivas, dando paso al desarrollo de una importante fase de crecimiento de espeleotemas, destacando especialmente la Galería del Sílex por la profusión de formaciones a pesar de ser la galería menos cortical de todo el sistema, presentando un techo rocoso de entre unos 33-48m de potencia, lo que vuelve a remarcar el papel de la estructura no sólo para la génesis del conducto sino también para la formación de la fábrica estalagmítica, entre la que destaca el desarrollo de una potente costra pavimentaria, que evidencia la existencia de ambientes húmedos y cálidos, con importante presencia de suelos (Blanc 1997; Audra *et al.* 2002), bien desarrollados durante el Plioceno y Pleistoceno inferior.

A lo largo de todo este conducto son reconocibles procesos de corrosión y reexcavación, en forma de huellas de disolución que afectan a numerosos espeleotemas y grandes vaciados de depósitos sedimentarios de las facies de interior que han dejado aisladas y colgadas gruesas costras pavimentarias (Llopis Lladó, 1970). De este modo, se forman pisos falsos de concreción, cuyos techos están comprendidos entre los 1.009,6-1.013m de altitud o han producido importantes volúmenes donde destacan los colapsos de columnas o estalagmitas y de bloques de las paredes (Plano 1). Esta reactivación kárstica se produce por el ascenso de la superficie piezométrica que marca el nivel de fluctuación del freático superficial, pudiendo indicar la presencia de grandes riadas producidas en el pasado durante periodos interglaciares, tal como sugieren Hill y Forti, (1986) y Maire (1990).

- Galería del Sílex

La planta de la Galería de Sílex representa al tramo oriental conocido del nivel superior. Corresponde a un conducto subhorizontal, de bajo gradiente, cuyo trazado alterna entre los sentidos de circulación NNE-SSO y ESE-ONO, formando cuatro tramos rectilíneos de desarrollo proyectado de 105, 127, 70 y 27m respectivamente desde el extremo de la galería (Plano 6). Sus techos semicirculares presentan bóvedas situadas entre 1.015 y 1.022m, altitudes que serán superadas por algunas chimeneas ascendentes que alcanzan los 1.025 y 1.031m s.n.m. Sus características morfológicas son muy homogéneas y están marcadas por secciones freáticas de galerías paragenéticas, con potentes sedimentos finos sobre los que se ha desarrollado un importante espeleotema de flujo, colada estalagmítica de entre 0,6 y 2,4m de potencia vista, cuya base crece a partir de los 1.008,5m de altitud hasta los 1.009-1.013m del techo, que se caracteriza por aparecer erosionada y corroída por la acción de las aguas

agresivas que también han afectado a las facies autóctonas subyacentes (Alzado 1 y 5: GS2-18), generando vaciados de hasta 21m de altura.

En la Galería del Sílex se han realizado 20 secciones transversales, situadas en planta y perfil, enumeradas desde el final de la galería hacia la entrada actual, siguiendo la dirección del flujo de agua que la formó (Planos 5 y 6).

El primer tramo de la galería, de unos 105m de longitud proyectada y sentido SSO (Lámina-Sección 1-3: GS1-GS4, Figura 4.40), presenta en su inicio una bóveda plana situada en torno a 1.015m de altitud, recubierta por un manto de pequeños espeleotemas de goteo que actualmente apenas registran infiltración, en contraposición a la escasez de estalagmitas y columnas dispuestas a favor de planos de debilidad o fisuras, entre las que destacan un pequeño grupo por presentar su superficie corroída (Lámina-Sección 1: GS1).

La superficie de este sector de la galería está formada por una colada estalagmítica, con pequeños gours, que se desarrolla a partir de un laminador de unos 20cm de altura y unos 2m de longitud, que llega a colmatar totalmente el conducto. Esta plancha se inicia a los 1.014,5m de altitud y desciende suavemente hasta los 1.012,5m, mientras que el techo se mantiene sensiblemente horizontal durante unos 40m, punto en el que, a favor de la unión de varios planos de debilidad, el techo se eleva hasta los 1.020m, localizándose una de las chimeneas más altas de la galería (1.031m). En este sector se documentan las dos primeras simas, producto de los procesos erosivos descritos, en las que el vaciado de los sedimentos ha aislado a la costra, llegando a formar un falso suelo de concreción (Alzado 1, Lámina-Sección 1).

En los frentes de este vaciado se documenta que la costra presenta un cuerpo macizo de unos 60cm, seguida de un paquete de 1,2m de arcillas y arenas con intercalaciones de niveles concrecionados, que proporcionan un espesor máximo visto de unos 2,5m, cuyo muro se asienta sobre depósitos finos, a veces cementados, con fragmentos de nódulos de sílex, localizados a cotas de 1.010m (Figura 4.40 Inferior dcha).

El origen de los nódulos de sílex se encuentra en uno de los estratos carbonatados que se ha visto seccionado por el conducto, apareciendo encajados en la roca de la bóveda y paredes de este tramo, en donde la disolución de la caliza ha producido que estos elementos insolubles se decanten y aparezcan incluidos en las arcillas de descalcificación que colmatan el conducto. Estos sílex fueron explotados durante la Prehistoria reciente, conservándose abundantes tizonazos y las improntas de la extracción minera (tanto en la caliza como en los nódulos). Uno de estos carbonos ha sido analizado para datación de C14 y ha proporcionado una cronología de 4030 +/- 40 BP (Beta – 201759 / 2580-2480 cal BC) (Lámina-Sección 1: GS2). En este sector aparece una pequeña gatera lateral, cuya boca fue agrandada artificialmente en época prehistórica para acceder a su interior, localizándose algún tizonazo. Otro afloramiento de fragmentos de riñones de sílex incluidos entre las arcillas se localiza en la tercera sima, al inicio del segundo tramo de la Galería del Sílex (Alzado 1), así como la presencia de nódulos de sílex en el lapiaz de La Rasa de San Vicente (apartado 4.2.1.2).

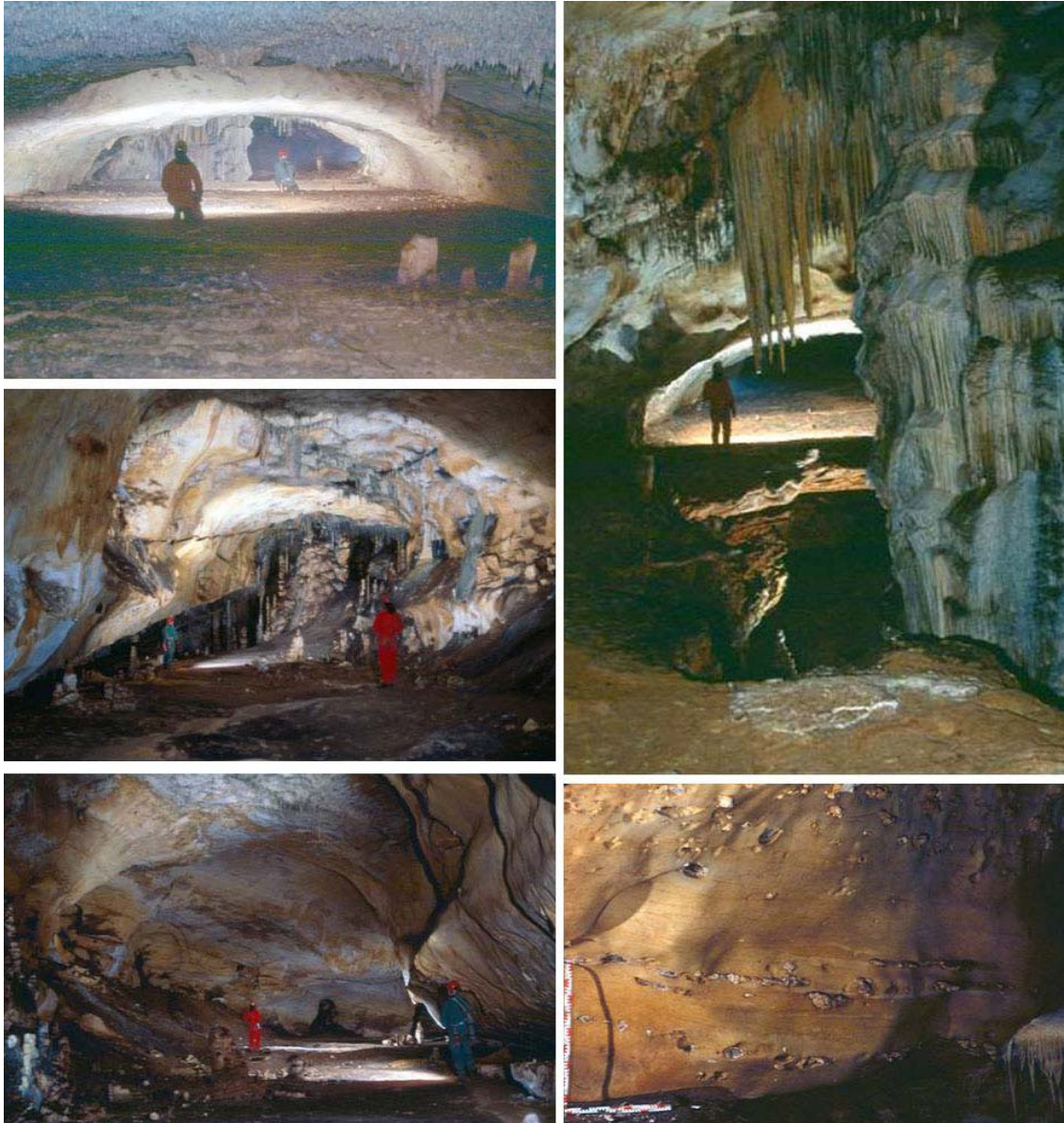


Figura 4.40: Galería del Sílex, vistas del primer tramo. Superior izda) final de la galería, destacando la costra pavimentaria que llega a cegar el conducto. Superior dcha) detalle de primer vaciado, que ha dejado colgada la costra pavimentaria, observando en primer plano el desarrollo de una gran columna estalagmítica. Centro e Inferior izda) tomas en donde destaca la sección freática del conducto. Inferior dcha) Nódulos de sílex localizados en las paredes del final de la galería (Fotografías: M. A. Martín y J. L. Uribarri, Archivo G.E.E.)

La primera de las simas presenta una altura de unos 20m de desnivel, marcado por la presencia de un cañón que da paso a una salita relacionada altimétricamente con el segundo nivel del karst, con bóvedas a 1.002-1.004m de altitud). Es interesante constatar como, en el tramo del nivel inferior, las huellas de corriente están marcando direcciones ascendentes en los techos, mientras que en el tramo atrincherado se observan estrías o acanaladuras verticales (tipo lapiaz) (Figura 4.41, Lámina-Sección 1 (GS2) y 2 y Alzado 1).

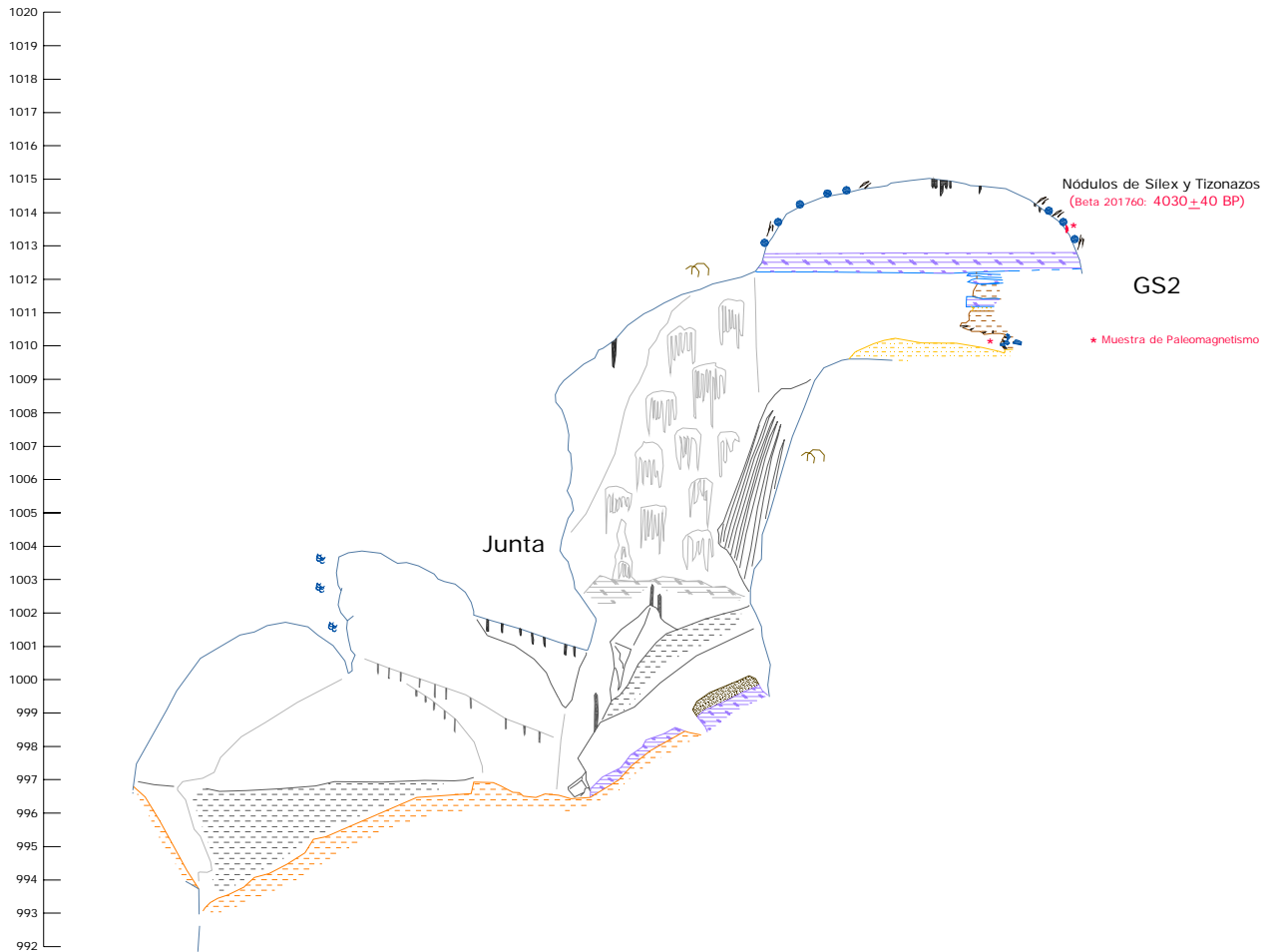


Figura 4.41: Sección GS2 del primer tramo de la Galería del Sílex. El techo del conducto se desarrolla a cotas del nivel superior con 1.015m s.n.m., mientras que el conducto inferior presenta cotas relacionadas con el nivel intermedio del karst. La unión entre ambos pasajes se produce a través de un pozo, en cuyas paredes destacan estrías de disolución vertical.

La sección que se documenta es la típica de zonas de conexión de niveles, unidos por cañones o pozos que permiten un rápido descenso en la vertical, dando paso a una salita circular de sección freática en la que predominan las cúpulas y nichos de disolución. Tanto en el pozo de unión, como en el nivel inferior, se observa la vinculación de las juntas de estratificación, con el desarrollo de morfologías freáticas y vadosas de cavernamiento.

Esta sima conserva en sus paredes retazos aislados de sedimentos finos, desconectados, que evidencian la presencia pretérita de una sedimentación continua erosionada, sobre la que se ha desarrollado una importante fábrica estalagmítica, a favor de la conjunción de fisuras (venas) que han propiciado la presencia en la amplia cúpula, de abundantes estalactitas y una gran columna de más de 15m de altura y una anchura de unos 11m en la base y unos 4m en la parte superior, que aparece desplazada del techo aunque con un aspecto externo brillante y fresco (Lámina-Sección 2, Figura 4.40 Superior dcha). Este gran pilar presenta importantes fisuras longitudinales recubiertas por nuevos espeleotemas y un desplazamiento vertical, sobre cuyo techo se desarrollan pequeñas columnas que lo conectan de nuevo con el techo. Secuencia relativa que se documenta en otros puntos de la galería.

La superficie del sector atrincherado de la sima está compuesta por un cono de derrumbe en donde destaca la presencia de clastos calizos y principalmente de restos de concreciones (columnas, estalagmitas y estalactitas) rotas y caídas, sobre los que se han desarrollado nuevos espeleotemas, que están sellando y seriando la caída y erosión de la topografía previa, además de constatar la estabilización del derrumbe resultante. El lateral de este cono está parcialmente recubierto por guano de murciélago, localizando las marcas de sus posaderos en las paredes, lo que sugiere que la actividad de estos mamíferos es posterior a la formación del cono e indica la existencia de una entrada abierta al exterior.

La presencia de roca caliza en los frentes del atrincheramiento o pozo de conexión de niveles, permite conocer una aproximación a la sección originaria del primer nivel del karst (al menos en este tramo de la Galería del Sílex), que estaría marcada por la cota del techo en la que aparecen el cañón con acanaladuras situada a 1009,6m de altitud absoluta (Figura 4.41), cuyo punto debería representar la base caliza del conducto, proporcionando un hueco de unos 5,5m de alto, en el que los sedimentos finos alcanzan una potencia de unos 2,5m. La incisión del nivel de base estaría marcada por el atrincheramiento vertical, que presenta una altura de unos 8m en la sección GS2, hasta descender al tramo en el que se produce el desarrollo horizontal del pasaje (a cotas medias de 1.002m), conformando una salita relacionada altimétricamente con el segundo nivel del karst (Alzado 1 y Lámina-Sección 1: GS2). Los sedimentos, de facies de interior, que conforman la superficie de este espacio presentan una topografía deprimida en forma de embudo, a favor del punto del sumidero.

Un poco más adelante, un nuevo vaciado permite descender mediante otro tramo encañonado hacia el nivel inferior, continuidad del anteriormente descrito, aunque aislado de él por los depósitos arcillosos, formando una segunda sima de unos 22m de desnivel (Alzado 1), en cuyo fondo se localizaron tizonazos en las paredes, así como una lámina de sílex situada sobre una estalagmita de su nivel intermedio, también decorada con tizonazos.

La galería continúa mostrando un conducto caracterizado por su forma abovedada que evidencia su origen freático (Figura 4.40 Centro e Inferior izda). Su techo se sitúa en cotas de 1.020m de altitud presentando lateralmente una pequeña chimenea ascendente, que no supera dicha altura. En este sector destaca la caída de una laja del techo, a favor del plano de estratificación, de unos 11m de longitud, por 3m de anchura y unos 0,5-0,7m de altura vista, aunque la real debe ser algo mayor, si estimamos el espesor del estrato del que se ha desprendido (Lámina-Sección 3: GS4). El suelo está formado por el pavimento de concreción que se viene desarrollando desde el inicio del conducto, cuya superficie aparece en cotas en torno a los 1.013m de altitud.

En este sector el concrecionamiento no es muy abundante pero destaca la presencia de varias generaciones de espeleotemas, con especial relevancia de antiguas concreciones y estalagmitas erosionadas por corrosión, sobre las que se desarrollan nuevos espeleotemas.

Sobre las concreciones antiguas y erosionadas se documentan improntas de zarpazos de osos, que también se observan en la pared rocosa opuesta. En el suelo de este sector, junto al bloque de techo caído, se recuperaron restos óseos de *Ursus arctos* (Castaños, 1987), mientras que en el sector final de este primer tramo de la galería se documenta la presencia de

varias yacijas de osos de tamaños diversos (grandes y pequeños). No conocemos la filiación de estas evidencias de osos, aunque podrían pertenecer al oso pardo a cuya especie se adscribieron los restos óseos citados, aunque dada la escasa información que sobre esta especie se documenta en este conjunto de yacimientos, no podemos descartar que estemos ante evidencias del oso anterior al de las cavernas, tan numeroso en esta cavidad (García: 2003c).

También se conservan restos de tizonazos y fragmentos de carbones y fueron recuperados diversos vasos cerámicos (de tipología neolítica) que evidencian el paso y las actividades humanas durante la prehistoria reciente. Es de destacar la impronta humana de un pie descalzo, situada sobre el sedimento arcilloso del interior de un pequeño gour de esta zona (Apellániz y Uribarri 1976).

El segundo tramo de la Galería del Sílex está compuesto por el trazado rectilíneo de sentido ONO y unos 127m de longitud proyectada, con alturas medias de entre 8 y 13,5m y anchuras de entre 5 y 15m, produciendo el primer cambio de dirección, prácticamente ortogonal, de la galería, como consecuencia de la adaptación al control estructural. Este tramo mantiene las generalidades morfológicas descritas en el anterior, con secciones propias de régimen freático, próximo a nivel de base, con bóvedas situadas entre los 1.015,5 y los 1.022m de altitud y características paragenéticas, sobre cuyos depósitos se localiza la potente colada estalagmítica a cotas entre 1.009 y 1.011m. Entre los espeleotemas de goteo destacan las grandes columnas, que ocupan casi toda la sección del conducto, proporcionando gran belleza y dificultando el tránsito, junto a numerosas estalactitas y coladas de suelo que presentan gour (Lámina-Sección 3 (GS5), 5-7, Figura 4.42). Sobre algunos espeleotemas se observa la presencia zarpazos de osos, aunque son más numerosos los de murciélagos, detectando tanto el guano como la corrosión de la superficie en donde se localizaron sus posaderos.



Figura 4.42 Detalles del segundo tramo de la Galería del Sílex (Fotografía: M. A. Martín, Archivo G.E.E.)

El inicio del segundo tramo presenta sus paredes muy verticalizadas, formadas por planos inclinados paralelos que deben estar relacionados con la presencia de planos de debilidad (Lámina-Sección 3 y 4: GS5-6), caracterizándose por la presencia de importantes erosiones que han ocasionado cuatro nuevos hundimientos, con ruptura de la plancha estalagmítica, que ha provocado vacíos y caídas en la vertical de entre 6 y 18m de profundidad, proporcionando un amplio suelo falso de concreción (Alzado 1, Lámina-Sección 4-7) (Figura 4.43). Estos procesos han permitido conocer el espesor de la costra pavimentaria, que varía entre 1 y 3m, además de poner al descubierto la presencia de sedimentos finos arenosos, así como restos de espeleotemas (columnas) rotos y desplazados. La primera de estas simas presenta entre los sedimentos, finos que forman paredes extraplomadas, fragmentos de nódulos de sílex cretácicos, marcando la continuidad sedimentaria con los vaciados ya descritos del primer tramo, en donde los clastos silíceos corresponden a elementos insolubles. La morfología de este punto se caracteriza por un estrecho pozo de 1,6m de anchura y unos 18m de profundidad, presentando sedimentos finos en los primeros 11m (entre cotas absolutas de 997 y 1.008m) que dan paso a una grieta caliza, cuyo fondo desciende hasta los 990m de altitud.

La segunda de las simas (Lámina-Sección 4: GS7, Figura 4.43) representa uno de los puntos más singulares del conducto, proporcionando una sección vadosa en forma de ojo de cerradura, con la típica morfología circular de su bóveda y nichos de disolución formados a favor de planos de debilidad (venas de calcita), cuyos techos aparecen a cotas de 1.018-1.019m s.n.m. Las concreciones o espeleotemas se concentran en puntos de infiltración, con desarrollo de formaciones de goteo y lámina de agua que llegan a unirse con la costra pavimentaria que marca la superficie de suelo principal del conducto, a cotas de 1.009-1.010m de altitud, proporcionando una altura de unos 8,5m por una anchura máxima de unos 19m. La sima se abre en dicha costra pavimentaria, formando un vuelo de unos 7m, en donde se documenta sedimentación autóctona, que reposa sobre la roca, en la que se ha desarrollado un estrecho y profundo cañón con pared rocosa y aristas vivas de unos 9m de profundidad por 1,5m de anchura, cuya base desciende hasta los 993m, punto en el que conecta con un pasaje horizontal de unos 24m de longitud. Su base presenta un conducto de desarrollo horizontal que comunica con la base de la siguiente sima, que evoluciona en relación altimétrica con el segundo nivel del karst.

La tercera sima de este sector se sitúa al Oeste de la anterior, y constituye la morfología deprimida dentro del mismo proceso incisivo, con un tramo verticalizado que culmina en un pasaje horizontalizado de dirección E-O que comunica con la sima anterior, presentando en algunos puntos de techo plano formas de disolución tipo pendants (Figura 4.43: GS8). Además, muestra un segundo vaciado de unos 11m de longitud, en dirección occidental, desarrollado por debajo de la costra pavimentaria, con un suelo situado en cotas próximas a los 1.003m (Lámina-Sección 5 y Alzado 1).

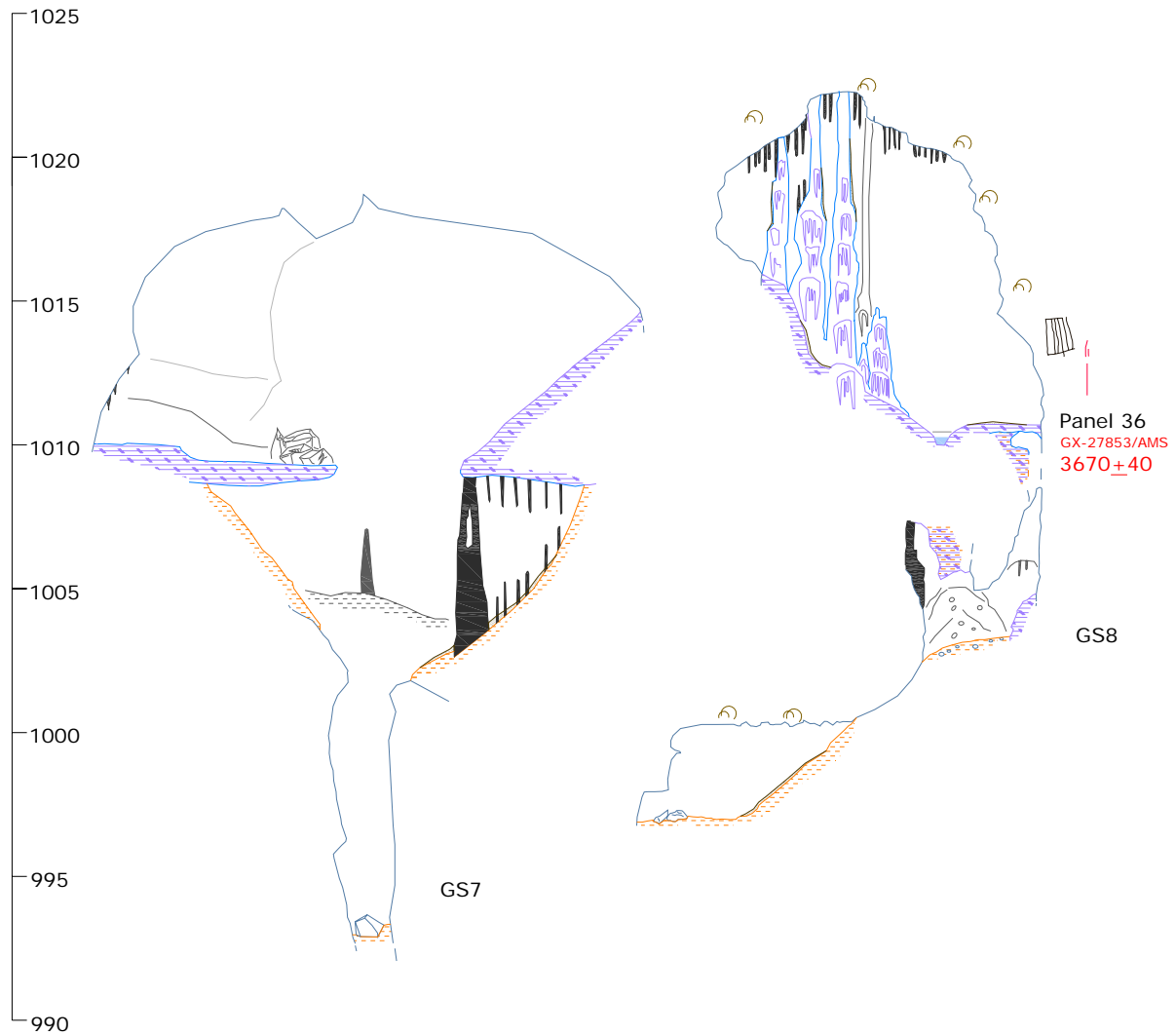


Figura 4.43 Secciones GS7 y 8, que representan a dos cortes de las 2ª y 3ª sima del segundo tramo de la Galería del Sílex, cuyas bases alcanzan cotas del nivel intermedio del karst.

La cuarta y última sima se sitúa al Oeste las anteriores, y representa el vaciado del sector superior de los sedimentos finos que ha dejado colgada y aislada la costra pavimentaria entre 6 y 7m, dando una morfología con dos sectores deprimidos, que no alcanza las profundidades de las anteriores (Lámina-Sección 6: GS10). En el suelo de este vaciado abundan los clastos de concreciones junto a espeleotemas recientes desarrollados en contacto con la pared rocosa del conducto. Nuevas concreciones isotubulares precipitan en la parte inferior o base del piso falso de concreción.

En estas simas se ha constatado la formación de nuevos espeleotemas que sellan la topografía resultante, destacando la formación de columnas, estalagmitas y estalactitas bajo la costra pavimentaria, en donde además se conservan depósitos de guano de murciélago y las improntas de sus posaderos, evidenciando la presencia de actividades faunísticas (Lámina-Sección 4 (GS7) y 5).

Otro aspecto a destacar es la recuperación en estas simas de restos esqueléticos (Figura 4.44), correspondiendo a los cuerpos de dos individuos prehistóricos que debieron precipitarse accidentalmente al fondo de la segunda sima (uno de ellos estaba de bruces contra el suelo presentando todos los huesos en conexión anatómica) (Galera, 1987: 282), observándose huellas de que sus compañeros debieron bajar a interesarse por su estado, depositando varios vasos con asas y un pequeño cuenco cerámico en una grieta de la pared (Apellániz y Domingo, 1987). Por su parte, en el tramo elevado de la tercera sima se recuperaron restos parciales de tres individuos, formando una concentración intencional de restos óseos junto a una laminita truncada de sílex (Galera, 1987: 282; Apellániz y Domingo, 1987: 215-217). En el último hundimiento se concentraron un gran número de fragmentos cerámicos, entre los que destacan las piezas decoradas con la técnica del boquique de tipología neolítica y asas puente (Apellániz y Domingo, 1987).

A partir de la mitad de este segundo tramo de la Galería del Sílex no se documentan los procesos de incisión y vaciado erosivo que han provocado depresiones o hundimientos, constatándose únicamente en la disolución de las formaciones estalagmíticas la manifestación de dichos procesos. En las paredes del conducto se conservan restos de la costra pavimentaria entre 1.009-1.010m de altitud absoluta (Lámina-Sección 7-8, Alzado 1) junto a espeleotemas rotos y desplazados. Abunda el concrecionamiento, a favor de líneas de fractura o debilidad, observándose varias generaciones de espeleotemas en donde, sobre antiguas concreciones con superficies corroídas y huellas de corriente (claramente observables en las altas columnas), se superponen nuevas fases de espeleotemas (Lámina-Sección 7), formando importantes estructuras columnares de más de 11m de altura por 4m de anchura, que marcan una de las últimas fases evolutivas de este conducto (Lámina-Sección 8).



Figura 4.44: Restos antropológicos procedentes de las simas de la Galería del Sílex. Superior e inferior izda) esqueleto en conexión procedente de la base de la segunda sima. Inferior izda) Inhumación secundaria situada en la tercera sima (Fotografías: Archivo G.E.E.)

En el único gran silo de esta galería (Silo 1), excavado durante la Prehistoria reciente y situado al final del segundo tramo, se puede ver el techo de la sedimentación, documentando la alternancia de sedimentos arcillosos en la base que pasan a facies más arenosas a techo, con intercalaciones de guano (Figura 4.45) Este silo, con 1,75m de profundidad, presenta tres episodios. En la base aparece un paquete de arcillas plásticas, que a techo se cargan en arenas, con 1m de espesor visto, y aparece horadado por varias madrigueras, la muestra de polen que se tomó en la base ha resultado ser estéril, mientras que la realizada a mitad de altura ha proporcionado restos *Pinus* y de posible *Scrophulariea* (M. Dorado y A. Valdeolmillos *com. pers.*). Sobre el techo irregular de esta unidad, situado en torno a 1.009m de cota absoluta, aparece un paquete de unos 15cm de potencia máxima de guano de murciélagos, que no contienen restos de polen ni microfósiles vegetales, conformando un segundo momento sedimentario. El tercer cuerpo está compuesto por un nivel de unos 50cm de espesor de arenas finas, con laminación horizontal e intercalaciones de niveles de limos y carbonataciones, recuperando en las arenas restos polínicos de *Pinus* y de *Artemisia*, Rosa y posible *Scrophulariea* (M. Dorado y A. Valdeolmillos *com. pers.*).

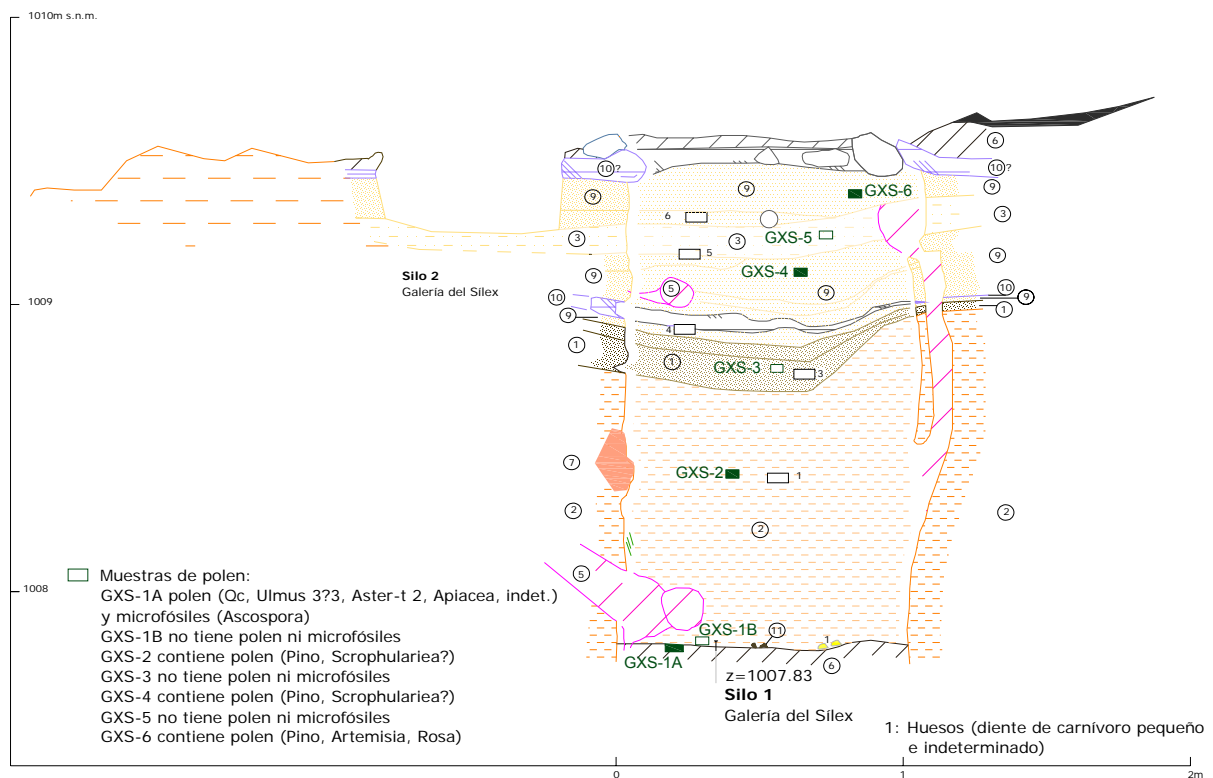


Figura 4.45 Secuencia sedimentaria puesta al descubierto en la paredes del silo de la Galería del Sílex.

El segundo tramo de la galería conserva gran variedad de actividades humanas y abundantes vestigios de sus ocupaciones, con la presencia en todo su recorrido de hogueras y antorchas, así como de elementos de cultura material (cerámica, lítica y ósea). Los restos antropológicos muestran una clara dispersión, localizándo una concentración de huesos humanos en la mitad occidental, caracterizada por el predominio de individuos infantiles, y un segundo grupo en la base de la segunda y tercera sima, con representación de tres individuos adultos y dos juveniles (Galera, 1987: 280-283). Las estaciones de arte rupestre se sitúan en la

mitad oriental del tramo (paneles 28-43), presentando la figura en negro que compone un motivo emparrillado (panel 31) una datación encuadrada en fases antiguas de la Edad del Bronce (García *et al.*, 2005). En el límite oeste de este sector se encuentran varias estructuras antrópicas (Apellániz y Domingo, 1987): tres silos (dos de pequeñas dimensiones) y una gran presa de almacenamiento de agua, realizada con estalagmitas y columnas rotas unidas con arcilla, sobre la que han crecido nuevas concreciones (Lámina-Sección 8, Figuras 4.45 y 4.46).



Figura 4.46 Izda) Parrilla en negro (Panel 31). Superior dcha) vista cenital del Silo 1. Inferior dcha) Presa para la captación de agua (Fotografías: J. L. Uribarri y M. A. Martín, Archivo G.E.E.)

El tercer tramo de la Galería del Sílex se ha formado por un cambio de dirección que experimenta el conducto, nuevamente ortogonal al anterior y por tanto paralelo al primer tramo descrito, y se caracteriza por su trazado rectilíneo en sentido SSE, con 70m de longitud proyectada, con anchura de entre 8 y 16m y alturas que van desde los 12-13m hasta no superar el metro al final del mismo, en el sector colmatado por derrubios procedentes de la antigua entrada holocena (Alzado 1, Lámina-Sección 9-11 y Figura 4.47).

Mantiene las características morfológicas del conducto, con techos abovedados que alcanzan los 1.021-1.022m de altitud. Presenta desarrollo estalagmítico, destacando únicamente la presencia de espeleotemas de goteo de techo (estalactitas) de aspecto fresco, que no muestran correspondencia con estalagmitas o columnas. Los espeleotemas antiguos con superficies erosionadas son escasos, al igual que los vestigios de la costra pavimentaria que caracteriza a la mayor parte de la Galería del Sílex. Apenas puede citarse la presencia de una columna rota y corroída, parcialmente desplazada, que está soldada al techo a través de un nuevo cuerpo de espeleotema, formando una columna de cuerpo basculado 15° de la vertical (Lámina-Sección 9 y Figuras 4.47 y 4.48), cuya base se apoya sobre una costra pavimentaria de concreción, con superficie corroída, que aparece fracturada y algo desplazada, único vestigio de ese nivel que llegó a recubrir todo el piso originario del conducto. Su posición actual se sitúa en una cota de 1.010,3m, pero su posición primaria, desarrollada próxima a la pared, alcanzaría los 1.011-1.012m s.n.m., en concordancia con los datos altimétricos que presenta dicho espeleotema de flujo en el resto de la galería.

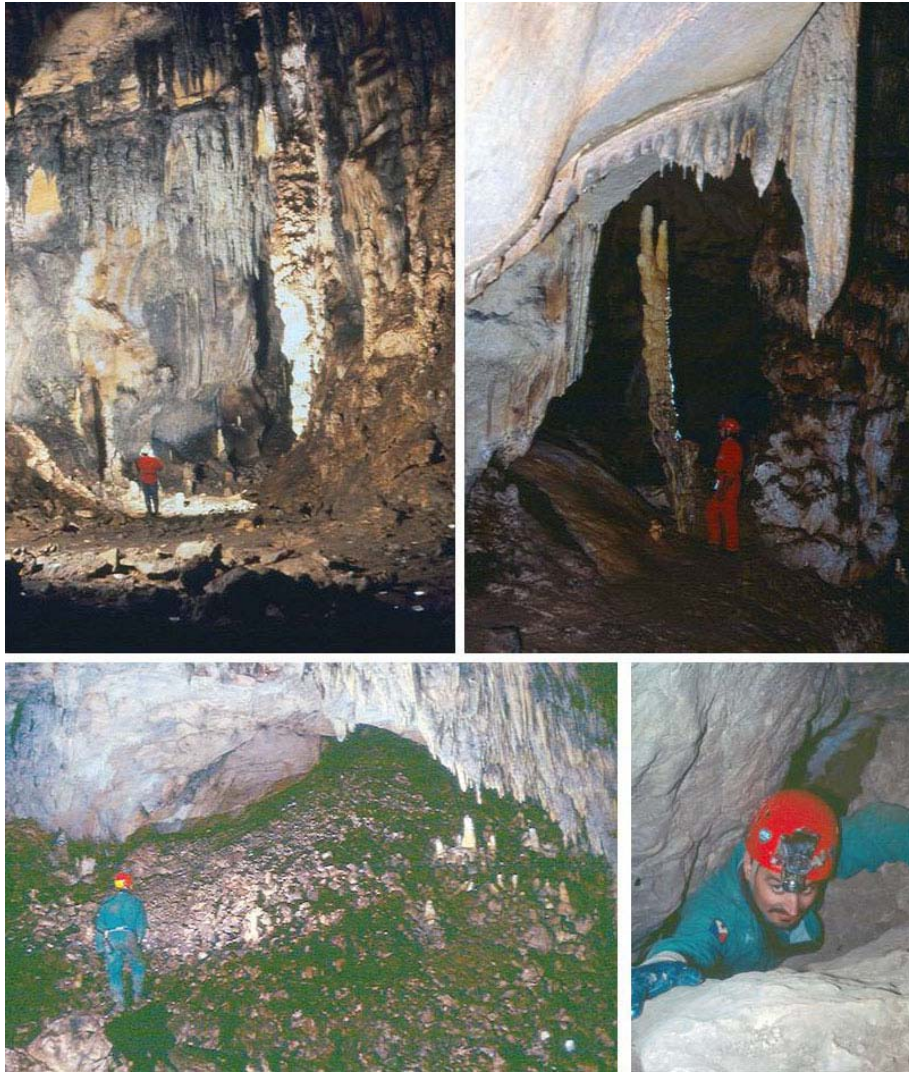


Figura 4.47 Superior) Segundo y tercer tramo de la Galería del Sílex. Inferior) Cono de entrada holoceno que llega a colmar el conducto y gatera de acceso a la Galería del Sílex (Fotografías: M. A. Martín, Archivo G.E.E.)

La superficie del tercer tramo de la Galería del Sílex está formada por los sedimentos finos, con una película negruzca superficial consecuencia de la oxidación, en cotas de unos 1.010-1.010,5m de altitud (Figura 4.48). En el sector central del tramo abundan los clastos calizos angulosos de tamaños medios, procedentes principalmente del cono de derrubios de la entrada holocena que prácticamente llega a colmar toda la sección, en un punto situado bajo una dolina exterior (Alzado 1 y Lámina-Sección 11 y 12 -GS17-) que, en origen, representaría el acceso a esta galería utilizado en la Prehistoria reciente.

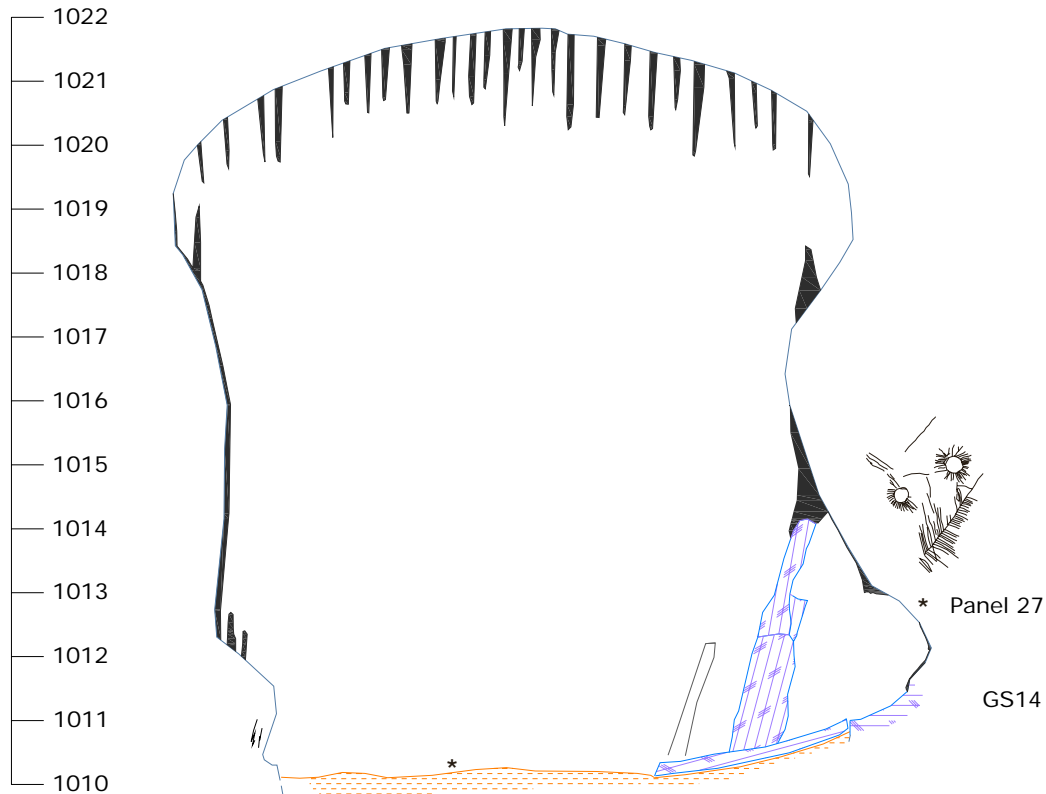


Figura 4.48: Sección GS14, caracterizada por su morfología freática y por la presencia de una antigua columna estalagmítica erosionada y desplazada, con nuevo crecimiento de espeleotemas. En este sector se encuentra el panel 27, compuesto por grabados geométricos en donde destacan dos soles.

Este tercer tramo de la Galería del Sílex corresponde con el sector A y parte del B del estudio del Santuario del Sílex y la ocupación del espacio por parte de las gentes de la Prehistoria reciente (Apellániz y Uribarri 1976, Apellániz y Domingo 1987). En él se localiza una importante concentración de evidencias antrópicas, con manifestaciones simbólicas relacionadas con la deposición de restos humanos o piezas líticas y óseas, así como la dispersión de fragmentos cerámicos de vasijas, incluyendo el conjunto neolítico de la hornacina, levantados entre 1978 y 1981 bajo la dirección de S. Domingo Mena. En este sector se localizan las estructuras circulares realizadas con clastos calizos, así como los paneles más representativos del santuario (paneles 19-27), entre los que destaca la estación rupestre del Gran Panel (Figura 4.49), que reúne un amplio conjunto iconográfico de pinturas negras y rojas, junto a grabados que representan una amplia variedad temática, que incluye formas lineales y geométricas, asociadas a la estética abstracta, junto a formas antropomorfas y representaciones humanas y de animales de carácter esquemático, cuyas tendencias estilísticas y tipológicas, junto con dataciones radiométricas de las pinturas negras, apuntan a fases de ejecución que abarcan desde el Neolítico hasta la Edad del Bronce (Apellániz y Uribarri 1976, García *et al.*, 2005). Este sector presenta además cierta concentración de hogueras, manifestaciones y evidencias que hablan por sí mismas de la intensa utilización de este espacio con un carácter simbólico por parte de los grupos sociales que habitaron este entorno (Apellániz y Domingo 1987).

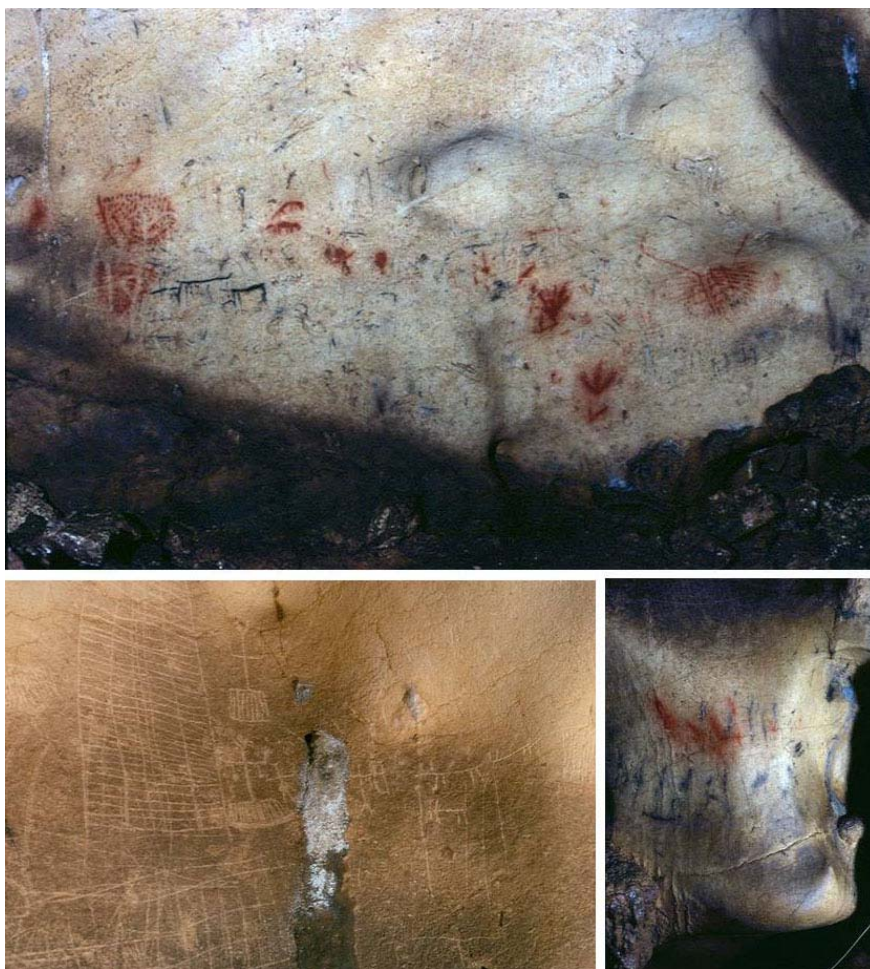


Figura 4.49: Diferentes sectores del Gran Panel, estación de arte rupestre que constituye uno de los conjuntos más interesantes del Santuario de la Galería del Sílex (Fotografías: J. L. Uribarri y M. A. Martín, Archivo G.E.E.)

El cuarto y último tramo de la Galería del Sílex está compuesto por el trayecto de unos 31m de longitud proyectada, comprendido entre los conos procedentes de la antigua entrada a la Galería del Sílex y el del Portalón de Cueva Mayor. Se caracteriza por representar el hueco que queda entre el techo del conducto y la superficie de los conos que muestran la colmatación del conducto, resultando la gatera de acceso fruto de la desobstrucción de 1972 (Figura 4.47 Inferior).

Este cuarto tramo presenta dirección ESE-ONO, paralela al segundo tramo de la galería y al eje mayor de la superficie de erosión SE3 u hombrera de Cueva Mayor en donde se producen las dolinas de colapso, constituyendo el nexo de unión entre la Galería del Sílex y el Portalón. Su morfología de bóveda freática con cúpulas muestra el techo a 1.021-1.022m de altitud, en coincidencia altimétrica con otros sectores de la galería, remarcando la presencia de chimeneas ascendentes que alcanzan cotas de 1.025-1.027m de altitud, colmatadas con sedimentos, y la clara corriente de aire, evidencian la proximidad de la superficie, a escasos 7m de la base de la dolina del Sílex parcialmente desescombrada en los años setenta (Alzado 1).

La superficie de este tramo está compuesta por la existencia de dos conos superpuestos, que convergen en el centro. El cono oriental, correspondiente a la antigua

entrada a la Galería del Sílex, colmatando totalmente una apertura ascendente y verticalizada por donde accede el sedimento, con corriente de aire, situada en la parte central de la galería (Lámina-Sección 12: GS17). Este cono se apoya en el cono procedente de la dolina del Portalón de entrada y presenta un desarrollo asimétrico, con mayor pendiente hacia el interior de la galería. Está compuesto por abundantes clastos angulosos de caliza de diversos tamaños, soportados con matriz terrosa con restos de carbones y materia orgánica, que aporta tonalidades oscuras y negruzcas al sedimento. El depósito contiene abundantes elementos de cultura material, observando en su superficie fragmentos de cerámicas y piezas de industria ósea y lítica, junto a restos óseos faunísticos (micro y macrofauna) y antropológicos. La intervención arqueológica del levantamiento de restos arqueológicos de la Galería del Sílex, realizada entre 1978 y 1981, no afectó a este tramo.

Dicho cono presenta cierta inestabilidad, habiéndose documentando varios deslizamientos en las últimas décadas, el último de los cuales se produjo en la primavera de 2007, reduciendo la altura de la gatera de acceso, de 1m a unos 0,30-0,50m. En otros puntos se ha producido la rotura de algunas estalagmitas directamente asentadas sobre los bloques del cono, cuya desarrollo es indicio de cierto periodo de estabilidad. Una de estas estalagmitas ha sido datada con el proyecto del estudio paleoclimático de los últimos 6.000 años que se está realizando en la Galería del Sílex (Lámina-Sección 11), dando una cronología de formación relacionada con fechas de 1824 ± 416 (SLX1-A) y 1378 ± 50 años (SLX1-2) en la base y de 154 ± 109 en su techo (J. Martín-Chivelet *com. pers.*), que representa un momento posterior a la colmatación y fosilización de la antigua entrada al Sílex.

El cono de sedimentos procedentes del Portalón de Cueva Mayor (Lámina-Sección 12: GS18-20) presenta abundantes clastos y bloques angulosos de caliza con matriz terrosa, en cuya superficie abundan los restos arqueológicos, faunísticos y antropológicos, destacando la excavación de un silo prehistórico; en las paredes se localizan dieciocho paneles de grabados rupestres de época prehistórica (Apellániz y Uribarri 1976) (Figura 4.50). En 1979 se levantaron una serie de huesos humanos cuyo estudio determinó que correspondían a un mínimo de 10 individuos: 4 infantiles, 3 adultos, 2 juveniles y 1 joven-adulto, de ambos sexos (Galera 1987).



Figura 4.50 Evidencias arqueológicas del cuarto tramo de la Galería del Sílex. Izda) Panel 10, grabados esquemáticos con antropomorfos, zoomorfos y arboriformes. Dcha) Inhumaciones colectivas de a la Prehistoria reciente (Fotografías: J. L. Uribarri, Archivo G.E.E.)

En la planimetría elaborada para esta tesis doctoral se muestra la relación entre los dos conos (Alzado 1), destacando el desarrollado en el sector del Portalón de Cueva Mayor, por presentar una longitud en su base de unos 150m y una altura de unos 30m en el desarrollo noroccidental (en el Salón del Coro) frente a los 20m del límite oriental (Galería del Sílex). La parte superior de este cono ocupa el espacio delimitado por la fractura de entrada al Portalón constituyendo, en un primer término, su borde oriental el punto de colapso y colmatación del sector del Portalón que aisló el nivel superior del sistema en dos sectores: la Galería del Sílex y Cueva Mayor (Portalón, Salón del Coro y Galería de las Estatuas). Este cono presenta un desarrollo hacia el Este, mostrando una topografía descendente, sobre la que se superpone el cono de sedimentos procedente del acceso prehistórico al Santuario del Sílex.

Las secciones GS19-20 corresponden a dos puntos de colmatación por entrada de sedimentos. El corte GS19 muestra una sección longitudinal del paso de acceso a la galería, entre el derrumbe de sedimentos que miembros del Grupo Espeleológico Edelweiss desobstruyeron en noviembre de 1972. Se trata de un estrecho paso, abierto artificialmente, de 0,5m de altura media, tipo gatera descendente, que aparece entre el techo del conducto y el relleno, compuesto por bloques con sedimentos. La bóveda de este sector, presenta un perfil ascendente, con algunas cúpulas cuyo techo aparece a 1.022,4m de altitud, que llega a enlazar con el sector del Portalón de entrada de Cueva Mayor a cotas de 1.025m de altitud.

Por último, la sección GS20 representaría un punto de unión entre el tramo identificado como Galería del Sílex y el Portalón de entrada de Cueva Mayor, se trata de un sector de entrada de materiales del exterior, caracterizado por la presencia de grandes bloques calizos, angulosos, con matriz arcillosa de tonalidades anaranjadas y restos fósiles de microfauna y aves que apuntan a una cronología pleistocena. También se documentan manchas o paquetes de tierras negruzcas, que deben corresponder a momentos más recientes. La parte superior de este tapón supera los 1.029m de altitud y la base o superficie de la sección se encuentra a 1.024,3m. Este punto se encuentra en la vertical del sector de apertura de la dolina de acceso al Portalón (Plano 2 y 5), pudiendo constituir uno de los antiguos puntos de entrada de sedimentos del cono.

- Portalón de Cueva Mayor

El Portalón de Cueva Mayor, actual entrada al complejo, se caracteriza por una apertura a partir de una línea de debilidad (fractura) que ha formado una dolina, cuya boca se abre en la superficie de erosión SE3 u hombrera de Cueva Mayor, situada a 1.034-1.036m de altitud (Figura 4.51). Este tramo, de unos 50m de longitud proyectada y sentido ONO (Lámina-Sección 13), es la continuidad natural de la Galería del Sílex, alterada por los conos de derrubios de ambas entradas y el nexo de unión con el resto del nivel superior (Salón del Coro y Galería de las Estatuas) del sistema de Cueva Mayor.

En el sector más próximo a la Galería del Sílex se conserva la bóveda freática original, con nichos de disolución (Lámina-Sección 13: CM90-91) a favor de fracturas y del plano de debilidad marcado por dos venas, que alcanzan el colapso que aisló el Sílex del Portalón. Por el contrario, el sector central del Portalón de entrada presenta un techo en el que los

desplomes de la roca dan un aspecto escalonado, de graderío invertido, por la caída por gravedad, a favor de los planos de estratificación, de grandes bloques (Lámina-Sección 13: CM92-95). Algunos de estos desplomes aparecen en el nivel 4 de la secuencia estratigráfica del Portalón, fechado en el Bronce Medio (Ortega *et al.*, 2008a y b).



Figura 4.51 Superior) Vista aérea de la dolina de acceso a Cueva Mayor. Inferior) Excavación del yacimiento del Portalón (Fotografías: M. A. Martín)

El tamaño y altura de este tramo está condicionado por la importante acumulación de sedimentos, que casi llega a colmatar la continuidad del mismo. En este sentido hay que indicar que la continuidad con la Galería del Sílex fue forzada en noviembre de 1972, mientras que el acceso al resto del sistema se realiza a través de un pequeño paso bajo de apenas 1m de altura, situado en el extremo occidental del Portalón, que ha permanecido siempre abierto debido a las continuas visitas registradas a la cavidad, desde la Prehistoria reciente hasta tiempos modernos.

La colmatación de los sedimentos llega a alcanzar en el centro del Portalón una cota absoluta de 1.021m, representando la actual pared NE del Portalón el resultado de la

acumulación de sedimentos que llegaron a alcanzar un punto bajo del techo, presentando por un lado el tramo verticalizado del techo como pared y por otro una tendencia hacia la horizontalidad de los estratos superiores (Lámina-Sección 13: CM92-95) (García *et al.*, 2001). Tras esa pared de sedimentos holocenos se localiza una pequeña sima en cuyo fondo se localiza una costra pavimentaria, a cotas similares a las de la Galería del Sílex, sustentada por una brecha de cantos calizos de pequeño y mediano tamaño soportadas con arcilla roja.

Las características de estos sedimentos se conocen a partir de las diferentes intervenciones arqueológicas que se han desarrollado en este Portalón, en donde se reconoce una importante secuencia holocena originada por el uso de la ocupación de este espacio durante la Prehistoria. El reconocimiento como yacimiento prehistórico se debe a J. Carballo (1910) y a H. Breuil y H. Obermaier (1913), quienes indican la existencia de un sector de hábitat en el Portalón de entrada y la presencia de faunas pleistocenas y de varias estaciones con arte rupestre en el interior de Cueva Mayor. Estos descubrimientos motivaron la visita de otros investigadores y estudiosos de la Prehistoria como J. Martínez Santa-Olalla y el Padre Saturio en 1926, L. Montenegro y el director del Museo de Burgos M. Martínez (A.M.B. 1934) o F. Jordá (1965), cuyas catas proporcionaron materiales cerámicos, líticos y óseos que refrendaban el carácter de ocupación del Portalón (Figuras 4.52 y 53).

En 1972 se realiza la primera excavación sistemática por parte del equipo dirigido por G. Clark (1979) que puso de manifiesto la existencia de una considerable y potente secuencia arqueológica que abarca desde momentos de ocupación del Eneolítico hasta la Edad Media, con la interrupción de las fases de la Edad del Hierro. Esta interesante secuencia, junto al descubrimiento en noviembre de 1972 del yacimiento de la Galería del Sílex, impulsó la realización de un proyecto de excavación dirigido por J. M^a Apellániz, con el fin de conocer lo que él denominaba la cultura de la "Población de las Cavernas" en la Prehistoria (Apellániz *et al.*, 1983). Diez años de excavaciones permitieron conocer la existencia de una serie de lechos que abarcan los periodos culturales de la Edad del Bronce, destacando el conjunto del Bronce Medio y Bronce Final. La secuencia se completa con niveles tardorromanos y medievales (Apellániz y Domingo, 1987: 263) (Figura 4.53).

Desde el Equipo de Investigación de Atapuerca se planteó la necesidad de conocer el potencial arqueopaleontológico de la Sierra de Atapuerca, realizando una serie de prospecciones e intervenciones arqueológicas y geológicas en la sierra. El Portalón de Cueva Mayor constituye, junto con el Abrigo del Mirador, uno de los sectores de entrada al nivel superior del karst, localizado unos 20m por encima del techo de las secuencias mesopleistocenas de Trinchera, lo que lo convierte en unos de los puntos clave para la existencia y localización de secuencias del Pleistoceno superior.

Por ello, con la finalidad de conocer el potencial estratigráfico de este sector y la naturaleza de las secuencias y registros arqueopaleontológicos que conserva, se programó en 2000 una nueva intervención arqueológica en el yacimiento del Portalón (Figura 4.51 Inferior). Tras acondicionar la excavación, proceder al reavivado de los frentes antiguos y desescombrar parte de una antigua intervención minera (Figura 4.52), el yacimiento puso al descubierto una amplia secuencia estratigráfica de más de 10m de potencia, que presenta dos grandes unidades sedimentológicas principales. La unidad superior, de cronología holocena, se

caracteriza por los procesos de acumulación antrópica, consecuencia de la gran intensidad de las ocupaciones humanas en este enclave. Esta unidad incluye a techo las secuencias descubiertas por los equipos de Clark y Apellániz. La unidad inferior, de edad Pleistocena, presenta dominio de los procesos naturales, con escasos vestigios de presencia humana.

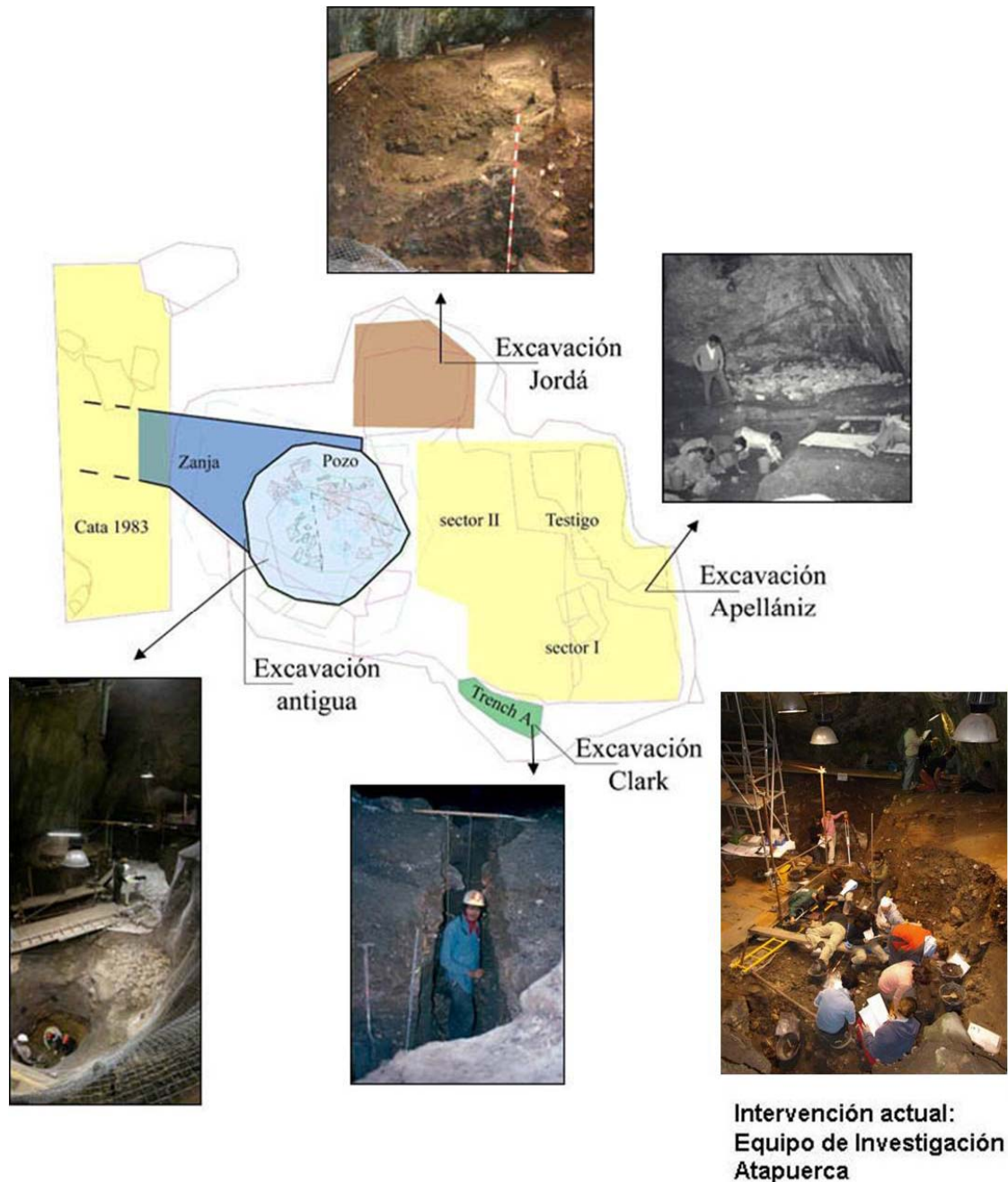


Figura 4.52 Situación de las diferentes intervenciones arqueológicas realizadas en el yacimiento del Portalón de Cueva Mayor (Planimetría: R. Pérez y A. I. Ortega - Fotografías: J. M. Apellániz, L. Strauss, M. A. Martín, J. M. Carretero).

APROXIMACIÓN A LA SECUENCIA CULTURAL DEL YACIMIENTO DEL PORTALÓN DE CUEVA MAYOR

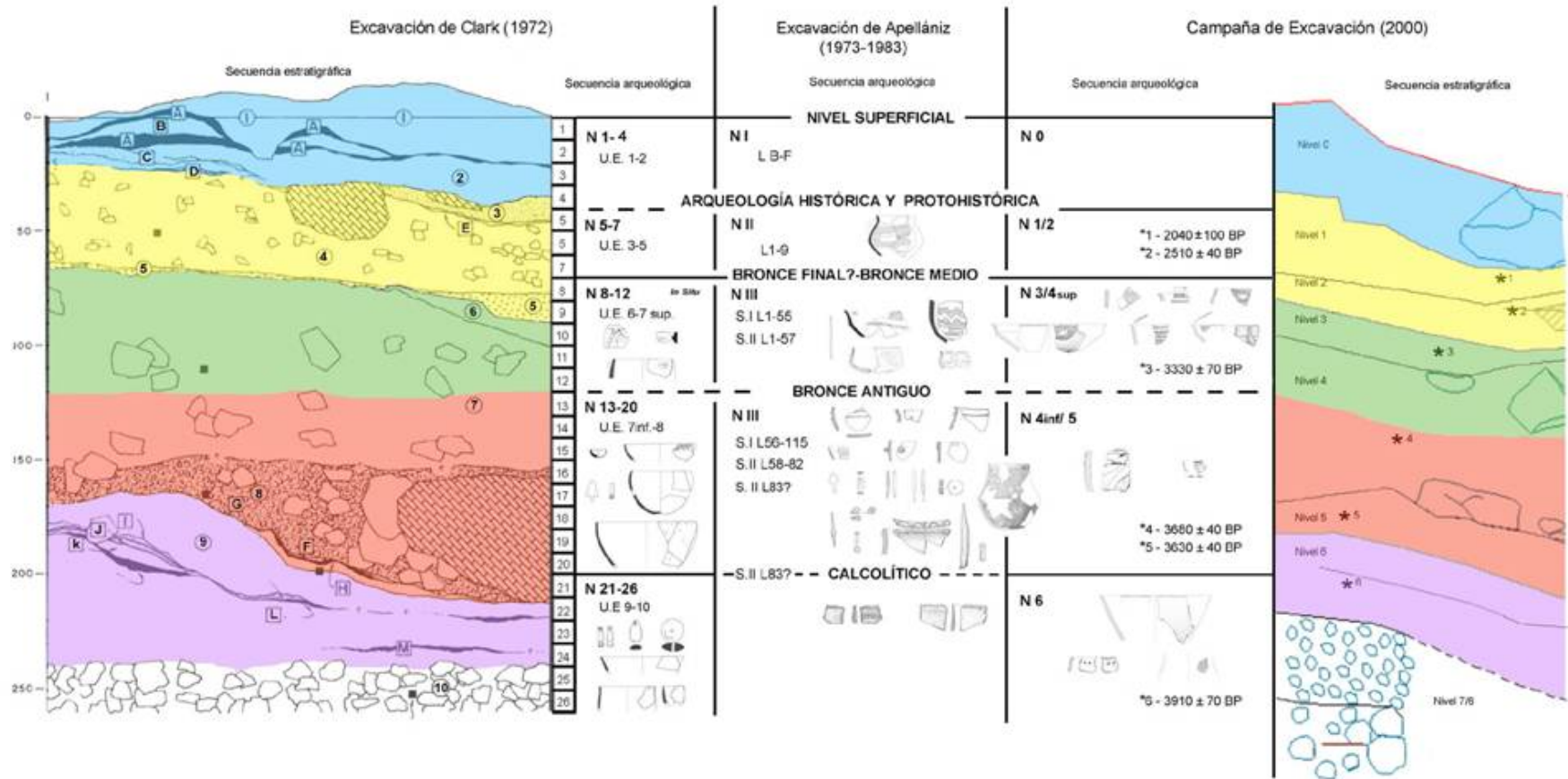


Figura 4.53 Aproximación a la secuencia cultural del yacimiento del Portalón de Cueva Mayor según los datos de las excavaciones de Clark (1972) y Apellániz (1973-1983) (Juez, 2005)

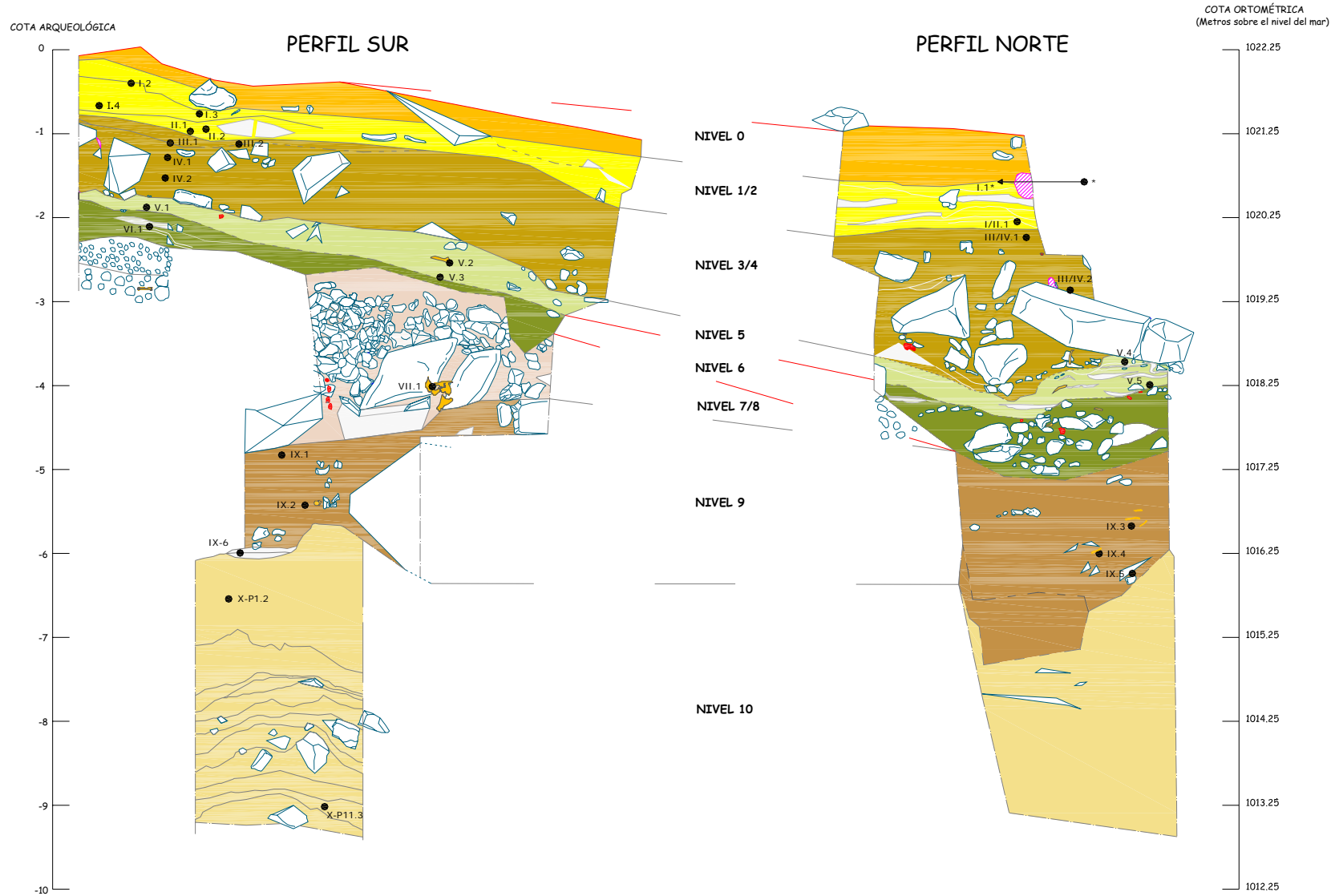


Figura 4.55 Secuencia estratigráfica del yacimiento del Portalón de Cueva Mayor, según los perfiles de los frentes Norte y Sur (Ortega *et al.*: 2008b)

Nivel	Muestra	Perfil	Material	Análisis	Dataciones BP	Nº de lab
1	I.1	NORTE	Hueso	AMS	1000 ± 40	Beta-224081
1	I.2	SUR	Carbón	AMS	1980 ± 40	Beta-212187
1	I.3	SUR	Carbón	Radiometric	2040 ± 100	Beta-153359
1	I.4	SUR	Carbón	AMS	2050 ± 40	Beta-161192
1/2	I/II.1	NORTE	Carbón	AMS	2490 ± 40	Beta-201763
2	II.1	SUR	Hueso	AMS	2490 ± 40	Beta-222335
2	II.2	SUR	Carbón	AMS	2510 ± 40	Beta-197388
3	III.1	SUR	<u>Sedimento orgánico</u>	Radiometric	3330 ± 70	Beta-153360
3	III.2	SUR	Hueso	AMS	3560 ± 50	Beta-222336
3/4	III/IV.1	NORTE	Carbón	AMS	3330 ± 60	Beta-201761
3/4	III/IV.2	NORTE	Carbón	AMS	3560 ± 40	Beta-184840
4	IV.1	SUR	Carbón	AMS	3490 ± 40	Beta-212188
4	IV.2	SUR	Carbón	AMS	3680 ± 40	Beta-153361
5	V.1	SUR	Carbón	AMS	3630 ± 40	Beta-153362
5	V.2	SUR	Diente	AMS	3670 ± 40	Beta-224079
5	V.3	SUR	Carbón	Radiometric	3700 ± 70	Beta-184843
5	V.4	NORTE	Carbón	AMS	3740 ± 40	Beta-184839
5	V.5	NORTE	Diente	AMS	3760 ± 40	Beta-184838
6	VI.1	SUR	Sedimento orgánico	Radiometric	3910 ± 70	Beta-153363
7/8	VII.1	SUR	Diente	AMS	4440 ± 50	Beta-197389
9	IX.1	SUR	Carbón	AMS	4990 ± 40	Beta-184841
9	IX.2	SUR	Carbón	AMS	5230 ± 40	Beta-184842
9	IX.3	NORTE	Carbón	Radiometric	6070 ± 110	Beta-201762
9	IX.4	NORTE	Huesos	AMS	6100 ± 50	Beta-222339
9	IX.5	NORTE	Carbón	AMS	7790 ± 40	Beta-197387
9	IX.6	SUR	Sedimento orgánico	AMS	6270 ± 40	Beta-222340
10	X-P1.2	SUR	Hueso	AMS	16980 ± 80	Beta-209452
10	X-P11.3	SUR	Hueso	AMS	30300 ± 190	Beta-212190

Tabla 4.3 Relación de dataciones de la secuencia cultural del yacimiento del Portalón de Cueva Mayor.

Una síntesis de la secuencia estratigráfica del Portalón de Cueva Mayor viene marcada por la individualización de diez niveles para la unidad superior holocena, constituyendo la unidad inferior un conjunto homogéneo con 12 subniveles, (Figura 4.54 estratigrafía N-S con GP), cuyas dataciones se especifican en la Tabla 4.3 (dataciones C14).

- **Nivel 0:** La secuencia holocena se inicia con un revuelto superficial, que corresponde a la alteración irregular de los primeros 15 a 68cm del techo de la secuencia y afecta a un paquete de limos marrones con materia orgánica, carbones, restos de fauna y cerámica a torno.
- **Nivel 1:** capa cenicienta con carbones dispersos que alternan con arcillas grises oscuras formando agregados, con pequeños clastos calizos, con un espesor máximo de 40cm. Este nivel cuenta con tres dataciones radiométricas: 1980 ± 40 BP, 2040 ± 100 BP y 2050 ± 100 BP.

Este nivel representa a un sedimento arqueológico antropizado, mejor definido en el perfil sur del área de intervención del Portalón, compuesto por depósitos de acumulación, que por las dataciones realizadas pertenece a un registro de ocupación romana (Figura 4.53-55).

- **Nivel 2:** compuesto por sedimentos antrópicos, muy orgánicos, formados por depósitos en donde alternan manchas con abundantes cenizas y limos arcillosos de tonos oscuros con carbones (7.5YR 7.1), sin clastos, alcanzando una potencia máxima de 30cm, con importante impacto térmico. Presenta cierta variabilidad espacial, tanto en la vertical como en la horizontal, por lo que destacamos que esta unidad está claramente diferenciada de la anterior casi exclusivamente en el perfil sur, no pudiendo determinar una subdivisión nítida entre los niveles 1 y 2 en otros frentes de la intervención. Representa a depósitos de combustión que se disponen discordantemente sobre el nivel inferior (Figura 4.55).

La variabilidad interna del mismo se constata en el carácter que presenta este depósito en la cata de control estratigráfico, realizada en el frente este del Salón del Coro (Figura 4.56), con el fin de controlar la continuidad de la secuencia arqueológica del Portalón de Cueva Mayor. Este punto está próximo a un saliente rocoso del techo, apareciendo a techo un potente nivel de tonos oscuros, de limos finos, con abundantes carbones, y sin presencia de clastos, que se desarrolla en la vertical, ascendiendo por la pared del techo unos dos metros, al constituir el saliente rocoso del techo un freno a la expansión de los sedimentos, horizontalizando el depósito, en contraposición a su desarrollo horizontal, hacia la continuidad de la sala, caracterizado por un fuerte buzamiento hacia el Oeste, el interior de la cavidad, mientras que a un metro de distancia apenas alcanza unos 15cm de potencia. Este nivel claramente está depositado de forma discordante sobre el depósito inferior (Nivel 3-4) de la Edad del Bronce, relacionado altimétricamente con la base del saliente del techo en este punto de conexión del Salón del Coro con el Portalón de Cueva Mayor.

De este nivel se cuenta con varias fechas radiométricas de diversos frentes, incluyendo la cata de control estratigráfico del Salón del Coro, centradas entre fechas de 2510 ± 40 y 2480 ± 40 BP (Tabla 4.3).

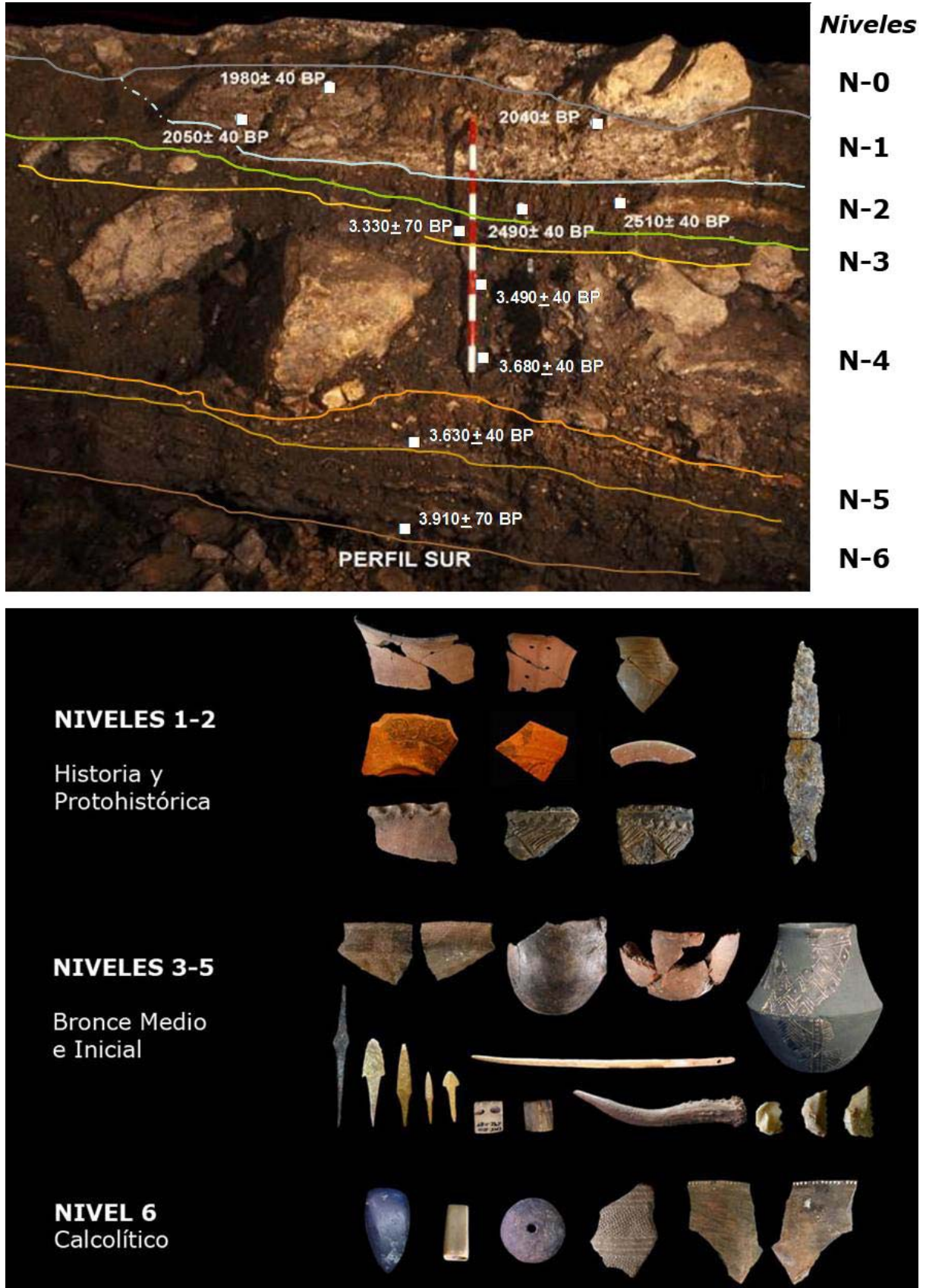


Figura 4.55 Esquema de la secuencia tipo del tramo superior del yacimiento del Portalón de Cueva Mayor a partir del perfil Sur, con situación de las muestras radiométricas

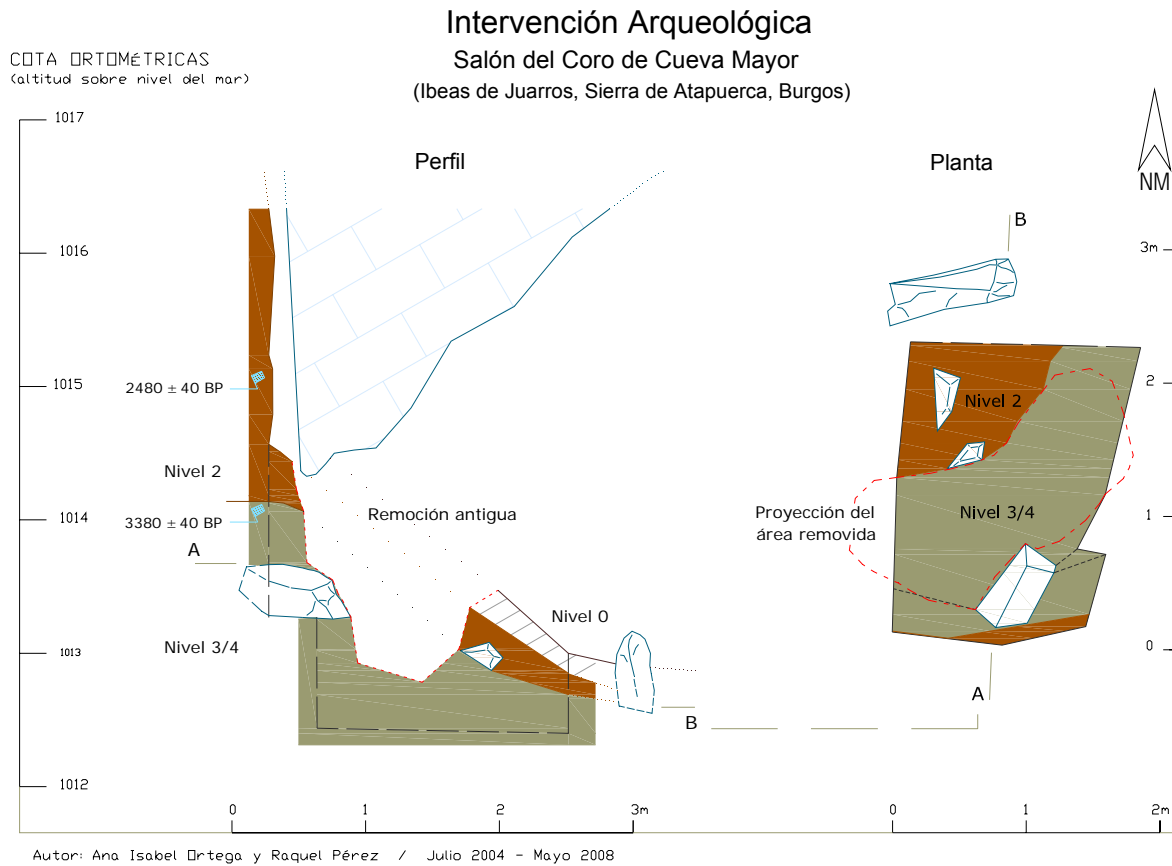


Figura 4.56: Secuencia estratigráfica de la cata de control localizada en el frente Este del Salón del Coro (Planimetría: A. I. Ortega / R. Pérez)

- **Nivel 3:** compuesto por un delgado conjunto de limos arcillo-arenosos de color oscuro, de unos 16cm de espesor, en donde abunda la materia orgánica con numerosos restos de carbones y elementos de cultura material, documentando fragmentos de cerámica a mano pertenecientes al mundo cultural de Protocogotas y abundantes restos faunísticos. La cronología absoluta sitúa este nivel en el Bronce Medio con dos fechas del $3330 \pm 60/70$ BP.

Este nivel únicamente está definido en la parte central del perfil sur de las intervenciones arqueológicas (Figura 4.54 y 4.55).

- **Nivel 4:** potente paquete homogéneo, de sedimentos limo-arcillo-arenosos, de entre 70 y 150cm de espesor, incrementando su potencia hacia el interior de Cueva Mayor, según se detecta en la cata de control del Salón del Coro. Este nivel es rico en materia orgánica y carbones, destaca por la presencia de numerosos clastos y grandes bloques calizos procedentes del desplome generalizado de las paredes y techo del Portalón (Figura 4.54 y 4.55). En sus perfiles se documentan abundantes fragmentos cerámicos hechos a mano, así como piezas de industria lítica y ósea, junto a restos de fauna, principalmente doméstica.



Figura 4.57: Secuencia estratigráfica del perfil Sur, destacando la presencia de grandes bloques caídos en el tramo central de la misma, pertenecientes al Nivel 4. (Foto: A. I. Ortega)

En la mayor parte del área estudiada, el techo de este depósito muestra una superficie homogénea coincidente con el Nivel 3, sobre el que se apoya de forma nítida y discordantemente el nivel 2. Su techo presenta las mismas cronologías que el Nivel 3 de 3330 ± 40 BP. La homogeneidad que presenta el perfil de esta unidad no posibilita la individualización interna del depósito, observando en algunos de los frentes del sector intervenido arqueológicamente algunas estructuras negativas que deberán ser objeto de estudios futuros, en donde la excavación de alguno de los sectores permitirá conocer su dinámica interna.

Los datos cronológicos encuadran este nivel en el Bronce Medio y Antiguo con fechas que van desde los 3330 ± 40 BP al 3680 ± 40 BP, presentando un colapso generalizado de bloques calizos, en un momento cronológicamente previo al 3560 ± 40 BP, según se documenta en el perfil Norte (Figura 4.55).

- **Nivel 5:** Sedimento arqueológico compuesto por una capa de limos arcillo-arenosos de tonos grisáceos (10YR 6/1), con abundantes carbones y cenizas en su base (Figura 4.54, 4.55 y 4.58). La potencia media es de unos 35cm, donde abundan los fragmentos cerámicos realizados a mano y restos de fauna doméstica. Presenta dataciones propias del Bronce Antiguo que van del 3630 ± 40 BP al 3760 ± 40 BP.

Esta unidad constituye la base de la excavación de Apellániz en el sector II, por lo que únicamente se puede proseguir la secuencia estratigráfica en la mitad occidental del tramo excavado, el afectado por la intervención minera, y puesta al descubierto tras las labores de desescombro del relleno del pozo.

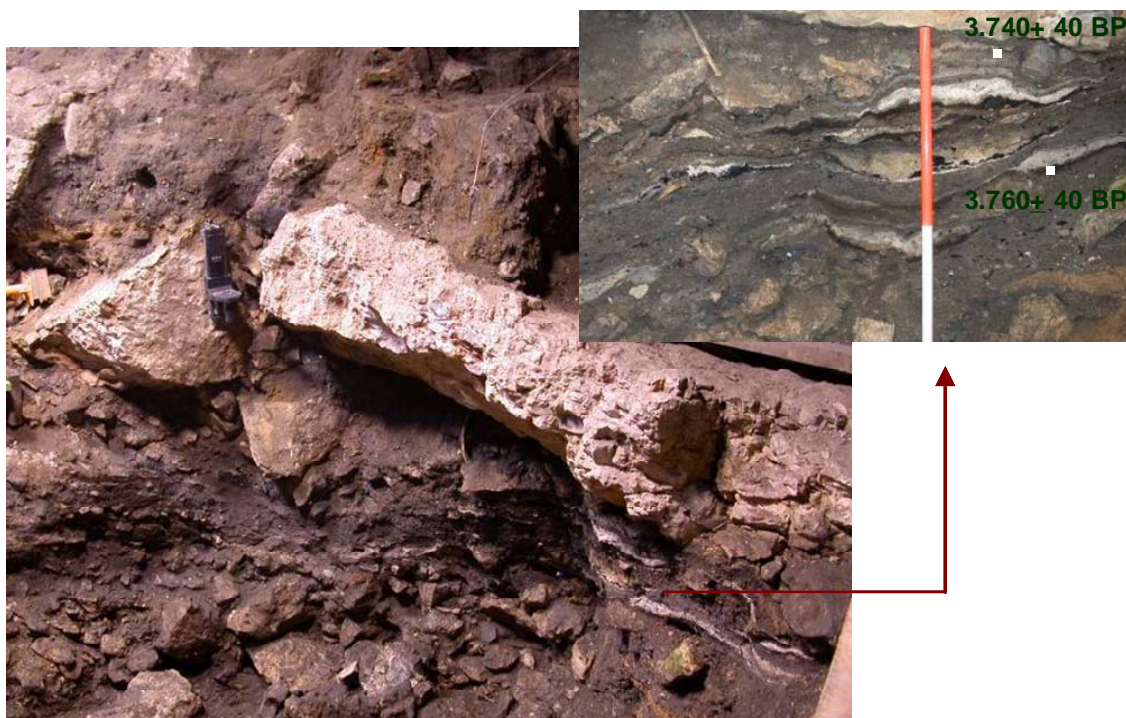


Figura 4.58 Nivel 5 en el Perfil Norte, y detalle de este nivel en el sector puesto al descubierto por la intervención minera, al oeste de la excavación de Apellániz (Foto: M. C. Ortega)

- **Nivel 6:** capa de sedimentos limo-arcillo-arenosos de origen antrópico, con abundante materia orgánica y carbones que le dan una coloración grisácea (Figura 4.54). Hacia su base, en el perfil Sur, se documentan lentejones de cenizas. Presenta un espesor medio de 30-35cm, que se incrementa hacia el interior de la cavidad (perfil norte) al no presentar un contacto nítido con el nivel inferior. Sigue documentándose la presencia de restos cerámicos y faunísticos. Presenta una datación propia del Calcolítico al Bronce Antiguo (3910 ± 70 BP). La intervención de Clark concluyó en esta unidad (Figura 4.55).
- **Nivel 7/8:** destaca por su carácter clástico y antrópico, compuesto por cantos calizos angulosos y subangulosos sin matriz, que incrementan su tamaño en profundidad. En la base de este nivel aparecen grandes bloques calizos entre los que destacan dos lajas de unos 70cm de alto por 50-65cm de ancho respectivamente. Este nivel presenta una forma tumular, que alcanza una altura máxima de 200cm en el perfil sur, acuñándose hacia el Norte y el Oeste (Figura 4.57 y 4.59). En esta estructura se documentan restos humanos, así como fragmentos cerámicos y de fauna. Destacan los restos de una gran vasija con perforaciones, y la presencia sobre las grandes lajas de la base de dos ovejas en conexión anatómica que han proporcionando una cronología de 4440 ± 50 BP. Todo ello indica un uso sepulcral de esta cavidad durante momentos calcolíticos.

La base de los grandes bloques está asentada sobre depósitos orgánicos que presentan una fecha de 4990 ± 40 BP (Figura 4.54 y 4.59 y Tabla 4.3), que enmarcaría esta unidad en fases del fenómeno megalítico en la Meseta.

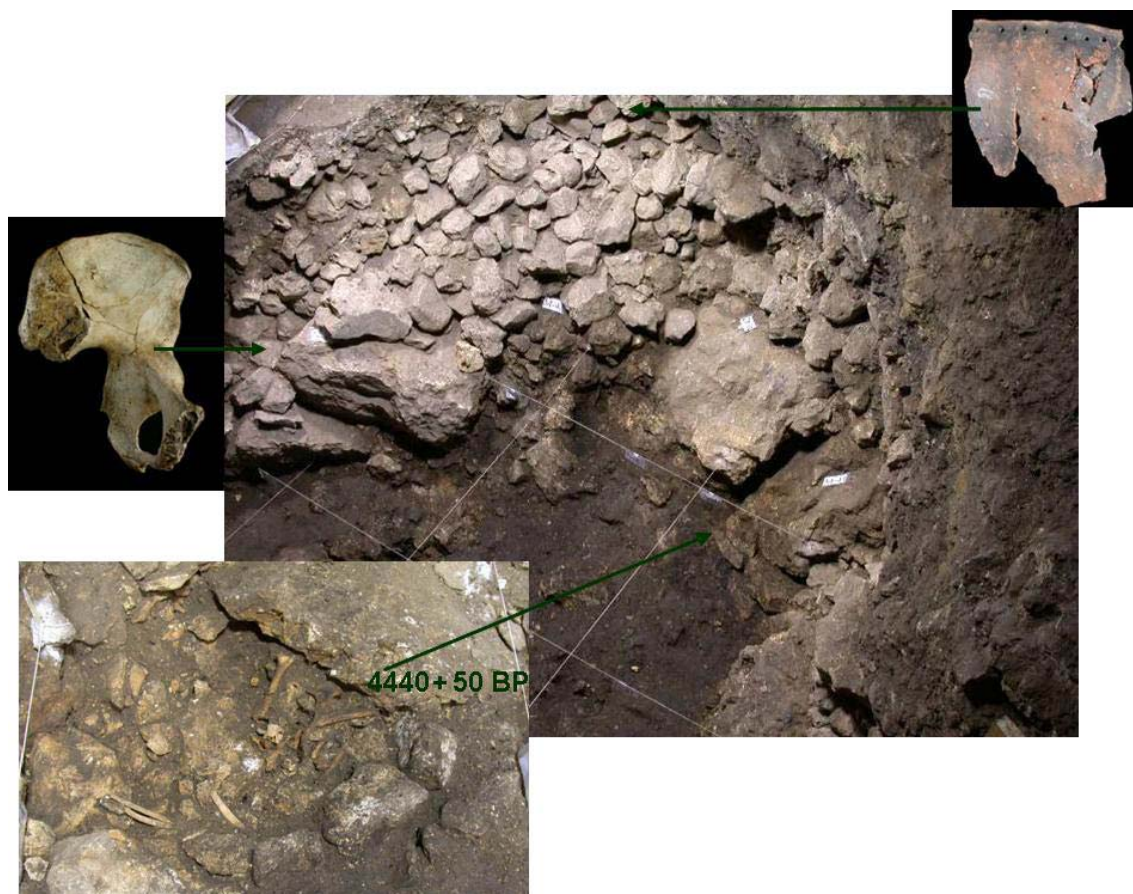


Figura 4.59 Dcha) Vista cenital de la estructura que compone el Nivel 7-8, localizada en el mitad derecha de la imagen y afectada por la intervención de un pozo de características mineras. Destaca la presencia de grandes bloques de caliza en la base de esta estructura. Inferior) Restos de ovicáprido en conexión anatómica localizados entre dos grandes bloques, así como la presencia de restos humanos y fragmentos de una gran vasija con perforaciones próximas al labio (Fotografías:)

- **Nivel 9:** constituye el último tramo de la secuencia holocena, compuesto por un paquete muy homogéneo de origen antrópico, caracterizado por sedimentos limo-areno-arcillosos de tonos negruzcos, con abundante materia orgánica y rico en carbones. En esta unidad se observan cantos calizos subangulosos y pequeños bloques calcáreos, junto a cantos rodados de cuarcita. Presenta una potencia media de 125cm en su frente sur, que va incrementándose hacia el norte con 170cm (Figura 4.54). Esta unidad se apoya discordantemente sobre la inferior, llegando incluso a romper el techo de la misma.

En la base de este potente paquete se documenta la presencia de varias estructuras negativas, una de ellas de tipo silo de unos 75-80cm de profundidad y 130cm de diámetro (Figura 4.54 Perfil Norte y 4.60), y otra de menores dimensiones con un pequeño nivel de sedimentos limosos con abundantes carbones, que han afectado la topografía previa, marcada por el nivel biológico compuesto por un paquete de murcielaguina (Nivel 9a), rompiendo este nivel y el techo del Nivel 10 inferior.



Figura 4.60: Estructura negativa, tipo silo, correspondiente al Nivel 9 (Neolítico) que afecta a los sedimentos arcillosos pertenecientes al techo de la secuencia pleistocena (Fotografía: M. A. Martín)

El registro arqueológico documentado en los perfiles indica la presencia de fragmentos cerámicos realizados a mano y restos faunísticos, así como industria lítica y ósea. De este nivel disponemos de cinco dataciones radiométricas (que referenciamos sin calibrar), presentando su techo, en el perfil sur, una fecha de 4990 ± 40 BP, en la mitad otra de 5230 ± 40 BP y en la base 6270 ± 40 BP, ésta última localizada en una estructura negativa con cenizas que rompe la secuencia inferior, y dos en la parte central del perfil norte 6070 ± 110 y 6100 ± 50 BP, que corresponden a momentos neolíticos, mientras que la datación de la base del perfil norte se relaciona con una edad de 7790 ± 40 BP. Como vemos, estas dataciones indican depósitos de origen antrópico, cuya sedimentación se inicia en momentos mesolíticos y se desarrollan a lo largo del Neolítico, con un posible hiato temporal entre ambas fases.

- **Nivel 9a:** Nivel de origen biológico, correspondiente a un depósito de murcielaguina de entre 5-8cm de espesor, caracterizado por sedimentos areno-limosos, con nula presencia antrópica y sin datación absoluta. Este nivel se deposita de forma nítida y discordante sobre la unidad inferior pleistocena, representando un *hiatus* en la secuencia sedimentaria que marca la división de las unidades principales, la superior holocena (N0 a N9) y la inferior pleistocena (N10) (figura 4.61) que, basándose en los datos faunísticos y radiométricos de que se dispone, corresponde con fases del Pleistoceno superior.

Esta unidad aparece parcialmente destruida por el acondicionamiento del espacio por parte de los primeros pobladores del Neolítico que ocupan este enclave.



Figura 4.61 Detalle del Nivel 9a, correspondiente a depósitos de guano de murciélagos que se apoyan sobre la orografía previa pleistocena, marcando un hiato sedimentario, entre las secuencias de vertiente que sella y las facies antrópicas que la sellan (Fotografía: A. I. Ortega)

- **Nivel 10:** Este conjunto representa a la unidad sedimentaria inferior, que ha sido a su vez dividida en 12 subniveles numerados de P1 a P12, con una potencia vista de más de 360cm. Se caracteriza por el dominio de los procesos naturales, de deposición de sedimento de vertiente, una alternancia de coladas de clastos soportados, angulosos y superiores a 1cm, que contienen una matriz arcillo-areno-limosa de tonos parduzcos y anaranjados, intercalados con niveles de sedimentos finos sin apenas clastos (Figura 4.54 y 4.62). Se documentan restos de macrofauna y abundante microfauna de ambientes fríos. El subnivel P8 ha proporcionado pequeñas lascas de sílex (BP2G). Este nivel presenta un buzamiento hacia el N-NO, en relación con la dirección del conducto, cuya continuidad se desarrolla hacia el Salón del Coro.

El Nivel 10 pertenece al Pleistoceno superior con una fecha de 16980 ± 80 BP para el subnivel P1 y otra de 30300 ± 190 BP para el subnivel P11 (Figura 4.62).

La descripción de esta secuencia arqueológica permite concluir que, al ser el Portalón de Cueva Mayor usado como hábitat de forma intensa y reiterada por parte de las comunidades que ocupaban la cuenca del Arlanzón durante tan largo periodo de tiempo, la sedimentación producida da un aspecto de continuidad y homogeneidad estratigráfica, en donde hay que tener en cuenta los efectos negativos que sobre la secuencia precedente producen los agentes antrópicos. Todo ello dificulta la diferenciación de subniveles y la identificación concreta de los distintos suelos de ocupación.



Figura 4.62 Secuencia Pleistocena, puesta al descubierto en el corte de la intervención minera localizada en el sector occidental de área de excavaciones del Portalón. Izda) Tramos superior y central de los sedimentos pleistocenos. Superior dcha) vista cenital de la intervención minera, en donde destaca la presencia de la secuencia pleistocena caracterizada por sedimentación natural de tonos anaranjados en contraposición a las facies antrópicas holocenas de tonos negruzcos situadas a techo. Los sedimentos del fondo corresponden con el relleno del Pozo. Central) detalle del contacto de las secuencias holocena (facies negruzcas con clastos a techo de la imagen) y pleistocena (facies de vertiente anaranjadas en la base), destacando la toma de muestras radiométricas (Termoluminiscencia-TL y radiocarbono-C¹⁴). Destaca la presencia de una estructura negativa neolítica, de forma cóncava, que rompe la topografía originaria del Pleistoceno. Central dcha) detalle de macrofauna entre los sedimentos pleistocenos. Inferior) Muestra de restos de macrofauna y microfauna (izda.), junto a pequeñas lascas de sílex (BP2G) (dcha) procedentes de los niveles inferiores de la secuencia pleistocena. Las piezas no están a escala (Fotografías: M. C. Ortega)

Desde el punto de vista estratigráfico podemos establecer con claridad dos unidades sedimentológicas principales en este enclave. La unidad inferior, identificada con el N10, tiene una potencia descubierta de 360cm y se caracteriza por procesos naturales de coladas de clastos con matriz arcillosa, con ausencia de materia orgánica y coloración anaranjada, sin apenas intervención humana. Cronológicamente pertenece al último tercio del Pleistoceno superior y destaca por su carácter paleontológico y por una débil presencia de actividad

humana hace unos 30000 y 17000 BP, cuyas características tendrán que ser precisadas por futuras investigaciones.

Sobre la unidad inferior se asienta, tras un contacto muy nítido constituido por el nivel de origen biológico de murcielaguina (N9a), un hiato sedimentario sobre el que se asienta de forma discordante y erosiva la unidad superior que, con una potencia de 630cm representa a los niveles 9 a 0. Se caracteriza por la abundancia de materia orgánica y coloración grisácea, proporcionando una homogeneidad sedimentaria, en donde destacan los cuantiosos restos arqueológicos indicativos de niveles muy antropizados, que evidencian la acumulación del depósito casi exclusivamente de origen antrópico. También destaca la presencia de bloques calizos procedentes del techo de la cavidad.

La secuencia de esta unidad indica la existencia de una intensa ocupación humana a lo largo del Holoceno, que se inicia con fases todavía mal conocidas del Mesolítico y se intensifica durante el Neolítico (N9). Apenas conocemos las características de estos asentamientos, que deben vincularse a poblaciones nómadas en las que las actividades ganaderas y agrícolas se complementan con las de la caza. La secuencia neolítica culmina con una estructura tumular de posible carácter funerario, identificada en los perfiles, que presenta cronologías propias del Neolítico final-Calcolítico y que la relaciona con el conjunto megalítico de Atapuerca y otros túmulos de la Sierra.

La secuencia continúa con los niveles de la Edad del Bronce (N6 a N3), que representan el momento mejor conocido, al haber sido reiteradamente excavado. La gran diversidad y cantidad de elementos de cultura material registrados en el Portalón indica la importancia de las actividades desarrolladas por el grupo humano que controlaba el territorio circundante, representando el Portalón un eje vertebrador del entorno (Apellániz y Domingo, 1987). A este momento pertenecen numerosos yacimientos kársticos de la sierra como el Santuario de la Galería del Sílex o las galerías interiores de Cueva Mayor, así como la Cueva del Silo, el Abrigo del Mirador o las cavidades sepulcrales de Cueva Ciega, Cueva Peluda y La Revilla.

Finalmente, la secuencia arqueológica se completa con la fase de ocupación de época protohistórica (N2) e histórica (N1 y N0), en donde la cavidad va a ser utilizada como redil para estabular el ganado. Estas ocupaciones humanas podrían estar relacionadas con el cercano castro de *Tritio Autrigonum* (Monasterio de Rodilla) y con la *villa romana* de San Polo en la localidad de Atapuerca y Castroviejo en Ibeas de Juarros.

Es interesante constatar la presencia de la secuencia pleistocena, que alcanza una cota ortométrica de 1.016,5m, que se localiza unos metros por encima de la costra pavimentaria que viene registrándose a lo largo de la Galería del Sílex, y que marca el techo de la secuencia pleistocena, que alcanza a colmatar el conducto en el sector oriental del Portalón, en conexión con la gatera de acceso al Sílex.

○ Salón del Coro

El Salón del Coro, también denominado Galería Principal, representa a un tramo del primer nivel de Cueva Mayor caracterizado por su gran volumen y por constituir el inicio del trazado más rectilíneo del conducto, en dirección hacia la zona surgente de Torcas-Propiedad. Se caracteriza por presentar un recorrido algo sinuoso, con un desarrollo proyectado de unos 92m y una dirección N que, a mitad de la sala, se adapta a la NO. Constituye uno de los mayores volúmenes de todo el sistema con una sala con anchuras medias de entre 25 y 29m para el primer sector y de 32-42,5m para el segundo, y alturas medias de 17-18m, alcanzando los 22m en los puntos con cúpulas ascendentes desarrolladas a favor de planos de debilidad en diferentes venas de calcita, propias de sección freática con cúpulas de techo (Lámina-Sección 14-20) (figura 4.63).



Figura 4.63 Vistas del Salón del Coro, que destaca por su gran volumen (Fotografías: M. A. Martín, Archivo G.E.E. y J. Trueba)

Los techos son los más bajos de todo el primer nivel del karst, y aparecen en cotas próximas a los 1.015-1.017m, con excepción de los nichos de disolución que llegan a alcanzar cotas de 1.021m de altitud, similares a las del resto del primer nivel. La superficie exterior se desarrolla entre 1.032-1.040m s.n.m., lo que pone de manifiesto un espesor de caliza de unos

15-22m. En algunos puntos altos de las chimeneas ascendentes se asoman las raíces de las encinas y quejigos, como elementos indicativos de esa proximidad a la superficie, en busca de humedad, evidenciando la existencia de las fisuras típicas de los paisajes calcáreos (Alzado 5 y Lámina-Sección 15-20).

La configuración de un corte longitudinal de esta sala muestra una forma de “V” asimétrica o embudo, compuesta por la doble rampa que confluye en el centro de la sala, en donde se alcanzan las alturas máximas con 21-22m, sector caracterizado por una sección semicircular, con tendencia a bóveda de equilibrio y venas con elevados nichos de disolución (Lámina-Sección 15-20), con huellas de corriente ascendentes a favor del plano de desarrollo de la vena en la sección CM86, mientras que el bloque de pared desplazado verticalmente de la sección CM85 conserva huellas de corriente que marcan una dirección Norte, hacia la Galería de las Estatuas.

La rampa de mayor desnivel corresponde al cono de entrada procedente del Portalón de Cueva Mayor, que presenta unos 13m de desnivel, de los 24,5m que tiene en total (Alzado 1 y Plano- Sección 14), que se solventa a través de escalones excavados en el sedimento, de los que ya se tiene constancia en el siglo XVIII (Ortega *et al.* 2006). La superficie de la rampa de entrada en el inicio del Salón del Coro aparece a una altitud de 1.012m, con un hueco que evoluciona desde el metro escaso de altura, tras el paso bajo que limita el Portalón, hasta alcanzar una altura de unos 18m en el punto más bajo del cono, situado a 998,5m de cota absoluta (Alzado 1 y 5 y Lámina-Sección 14-16). Este cono de entrada se asienta directamente sobre facies finas de interior, tal y como se observa en los cortes existentes en las catas mineras del centro de la sala (Lámina-Sección 15).

La continuidad de este sector con el Portalón de entrada se muestra, además de por la topografía y presencia de sedimentos de entrada, por la existencia de restos antrópicos y arqueológicos, como hogares, materiales cerámicos y óseos, junto a cantos rodados de cuarcita y arenisca, industria lítica y restos de ocre, así como grabados y tizonazos en sus paredes (Lámina-Sección 14-16). Evidencias que indican que este tramo del Salón del Coro llegó disponer de cierto grado de luz solar y a formar parte del área de hábitat durante la Prehistoria reciente, con depósitos oscuros ricos en materia orgánica, carbones y restos arqueológicos (Lámina-Sección 14: CM 88).

Las secuencias arqueológicas del cono de entrada del Portalón de Cueva Mayor aparecen mejor preservadas en los laterales del conducto, debido a la acción protectora de recientes espeleotemas de goteo (columnas y coladas) que las sellan, conservando inalterados los sedimentos orgánicos, en los que abundan elementos de cultura material que atestiguan los registros de la Prehistoria reciente e inciden en el carácter ocupacional de este espacio, cuyas series han sido puntualmente puestas al descubierto por la acción destructiva de los humanos que han roto parcialmente dichos espeleotemas, y por las intervenciones arqueológicas desarrolladas en este sector desde 2000.

La secuencia puesta al descubierto en el Portalón de entrada muestra como, tras facies negruzcas con abundante materia orgánica y elementos de cultura material de cronologías holocenas, aparecen facies anaranjadas con intercalaciones de coladas de barro, y niveles con

presencia de restos faunísticos y arqueológicos de edades radiométricas del último gran glaciar del Pleistoceno superior. Esta secuencia no ha sido detectada en la superficie del cono de entrada del Salón del Coro, debido a que las facies holocenas recubren totalmente la secuencia pleistocena, que se encuentra en el interior del cono.



Figura 4.64 Vistas del Salón del Coro en las que destaca el colapso de los grandes bloques de la pared (Fotografías: M. A. Martín, Archivo G.E.E.)

La segunda rampa está formada por una topografía irregular, compuesta por grandes bloques de colapso (procesos endógenos), con tendencia ascendente hacia la Galería de las Estatuas, superando un desnivel de 11-12m hasta alcanzar la superficie horizontalizada del suelo general del primer nivel del karst, situada a unos 1.008-1.010m de altitud (Lámina-Sección 17-19). La rampa está a su vez subdividida por el saliente rocoso de la pared, que proporciona un escalón de unos 3,5m de desnivel, desde los 998m del nivel de suelo situado al sur de dicho saliente, cuya superficie destaca por una mayor presencia de sedimentos finos, que aparecen a una cota de 1.001,5m al Norte del resalte, que actúa como dique de contención para los mismos (Alzado 1).

Este segundo cono está compuesto por la presencia, en superficie, de clastos calizos, angulosos de pequeño y mediano tamaño, sin apenas matriz, producto de fenómenos de crioclastia, que se apoyan discordantemente sobre facies finas, según la secuencia puesta a la luz en los silos prehistóricos identificados como uno y dos del Salón del Coro respectivamente (Lámina-Sección 20), en cuyo contacto, situado a cota de 1.004,1m aparecen puntuales restos paleontológicos relacionados con fósiles de mamíferos (erizos e indeterminados) y aves, localizados en el silo 2, justo en la vertical de una chimenea ascendente con fractura abierta (Figura 4.67 y 4 y Lámina-Sección 20). Una pieza dental, esta vez de oso (*Ursus deningeri*), se

ha localizado en el corte del silo 1, apareciendo a unos 15-20cm por encima de esta pieza un pequeño nivel de murciélago, indicativo de que la superficie del conducto debía situarse a unos 1.004,1m, coincidente con la superficie de contacto de finos y brecha caliza del silo 2, en donde aparecen los restos fósiles.

La presencia de murciélagos la podemos conocer por la situación de varios posaderos, ubicados en la bóveda de este sector, así como por los huesos de sus esqueletos, dispersos por la superficie, y algunos zarpazos en las paredes de los silos. Estas evidencias indican un amplio periodo de ocupación de este espacio por parte de los quirópteros.

La secuencia aquí mostrada proporciona una mayor antigüedad a la rampa septentrional relacionada con fases pleistocenas. La presencia de estas faunas, detectadas en el techo de las facies finas, indica que esta superficie constituyó una interfaz de periodo activa durante el Pleistoceno medio. La brecha calcárea que la sella, producto de fenómenos de crioclastia, debe corresponder, según la secuencia bioestratigráfica aquí expuesta, con momentos fríos del Pleistoceno medio o los más propios del Pleistoceno superior, fases estas últimas detectadas en el Portalón de Cueva Mayor, en donde el registro polínico indica climas extremos (Miriam Dorado *com. pers.*).

Brechas cementadas de clastos calizos se documentan en la pared izquierda del tramo final de la sala (Lámina-Sección 20), alcanzando una cota absoluta próxima a los 1.006m, y se caracterizan por clastos de caliza muy angulosos y planos, sin matriz, que representan la descamación o rotura de la roca. Estos derrubios están vinculados con fenómenos crioclasticos (Eraso, 1965) en relación con una corriente de aire formada por la existencia de varias entradas al sistema. Dicho fenómeno podría haberse visto favorecido por la mayor influencia de las condiciones climáticas del exterior en los momentos previos a la sedimentación holocena del cono de derrubios procedente del Portalón. El tramo final del Salón del Coro constituye el sector de unión de varios conductos abiertos (Estatuas, Baja-Elefante y Silo-Cíclopes), que conectaban con el exterior a través de antiguas entradas, actualmente colmatadas, permitiendo la circulación del aire del exterior. En todos los sectores de unión de estas galerías se constata dicho proceso.

En las paredes del Salón del Coro se observa la presencia de un espeleotema de flujo o costra estalagmítica erosionada y colgada, que aparece entre 1.009,5 y 1.013,5m s.n.m, alcanzando los 1.014-1.014,4m de altitud en las chimeneas ascendentes (Lámina-Sección 18). Esta costra pavimentaria está compuesta por dos pequeños niveles de unos 25-27cm de espesor visto, intercalados por una fina capa de arcillas de unos 10-15cm de potencia media (Lámina-Sección 15: CM87), que en otros puntos pasa a un único cuerpo macizo (Lámina-Sección 15-20). En la parte inferior de la costra quedan adheridos arcillas y limos concrecionados, que ponen de manifiesto la existencia de sedimentos finos hasta al menos la cota marcada por la base de esta costra, situada en torno a 1.009m de altitud, así como un posterior proceso erosivo que ha vaciado o eliminado estos depósitos y ha corroído el espeleotema que los sellaba (Alzado 1 y Lámina-Sección 15) (figura 4.65).



Figura 4.65 Vistas del volumen del Salón del Coro (Fotos: J. Trueba y M. A. Martín, Archivo G.E.E.)

Las altitudes en las que se desarrolla esta plancha pavimentaria son coincidentes con las detectadas en la Galería del Sílex para la colada estalagmítica que ocupa la mitad de su recorrido, lo que pone de manifiesto que en el nivel superior del karst se produjo primeramente la deposición horizontalizada de sedimentos hasta una cota próxima a los 1.009m de altitud, sobre los que se precipitó una continua plancha estalagmítica. En un momento posterior se produjo la remoción y erosión de los sedimentos y costra pavimentaria, de la que en el Salón del Coro únicamente se conservan, en las paredes, restos aislados, colgados y desconectados de la secuencia (Lámina-Sección 15, 18 y 19), produciéndose un incremento del volumen del conducto por el vaciado y disolución de la base del mismo.

Destaca también la presencia de espeleotemas de goteo, con varias generaciones, entre los que queremos resaltar unas estalactitas situadas en el sector central de la sala por constituir antiguos espeleotemas con superficies erosionadas (Lámina-Sección 14: CM89), que deben estar relacionadas con los tramos de colada erosionada que se conservan en las paredes de la sala. Además, se documentan pequeñas formaciones de estalagmitas y estalactitas isotubulares de pequeño desarrollo, la mayoría rotas antrópicamente, con recrecimiento moderno.

Otra de las características de esta sala, relacionada con los procesos erosivos descritos arriba, es la presencia, por desplome, de grandes bloques calizos, principalmente procedentes de la pared oriental del conducto (Lámina-Sección 15-20), pudiendo comprobar los colapsos de parte de la pared, formando un bloque que presenta una altura vista de 9m por

unos 12m de longitud y unos 4,5m de anchura media, desplazado de la pared unos 0,70-0,60m y del techo algo más de 9m (Lámina-Sección 15 y 16).

Pero destaca el hundimiento de un gran bloque cuadrangular de la pared, desplazado unos 11m de techo del conducto (en donde se observa la impronta o huella del mismo), que presenta una longitud vista de 8,6m por unos 8m de anchura y una altura mínima de unos 17,5m y posible de unos 23m, de la que unos 9,5m aparecen sobre la superficie del Salón del Coro y el resto se puede estimar a partir de una grieta que penetra en el subsuelo, hasta alcanzar una cota de 985,4m s.n.m. El acceso descendente está compuesto por la pared del gran bloque al este y un caos de clastos y bloques pequeños entre arcillas al oeste. Es interesante destacar que en la parte inferior de este divertículo se encuentra la impronta de zarpazos de oso sobre la arcilla fresca (Lámina-Sección 17).

Sobre el bloque desplazado y asentado se ha producido la formación de varias fases de concrecionamiento, destacando el desarrollo de una antigua costra pavimentaria situada a una cota de 1.008,2 y una gran columna erosionada y fracturada, sobre la que se ha depositado parcialmente una fina película de espeleotema nuevo. Estos eventos parecen marcar una secuencia en la que, tras la formación del conducto en condiciones paragenéticas se debió producir la formación de un espeleotema pavimentario, observado en las secciones anteriores del Salón del Coro y de la Galería del Sílex, que posteriormente fue erosionado, en relación con una reactivación kárstica vinculada altimétricamente con la formación del segundo nivel del karst, produciéndose por un lado la erosión de las facies finas paragenéticas y de la costra pavimentaria del primer piso y por otro el cavernamiento o espeleogénesis del segundo nivel del karst, que trajo consigo la incisión del conducto y consecuentemente el colapso de los grandes bloques de las paredes. Una nueva fase de estabilidad en condiciones vadosas produjo el desarrollo de espeleotemas antiguos (2ª generación) sobre la superficie del bloque colapsado, llegando a formar una columna que a su vez presenta su superficie corroída (con indicios de reactivación kárstica) y aparece fracturada transversalmente, debido a pequeños movimientos de reajuste del bloque que sirve de base. Nuevas generaciones de concrecionamiento (3ª generación) se han producido sobre los espeleotemas antiguos preexistentes así como sobre la superficie del bloque.

Posteriormente se inicia la actividad faunística, es decir la presencia de las zarpas de osos en el espacio inferior del gran bloque, lo que apunta a la existencia de una topografía similar a la actual. No se han realizado estudios para conocer qué tipo de oso dejó dicho zarpazo, pero la presencia en este sector de restos de *Ursus deningeri*, junto a la gran ocupación de este sistema por parte de dicho oso, hace que en un planteamiento conservador se relacione la zarpa con el oso anterior al de las cavernas, cronoespecie del Pleistoceno medio, apuntando que para este período el bloque caído ya existía como en la actualidad. Esta secuencia se confirma con la presencia de una zarpa de oso en la base del resalte rocoso y es coherente con la que se conoce en otros sectores del sistema, como la Sala de los Cíclopes, otro gran volumen que aparece en el extremo de la Galería del Silo, en donde los zarpazos de osos se localizan sobre los frentes erosionados de los sedimentos o en las arcillas de las paredes.

Tras superar este sector central de la sala, la galería muestra una apariencia similar, con grandes volúmenes de roca que dificultan el paso. Al igual que en otros puntos de la sala, el despegue de bloques de la pared singulariza esta área, con la clara presencia del colapso de un bloque de forma piramidal de unos 8m de eje mayor por unos 3m de eje menor y una altura de más de 6m. Alineado con este bloque existe un saliente rocoso cuyo techo aparece a 1.007,5m de altitud, que se corresponde a un relieve de la caliza, relacionado con una morfología propia del conducto kárstico que divide el espacio, actuando de muro de contención de los sedimentos, mostrando un importante desnivel a ambos lados del resalte (Plano 6, Lámina-Sección 18).

En el relieve actual, este saliente rocoso debe relacionarse con la disolución o corrosión de la roca caliza durante la fase erosiva que disolvió la costra pavimentaria y removilizó los sedimentos, produciendo un vaciado en el que la superficie del conducto se sitúa entre 998 y 1.000m de altitud, para el frente meridional del resalte, y unos 1.001,5m en el escarpe septentrional, cotas que se relacionan con los suelos de las galerías del Silo y Baja, pertenecientes ambas al nivel intermedio del karst. El techo del saliente rocoso se sitúa a unos 1.006-1.007,5m de altitud y puede estar marcando una posible relación de aproximación máxima al muro o base de la sección primigenia del conducto del nivel superior del sistema de Cueva Mayor-Cueva del Silo.

En este saliente rocoso se documentan tenues huellas de corriente, así como un retazo de una brecha concrecionada adosada a una grieta de la base del mismo. Este depósito presenta un desarrollo de 0,80m de longitud por unos 0,40m de anchura y una potencia vista de unos 0,75m de espesor, en el que se observa a simple vista la presencia de microfauna, que no ha sido recuperada, pero no hay que descartar la posibilidad de que se trate de un relleno pleistoceno, recubierto con una pequeña costra estalagmítica de aspecto reciente.

En el lateral del saliente, próximo a esta brecha, se ha documentado un zarpazo de oso. Las zarpas de oso sobre la arcilla existente entre los bloques o la pared caliza del resalte rocoso evidencian una relación estratigráfica, en donde se pone de manifiesto la consecución de la topografía actual desde la presencia del oso, cuya especie más probable es la del *Ursus deningeri* del Pleistoceno medio, evidenciando que durante la entrada del oso la cavidad estaba ya inactiva, registrándose tan sólo los aportes sedimentarios de facies del exterior de la rampa de acceso.

Además, la ocupación de la cavidad por parte de los animales se documenta en la presencia de zarpazos de murciélagos en distintas paredes y bloques de la sala y de sus posaderos (Lámina-Sección 14-20), así como ciertas concentraciones de huesos de micromamíferos, que deben corresponder a esqueletos de roedores, y heces de animales recientes.

En este sector de Cueva Mayor se localiza la actividad humana, documentada desde momentos prehistóricos con la presencia de al menos cinco silos excavados (Lámina-Sección 20) o la existencia de dos paneles de arte rupestre, correspondientes a la estación de figuras geométricas pintadas en rojo descubiertas por Breuil y Obermaier en 1912 y a una estación de

grabados de tipo macarroni, inédita, situada muy cerca de la anterior (Lámina-Sección 18), en mal estado de conservación debido a la superposición de *graffitis* modernos.

Además, en toda la superficie del Salón del Coro, así como sobre los bloques y recovecos rocosos, se documentan abundantes elementos arqueológicos, faunísticos y antropológicos (Lámina-Sección 16-20), que principalmente corresponden a fases de la Prehistoria reciente.

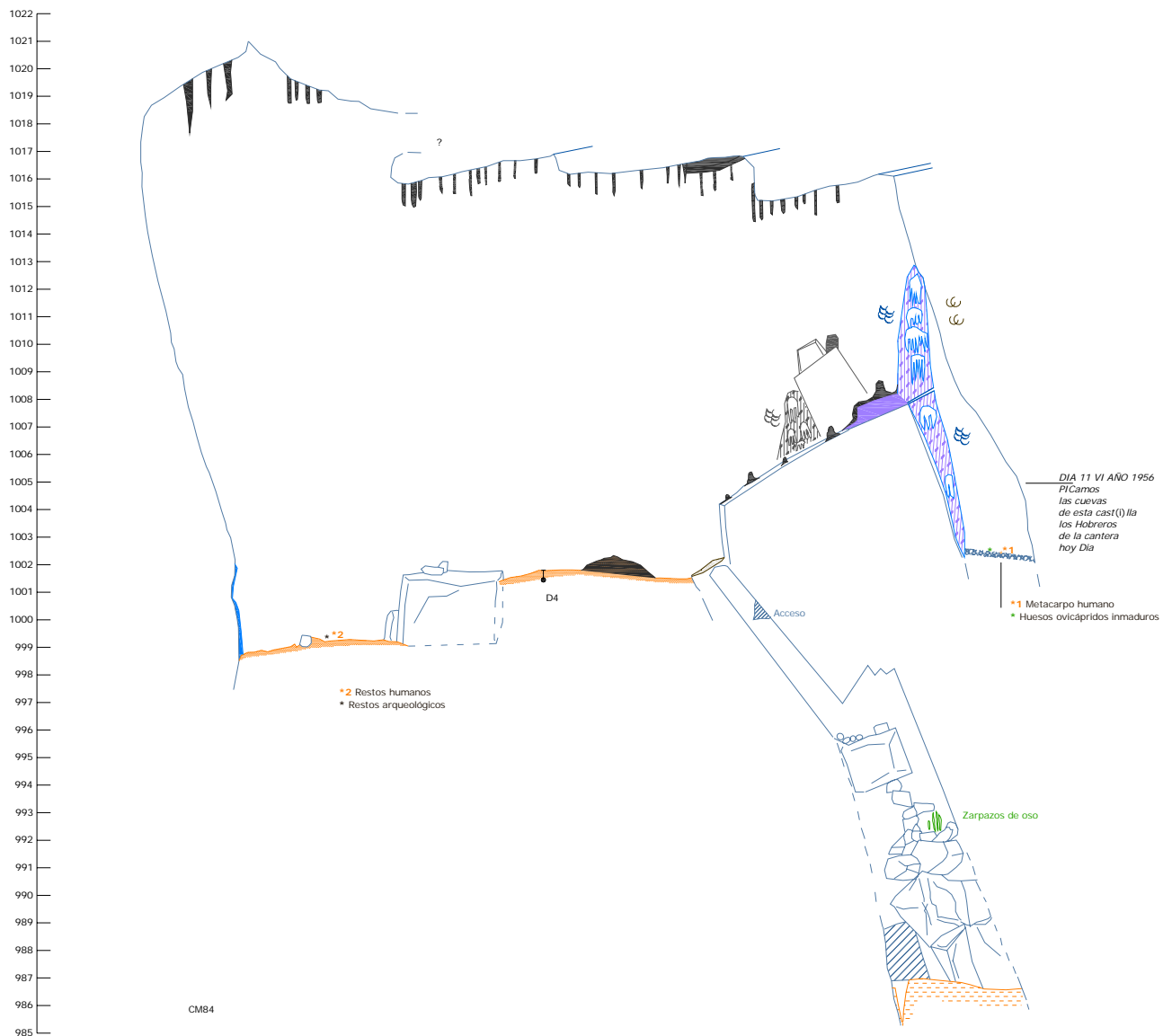


Figura 4.66 Sección del Salón del Coro, donde destaca el colapso de un gran bloque y la cota inferior que alcanza en torno a 986m de altitud

En esta sala también se documenta la realización de actividades mineras, como la presencia de barrenos en la pared izquierda (Lámina-Sección 15 y 16) y tres posibles catas de control minero, cuyos cortes han puesto de manifiesto la presencia de una pequeña capa de tierras sueltas, de tonos negruzcos con abundantes clastos y elementos de cultura material y restos antropológicos, que se asientan sobre sedimentos finos, arcillo-arenosos y limos,

estériles en restos arqueológicos. Los escombros de las intervenciones mineras se localizan en el entorno de las diferentes catas, como montículos. En relación con la actividad minera se han localizado, en este sector, dos *graffitis* de canteros, uno hecho con carbón negro, de *Daniel Cantero 1956* y otro mayor, de la misma cronología en el que indican que picaron en la cueva (Figura 4.66). Puede que a estos trabajos se deban las catas que se observan en distintos tramos de la cueva, como son los indicados en esta sala, o las realizadas en la Galería de las Estatuas, Baja y del Silo, y quizá con estas actividades puede que esté relacionado el pozo de más de 10m de profundidad descubierto en el Portalón de entrada.

Abundantes *graffitis* de los siglos XVIII-XX aparecen en las paredes de este sector, destacando las inscripciones de las exploraciones a la cavidad realizadas por vecinos de Rubena entre 1782-1792 (Lámina-Sección 18). Por su parte, intervenciones históricas se deben a la realización de catas de autoría desconocida, así como de *graffitis* en las paredes entre los que destacan uno realizado en 1792 por un cura de Las Eras de Gamonal.

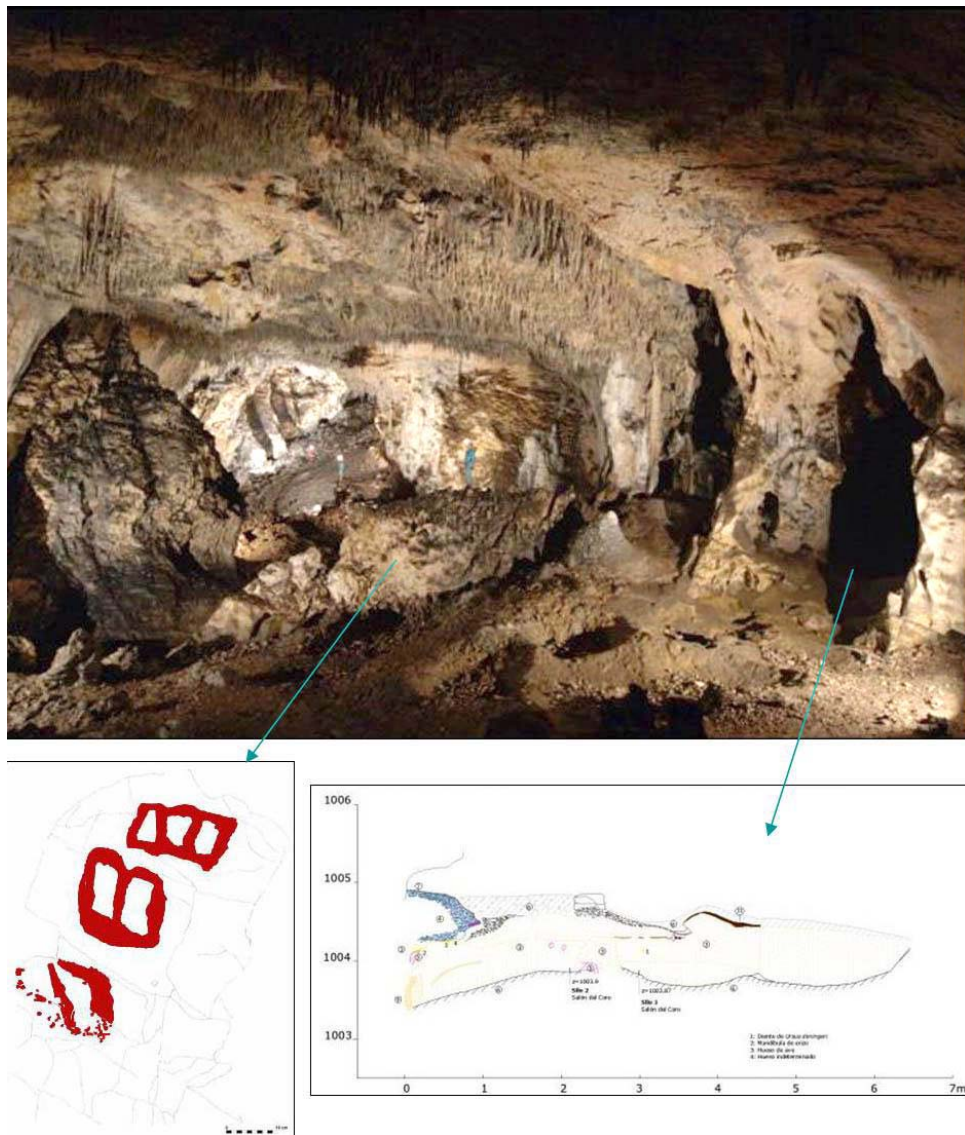


Figura 4.67 Sector final del Salón del Coro. En el resalte rocoso se conserva un grabado prehistórico, así como varios silos de la misma cronología (Foto: J. Trueba)

○ Galería de las Estatuas

La Galería de las Estatuas, también conocida como del Betún debido a la abundante presencia de guano, representa la continuación del primer nivel del Sistema Cueva Mayor-Cueva del Silo. Mantiene el carácter de galería subhorizontal de bajo gradiente, con bóvedas de equilibrio y cúpulas de techo, típico de todo el nivel, aunque su trazado presenta pequeños quiebros, que marcan un desarrollo proyectado de unos 200m y una dirección general tendente al Norte, con huellas de corriente que marcan un sentido Norte del flujo, hasta acabar colmatada por sedimentos, a escasos 8m de la superficie, en un sector de la ladera de Torcas próximo al Valle de la Propiedad (Planos 4 y 6 y Alzado 1 y 5).

Los techos de esta galería evolucionan en cotas medias próximas a los 1.018-1.019m, destacando las chimeneas ascendentes que llegan a alcanzar cotas de 1.023,5m de altitud, mientras que la superficie exterior se sitúa entre 1.030 y 1.040m s.n.m., lo que representa un espesor de caliza que oscila entre unos 10-20m. La superficie de esta galería es bastante regular, con suelos que van desde los 1.010m de altitud en el sector inicial, unos 1.012-1.013m en el tramo central, en el que se documenta una importante acumulación de guano, iniciándose a partir de aquí el cono de entrada que sella el conducto a unos 1.018m de altitud.

La Galería de las Estatuas se acomoda o ajusta a los planos de estratificación y a diferentes venas de calcita, desarrollando su trazado en paralelo a la ladera hacia el límite del karst, en donde se localiza la paleosurgencia que drena la captura transversal de las aguas del Arlanzón hacia las aguas de Valhondo-Pico, en relación con el valle de la Propiedad.

El primer tramo de la Galería de las Estatuas serpentea en sentido NNO durante unos 50m de longitud proyectada, caracterizándose por presentar secciones semicirculares de una altura media de unos 3m y una anchura de 13-19m, que se desarrollan en cotas de 1.013,5-1.015,5m de altitud para las bóvedas, y de 1.010-1.011,5m para el suelo. En este tramo se conservan algunos paneles con huellas de corriente que marcan un claro sentido Norte, indicando la continuación del flujo que provenía de la Galería del Sílex y del Salón del Coro hacia el final de la Galería de las Estatuas (Lámina-Sección 22) (Figura 4.68).

La superficie se caracteriza por la presencia de pequeños y angulosos clastos planos de caliza, sin matriz, que está evidenciando la importancia de la crioclastia y la acción meteórica de la circulación de importantes corrientes aire (Eraso 1965), producida por la encrucijada de caminos que representa este sector de unión del Sistema Cueva Mayor-Cueva del Silo, fenómeno observado tanto en la conexión del Salón del Coro como de la Galería Baja y del Silo (Lámina-Sección 20).

En relación con la formación de espeleotemas, este tramo presenta la existencia de varias generaciones de concreciones, entre las que destacan las formaciones de aspecto antiguo con superficies corroídas (Perfil-Sección 22), que se encuentran in situ o fracturadas y desplazadas, señalando la presencia de un bloque de unos 2,3m de largo por 1,2m de anchura y un espesor de 0,6m (Perfil-Sección 21).

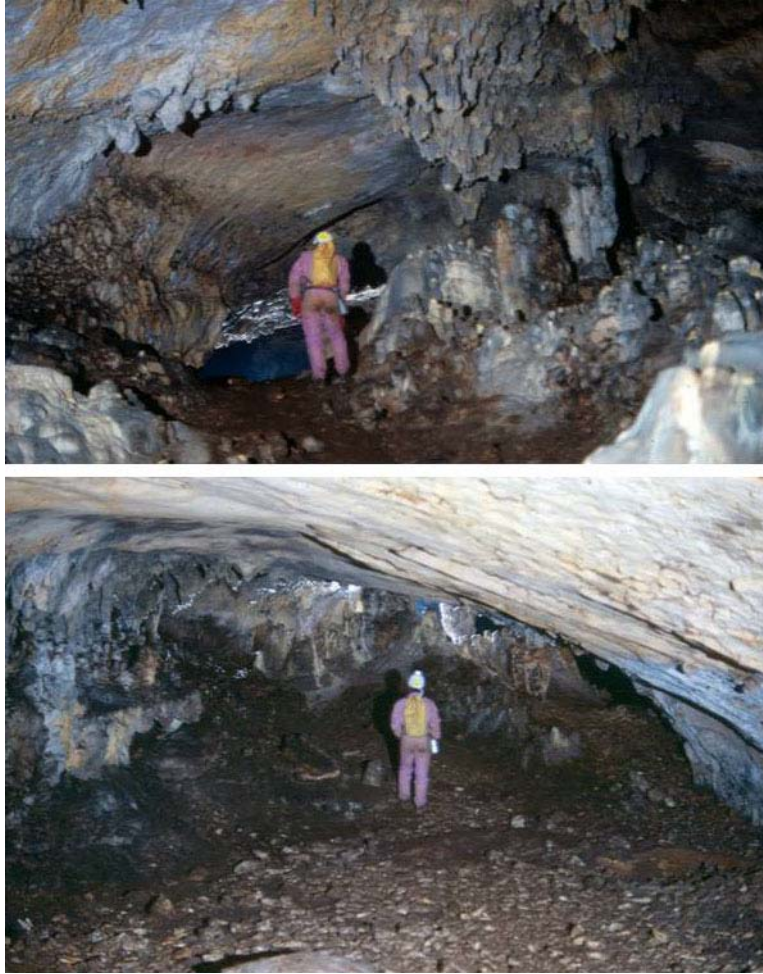


Figura 4.68 Tramo inicial de la Galería de las Estatuas, destaca el carácter freático de la bóveda (Fotografías: M. A. Martín, Archivo G.E.E.)

Es interesante resaltar que en el sector inicial (Lámina-Sección 22: CM73) se localiza una costra pavimentaria que, a pesar de tener un aspecto de colada reciente con gours, se sitúa en cotas de 1.011,6m, en coincidencia altimétrica con la plancha estalagmítica analizada en otros tramos del primer nivel del sistema (Salón del Coro y Galería del Sílex). Con esta colada se deben relacionar los restos fracturados de una plancha estalagmítica, que aparecen un poco más adelante, entre cotas de 1.010,3-1.012,4 cuya superficie está erosionada (Lámina-Sección 22).

Nuevas formaciones de espeleotemas de goteo se detectan en la bóveda, formando estalactitas, desmochadas por la acción antrópica, que han dado cuerpos de estalagmitas y columnas. Las formaciones recientes también recubren a los espeleotemas antiguos y erosionados, y sellan puntualmente los depósitos de brechas calizas del sector de conexión con el Salón del Coro y las galerías Baja y del Silo (Lámina-Sección 21).

La presencia antrópica se manifiesta en las acciones vandálicas de los visitantes que han destruido la mayoría de los espeleotemas o han dejado las paredes repletas de *graffitis*. Más significativas son las evidencias de actividades humanas en el karst relacionadas con la utilización de este espacio durante la Prehistoria reciente, destacando la disposición de

fragmentos de cerámicas en la colada con gours de la lateral o la presencia de restos arqueológicos y antropológicos (Lámina-Sección 22).

El segundo tramo de la Galería de las Estatuas se ajusta a una marcada vena de calcita, de sentido NNE, durante unos 86m de longitud total, aunque los 30 últimos corresponden a la lateral conocida como Galería Astronómica. Presenta una bóveda de morfología freática, que se inicia con cotas de 1.014m y termina en 1.018m de altitud, mientras que el suelo es el más uniforme de todo el trayecto con cotas próximas a los 1.010m, aunque el tramo último presenta una pequeña rampa que alcanza los 1.011,6m. La anchura de este tramo se incrementa de los 9m del inicio (Lámina-Sección 23: CM70), a los 20,7m del sector central y los 16m del final del segmento (Lámina-Sección 27: CM68), constatando este incremento también en las alturas de los techos, que van desde los 4m del inicio, a los 6,5m del tramo medio y final, en donde los sectores con chimeneas o cúpulas presentan alturas próximas a los 8m (Figura 4.69).

Es interesante destacar la presencia de una colada estalagmítica pavimentaria que presenta su techo a cotas altimétricas de 1.011,6-1.012m s.n.m., encajadas en los rangos que está marcando la costra detectada desde el inicio de la Galería del Sílex, con la que debe relacionarse. Además, se puede destacar que en este tramo se intensifican los espeleotemas de goteo, tanto de techo como de suelo, con grandes columnas cuyas superficies aparecen erosionadas y corroídas, una de ellas incluso basculada, así como parcialmente cubiertas por otros espeleotemas recientes (Lámina-Sección 23-25 y 27-CM68). Estas formaciones fueron identificadas como estatuas de piedra, citadas documentalmente desde 1527, y de ahí el sobrenombre que recibe la galería (Ortega y Martín, 2005).

Hay que resaltar que el conducto se ajusta al plano de debilidad de una gran vena, con nichos de disolución muy marcados en la bóveda (Lámina-Sección 23). En su extremo occidental, una pequeña sima pone en conexión este nivel con el intermedio del sistema en una zona muy próxima a la sección CM13 de la Galería Baja, con cuyas cotas se relaciona altimétricamente (Lámina-Sección 42). Una segunda vena está marcando la pared oriental del conducto. Es interesante destacar que en las paredes de este sector se conservan restos de antiguas formaciones estalagmíticas erosionadas.

La Galería Astronómica conserva una costra pavimentaria colgada entre sus dos paredes, nuevamente a cotas coincidentes con la existente a lo largo de todo el nivel superior, con claras huellas de corriente por encima de la misma que indican un sentido de la circulación hacia el Norte. En sus paredes se observan numerosos fósiles de rudistas seccionadas, que fueron confundidos a principios del siglo XX con grabados prehistóricos del sol y la luna (Carballo, 1910; Breuil y Obermaier, 1913) (figura 4.70).

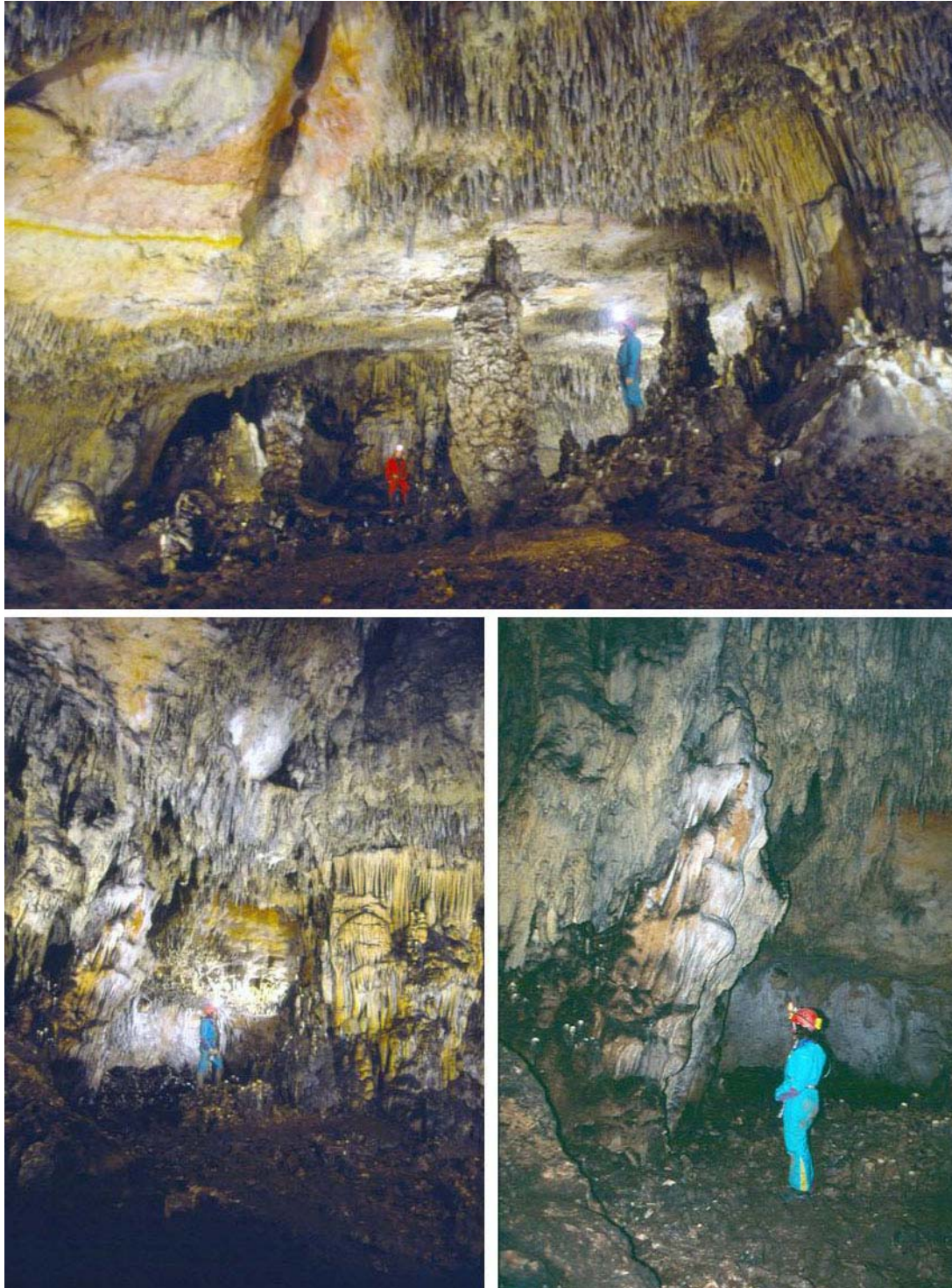


Figura 4.69 Tramo central de la Galería de las Estatuas donde destaca la gran profusión de espeleotemas (Fotografías: M. A. Martín, Archivo G.E.E.)



Figura 4.70 Galería Astronómica (Fotografía: M. A. Martín)

Una gran intervención extractiva de carácter minero se refleja en la sección CM69. Se trata de una cata cuadrangular, de unos 2,7-2,8m de lado y unos 2m de profundidad, en donde no se documenta ningún tipo de restos arqueo-paleontológicos. Los cortes de la misma permiten conocer la sedimentación, caracterizada por la presencia de facies finas de arcillas plásticas, con lentejones arcillo-arenosos y arcillas laminadas que indican facies de interior, en cuyo techo aparecen cargadas de clastos, estando en ocasiones cementadas. Sobre esta secuencia se desarrollan finas bandas de espeleotemas pavimentarios, de entre 15 y 20cm de espesor.

En la superficie del conducto, al Este de la cata, se documenta una pequeña acumulación de guano de murciélago, conservándose en las paredes de la vena central las marcas de antiguos posaderos de estos animales (Lámina-Sección 23: CM69).

La presencia de actividad humana en este tramo es intensa, a pesar de no haber realizado una prospección sistemática. Destaca la presencia de restos humanos, principalmente de inhumaciones infantiles, así como abundantes restos cerámicos de época prehistórica (Lámina-Sección 23-27), con una agrupación de fragmentos de cerámica en torno a la cata minera, cuya concentración inusual debe vincularse a una actuación moderna destinada a proteger los restos. En el fondo de la sima aparecen abundantes fragmentos de cerámica a mano lisas, de superficies bruñidas y espatuladas, entre las que se documentó un fragmento decorado con la técnica del boquique neolítico (Lámina-Sección 42: CM80). En el sector inicial se han reconocido algunos fragmentos de ocre, así como restos faunísticos. No se ha recogido ninguno de los materiales descubiertos, a excepción del fragmento de boquique neolítico de la base de la sima.

Como ocurre en todo el sistema, muchas de las formaciones estalagmíticas han sido brutalmente dañadas y fracturadas, encontrándose esparcidas por el suelo. También son abundantes los *graffitis* y pintadas.

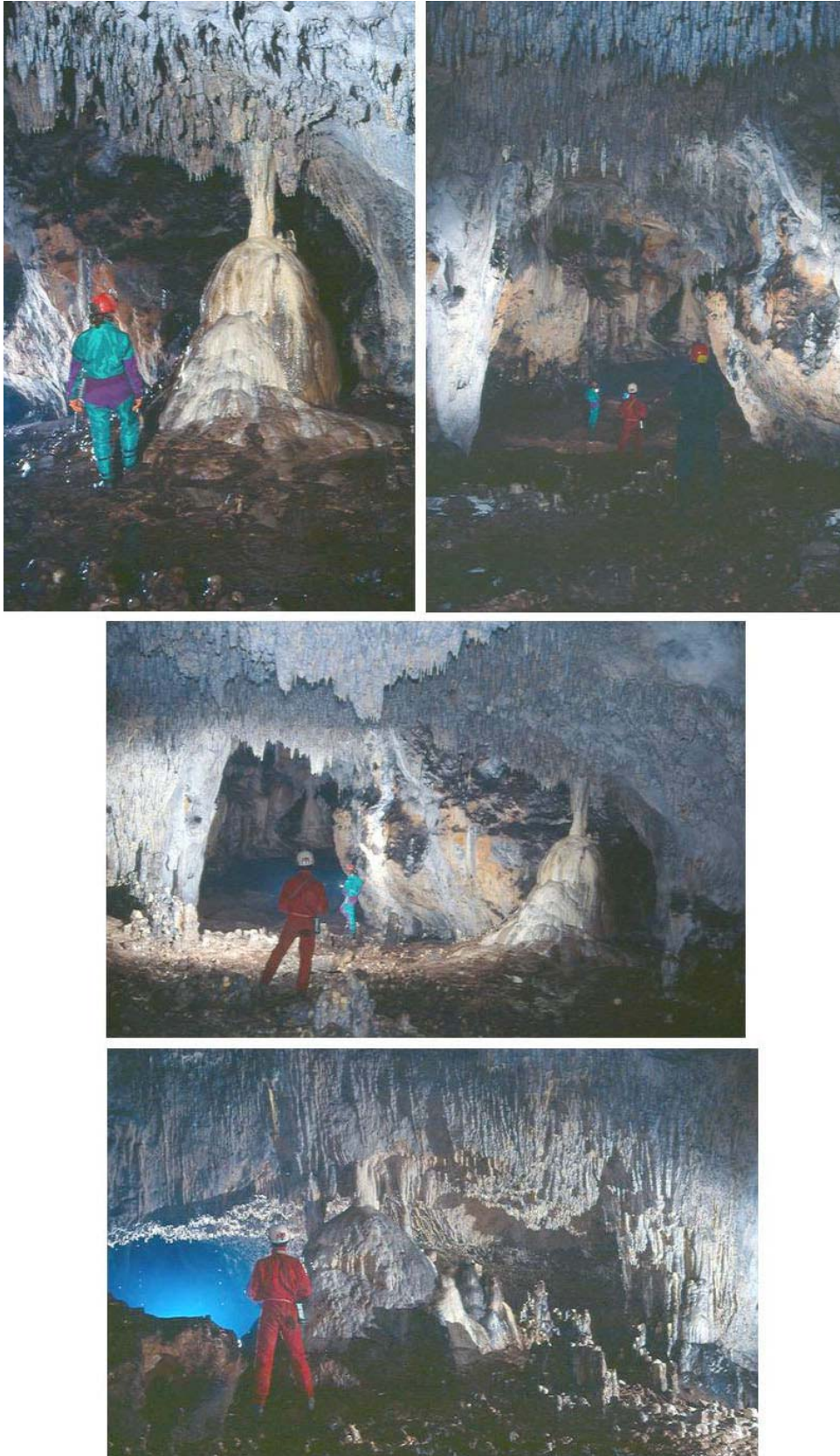


Figura 4.71 Tercer sector, posterior a las estatuas, donde no existen grandes espeleotemas y abunda una capa de murcielaguina en el suelo, que motiva su denominación como Galería del Betún (Fotografías: M. A. Martín, Archivo G.E.E.)

El tercer tramo de la Galería de las Estatuas, de unos 66m de longitud proyectada, vuelve a adoptar un sentido NNO (Lámina-Sección 24-28). Este tramo presenta la morfología freática con desarrollo vadoso, destacando las secciones en cerradura y la existencia de pasajes laterales que representan al sector más elevado del complejo, con pisos falsos de concreción relacionados en cotas con el pavimento estalagmítico documentado en otras galerías del nivel superior del sistema. Además, una de las laterales presenta un especial desarrollo vertical, que desciende hasta enlazar altiméricamente con el nivel intermedio del sistema (figura 4.71).

El conducto de este tramo presenta una bóveda semicircular, con techos situados a 1.019,7-1020,1m de altitud, con cotas algo inferiores a las que alcanzan las chimeneas del último tramo del conducto (entre los 1.021-1.022m de altitud), mientras que la superficie presenta, en el sector central, un encajamiento vertical de unos 4m de profundidad, generando una sección de cerradura, típica de una evolución vadosa, que ha erosionado las estructuras y sedimentación previa. En su base aparecen sedimentos de facies finas, que a techo muestran un importante paquete de material orgánico, guano de murciélago, con más de 2m de potencia en su punto más alto, localizando en el techo de este sector las improntas de los posaderos de murciélagos (Lámina-Sección 26).

En el sector central de este tramo se localizan una serie de estructuras negativas (silos) realizadas durante la Prehistoria reciente, que permiten conocer el techo de la secuencia sedimentaria del subsuelo de esta galería. Esta secuencia está caracterizada por la presencia en la base de una brecha de cantos angulosos planos de caliza muy heterométrica. El techo de la brecha aparece a cotas de 1.011,7m en el perfil del silo más septentrional (silo 4) y 1.010,7 en los silos más meridionales (silos 11, 12 y 16), además parece que lateralmente esta brecha se carga en arcillas. Una segunda unidad se apoya de forma neta y discordantemente sobre la brecha caliza, caracterizada por un paquete de limos de unos 30-40cm de espesor visto, sobre los que aparecen bloques (que llegan a alcanzar el metro de longitud) desprendidos del techo (silos 4, 11, 12). Una fina capa de arcillas plásticas aparece en algunos cortes de la mitad septentrional (silos 4 y 5), apareciendo una capa heterogénea de guano (silos 4, 5, 11 y 12) en el techo de la secuencia geológica (Plano 6 y Figuras 4.72-4.75)

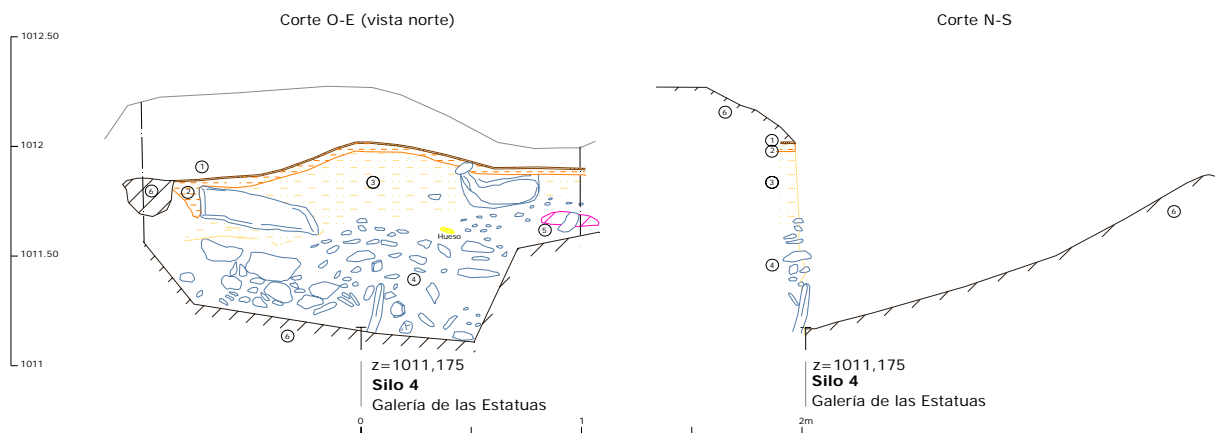


Figura 4.72 Silo 4 Galería de las Estatuas

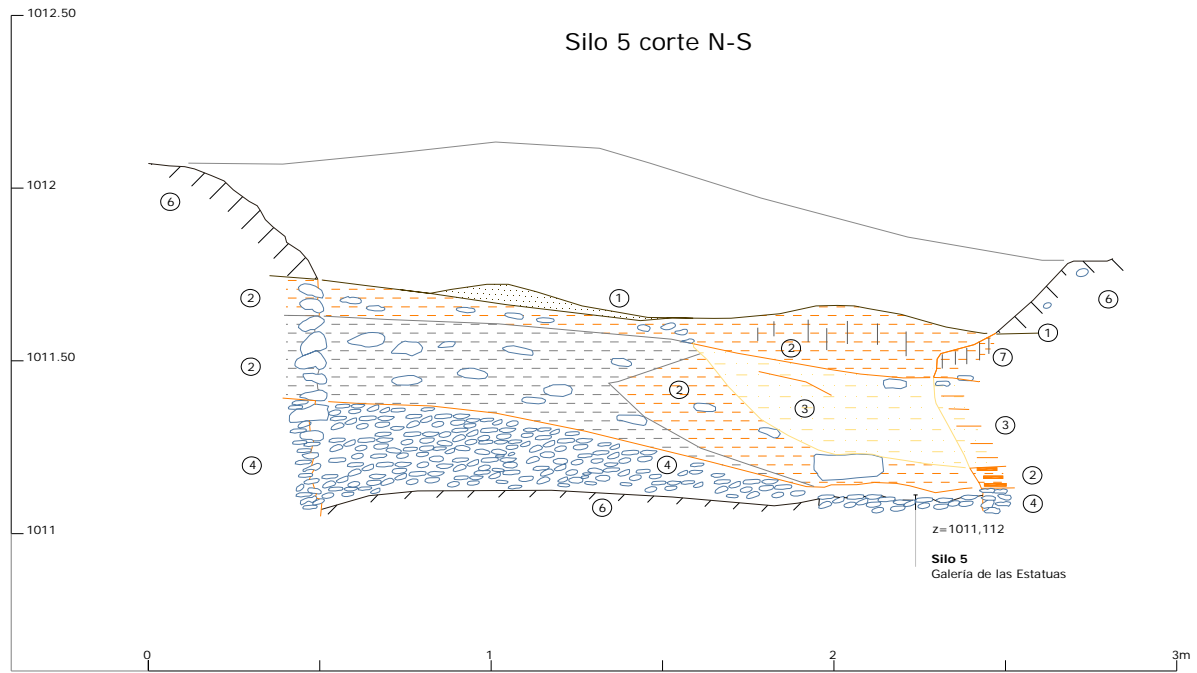


Figura 4.73 Silo 5 Galería de las Estatuas

En los cortes de los silos aparecen restos óseos indeterminados, localizando en el techo de una brecha caliza del silo 4, a un metro de profundidad y sellada con facies limosas de posible edad pleistocena, un fragmento de hueso largo. Nuevos restos faunísticos indeterminados aparecen en el corte mostrado por los silos 11 y 12, a unos 80-90cm de profundidad, en la unidad inferior compuesta por arcillas naranjas en el silo 12 y con brecha de cantos angulosos calizos con matriz arcillosa en el silo 11, niveles sobre los que se depositan limos, que a techo presentan grandes bloques desprendidos del techo por gravedad (figuras 4.74 y 4.75).

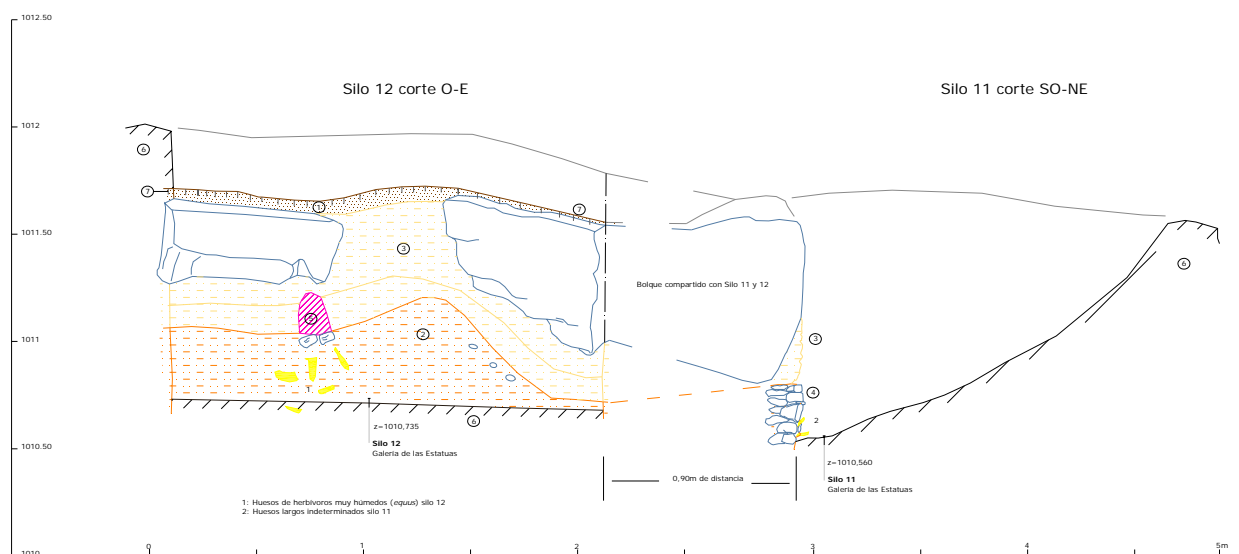


Figura 4.74 Silos 11 y 12 de la Galería de las Estatuas

No disponemos de elementos de valor que aporten una cronología concreta, pero las características de la secuencia, con facies autóctonas, indican un proceso de colmatación y relleno de tonos anaranjados, con restos faunísticos, de huesos fósiles indeterminados, que deben relacionarse con fases pleistocenas.



Figura 4.75 Detalles de los Silos 4, 11, 12 y 16 de la Galería de Estatuas. Destaca el silo 12 (foto central) por restos óseos de équidos y el silo 16 (fotos izquierda) por la presencia de restos de madera carbonizada (Fotografías: A. I. Ortega y M. A. Martín)

Un astrágalo de oso pardo se ha recuperado en la superficie existente entre la pared y el silo 13, sobre el suelo que marca la secuencia geológica sin echadizo antrópico, que parece sugerir que la secuencia geológica estaba formada y consolidada cuando se depositó. Presenta una datación del final del Pleistoceno superior, próxima a los 17000 BP (Valdeoseras *et al.*, 2007), lo que indicaría, para esa cronología, la existencia de alguna entrada penetrable, tal vez en el final de esta galería o en otro sector del sistema. En esta pared, próximo al hallazgo, se localiza un panel con zarpazos de oso, situado a unos dos metros de altura, lo que avala la hipótesis de una altura del suelo coincidente con la que presenta la secuencia geológica.

Es interesante destacar que el resto de *Ursus arctos*, junto a los restos recuperados en el Portalón de Cueva Mayor, representan las únicas evidencias contrastadas de actividad faunística del Pleistoceno superior en la cavidad.

La actuación humana completa una secuencia antrópica que consta de dos fases en donde priman las unidades negativas. Una primera fase es detectada en el silo 16, en donde se documenta como sobre el techo de la secuencia geológica, aparece una pequeña estructura vertical de 13cm de profundidad y 5cm de anchura, rellena de carbón (identificada con el número 11), que debe corresponder con la punta de una estaca o vara clavada en el substrato geológico, que rompe el nivel de guano y afecta al techo de los limos. Se ha datado una muestra del carbón de la posible estaca en los laboratorios de Beta, dando una edad de 6890 ± 40 BP.

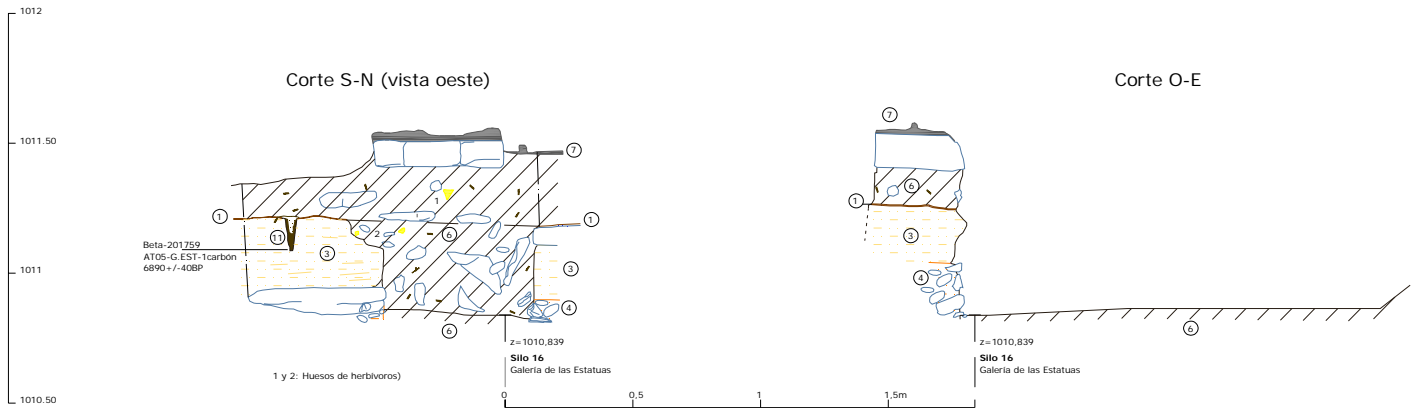


Figura 4.76 Silo 16 de la Galería de las Estatuas

Una segunda estructura, esta vez negativa, aparece a 20cm al norte de la anterior, rompiendo posiblemente tanto el nivel de guano como los limos y la brecha caliza subyacente. Presenta una profundidad conocida de unos 35cm por una anchura de entre 75cm a techo y 60cm en la base y podría relacionarse con un silo. En la secuencia aparece una unidad de colmatación, detectada en todo el reborde del silo 16 y en el interior de la estructura negativa, que está compuesta por un depósito de tierras negruzcas con carbones, clastos calizos y huesos de animales (no fosilizados), entre los que se han reconocido restos de bóvidos, que rellenan la estructura negativa del silo y recrecen unos 15cm el nivel de la secuencia geológica en el silo, sin poder determinar si el relleno del silo y el recrecimiento corresponde a la misma unidad o son dos diferenciadas.

Esta primera fase antrópica localizada en un sector concreto, en el espacio del silo 16, muestra una ocupación humana relacionada con fases del Neolítico antiguo, cuya cronología se relacionaría con los yacimientos alaveses y los burgaleses del Condado de Treviño que marcan la transición del Mesolítico al Neolítico. Pocos datos más se pueden aportar, indicando la presencia de bóvidos y la ausencia en el corte de cerámicas, que avalaría una cronología antigua. A pesar de lo escaso del registro, en el que no se ha intervenido describiendo únicamente lo que se ve en el corte del silo, se puede indicar que la presencia de una posible vara o estaca clavada parece apuntar a la presencia de una estructura vertical, que junto con la existencia de un silo colmatado, inciden en cierta complejidad en la ocupación, que probablemente debe requerir la existencia de una entrada próxima sin colmatar, tal vez en relación con el final de Estatuas.

La segunda fase está compuesta por 16 estructuras negativas localizadas en el sector central del tercer tramo de la Galería de las Estatuas. Estos silos presentan una morfología circular de un diámetro de 1,8m de media y 1m de profundidad, localizando los sedimentos excavados en la superficie entre silos, conformando una unidad de echadizo irregular, cuyo conjunto (silos y echadizo) dificultan el tránsito.

No se conoce la cronología de estas unidades negativas, pero su presencia es común en todo el sistema, correspondiendo con las fases de ocupación de la Prehistoria reciente, y por la abundancia e intensidad de las mismas, debe relacionarse con momentos de incremento demográfico e intensidad de las ocupaciones en el enclave de la Sierra de Atapuerca, que por los datos proporcionados por los diferentes yacimientos intervenidos, la Galería del Sílex (Apellániz y Uribarri, 1979; Apellániz y Domingo, 1987), el Portalón de Cueva Mayor (Mínguez, 2005; Ortega *et al.*, 2008a y b), el Abrigo del Mirador (Vergés *et al.*, 2004 y 2008), la Cueva de La Revilla (Abarquero *et al.* 2005 y Palomino y Abarquero, 1999 y 2000) y el dolmen de Atapuerca (Uribarri, 1975) debe centrarse en fases que van desde el inicio del Neolítico medio al Bronce medio, resultando ser posterior a la primera fase de ocupación detectada en el silo 16.

Estos silos han confirmado dos aspectos: el primero es la ausencia del pavimento estalagmítico que viene desarrollándose desde la Galería del Sílex y que se localiza en el tramo inicial de este sector, al que se superpone el depósito de guano anteriormente descrito. El segundo aspecto que muestran es la presencia de una colada de clastos angulosos y planos de caliza, de tamaños pequeños y medianos (entre 5 y 15cm de eje mayor), soportados con matriz arcillosa de tonos anaranjados, con algunos bloques de mayores dimensiones. Esta brecha se acuña hacia el sur, presentando mayor potencia al norte, documentando a techo su continuidad en toda la galería. Estas evidencias hablan de un aporte que proviene del exterior, marcando una pendiente descendente desde el final del conducto (Plano 6 y Alzado 1), en donde se sitúa una antigua entrada en la actualidad colmatada. Las entradas representan un punto de contacto y nexo de unión del medio subterráneo con el exterior, en donde la meteorización tiene una mayor incidencia, provocando los desprendimientos por gravedad y fragmentación de la roca caliza, tanto de las paredes y techo de este sector del conducto kárstico, como de las laderas. Además, las entradas actúan como trampas naturales para los sedimentos, introduciéndolos al interior del karst.

En la pared oriental se conserva una lateral, de sección considerable pero modesta longitud, colgada por encima del encajamiento, lo que podría indicar su formación en el momento inicial de la karstificación, mientras que en la pared de enfrente, a la misma cota, se desarrollan pequeñas laterales, aunque en este caso de sección reducida, en las que se conservan potentes espeleotemas con fuertes evidencias de disolución (Figuras 4.77 y 4.78).

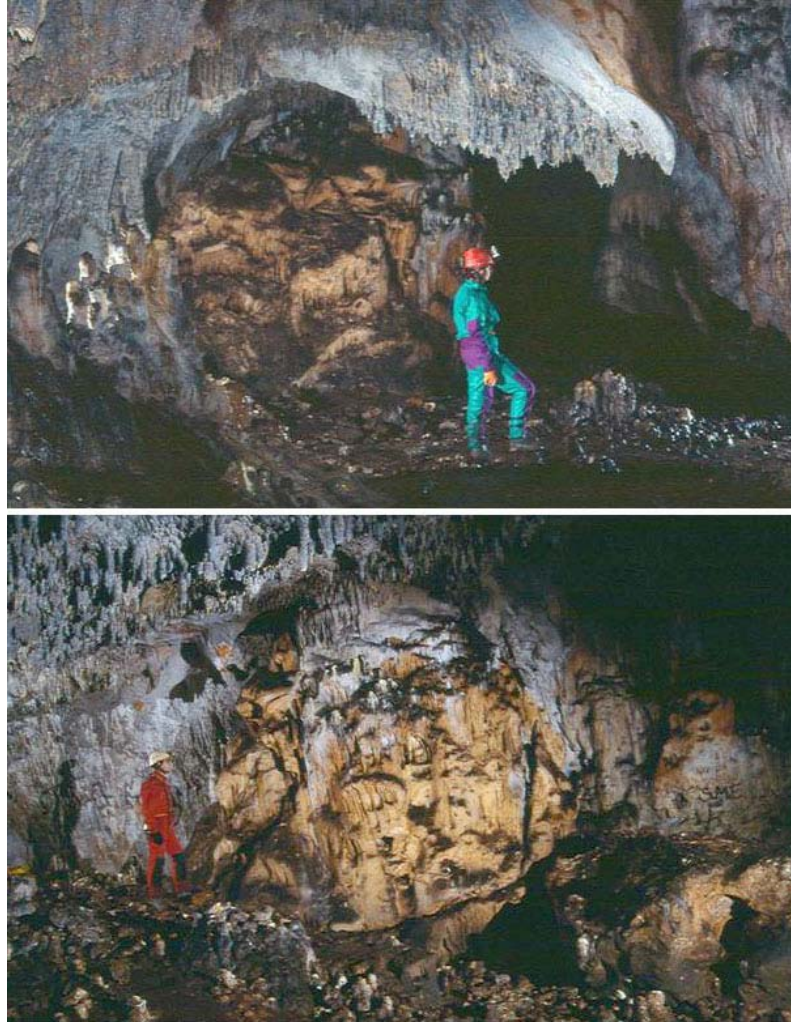


Figura 4.77 Sector final de la galería donde destaca una gran colada erosionada y fracturada (Fotografía: M. A. Martín, Archivo G.E.E.)

Esta erosión se observa también en las formaciones de espeleotemas de goteo (Lámina-Sección 26), presentando el bloque de concreción último, evidencias claras de corrosión por aguas anegadas. Este cuerpo de concreción, relacionado con una colada con tabiques tipo gours, aparece fuertemente erosionado, con tenues huellas de corriente y seccionado con un corte verticalizado. Aparece desplazado del techo y fracturado y basculado. Esta concreción presenta su superficie mate, con aspecto de concreción vieja, que ha mostrado un conjunto de datos de paleomagnetismo que apuntan a su formación en un momento de polaridad inversa que, por el nivel en el que se localiza y la fuerte erosión que presenta, estaría relacionada con el descenso del nivel de base y la morfología en cerradura tanto del sector central de esta galería como de otros puntos del nivel superior, correspondiendo a la fase Matuyama.



Figura 4.78 Columna erosionada del tramo final de la Galería de Estatuas. Muestreada para paleomagnetismo (Fotografías: M. A. Martín, Archivo G.E.E.)

La lateral occidental de la Galería de las Estatuas (Lámina-Sección 24 y 25) se caracteriza por un conducto vertical de origen vadoso que presenta una antigua entrada, colmatada con sedimentos de exterior en parte concrecionados, a una cota de 1.035,5m, que constituye el punto más elevado del karst. Se trata de un pequeño pasaje descendente, en donde abunda la litogénesis, con espeleotemas de goteo y de pavimento, que muestran sus superficies corroídas y erosionadas. Se observan numerosos zarpazos de oso en sus paredes y espeleotemas.

Este pasaje se estabiliza formando un trazado horizontal cuando alcanza las cotas de 1.019-1.018, coincidentes con las de la Galería de las Estatuas y del nivel superior del sistema (Lámina-Sección 24-26). En el tramo horizontalizado destaca la presencia de un falso suelo de concreción a cotas de entre 1.013m de altitud, coincidente altimétricamente con la costra pavimentaria que se observa en buena parte del nivel superior.

Este piso falso da paso a un pozo de unos 11m de vertical cuya base se relaciona con un pasaje horizontal, que desarrolla una bóveda con nichos de disolución a 1.002-1.004m, enlazando con los techos del nivel intermedio del karst. Esta lateral descendente marca la estabilidad del conducto hacia formas horizontalizadas cuando alcanza los niveles de base que desarrollaron los pisos superiores del sistema, por lo que la morfogénesis del conducto tiene que ser paralela a la evolución del mismo (Figura 4.79).



Figura 4.79 Lateral vadosa de la Galería de las Estatuas, (izq.) espeleotema erosionado en la parte superior del conducto. (Sup. Dcha.) zarpas de osos en la pared en el tramo superior. (Inf. izq.) apertura artificial del espeleotema para descender al piso inferior (Fotografías: M. A. Martín, Archivo G.E.E.)

La actividad faunística en este sector se muestra con la recuperación, en la campaña de verano de 2003, de un fragmento mandibular de hiena, que puede ser atribuida a las cronoespecies registradas en los yacimientos de la sierra, que se enmarcan en las formas del Pleistoceno inferior (TD5-6 del yacimiento de Dolina) y medio (TD8 de Dolina y TE19 de Elefante) (García, 2003c) (Figura 4.80). Este fragmento no conserva colágeno, lo que puede ser indicativo de cierta antigüedad, con edad mínima del Pleistoceno superior y una edad probable de Pleistoceno inferior-medio. Este fragmento, junto con las evidencias de restos del oso pardo y la presencia de ocupación humana, ratifica la necesidad de presentar una entrada abierta cercana, en relación con el final del conducto. Esta entrada correspondería, en un primer momento, con la surgencia de las aguas del nivel superior, que con el descenso del nivel de base y de la superficie del drenaje subterráneo se constituiría en la entrada natural al interior de la Galería de las Estatuas desde la ladera de Torcas, en las inmediaciones del Valle de la Propiedad.



Figura 4.80 Restos óseos del final de la Galería de las Estatuas: hiena (superior), restos de herbívoros holocenos (inferior izda) y restos humanos y cerámicos de la Prehistoria reciente (inferior dcha) (Fotografías: M. A. Martín y M. C. Ortega)

Por último, se observa la presencia de posaderos de murciélago en este sector, así como de depósitos de guano que cubren la superficie y varios paneles de zarpazos. También en las paredes de este sector se ha identificado, al menos, un panel de zarpas de oso.

La actividad humana ha quedado reflejada en las estructuras negativas tipo silo que se concentran en su tramo central, estructuras que rompen a su vez otras de cronologías neolíticas. En las paredes de este tramo se conservan grabados (GE1-3) (Breuil y Obermaier, 1913), relacionados con fases de la Prehistoria reciente, periodo al que corresponden los abundantes fragmentos cerámicos y líticos que aparecen en superficie.

Como en todo el nivel, abundan los *graffitis* que ocupan gran parte de las paredes, siendo significativos los fechados a finales del siglo XVIII, vinculados con las primeras exploraciones sistemáticas de las que se tiene constancia documental (Ortega *et al.*, 2006; Rilova y Ortega, 2007) (Figura 4.81).

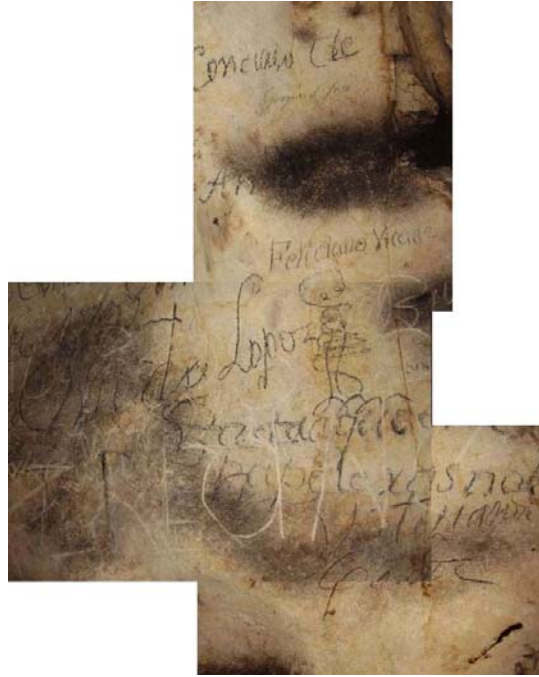


Figura 4.81 Graffitis de los siglos XVIII-XX del final de la Galería de las Estatuas (Fotos: M. A. Martín)

Ya cerca del final, el conducto dará un último quiebro, adoptando el sentido ONO en los últimos 20m de desarrollo, finalizando totalmente colmatado, por sedimentos que en superficie se componen de facies de exterior, de tonos naranjas, con restos de fauna actual, así como de polen. Destaca la penetración de raíces de encinas y quejigos, indicio de la proximidad de la superficie (situada a unos 10m por encima) (Lámina-Sección 28: CM63 y Figura 4.82).



Figura 4.82 Raíces del final de la Galería de las Estatuas (Fotografías: M. A. Martín)

La bóveda es de morfología freática, con una pequeña tendencia ascendente hacia el final de la galería, con cotas próximas a los 1.018,6-1.020m, que presenta chimeneas de disolución que alcanzan los 1.022m de altitud (Alzado 1 y 5).

Esa corticalidad del conducto provoca una gran abundancia de espeleotemas de goteo y de flujo, entre los que se documentan diferentes generaciones; favorecidas por la presencia de raíces, abundando las formaciones tipo *moonmilk*. Fases de concrecionamiento antiguo están presentes con importantes cuerpos que en la actualidad aparecen corroídos y fracturados (Lámina-Sección 28 y 26). La erosión de la superficie de los espeleotemas por la circulación de un flujo del agua indica la reactivación por incremento en la descarga (Audra *et al.*, 2002), hecho muy evidente tanto en la colada como en la plancha estalagmítica de la sima lateral (Lámina-Sección 24 y 25), así como en otros sectores de la galería, lo que podría explicar la ausencia de la costra en el tramo central de la misma.

b. Nivel intermedio: Sala de los Cíclopes-Galería del Silo-Galería Baja-Elefante/TR4

El segundo nivel, o intermedio, del Sistema Cueva Mayor-Cueva del Silo se caracteriza por constituir un único conducto subhorizontal, de bajo gradiente, de génesis freática con posterior evolución vadosa, formado por la Galería del Silo, incluida la Sala de los Cíclopes, la Galería Baja y las secciones de Trinchera relacionadas con Elefante (TR3-8). Este conducto presenta un trazado sinuoso, con desarrollo lineal de unos 500m y dimensiones sensiblemente más pequeñas que las observadas en el nivel superior, con alturas de 2-4m, a excepción de la Sala de los Cíclopes, punto de conexión con el tercer nivel del sistema. Adopta un sentido de circulación preferente N-NO, sensiblemente paralelo al tramo del nivel superior comprendido entre el Salón del Coro y la Galería de las Estatuas y a su vez coincidente con el eje del plegamiento de la propia Sierra de Atapuerca y del trazado del curso del río Arlanzón, aguas arriba del pueblo homónimo. Dicho conducto evoluciona muy próximo a la ladera de la Campa del Silo-Torcas, estando delimitado al Sur por el Valle de Cueva Mayor y al Norte por la zona paleosurgente del Valle de la Propiedad, adaptándose a la topografía de la cabecera de Valhondo (Plano 4, 5 y 7; Alzado 1 y 6).

Su extremo SSE, conocido como Sala de los Cíclopes, se localiza en el borde de las calizas cretácicas de la Sierra de Atapuerca, justo en la zona de contacto con las margas miocenas, que suprayacen sobre las mismas con una potencia que llega a alcanzar actualmente los 10m de espesor sobre las calizas.

En esta zona de contacto se localizan cuatro amplios conductos vaclusianos cuyas bóvedas alcanzan los 1.000/1.008m s.n.m. hasta que se horizontalizan a la altura de la bóveda del conducto principal de este nivel. Los dos conductos ascendentes principales que originan el nivel intermedio son el Paso de los Cíclopes y la Sima de los Huesos, aunque entre ambos se localizan, perfectamente alineados, otros dos más. En la Sala del Caos de Cueva del Silo, sector inmediato a la Sala de los Cíclopes situado en el nivel inferior, existen, en apenas 30 metros, al menos otra media docena de chimeneas con huellas de corrientes ascendentes, que alcanzan cotas cercanas a las bóvedas de Cíclopes y, aunque no todas han sido exploradas

hasta su punto más elevado, una de ellas asciende hasta los 1.008m de altitud (Alzado 1, Lámina-Sección 50 y 51).

El régimen ascendente de las chimeneas facilitó la disolución de todo el espesor del paquete calcáreo mesozoico, apareciendo la alteración erosiva característica de los depósitos de la base del lago mioceno. En algunos de estos puntos, posteriores colapsos facilitaron la entrada al endokarst tanto de las margas miocenas suprayacentes como de coladas de arcillas y cantos angulosos colmatando las venas y fisuras de los nichos de disolución más elevados.

Como se ha visto al hablar del nivel superior, se evidencia de forma más patente la existencia de una zona con claros flujos hídricos ascendentes vaclusianos, a favor de la litología calcárea y la estructura, procedentes de un acuífero confinado situado a cotas inferiores, cuyas aguas afloran justo en la zona de borde de la sierra, hasta que se nivelaron en altura al alcanzar el nivel piezométrico local, formando la bóveda de la Sala de los Cíclopes, en el límite de las calizas mesozoicas con las margas terciarias. En el punto del afloramiento de las aguas, el paquete margoso mioceno impediría la formación de las paleosurgencias respectivas, evolucionando el conducto en sentido N-NO, como ya se ha repetido, paralelo al conducto superior y al eje del plegamiento de la Sierra de Atapuerca, a favor del control estructural, hasta alcanzar la zona paleosurgente del Valle de la Propiedad, al NO del relleno de Elefante, detectado por los perfiles geofísicos (apartado 5.3.3), lógicamente a cota algo más baja que la paleosurgencia de la Galería de las Estatuas del nivel superior.

Entre los sedimentos correspondientes al momento de la génesis del conducto no se detectan aportes exteriores de gravas que hagan pensar en la existencia de sumideros directos del Arlanzón en las cotas del conducto en el sector de Cíclopes, aunque si aparecen sobre depósitos de arcillas de decantación rellenos alóctonos de margas y brechas con arcillas, que se introdujeron precisamente por las aperturas colapsadas, situadas en el área de los conductos vaclusianos. Sobre estas brechas aparecen depósitos de limos arenosos que hablan de aportes hídricos, sellados con nuevas coladas alóctonas, que aparecen colgadas y aisladas en paredes y techos de la sala, indicativo de importantes reactivaciones del conducto que conllevaron reexcavaciones notorias de sus rellenos. Igualmente, en el extremo NNO (en el sector de las secciones de Elefante-Trinchera), también se han documentado importantes procesos de reactivación, en este caso con flujos en sentido SSE, que implicaría momentos en que las cotas de la cabecera del arroyo de Valhondo superaran las cotas del Arlanzón (Apartado 4.1.2.4). Estos procesos probablemente sean debidos a grandes embalsamientos de agua, actuando de forma puntual sus bocas surgentes como sumideros, caso muy común en los paisajes kársticos, especialmente en sectores deprimidos tipo *polje* o en conductos surgentes seccionados por la incisión de un valle.

Las huellas de corriente claras son muy escasas, excepto las ascendentes de los conductos vaclusianos del sector de Cíclopes, próximos a los pozos-chimeneas de la Cueva del Silo en donde veremos que son habituales. Además, las sucesivas reactivaciones que afectan a este nivel, con flujos procedentes desde ambos extremos del conducto, aportan complejidad al análisis, al no poder discernir si corresponden a la fase de formación o génesis inicial o con alguna de las posteriores reactivaciones que el conducto ha experimentado.

En la mayor parte del conducto, especialmente en su trayecto NO conocido como Galería Baja, las huellas de corriente son prácticamente inexistentes, localizando una única estación en el tramo de unión de la Galería Baja con la Galería del Silo, que muestra una baja paleovelocity (1,6m/s) y un posible sentido de circulación S-SE hacia la Galería del Silo, aunque este aspecto no puede asegurarse (Eraso *et al.*, 1998a: 41). La Galería del Silo presenta una estación al norte de La Fuente, en un punto que destaca por la importante reactivación kárstica que ha afectado a las gruesas costras estalagmíticas, que prácticamente obturaban toda la sección del conducto (Lámina-Sección 35), presentando un sentido de circulación S-SO. Mejor representación aparece en el sector de Cíclopes, con cinco estaciones detectadas (Eraso *et al.*, 1998a: 40-41), tres de ellas localizadas en la propia sala, con paleovelocity estimadas de caudales de 7,6 y 11,5m/s, situándose en los extremos norte y sur de la misma, que marcan un sentido de circulación hacia el S-SO, sentido que pueda corresponder a momentos avanzados de la evolución de este nivel, relacionados con las fases vadosas y de reactivación del conducto, observada en el gran vaciado de los rellenos sedimentarios que colmataban esta sala, así como por la morfología de cañón que presenta este tramo del conducto, con la típica sección en cerradura.

Las otras dos estaciones fueron localizadas en la Galería de las Oseras y la Sima de los Huesos, pasajes que pertenecen al nivel inferior del sistema, en relación con los conductos y paleosurgencias de Cueva del Silo, presentando la Sima de los Huesos una circulación vertical ascendente con un caudal de 11m/s (Eraso *et al.*, 1998a: 42). Corresponden a claras huellas ascendentes detectadas en los conductos vaclusianos de este sector del sistema que no admiten otra interpretación.

También se han localizado huellas de corriente ascendentes en el frente rocoso situado en la base del relleno de Trinchera TR4, que constituye la continuación del tramo de la Galería Baja-Elefante en el nivel intermedio, así como en las secciones correspondientes a chimeneas de TR7-8, ya en las proximidades del Valle de la Propiedad.

El actual acceso a este nivel se realiza desde el Portalón de entrada de Cueva Mayor y el Salón del Coro, punto de conexión de los pisos superior e intermedio y que a su vez divide el conducto en dos mitades aproximadamente, correspondiendo la mitad septentrional al tramo conocido como Galería Baja y la meridional a la Galería del Silo, que recibe su nombre del silo o pozo que se localiza al final de esta galería, en el sector de la Sala de los Cíclopes, nombre con el que antiguamente se conocía a la hoy mundialmente célebre Sima de los Huesos. Comenzaremos su descripción desde su extremo meridional, la Sala de los Cíclopes, hacia la paleosurgencia localizada en el Valle de la Propiedad.

- Sala de los Cíclopes

La Sala de los Cíclopes, se localiza en el extremo sur del nivel intermedio, justo en la zona de contacto de las calizas cretácicas con las margas miocenas que reposan discordantes sobre éstas. De hecho, el extremo meridional de la sala, así como todas sus importantes laterales de las que hablaremos, se ubican topográficamente entre 10 y 20 metros por debajo de los niveles margosos que conforman el Plano Estructural del Alto del Caballo, observándose

en varios puntos que la disolución de las calizas ha sido completa, deteniéndose en unos conglomerados calizos, producto de la alteración del estrato calcáreo cretácico en el contacto con la base del lago mioceno.

A la altura de su bóveda confluyen dos conductos que previamente tienen su origen en claros flujos vaclusianos (Plano 4 y 7, Alzado 1, 2 y 6): por el extremo SO el Tubo de los Vientos (Lámina-Sección 48), originado unos metros antes en el Paso de los Cíclopes, gran chimenea ascendente originada en el nivel inferior del karst, en torno a la Sala del Caos de Cueva del Silo, con huellas de corriente ascendentes muy marcadas. Por el extremo SE otro conducto formado en la propia Sima de los Huesos (Lámina-Sección 31 y Figura 4.89), donde igualmente dos chimeneas con circulación vertical ascendente, con un caudal de 11m/s ya habían sido citadas anteriormente (Eraso *et al.*, 1998a: 42). El fondo de la Sima de los Huesos también se desarrolla en cotas altimétricas coincidentes con el nivel inferior del karst y sus dos chimeneas ascendentes, la propia sima de acceso que le da el nombre y la localizada sobre su tramo final, han alcanzado en su flujo ascendente a tocar las margas miocenas suprayacentes que, consecuentemente, se han sumido posteriormente al interior de la cavidad.

Conocer la morfología original tanto de estos pasajes como de la propia Sala de los Cíclopes es muy compleja y difícil debido a los potentes rellenos que colmatan sus secciones, llegando incluso a fosilizar por completo la continuidad de los mismos (Figura 4.83). Este es el caso de la Galería Colmatada, pequeño pasaje que se abre al SO de la Sala de los Cíclopes, casi paralelo al Tubo de los Vientos, pero que a los 6m llega a colmatarse totalmente, presentando un relleno de terrígenos margosos a cotas de 1.001,6m de altitud, en coincidencia altimétrica con las bóvedas de la Sala de los Cíclopes (Lámina-Sección 29), en un punto en el que la disolución también había alcanzado esos conglomerados calizos producto de la alteración de la roca en el contacto con las facies neógenas.

El conducto del Tubo de los Vientos constituye un paso elevado cegado por una rampa de sedimentos de exterior que colmatan toda la sección. La conexión topográfica que presentaba este sector de la Sala del Caos de Cueva del Silo con la Sala de los Cíclopes de Cueva Mayor, en la primera planimetría espeleológica del Grupo Edelweiss, motivó que en 1965 se proyectase la desobstrucción de los sedimentos que colmataban el conducto e impedían su continuidad, excavando junto al techo una gatera de unos 5m de larga por 0,8m de ancha y unos 0,3-0,5m de altura, que dio acceso a la bóveda de la Sala de los Cíclopes, en su extremo SO, a cotas de 1.000m de altitud (Figura 4.83).

El Tubo de los Vientos se constituye como un conducto de formación freática, con bóvedas circulares situadas próximas a los 1.000m s.n.m., y chimeneas ascendentes que alcanzan los 1.003m de altitud, apareciendo sus techos colmatados con margas y clastos redondeados de caliza (Lámina-Sección 48), indicativos de la cercanía de los sedimentos neógenos, aspecto éste confirmado por la geofísica (apartado 5.3.6, perfil 14). El suelo de este pasaje está compuesto por una rampa de sedimentos que crece desde los 997m al Oeste, junto al Paso de los Cíclopes, hasta llegar a colmatar su sección a 999,5-1.000m (Alzado 1 y 2 Figura 4.84). Tanto la bóveda como el extremo sur del Paso de los Cíclopes se hayan completamente colmatados por una brecha de arcillas con clastos angulosos, lo que parece indicar el lugar de entrada de estos rellenos alóctonos hacia la Sala de los Cíclopes.



Figura 4.83 Izda.) Huevo del Tubo de los Vientos en la parte superior de la Sala de los Cíclopes. Sup dcha) Pozos chimeneas ascendentes del Paso de los Cíclopes. Inf dcha) Gatera del Tubo de los Vientos (Fotografías: M. A. Martín, Archivo G.E.E.)

Por su parte, la boca de El Silo o Sima de los Huesos se abre en el extremo SE de la Sala de los Cíclopes que, al igual que se ha descrito para el conducto del Tubo de los Vientos, aparece parcialmente colmatado por sedimentos de facies de exterior. Las dimensiones medias de este pasaje están próximas al 1,5-2m de altura, por una anchura de entre 1,3 y 3m (Plano 4, Alzado 1 y Lámina-Sección 32), destacando la entrada de un aporte transversal de margas procedente del colapso de la bóveda del un pequeño pasaje ascendente, localizado en el frente norte del Valle de Cueva Mayor, en contacto con el Plano Estructural del Alto del Caballo, en donde los estudios geofísicos muestran la existencia de colapsos y fracturas importantes (Bergamín *et al.*, 1994, apartado 5.3.6). Este pasaje muestra su bóveda, que se desarrolla desde el techo de la Sima de los Huesos situado a 1.001m de cota absoluta, a cotas de 1.000-1.002m de altitud, presentando el aporte margoso un techo de 1.003m s.n.m., en coincidencia con la chimenea lateral de la Sima de los Huesos, cuyo techo sobrepasa los 1.004m de altitud, que también aparece colmatado con aportes terrígenos de carácter margoso (Lámina-Sección 31).

La presencia masiva de sedimentos terrígenos no permite conocer la morfología de los pasajes originales, enmascarando sus secciones, de las que únicamente se conocen parcialmente sus bóvedas que confluyen en la Sala de los Cíclopes, un gran conducto de sección vadosa, con morfología de cañón en forma de cerradura, con aportes y depósitos adosados y colgados en sus paredes (Figura 4.84 y Alzado 2).

La Sala de los Cíclopes corresponde a un gran volumen, de génesis freática pero con clara evolución vadosa, con bóveda semicircular, con entalladuras en sus paredes coincidentes con juntas de estratificación, y desarrollo vadoso vertical, formando un cañón de unos 65m de longitud, con un trazado algo sinuoso hacia el NNE (Plano 7, Alzados 1, 2 y 6 y Lámina-Sección 28, 34 y 48). Su bóveda se caracteriza por la abundancia de cúpulas de techo, que siguen mostrando la importancia de los flujos ascendentes en este sector, pero que generalmente están colmatadas con sedimentos terrígenos, entre los que destacan los de carácter margoso (Figuras 4.84 y 4.85).

El techo de esta sala se sitúa entre los 1.000m de altitud del contacto con el Tubo de los Vientos, los 1.001-1.003 del tramo central, con chimeneas que alcanzan los 1.003m de altitud al sur de la sala y los 1.005m al norte, donde una pequeña lateral elevada, formada a favor de una gran vena de calcita, evoluciona con bóvedas entre 1.006 y los 1.010m de una chimenea ascendente, localizada unos 12m por debajo de la superficie del terreno.



Figura 4.84 Vista de la Sala de los Cíclopes. En su bóveda destacan las chimeneas ascendentes (superiores) y la morfología de cañón vadoso en el desarrollo del conducto (inferior) (Fotografías M. A. Martín, Archivo G.E.E.)

Este conducto presenta una anchura media de entre 8 y 10,5m, además del anchurón del sector de convergencia con la lateral de acceso a la Sima de los Huesos en donde supera los 15m de ancho. Su altura está condicionada por la irregularidad de su superficie, compuesta por sedimentos terrígenos que marcan dos sectores deprimidos, individualizados por un resalte topográfico de sedimentos a cotas de 996,2m s.n.m. (Alzado 2). El primer tramo de la sala es el relacionado con la unión del pasaje de techo del Tubo de los Vientos y la galería lateral (Lámina-Sección 29). Su techo destaca por la concentración de chimeneas ascendentes a favor de planos de debilidad, destacando como el Tubo de los Vientos se desarrolla a partir de uno de estos planos (Figura 4.85). Este tramo está diferenciado por un resalte topográfico situado a los 15m de la pared suroccidental, la que marca el eje longitudinal de la sala, presentando una topografía deprimida con pendiente hacia el centro en donde se localiza un sector con aparente función de sumidero, con paredes de arcillas redondeadas, fruto de procesos erosivos de circulación hídrica (figura 4.86).



Figura 4.85 Formación de chimeneas ascendentes a favor de los planos de debilidad (Foto: J. Trueba)

A pesar de la suciedad de los cortes sedimentarios de este tramo de la Sala de los Cíclopes, hay que destacar la abundancia de sedimentos localizados en sus paredes, principalmente las situadas al norte. Estos aportes son indicativos de conductos colmatados, como el descrito del Tubo de los Vientos, del que únicamente conocemos su techo y la sección que nos marca el relleno en la pared occidental de la sala que aquí nos ocupa, y un posible conducto en la pared norte, del que se desconoce absolutamente todo, pero dada la situación cercana de la Sala del Caos de la Cueva del Silo, situada al norte de dicho relleno y en donde

se encuentran varias chimeneas ascendentes que alcanzan cotas de 1.007m de altitud, se puede plantear la posibilidad de la existencia de un conducto en esa dirección.

Los puntos más bajos de los rellenos de pared en la Sala de los Cíclopes se localizan en torno a los 995m de cota absoluta, correspondiendo a brechas de cantos calizos y clastos blandos de margas con matriz arcillosa, para el primer tramo de la galería, cuya superficie se encuentra en cotas cercanas a los 993m s.n.m junto a la pared que comunica con el Tubo de los Vientos, mientras que el sector central, en donde se localiza el sumidero, el suelo aparece a cotas de 994,5m y la base colmatada del sumidero a 993,8m de altitud (Plano 7, Alzado 1 y 2 Lámina-Sección 29).

El segundo tramo de la Sala de los Cíclopes se caracteriza por presentar una morfología encañonada de unos 45m de desarrollo, y un trazado rectilíneo, aunque al final adopta un giro hacia el Este, antes de enlazar con la continuidad de la Galería del Silo. Presenta una anchura media de unos 10,5m por una altura máxima de unos 13,5m, con techos subhorizontales a cotas de 1.001,5-1.002,8m, con chimeneas ascendentes desarrolladas a cotas de 1.004-1.005 a favor de la estructura y planos de debilidad, que aparecen colmatadas de sedimentos (Figuras 4.84 y 4.85). En este tramo únicamente aparecen sedimentos adosados a las paredes de la primera mitad, localizadas en la parte superior del conducto, sobre cotas de 996m. La sección de este tramo se caracteriza por morfologías circulares a techo y encajamientos verticales en la mitad inferior, en donde se remarcan entalladuras vadosas (Lámina-Sección 33 y 34 y Figura 4.86).



Figura 4.86 Desarrollo vertical de la Sala de los Cíclopes (Fotografía: J. Trueba)

La superficie de este tramo exhibe una topografía deprimida asimétrica, con un punto bajo a unos 993m s.n.m., produciendo una franja deprimida de unos 7m de longitud junto a la pared occidental, y a unos 15m del resalte que individualiza la sala (Alzado 2 y Lámina-Sección 33 y 34). En la base de la rampa ascendente que da acceso a la Galería del Silo, se realizó en los años noventa una excavación, en donde se documentó la presencia de restos óseos de *Ursus deningeri* (García, 2003c). Con motivo de la presente tesis doctoral se realizó en este punto una cata de control estratigráfico de 3m de profundidad, que puso de manifiesto la presencia de facies de exterior, con paquetes de limos y arcillas-arenosas, que se cargan de margas en la base (Lámina-Sección 34: CM59 y Figura 4.87).

Hay que indicar que en las paredes de la mitad occidental de la Sala de los Cíclopes aparecen abundantes rellenos, difíciles de observar, debido a que se encuentran colgados a varios metros del suelo, con cortes bastantes sucios para reconocer la secuencia sedimentaria, pero algunos de estos depósitos permiten aportar elementos de valor para plantear hipótesis de trabajo, que permitan aproximarnos a la historia evolutiva de este sector del Sistema Cueva Mayor-Cueva del Silo.

Entre estos depósitos destaca el gran relleno localizado en el sector intermedio de la sala, cuyos sedimentos la compartimentan en los dos tramos deprimidos descritos. Este paquete presenta en su base, sobre la roca caliza, facies finas de arcillas de decantación (Alzado 2 y Figura 4.88), que presentan un campo paleomagnético inverso (J. M^a. Parés *com. pers.*), reconocidas únicamente en el frente longitudinal del corte, cuyo techo presenta un plano rectilíneo con pendiente hacia el Oeste.

Sobre dichas arcillas se asienta una potente brecha de cantos calizos (de naturaleza miocena) junto a clastos blandos de margas, soportados con matriz arcillosa de tonalidades principalmente rojizas, aunque en algunos puntos del frente longitudinal se identifican bolsadas de tonos blanquecinos, aunque la suciedad del relleno y su situación, colgado a unos 10m de altura, no permiten confirmar la naturaleza de los sedimentos. Los clastos de esta brecha presentan sus superficies angulosas y unas dimensiones centimétricas, con tamaño tipo bloque de unos 20-30cm de eje mayor, hasta pequeños clastos milimétricos.

Esta brecha para-autóctona marca la entrada de una facies de exterior cuya potencia del depósito implica la apertura masiva o importante de la Sala. Puede que los rellenos que colmatan la mayoría de las chimeneas ascendentes correspondan a esta misma brecha, dada la apariencia externa de los mismos, de ser esto cierto estos aportes alóctonos colmatarían el conducto fosilizando este sector del Sistema.

El frente longitudinal muestra como sobre la citada brecha se apoya un nivel de limos-arenosos laminados de unos 40cm de potencia media. Este paquete de limos se apoya discordantemente sobre una cicatriz erosiva con pendiente hacia el Oeste, incrementando su espesor, según se puede observar en los cortes longitudinal y transversal, presentando en este último una potencia vista de más de 2m. En el corte transversal se puede observar una laminación paralela con buzamiento de unos 20°, hacia la pared norte de la sala, dirección en donde se encuentra la Sala del Caos de Cueva del Silo. Se han realizado varias muestras para conocer la edad de estos depósitos, presentando un paleomagnetismo negativo (J. M^a Parés, *com. pers.*), en donde las relaciones morfológicas de los niveles de base locales que formaron el conducto lo vinculan con la T3_{AZN} (+73m) del Arlanzón, situarían este evento dentro del cron Matuyama, relacionado con fases antiguas del Pleistoceno inferior (Benito, 2004).

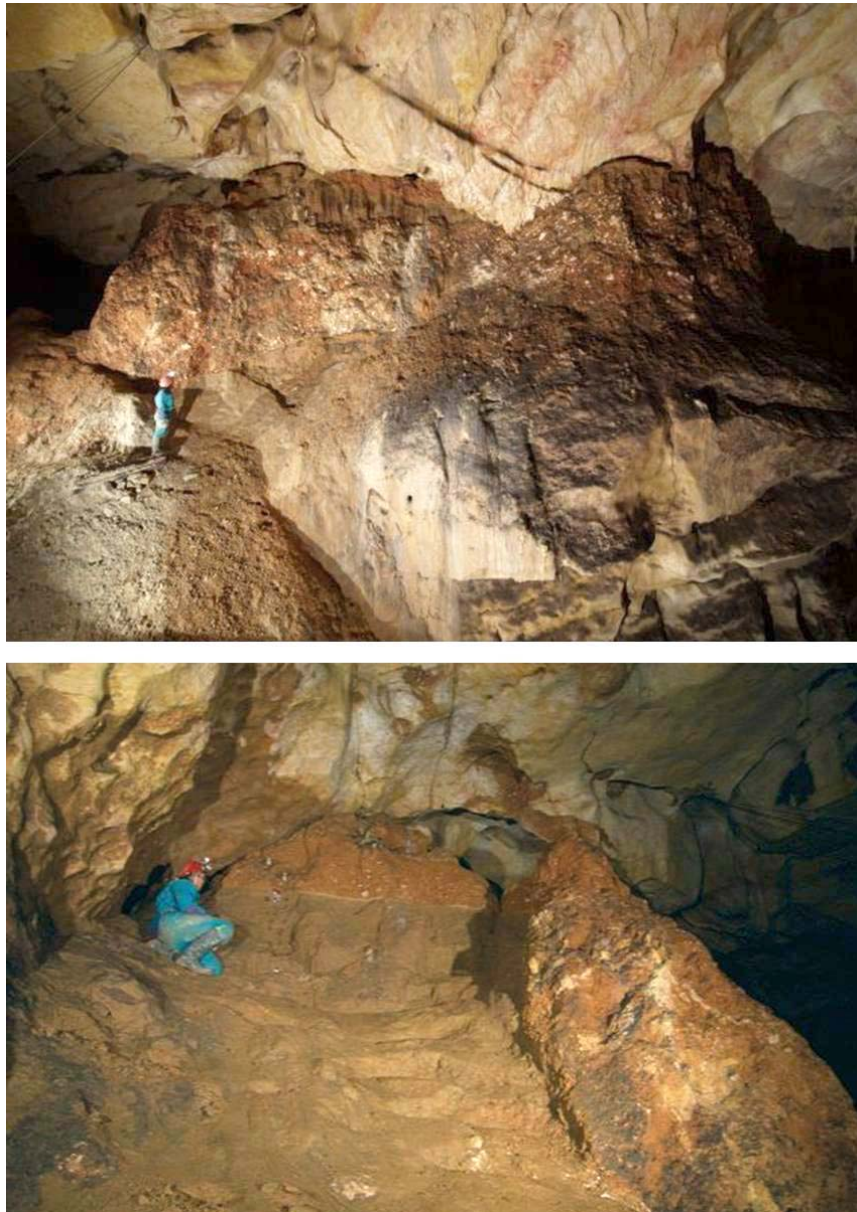


Figura 4.88 Rellenos colgados, localizados en la pared Oeste de la Sala de los Cíclopes (Fotografías: J. Trueba)

Sobre estos limos se dispone discordantemente un delgado nivel de arenas calcáreas, de unos 4-5cm de potencia, que da paso a una brecha de cantos soportados con matriz arcillosa de color rojo claro-naranja, que a techo se carga de arcillas, llegando en algunos puntos a colmatar toda la sección. La naturaleza de los clastos es caliza y margosa, en donde una observación de viso indica la presencia de facies miocenas, con tamaños centimétricos a milimétricos y morfología angulosa-redondeada (Lámina-Sección 29-31). La brecha de cantos calizos presenta potencias variables, sellando la topografía preexistente, y pone de manifiesto la entrada de facies de exterior (figura 4.88).

La mineralogía de estos sedimentos, realizada en los laboratorios de la Universidad del País Vasco, bajo el control de A. Aramburu, con la técnica de Difracción de Rayos X (DRX), marca el predominio del cuarzo en toda la secuencia, con presencia significativa de los filosilicatos (illitas) en las arcillas de decantación de la base, presencia que también se observa en el paquete de limos y arenas, destacándose las arenas calcáreas por un mayor equilibrio entre la presencia de cuarzo y calcio, con menor representación de filosilicatos, entre los que destaca nuevamente la illita. Por último, las brechas con matriz arcillosa muestran una composición en donde prima el cuarzo y la calcita, destacándose la illita entre los filosilicatos (Tabla 4.4)

Muestra Relleno Cíclopes	% Qz	% FdK	% Calc	Filosilicatos			
				%	% Esmectita	% Illita	% Caolinita
Arcillas	63	4	-	33	22	63	13
Limos y arenas	65-84	1-12	0-6	10-13	9-20	50-85	10-12
Arenas calcáreas	50	1	40	8	16	73	11
Brechas	20-60	1	30-68	10-17	12-28	70-85	8-12

Tabla 4.4 Tabla de composición mineralógica del relleno de la Sala de los Cíclopes

La verticalidad del relleno y su posición altimétrica, colgada a 8 y 15m de altura, es indicativa de la colmatación del conducto con depósitos sedimentarios de diferente naturaleza y al menos una posterior acción erosiva de importantes procesos de reactivación hídrica, que dan como consecuencia la morfología que presenta la Sala de los Cíclopes, cuyo piso muestra forma de embudo doble, con una cota de 994 y 988,5m en sus puntos bajos. El análisis de la secuencia expuesta muestra la existencia de otros procesos erosivos previos, como el que produjo la agradación de los limos y arenas, posiblemente relacionado con el evento de la terraza depositada en el interior de Cueva del Silo y Peluda, en el nivel inferior del sistema.

El gran vaciado de sedimentos que experimentó la Sala de los Cíclopes implica que este sector estuvo sometido a la agresividad de un enérgico proceso de vaciado y reexcavación de los sedimentos, posiblemente facilitado por los flujos hídricos ascendentes que utilizarían las chimeneas preexistentes (Delanoy y Cayllault, 1998), tanto de la inmediata Sima de los Huesos como, sobre todo, en las localizadas en la Cueva del Silo, en relación con el Tubo de los Vientos y el Paso de los Cíclopes, cuyos suelos están compuestos por rellenos de brechas de cantos calizos y margosos soportados con matriz arcillosa.

Estos sedimentos presentan en su base facies de interior con limo-arcillas de decantación, a los que se superponen discordantemente las facies de exterior, dos series de arcillas rojizas con clastos angulosos de caliza, entre las que se intercala un potente paquete de limos. Estos aportes indican la presencia de una o varias antiguas entradas relacionadas con una zona de contacto de la ladera de la Sierra con el Alto del Caballo, en la margen derecha del Valle de Cueva Mayor, posiblemente vinculada con la fractura e irregularidades que los trabajos de geofísica han detectado en este sector, en el que Emiliano Aguirre ubicó una cata de control geológico, presentando secciones de colapso (ver apartado 4.1.2.1).

Aparte de configurarse la Sala de los Cíclopes como zona de conexión o enlace con los niveles inferiores del karst, dos de los conductos del nivel inferior, la prolongación de la Galería de la Oseras y la Galería inferior a Cíclopes de Cueva del Silo la recorren parcialmente por debajo hasta acabar sus conductos colmatados por un depósito arcilloso en el extremo del primer conducto (Lámina-Sección 30) o en un tapón de bloques en el caso del segundo (Lámina-Sección 29). Otra gatera conduce a la Sala de las Oseras, cuya bóveda se sitúa en relación con el tercer nivel del karst, que finaliza en un derrumbe de bloques, coincidente en la vertical con una de las chimeneas ascendentes de la Sima de los Huesos. En el piso arcilloso de este conducto se localizan diferentes yacijas de úrsidos, así como sus restos fósiles, mientras que, entre los rellenos arcillosos existentes entre las fisuras y los bloques, se aprecian con nitidez numerosas zarpas de osos.

La lateral más importante es la rampa, situada en el extremo SE, que conduce hacia la cabecera de la Sima de los Huesos. Próxima a ella se localiza la sección de un conducto, totalmente colmatado por margas blancas miocenas, que evidencian una antigua comunicación con el exterior, cuya superficie se encuentra apenas a unos 9m por encima y que, conviene precisar, se localiza topográficamente justo sobre el desplome clástico que bloquea la Sala de las Oseras, por lo que su relación con un mismo fenómeno de colapso es más que evidente. Proceso de colapso que ha sido observado en los resultados de prospección geofísica realizada en este enclave ya en los años noventa (Bergamín *et al.*, 1994) y en los trabajos realizados con motivo del presente trabajo de investigación (capítulo 5). Este lugar parece el más que probable acceso utilizado en el Pleistoceno medio, tanto por los úrsidos que hibernaban en este sector de Cíclopes, como por los homínidos que se adentraban para arrojar a sus congéneres a la Sima de los Huesos (Arsuaga *et al.*, 1997b) (Lámina-Sección 31 y 32: A y C).

Unos metros más al SE, se abre la cabecera del pozo conocido como Sima de los Huesos, cuya bóveda presenta diversos planos de debilidad, venas de calcita y pequeñas fracturas, que también se colmatan con margas miocenas. La sima, de unos 13m de vertical, seguida de una pronunciada pendiente, finaliza en una pequeña salita en la que se alcanza la cota de 983m; se trata de una forma de conducción perteneciente más propiamente al nivel inferior del karst, aunque por su especial ubicación y estrecha relación genética y morfológica con la Sala de los Cíclopes ahora describiremos someramente (Figura 4.89).

Este conducto presenta en toda su sección huellas de corriente (*scallops*) ascendentes, que nos indican el sentido del flujo hídrico que le originó y que, como ya se ha apuntado, probablemente favorecería posteriormente el vaciado de los rellenos sedimentarios que

prácticamente colmataban hasta la bóveda todo el sector de la Sala de los Cíclopes. Un segundo conducto ascendente, aunque de menor sección, se inicia en la bóveda, prácticamente sobre el final de la salita, acabando obstruido por los mismos bloques que colapsaron el final de la Sala de las Oseras, pues también se encuentra bajo la misma vertical que ésta y que el tapón superior de margas miocenas.



Figura 4.89 Izqda) Chimenea ascendente desarrollada a techo de la Sima de los Huesos. Dcha) Pozo de acceso a la Sima de los Huesos (Fotografías: M. A. Martín, Archivo G.E.E.)

La Sima de los Huesos alberga un importante yacimiento del Pleistoceno medio en el que se ha recuperado la más importante colección de fósiles humanos para este período (Arsuaga *et al.*, 1997b). La secuencia estratigráfica muestra tres episodios sedimentarios interrumpidos, al menos, por un periodo erosivo: en la base aparecen arcillas margosas estériles sobre las que reposa una brecha fosilífera de matriz arcillosa, con fósiles de homínidos, en su base, y de carnívoros (principalmente osos), que aparece sellada por la formación de costras estalagmíticas y capas de guano de murciélagos (Bischoff *et al.*, 1997, 2003 y 2006).

Diferentes métodos de datación relativa y absoluta (paleomagnetismo, series de uranio y radiocarbono) proporcionan una cronología de 68ka a 25ka para la costra estalagmítica que sella la secuencia, mientras que los fragmentos de concreciones que contiene la brecha fosilífera, presentan equilibrio isotópico evidenciando una edad superior a 350ka (Bischoff *et al.*, 1997, 2003; Falguères *et al.*, 2001). Por su parte, la costra inferior de la colada estalagmítica de SRA ha dado una edad relacionada con los 513-571 ka (Bischoff *et al.*, 2006). Estos datos suministran a la entrada de los huesos humanos una edad mínima que excede los 500ka, que marcan, junto con los resultados obtenidos tanto por la microfauna como por la macrofauna (Cuenca-Bescós *et al.*, 1997, 2001; García *et al.*, 1997b, García y Arsuaga, 2001),

un momento antiguo del Pleistoceno medio para el conjunto de fósiles humanos de la Sima de los Huesos. Este episodio se completa en su base con las unidades sedimentológicas de arcillas estériles, seguidas de arenas y limos y, por último, con un paquete de margas miocenas redepositadas, que presentan magnetismo inverso correlacionado con el evento Matuyama del Pleistoceno inferior (Parés *et al.*, 2000).

Las cuatro antiguas entradas de materiales alóctonos hacia la Sala de los Cíclopes, las dos chimeneas de la Sima de los Huesos, la chimenea del Paso de los Cíclopes y la de la Galería Colmatada, se presentan claramente alineadas en torno al brusco contacto entre las calizas cretácicas y las margas miocenas detectado en los perfiles geofísicos y la gran cata de control realizada por Emiliano Aguirre a principios de los años ochenta.

El tramo final de la Sala de los Cíclopes destaca por presentar una pronunciada rampa de sedimentos terrígenos, de aspecto sucio, con tonos parduzcos, que llega a colmatar el tramo central del conducto a cotas de 1.003,3m de altitud. Este relleno se compone de una brecha de cantos calizos y margosos soportados con matriz arcillosa de tonos rojizos y parduzcos, que en el corte que colmata el conducto presenta pequeños clastos blandos de margas junto a cantos angulosos de caliza, soportados en matriz arcillosa. Este relleno evidencia la presencia de facies de exterior, cuyo techo llega a fosilizar el conducto, relacionando el muro de este relleno por altimetría y facies con la brecha superior del depósito descrito anteriormente en el tramo central de la sala (Lámina-Sección 35). Este tapón provoca un gran estrechamiento del conducto que únicamente puede superarse lateralmente, entre columnas de concreción, por una reducida gatera existente entre la bóveda y una gruesa costra pavimentaria que casi obstruye por completo el conducto original y sella claramente, hacia el Norte, la brecha de cantos calizos característica de la Sala de los Cíclopes.

- La Galería del Silo y la Galería Baja

A partir de aquí el conducto guarda notables similitudes en el resto de su trazado, si bien recibe diferentes denominaciones debido a que, en el sentido de su exploración histórica, entrando por Cueva Mayor y el Salón del Coro, se accede directamente a su zona intermedia, denominándose como Galería del Silo al tramo que permitía acceder a El Silo o Sima de los Huesos y como Galería Baja al que en sentido inverso se dirigía hacia el NE con varios sectores de secciones bastante reducidas (Plano 7, Alzados 1 y 6).

Una vez superada la gatera que aísla la Sala de los Cíclopes del resto del conducto, se accede al sector conocido popularmente como *La Fuente* (Lámina-Sección 35-37). Aquí puede observarse con claridad que, por debajo de la costra pavimentaria, las reactivaciones han labrado un nuevo conducto, con bóveda freática redondeada excavada en la propia plancha estalagmítica, de varios metros de espesor. Como ya se ha apuntado, en el extremo SO de este conducto reexcavado puede observarse la brecha calcárea de la Sala de los Cíclopes, claramente sellada por el potente espeleotema (Figura 4.90).

A partir de este punto, el conducto, de unos 200m de desarrollo proyectado, va a presentar unas dimensiones moderadas, con alturas medias de entre 1,5 y 3,5m y techos en

torno a los 1.001,5 y 1.005m de altitud, con chimeneas que alcanzan los 1.006 y 1.008m. Su dirección predominante es la SSE-NNO, aunque tiene un trazado sinuoso alternando preferentemente los sentidos de circulación NNE y NNO.

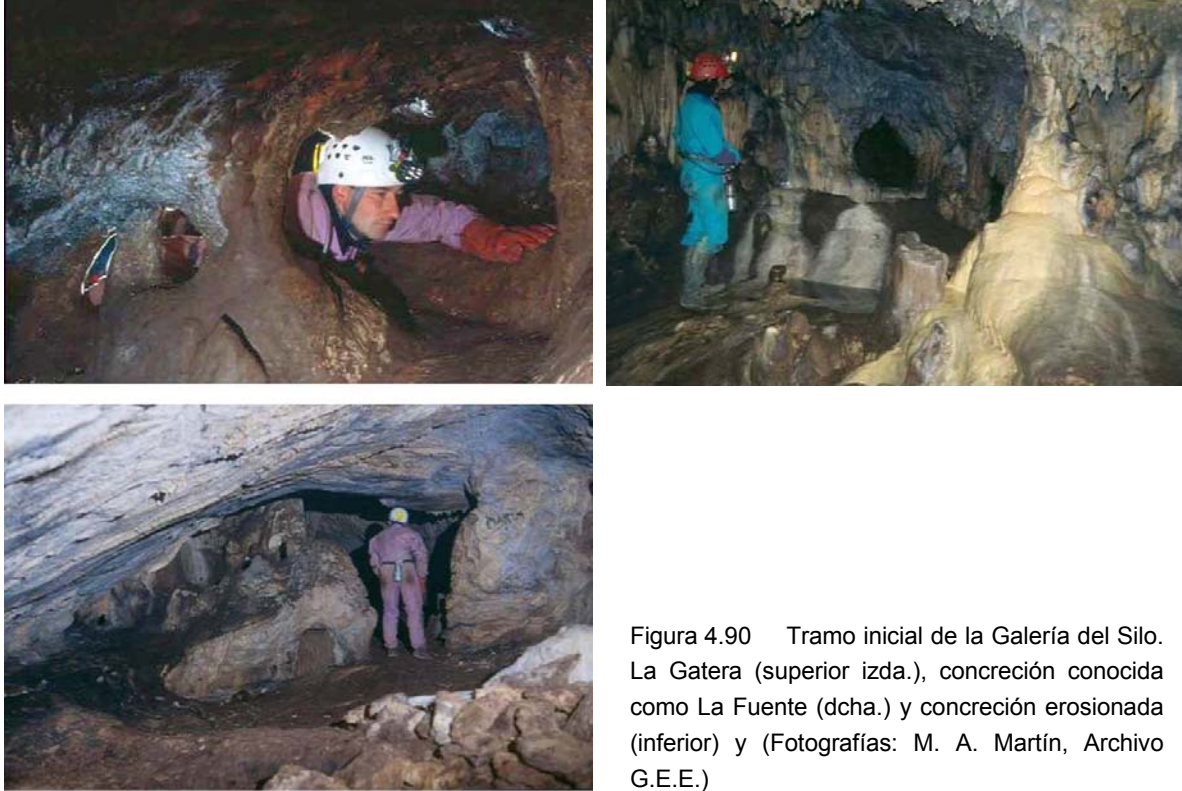


Figura 4.90 Tramo inicial de la Galería del Silo. La Gatera (superior izda.), concreción conocida como La Fuente (dcha.) y concreción erosionada (inferior) y (Fotografías: M. A. Martín, Archivo G.E.E.)

La sección del conducto está caracterizada por la presencia de litogénesis, aunque en menor profusión que en el piso superior. La potente plancha estalagmítica aparece frecuentemente a cotas próximas al techo de 1.000-1.003m, con evidentes signos de disolución hídrica, observándose otro nuevo tramo en que se ha labrado un conducto freático, algo más reducido que el anterior, en el propio espeleotema. No obstante, lo más común es que esas reactivaciones hayan erosionado los depósitos subyacentes, dejando pequeños pisos falsos de concreción, con huecos de entre 1 y 2m de altura para la Galería del Silo (Lámina-Sección 35-40 y Figuras 4.91 y 4.92) y escalones de 0,5-1m para el conducto de la Galería Baja (Lámina-Sección 41-45).

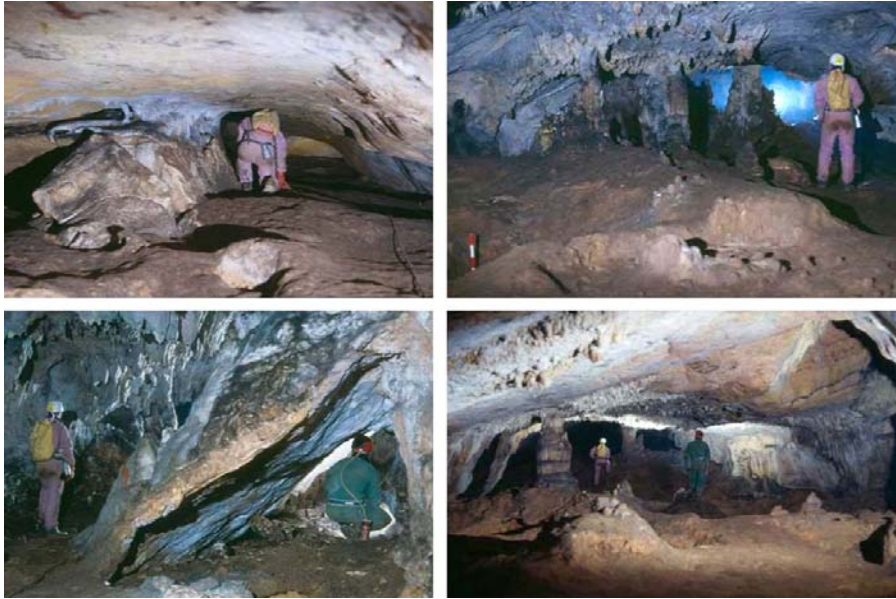


Figura 4.91 Diferentes tramos de la Galería del Silo, destaca la presencia de la erosión de las concreciones (figuras izquierdas) así como la potencia de sedimentos finos en los que se han excavado numerosos silos durante la Prehistoria reciente (Fotografías: M. A. Martín, Archivo G.E.E.)

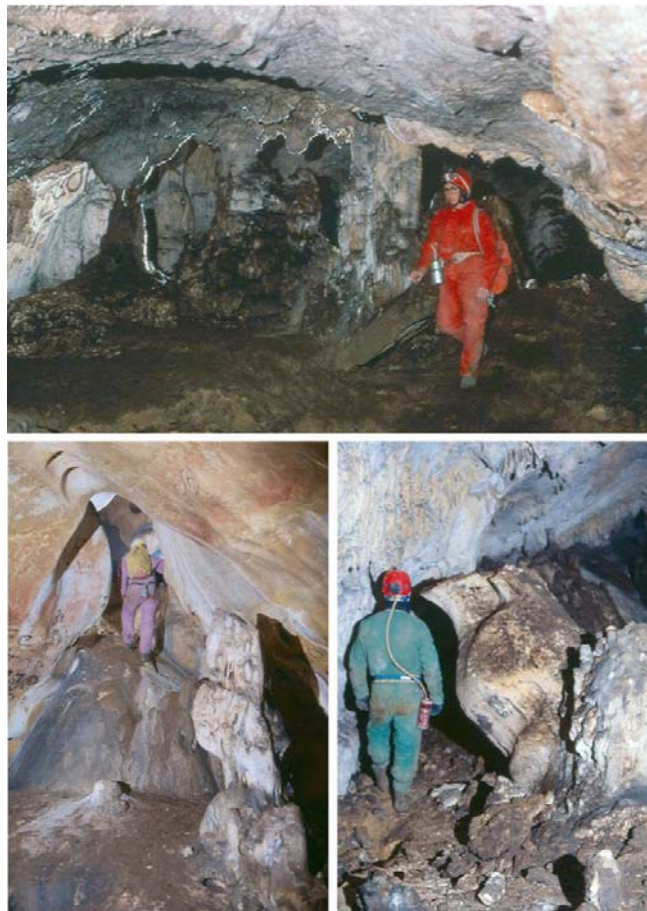


Figura 4.92 Detalles de la erosión y desplazamiento de las concreciones de los diferentes tipos de espeleotemas a lo largo de la Galería del Silo (Fotografías: M. A. Martín, Archivo G.E.E.)

También son frecuentes los espeleotemas erosionados, desplazados de la vertical o fracturados y rotos, que presentan un aspecto deslustrado y envejecido, hecho que se repetirá en toda la Galería del Silo y la Galería Baja (Alzado 6, Lámina-Sección 35-45). Estas concreciones deben corresponderse con fases de formación de espeleotemas durante eventos de paleomagnetismo negativos, según se desprende de la concreción erosionada y desplazada de la vertical analizada en la Galería Baja (Lámina-Sección 46: CM14-15 y Figura 4.93). Esta columna presenta claras huellas de corriente y disolución hídrica, producto de reactivación kárstica en períodos de grandes avenidas. No se conoce la base de la columna, pero una cata efectuada nos ha permitido saber que tiene una altura mínima sondeada de unos 2,5m, alcanzando al menos los 1.003,3m. Su techo se ha desplazado de la vertical unos 0,35m, de los que únicamente sobresale del sedimento un 1,5m del tramo superior de la columna. Éste es el único dato muestreado de concreciones erosionadas, pero por características morfológicas y situación altimétrica puede plantearse una correlación de formación a todo el conjunto de espeleotemas erosionados del segundo nivel (Figuras 4.93, 4.94 y 4.95).

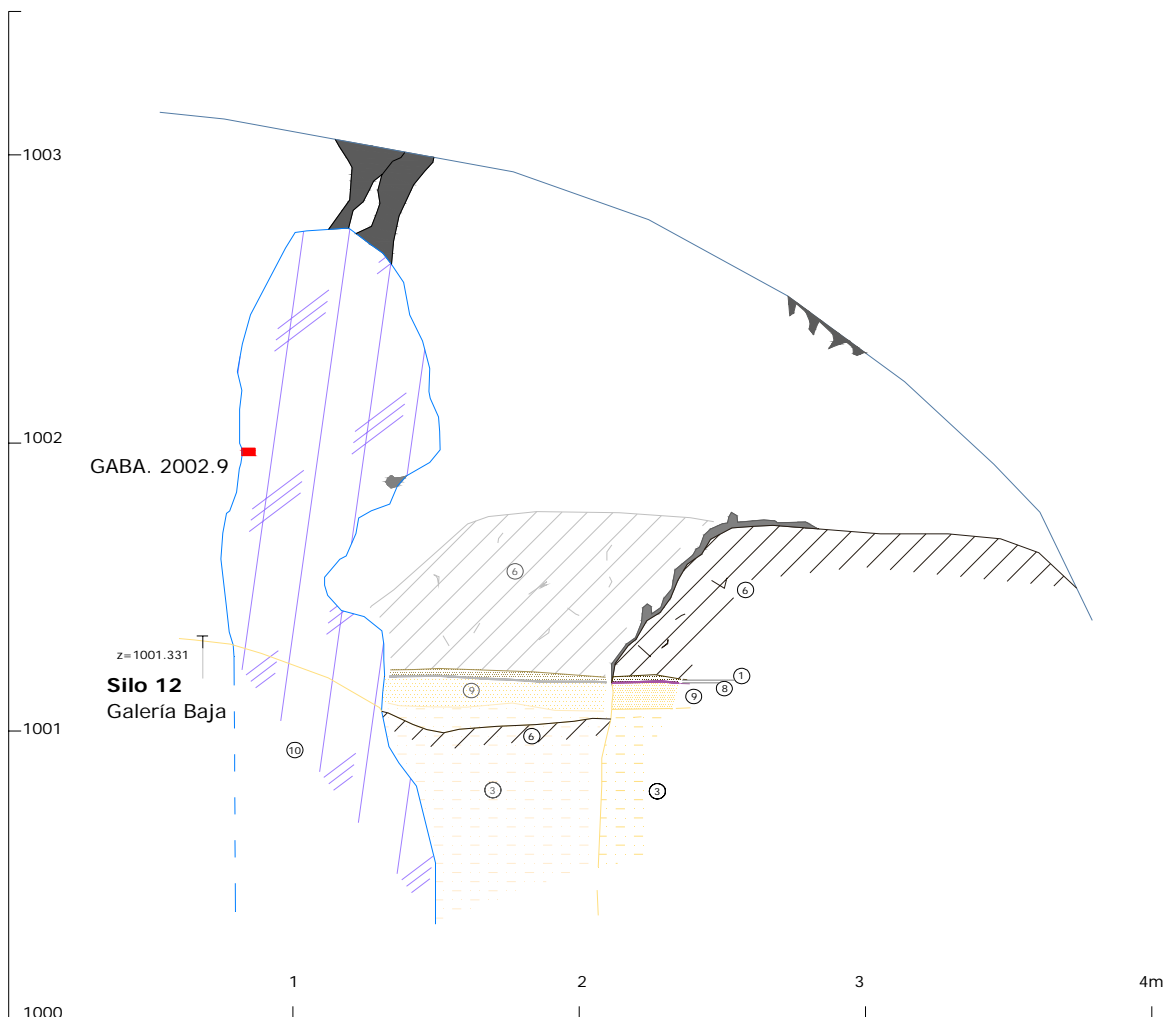


Figura 4.93 Silo 12 de la Galería Baja



Figura 4.94 Espeleotemas erosionados y fracturados por la acción de flujos y corrientes hídricas. Superior) concreciones del Silo 12. Inferior) concreción del tramo final de Galería Baja (Fotografías: M. A. Martín, Archivo G.E.E.)



Figura 4.95 Silo 12: excavación para controlar el desarrollo en profundidad del antiguo espeleotema que aparece parcialmente colmatado (Fotografías: M. C. Ortega)

En el inicio de la Galería Baja (Lámina-Sección 21: CM3) se documenta la presencia de una costra estalagmítica de 0,5m de espesor, que está erosionada a 1.006,5m s.n.m. y colgada unos 4,5m del suelo de la galería. Este pavimento se desarrolla desde el nivel de suelo de la Galería de las Estatuas, y presenta continuidad lateral con el espeleotema de flujo que recubre la galería del Primer Piso del sistema de Cueva Mayor, por lo que este espeleotema debe relacionarse con los desarrollados en el nivel superior.

Estos vaciados permiten conocer la naturaleza de los depósitos subyacentes, compuestos por facies finas, que presentan a techo arenas, limos y arcillas-limosas, laminadas, que se cargan de arcillas en profundidad. Esta es la secuencia general del tramo subhorizontal del segundo nivel del karst, pudiéndose comprobar en los diferentes silos que durante la Prehistoria reciente se excavaron en la Galería del Silo y la Galería Baja, con 34 y 40 estructuras negativas respectivamente (Alzado 11).

En el frente excavado de los silos más profundos se perfiló una pequeña columna para tomar analíticas con el fin de conocer su composición mineralógica, su campo de paleomagnetización y la presencia de polen. Como resultado de estos perfilados se descubrieron algunos restos arqueopaleontológicos lo que motivó una revisión exhaustiva de las paredes de estas excavaciones prehistóricas con el fin de controlar la presencia de restos.

Los silos muestreados han sido el 34, situado en el tramo intermedio de la Galería del Silo (Lámina-Sección 38: CM42, silo 34 GS) y el 13 de la Galería Baja (Lámina-Sección 41: CM12, silo 13 GB), al inicio de ésta, presentando secuencias coincidentes. La base de las mismas está caracterizada por arcillas plásticas, de decantación, originadas durante un evento

negativo, que van cargándose a techo de limos y arenas laminadas, para mostrar a muro de la secuencia espeleotemas de flujo (a cotas de 1.002,5m), intercalados con facies arenosas, que muestran un campo de magnetización positiva, campo normal que aparece a unos 0,3m del techo de la secuencia (J. M^a Parés *com. pers.*), relacionada con facies de limos-arenas laminadas, que conservan algunos restos de pólenes (Figuras 4.96 a 4.98).

Esta secuencia se completa con la presencia en algunos sectores de depósitos de guano de murciélago, así como, más puntualmente, de carbones u hogares antrópicos relacionados con las actividades de los grupos que habitaron este enclave durante la Prehistoria reciente.



Figura 4.96: Silo 34 de Galería del Silo (izquierda) y silo 13 de la Galería de Baja (derecha) (Fotografías: M. A. Martín)

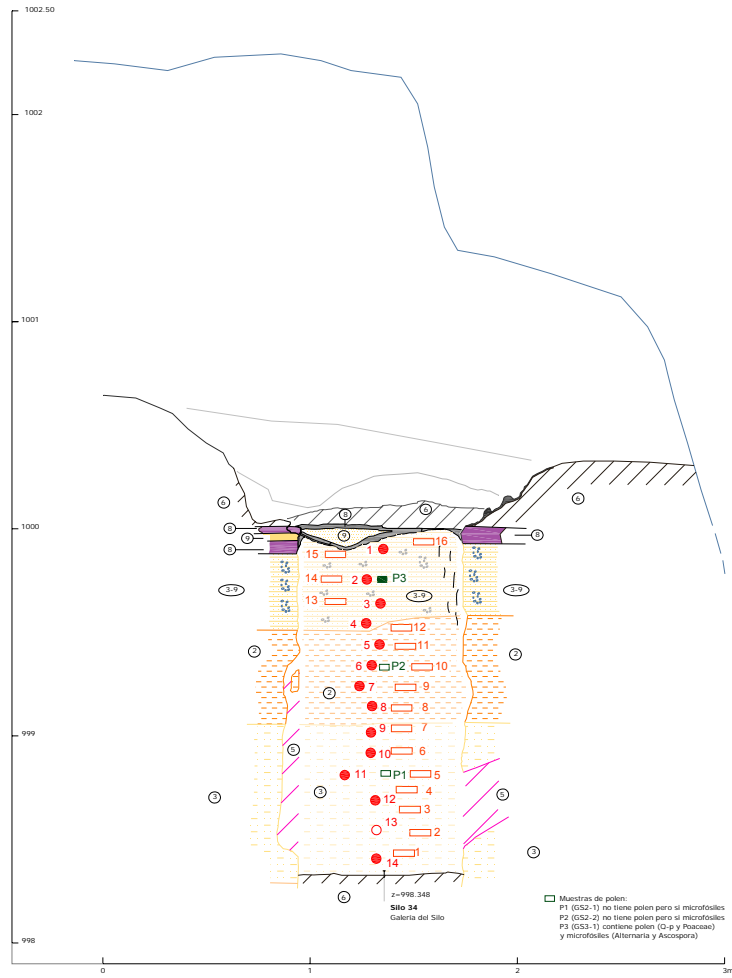


Figura 4.97 Sección del silo 34 de Galería del Silo.

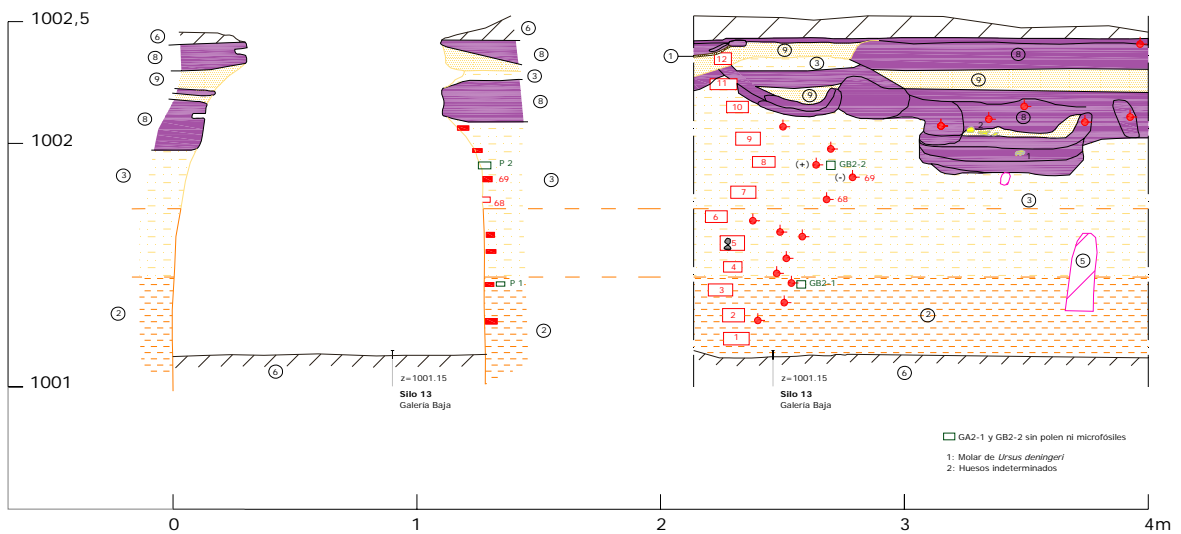


Figura 4.98 Sección y alzado del silo 13 de Galería Baja

La toma de muestras para analítica sobre la composición mineralógica se realizó cada 10cm en ambos silos, iniciando la serie en la parte baja de la secuencia. También se ha tomado una muestra del nivel de arenas finas que aparece en el corte del silo 25 de la Galería Baja. Estas muestras han sido tratadas con la técnica de Difracción de Rayos X (DRX), en la Universidad del País Vasco, bajo el control de A. Aramburu. Del estudio de la mineralogía se destaca la uniformidad de las muestras, destacando los valores predominantes del mineral de cuarzo, seguidos de los filosilicatos, entre los que resaltan las illitas (Tabla 4.5-4.7). En el silo 13 de la Galería Baja la presencia de la concreción a techo se remarca con valores significativos de calcita.

En todas las muestras de Agregados Orientados de los silos 34 y 13 se ha detectado pequeñas cantidades de goethita (FeOOH), no detectable en difracción de muestra total, responsable del color anaranjado-rojizo de las muestras.

Por su parte, el análisis mineralógico del nivel arenoso del silo 25 de la Galería Baja, ha identificado una composición con un dominio de cuarzo con presencia de hidroxiapatito (30%), destacando entre los filosilicatos la presencia de la illita y la sepiolita, un silicato de manganeso no documentado en otras muestras. El hidroxiapatito es un mineral que aparece en pequeñas cantidades en algunas muestras, concentrándose en pequeños nodulos milimétricos de tonos claros, identificado en el sedimento del silo 34 de la Galería del Silo y en el nivel arenoso del 25, arriba citado. (Figuras 4.97 y 4.99-4.100).

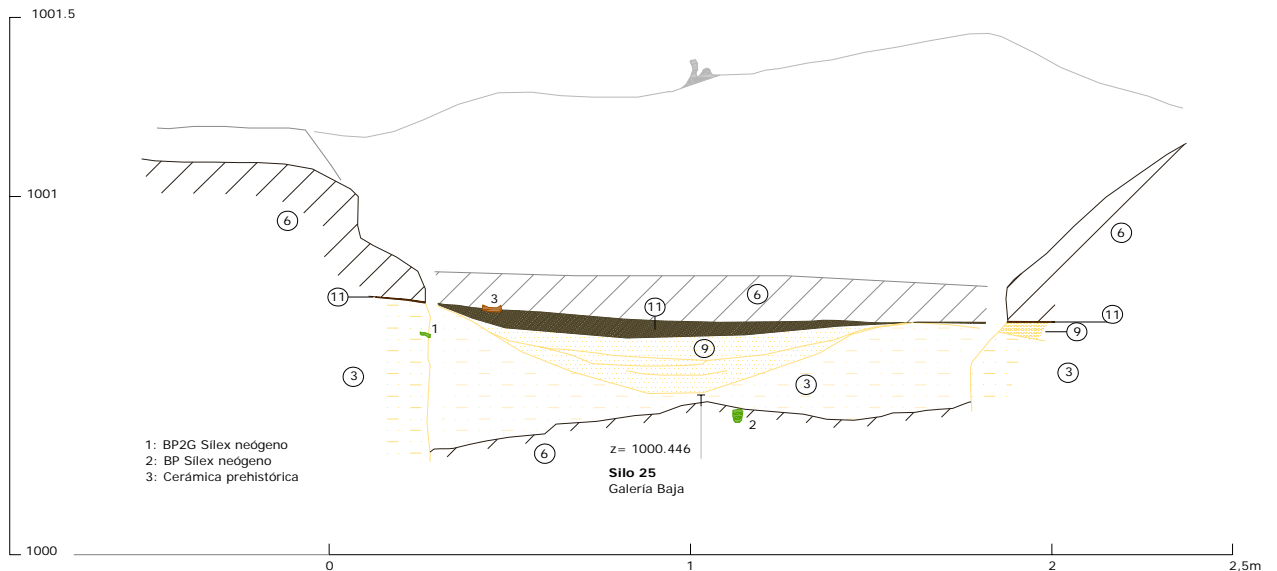


Figura 4.99 Sección del silo 25 de Galería Baja



Figura 4.100 Detalle del corte descubierto en el frente del silo 25 de Galería Baja, con limos-arcillosos, arenas finas que constituyen la secuencia natural, sobre la que aparece un nivel de carbones correspondiente a un hogar prehistórico, parcialmente destruido y sellado por la construcción del silo (Fotografías: M. C. Ortega)

En el silo 13 de la Galería Baja, entre las facies arenosas existentes entre los niveles de costra estalagmítica, se documentan restos óseos, de los que se ha podido identificar un molar de *Ursus deningeri*, dato concordante con la polaridad positiva registrada (J. M^a Parés *com. pers.*) para la formación del espeleotema, dado que esta especie se desarrolla durante el Pleistoceno medio, confirmando que se está ante el campo magnético relacionado con el cron Bruhnes (Figuras 4.96 derecho y 4.98).

El esquema de la secuencia muestra la presencia de sedimentos finos con una polaridad paleomagnética negativa que pasa a positivo hacia el techo de la misma, sobre la que aparece una costra estalagmítica también positiva, muestreada en varios puntos del tramo inicial de la Galería Baja, en concreto en los silos identificados como A, 1-3, y 13, así como en la colada parietal representada en la sección 13. Este esquema se reproduce en la Galería del Silo, con la peculiaridad de la ausencia de la costra estalagmítica en la secuencia descubierta por la acción antrópica.

Además, la secuencia de los silos ha puesto de manifiesto la existencia de varias fases de concreciones. La colada parietal del tramo de la sección 13 aparece fracturada, mostrando el techo de las facies finas de interior, que presentan una polaridad positiva. Sobre dicha facies se desarrolla la colada estalagmítica, caracterizada por un campo normal, con restos de équido en su base, aunque la marginalidad del hallazgo (una pieza dental) no permite identificar nada más que a nivel de especie (*Equus sp.*). Sobre la plancha estalagmitita positiva se desarrollan pequeñas columnas de aspecto joven, que han reflejado polaridades magnéticas diferentes (J. M^a Parés *com. pers.*): una de las columnas es positiva y otra inversa y están siendo objeto de estudio (Lámina-Sección 42 y Figuras 4.101 a 4.103).

Muestra	Sigla difractograma	Peso (g) Total muestra	Peso (g) Fracción <2 μ m	% <2 μ m	% Qz	% FdK	Filosilicatos			
							%	% Esmectita	% Illita	% Caolinita
Silo 34 - 1	3401	20,76	3,31	15,94	68	2	30	18	66	16
Silo 34 - 2	3402	20,77	3,22	15,50	75	2	23	22	62	16
Silo 34 - 3	3403	20,57	3,13	15,22	74	4	24	19	65	16
Silo 34 - 4	3404	20,26	3,29	16,24	80	1	19	26	59	15
Silo 34 - 5	3405	20,76	2,33	11,22	87	-	13	27	56	17
Silo 34 - 6	3406	20,57	3,35	16,29	73	2	25	22	66	12
Silo 34 - 7	3407	20,06	3,71	18,49	68	-	32	19	69	12
Silo 34 - 8	3408	20,35	4,26	20,93	63	-	37	25	61	14
Silo 34 - 9	3409	20,06	4,38	21,83	70	-	30	14	76	10
Silo 34 - 10	3410	19,85	3,77	18,99	75	-	25	24	63	13
Silo 34 - 11	3411	19,78	4,23	21,38	52	-	48	25	62	13
Silo 34 - 12	3412	19,33	4,35	22,50	55	2	43	13	74	13
Silo 34 - 13	3413	20,45	5,10	24,94	63	-	37	12	78	10
Silo 34 - 14	3414	20,12	5,16	25,65	65	6	29	16	72	12
Silo 34 - 15	3415	19,89	5,07	25,49	61	3	36	22	65	13
Silo 34 - 16	3416	19,60	4,34	22,14	68	-	32	13	75	12

Tabla 4.5 Mineralogía de Muestra Total de los sedimentos del silo 34 de la Galería del Silo, mediante Difracción de Rayos X (DRX) y de la fracción < 2 μ m para Agregados Orientados.

Muestra	Sigla difractograma	Peso (g) Total muestra	Peso (g) Fracción <2µm	% <2µm	% Qz	% FdK	% Calc	Filosilicatos			
								%	% Esmectita	% Illita	% Caolinita
Silo 13 - 1	1301	28,14	4,22	14,99	86	-	-	14	15	67	18
Silo 13 - 2	1302	21,03	4,34	20,64	68	1	-	31	15	67	18
Silo 13 - 3	1303	26,92	5,10	18,94	74	1	-	25	14	72	14
Silo 13 - 4	1304	25,56	5,08	19,87	72	-	-	28	13	71	16
Silo 13 - 5	1305	25,82	4,88	18,90	70	5	-	25	18	68	14
Silo 13 - 6	1306	23,11	5,33	23,06	72	1	-	27	12	71	17
Silo 13 - 7	1307	23,97	7,38	30,79	75	2	-	23	12	73	15
Silo 13 - 8	1308	33,85	4,79	14,15	70	-	-	30	10	75	15
Silo 13 - 9	1309	32,52	7,05	21,68	68	1	-	31	15	69	16
Silo 13 - 10	1310	26,63	3,88	14,57	54	2	15	29	15	66	19
Silo 13 - 11	1311	29,81	4,03	13,52	55	-	22	23	9	76	15
Silo 13 - 12	1312	23,36	3,61	15,43	60	3	11	26	14	73	13

Tabla 4.6 Mineralogía de Muestra Total de los sedimentos del Silo 13 de la Galería Baja, mediante Difracción de Rayos X (DRX) y de la fracción < 2µm (Agregados Orientados).

Muestra	Sigla difractograma	%Qz	%FdK	%Calc	%HAP	Filosilicatos				
						%	%Esmectita	%Illita	%Caolinita	%Sepiolita
Silo 25	GS1	63	-	-	30	7	-	59	8	33

Tabla 4.7 Mineralogía de Muestra Total de los sedimentos del Silo 25 de la Galería Baja, mediante Difracción de Rayos X (DRX) y de la fracción < 2µm (Agregados Orientados).

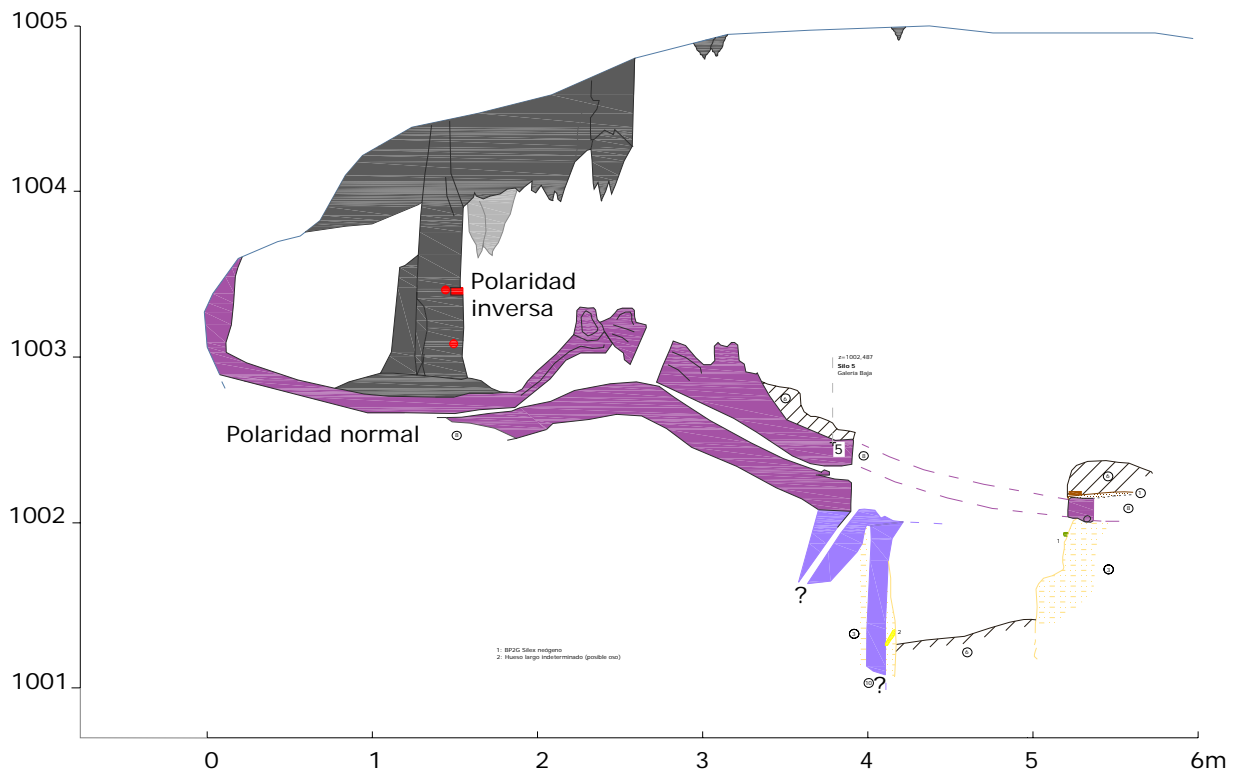


Figura 4.101 Sección del silo 5 de Galería Baja

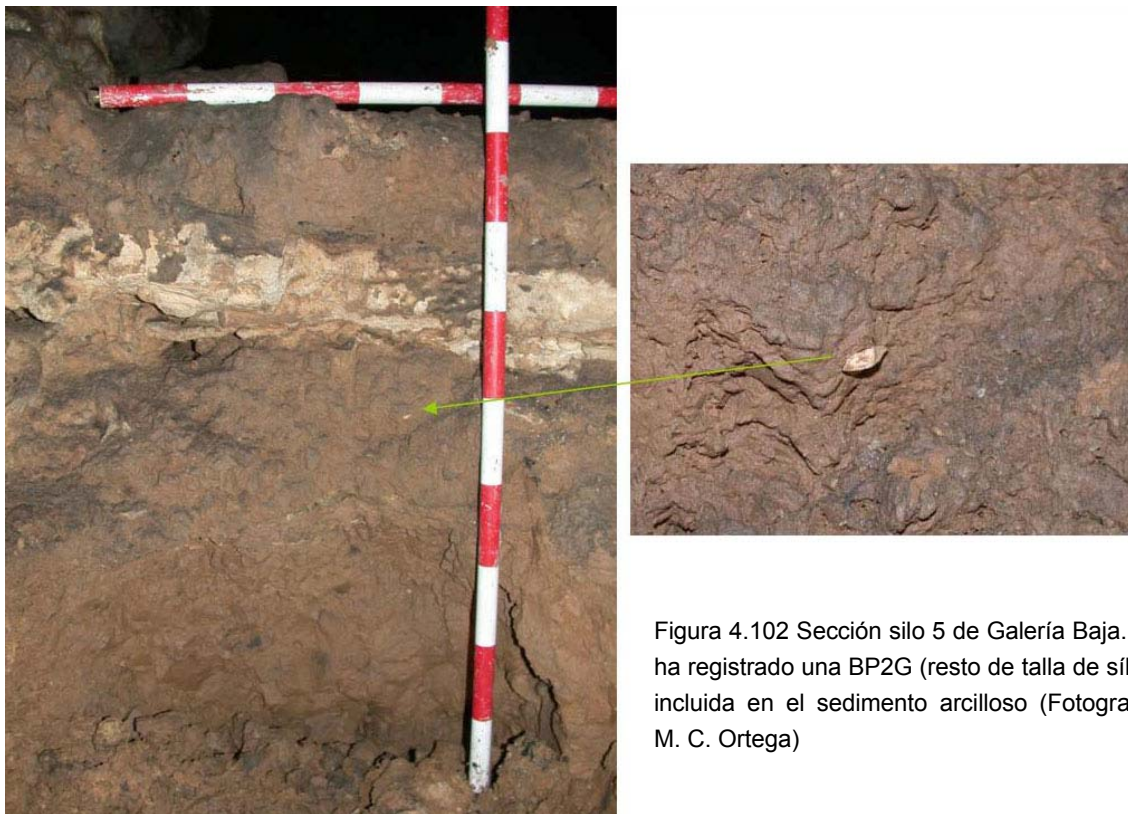


Figura 4.102 Sección silo 5 de Galería Baja. Se ha registrado una BP2G (resto de talla de sílex) incluida en el sedimento arcilloso (Fotografía: M. C. Ortega)



Figura 4.103 Espeleotemas de Galería Baja, sección CM13, muestreadas por J.M. Parés (Fotografía: M. A. Martín)

La relación cronológica de esta secuencia debe plantearse desde el total del conjunto estudiado, sector de silos de la galería del Silo (situado en la mitad distal de su trazado) y el de la Galería Baja, situados en el tramo inicial y con mayor representación. El estudio del conjunto de las secuencias vistas en las estructuras antrópicas de la Galería Baja ha puesto de manifiesto un mismo patrón sedimentario, en el que se localizan en profundidad, arcillas de decantación que se cargan en arenas, pasando a facies limosas y arenosas a techo, sellado por una costra, mostrando una polaridad negativa en la base y positiva a techo. En este tramo de la secuencia es relativamente frecuente encontrar elementos arqueopaleontológicos, con hallazgos tanto de restos fósiles como piezas de industria lítica en 21 silos de los 40 que se excavaron en la Galería Baja.

Entre los elementos de industria lítica se han identificado o recogido treinta y dos piezas en los cortes de dieciséis silos. Constituyen un conjunto caracterizado por presentar elementos finos, de poco espesor, con un predominio de categorías de BP (con 16 ejemplares), seguido de pequeñas BP2G-restos de talla (con 7), BN2^aG (con 5), BN1^aG (con 2) y dos fragmentos indeterminados, elaborados predominantemente en sílex neógeno, con representación uniforme de las piezas de sílex cretácico y cuarcita (Tabla 4.8).

Se trata de piezas muy heterométricas, con BP2G, de apenas 1cm, en sílex neógenos hasta elementos bifaciales y lascas e instrumentos retocados de sílex cretácico, cuarcita o rocas metamórficas de entre 5cm hasta 10cm de largo, cuyas cara dorsales reflejan secuencias de talla centripeta, sin córtex, con productos acabados de pequeño y mediano formato, a excepción de una gran lasca de desbastado de núcleo de sílex neógeno (Figura 4.104-106, 4.113, 4.118, 4.124 y 4.139).

A este conjunto de industria lítica hay que añadir un pequeño grupo de piezas descontextualizadas (Tabla 4.9), localizadas en la superficie del silo, junto a madrigueras o la superficie de la secuencia geológica, así como entre el echadizo antrópico resultado de la construcción de los silos (silos 16, 21, 25, 28 y 36) (Figuras 4.107-4.115), que representan a un total de 10 piezas, destacando el predominio absoluto de las BP de sílex neógeno, y representación mínima de BP2^aG y de una BN2^aG.

Una pieza bifacial de gran formato se recuperó en la Galería Baja, en las labores de topografía de los años setenta por parte del Grupo Espeleológico Edelweiss, y se entregó, en los años ochenta, a E. Carbonell con la finalidad de que dispusiese de todo el registro lítico pleistoceno del Sistema Cueva Mayor-Cueva del Silo.

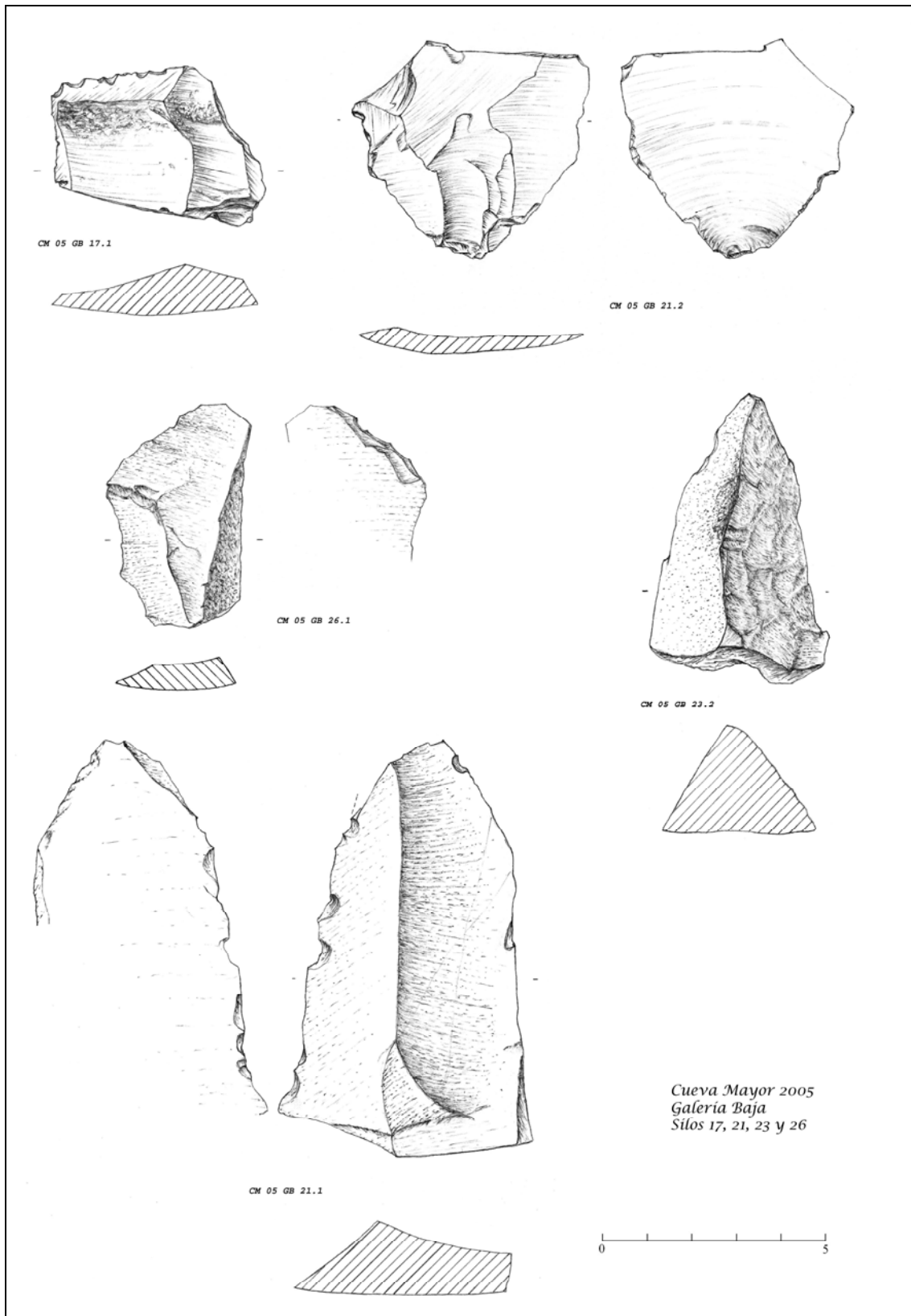


Figura 4.104 Industria lítica recuperada en los silos 17, 21, 23 y 26 de Galería Baja (Dibujos: J. M. Carnicero)

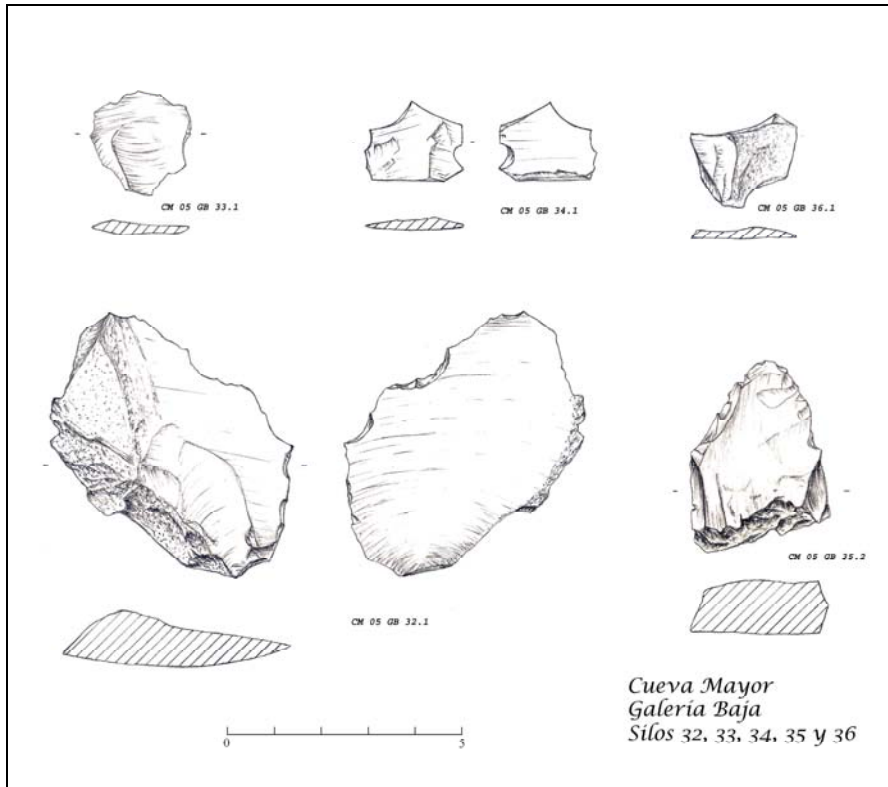


Figura 4.105 Industria lítica recuperada en los silos 32-36 de Galería Baja (Dibujos: J. M. Carnicero)

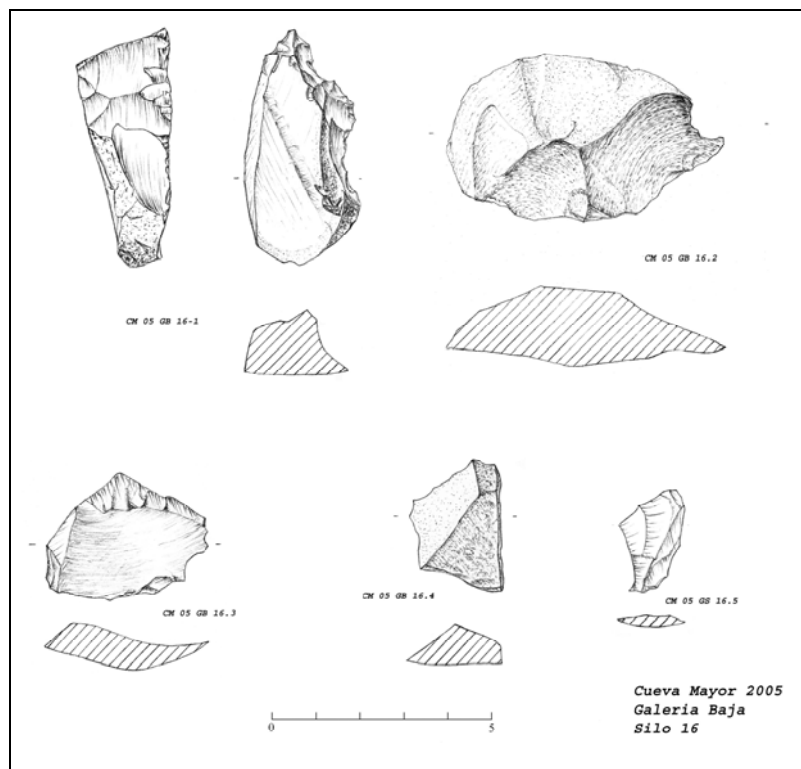


Figura 4.106 Industria lítica recuperada en el silo 16 de Galería Baja (Dibujos: J. M. Carnicero)

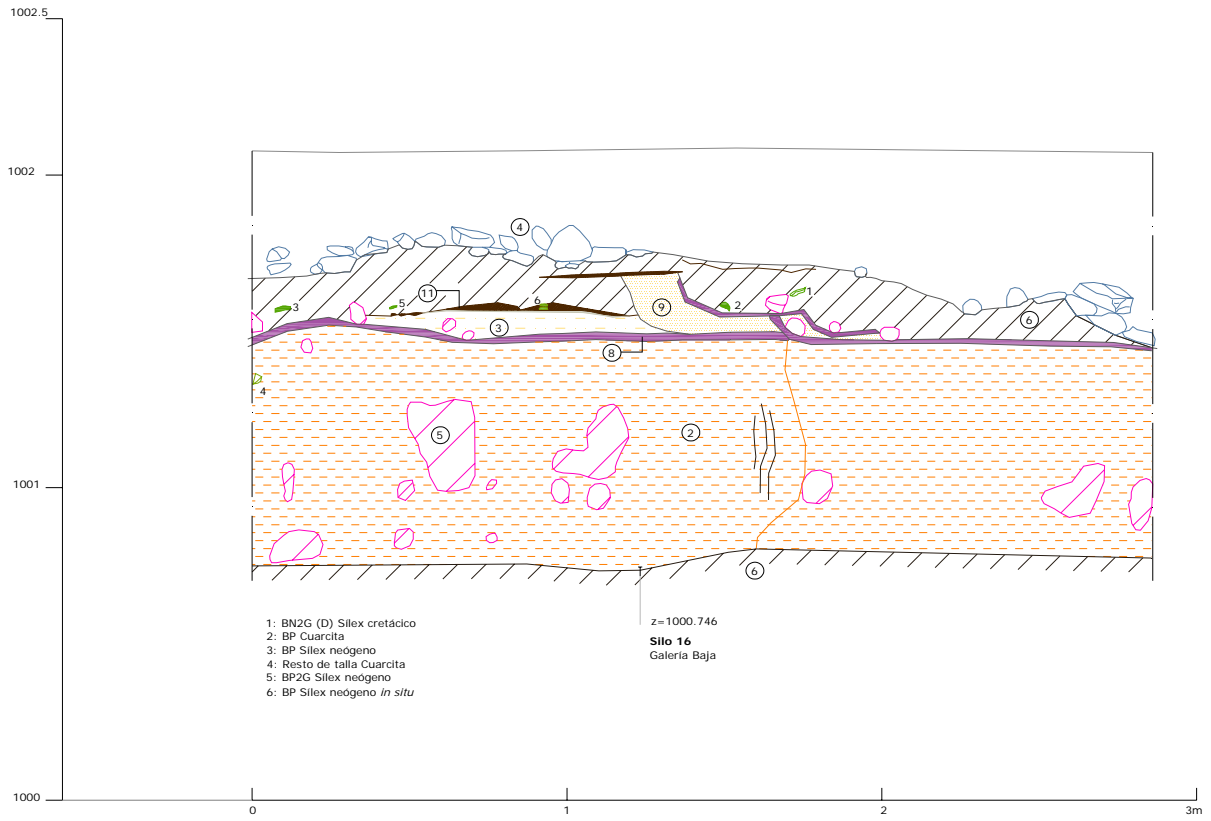


Figura 4.107 Silo 16 de Galería Baja



Figura 4.108 Silo 16 de Galería Baja y detalles de la localización de las industrias líticas (Fotografías: M. C. Ortega y R. García)

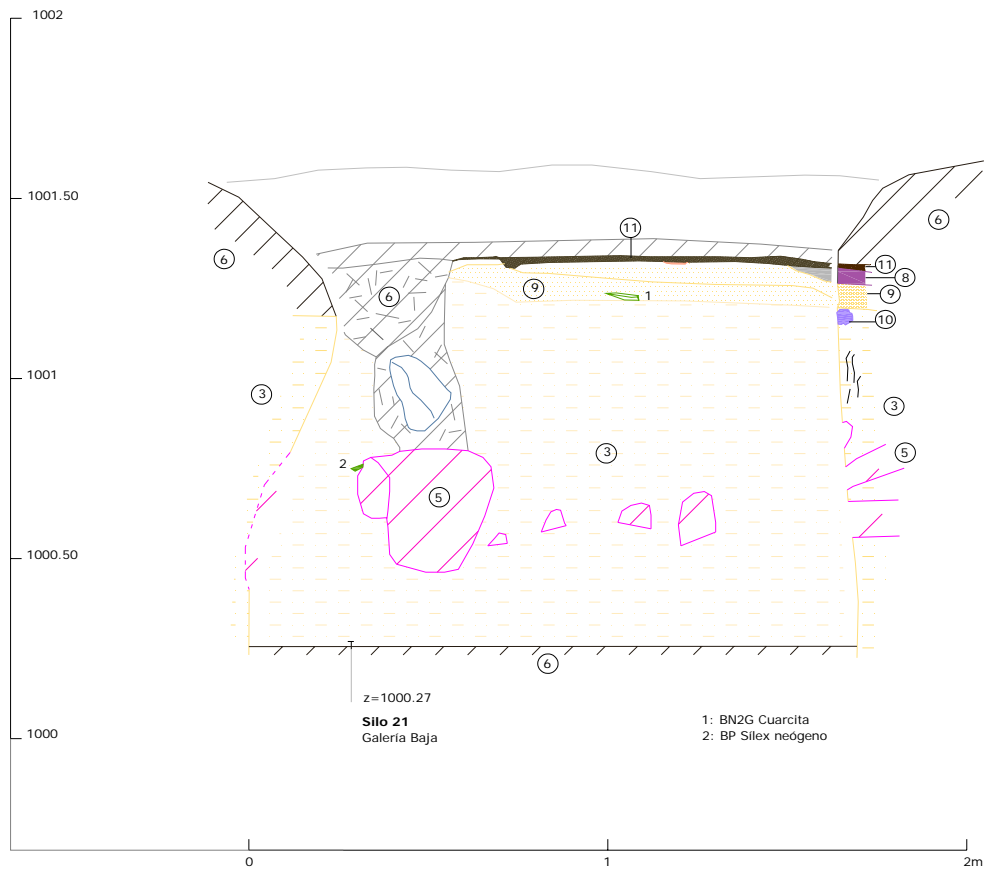


Figura 4.109 Silo 21 de Galería Baja

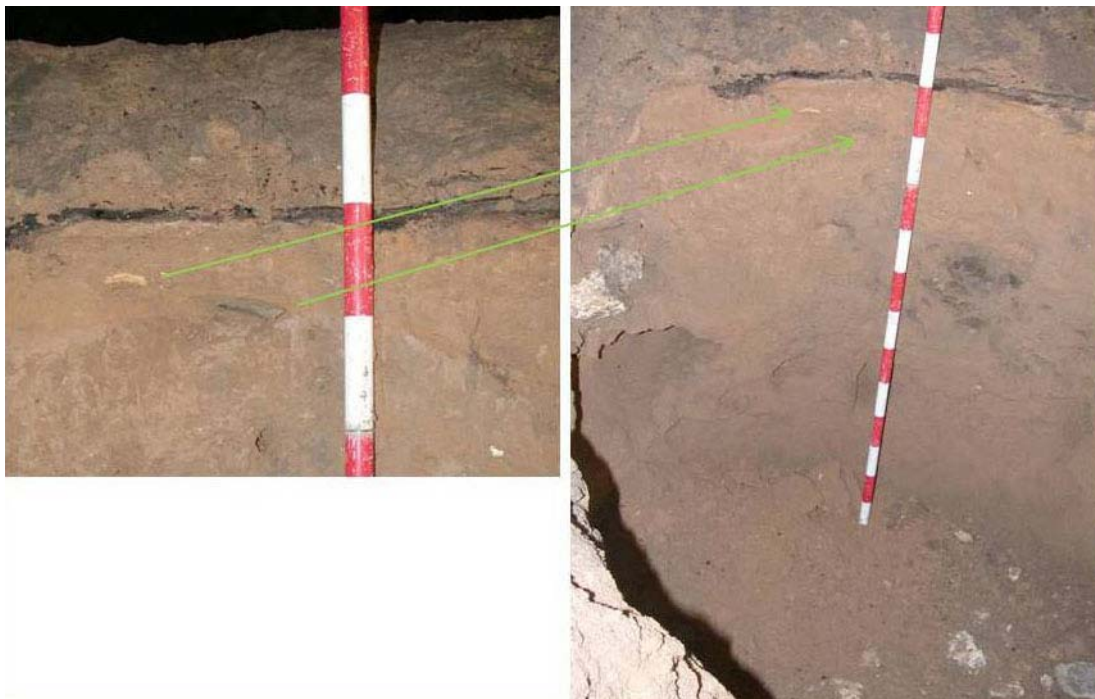


Figura 4.110 Industrias líticas en los sedimentos del silo 21 de Galería Baja (Fotos A. I. Ortega)

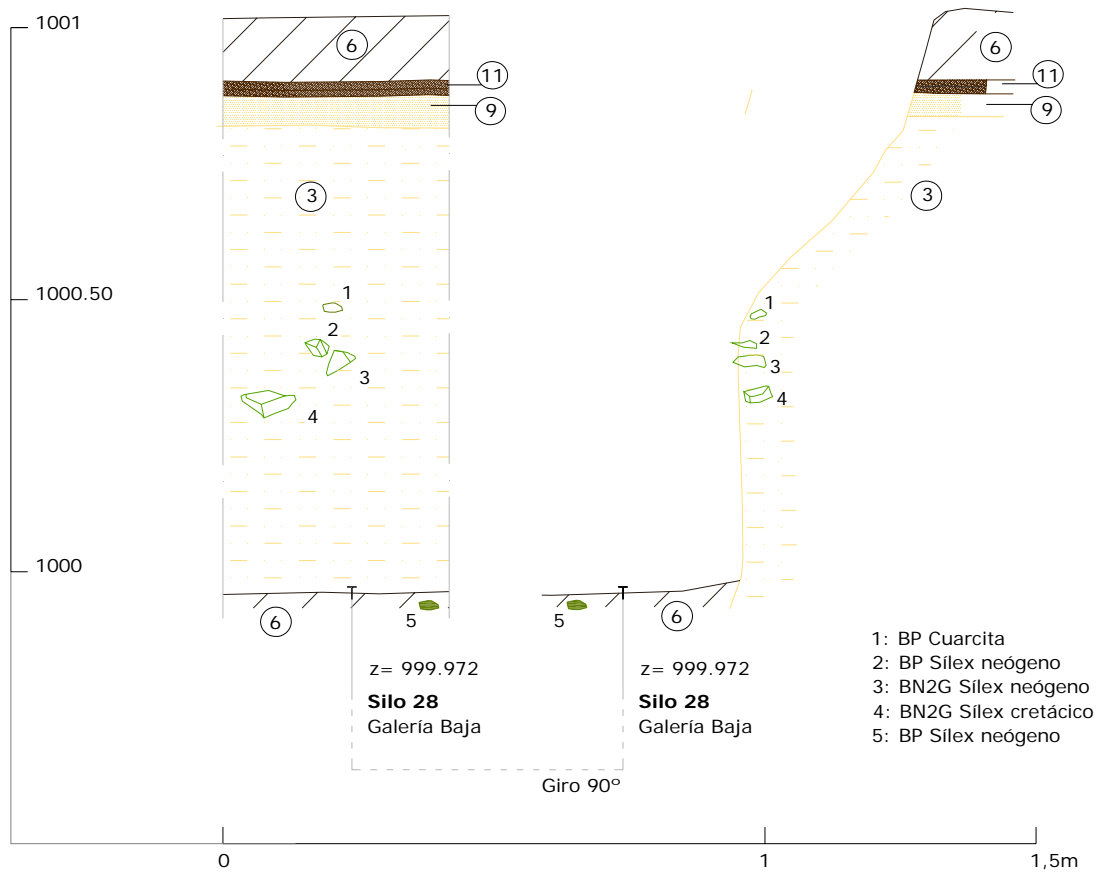


Figura 4.111 Silo 28 de Galería Baja

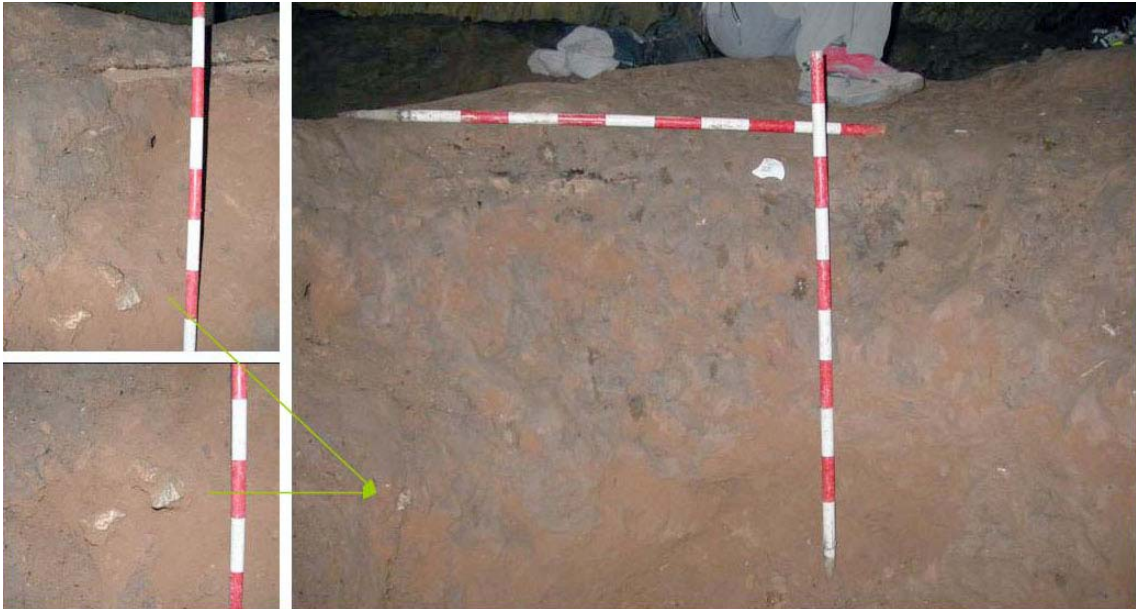


Figura 4.112 Piezas de industria lítica incluidas en el sedimento del Silo 28 de Galería Baja (Fotografías: L. Rodríguez y M. C. Ortega)

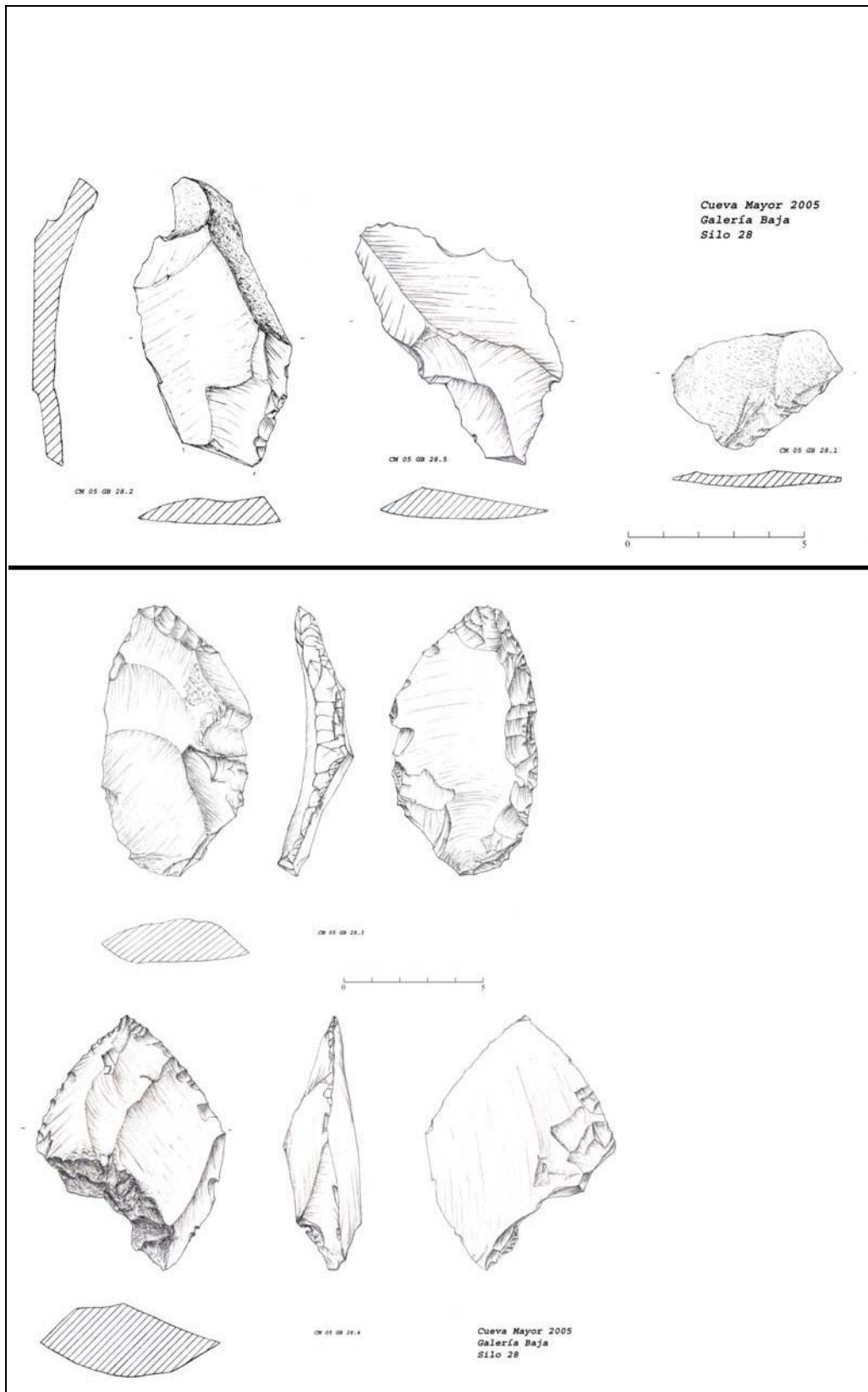


Figura 4.113 Industria lítica recuperada en el silo 28 de Galería Baja (Dibujos: J. M. Carnicero)

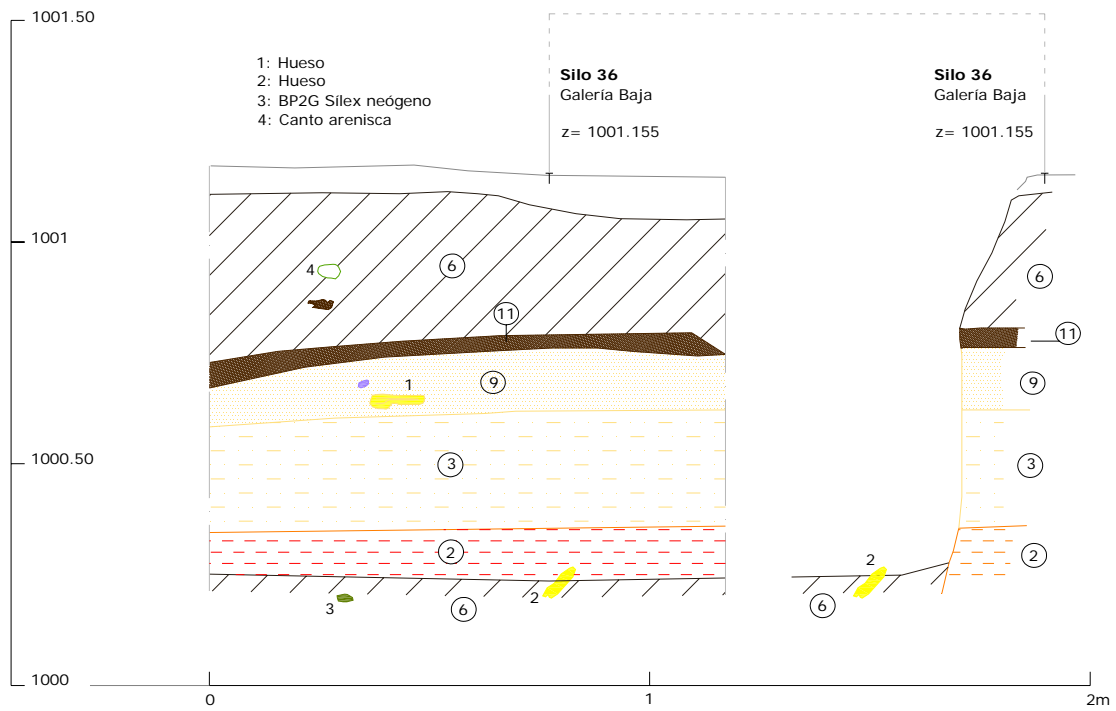


Figura 4.114 Silo 36 de Galería Baja



Figura 4.115 Restos óseos en el sedimento del silo 36 de Galería Baja

Tabla 4.8. Silos de la Galería Baja con elementos arqueo-paleontológicos en su secuencia estratigráfica

Lugar	Polaridad		Clastos de Concreción	Industria lítica													Hueso		
	Sedimento +/-	Costra +/-		BP2G (restos de talla)			BP			BN1G			BN2G			Fragmentos			
				Cuarc.	Sílex Cret.	Sílex Neóg.	Cuarc.	Sílex Cret.	Sílex Neóg.	Cuarc.	Sílex Cret.	Sílex Neóg.	Cuarc.	Sílex Cret.	Sílex Neóg.	Cuarc.		Sílex Cret.	Sílex Neóg.
Silo A	+/-	+				1													X
Sec.13	+	+/-																	équido
S1		+				1													oso
S5		+/-																	
S11			X																
S12		-																	
S13	+/-	+																	oso
S14											1								X
S15			X			1	4	1			1		1						X
S16						1													
S17											1							1	
S21			X										1						
S23							1								1				
S24			X																X
S25						1													
S26							1												
S27			X				1								1				
S28							1				2			1	1				
S32											2								
S33			X			1													
S34						1													
S35	Marga									1		1							
S36			X																X
S37			X																
S39																			Oso
S40																			Oso Carnív.
Lateral																			Équido
Subtot.						1		6	4	4	8		1	1	1	2	2	1	1
Totales						7			16			2			5			2	

Tabla 4.9. Silos de la Galería Baja con elementos arqueo-paleontológicos descontextualizados

Lugar	Industria lítica															Hueso
	BP2G (restos de talla)			BP			BN1G			BN2G			Fragmentos			
	Cuarc.	Sílex Cret.	Sílex Neóg.	Cuarc.	Sílex Cret.	Sílex Neóg.	Cuarc.	Sílex Cret.	Sílex Neóg.	Cuarc.	Sílex Cret.	Sílex Neóg.	Cuarc.	Sílex Cret.	Sílex Neóg.	
S16			1	1		3					1					
S21						1										
S24																X
S25						1										
S28						1										
S36			1													X
Subtot.			2	1		6					1					
Totales	2			7						1						

Tabla 4.10. Silos de la Galería del Silo con elementos arqueo-paleontológicos en su secuencia estratigráfica

Lugar	Paleomagnetismo		Clastos de Concreción	Industria lítica															Hueso
	Sedimento +/-	Costra +/-		BP2G (restos de talla)			BP			BN1G			BN2G			Fragmentos			
				Cuarc.	Sílex Cret.	Sílex Neóg.	Cuarc.	Sílex Cret.	Sílex Neóg.	Cuarc.	Sílex Cret.	Sílex Neóg.	Cuarc.	Sílex Cret.	Sílex Neóg.	Cuarc.	Sílex Cret.	Sílex Neóg.	
S1																			
S2																		X	
S3																		oso	
S14								1											
S16			X															équido	
S24								1											
S34	+/-																		
Subtot.								2											
Total							2												

En la Galería del Silo se ha documentado. de igual forma. la presencia de elementos líticos, pero con una representación mínima, ya que únicamente se han recuperado dos BP de sílex neógeno, procedentes de los silos 14 y 24, destacando la pieza del primer silo por corresponder a una lasca de extracción centrípeta típica levallois (Figuras 4.116-4.118).

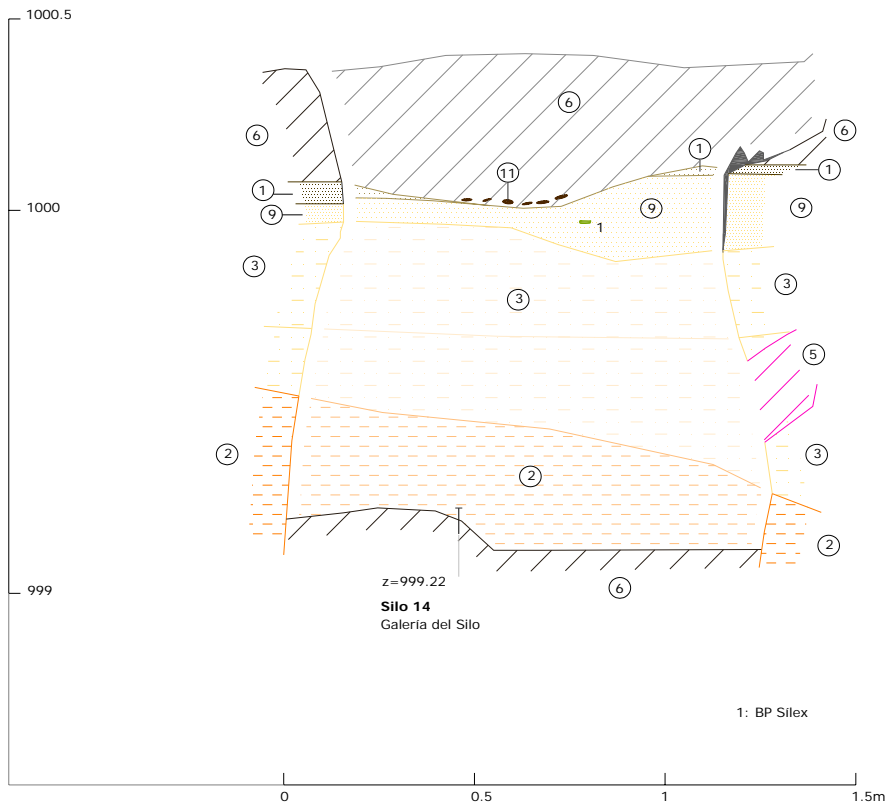


Figura 4.116 Silo 14 de Galería del Silo



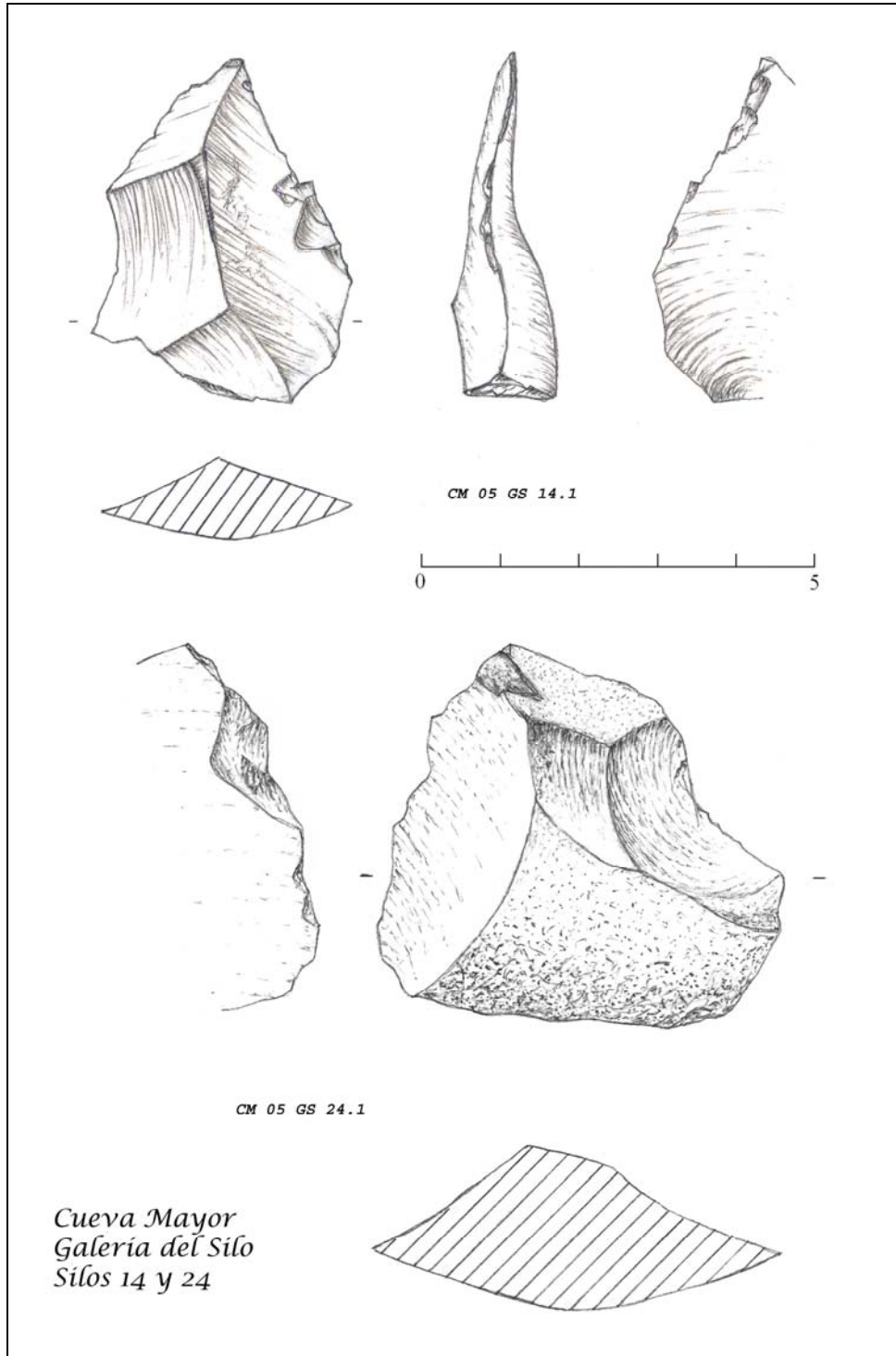


Figura 4.118 Industria lítica recuperada en los silos 14 y 24 de Galería del Silo (Dibujos: J. M. Carnicero)

La tipología de las piezas corresponde a un conjunto lítico pleistoceno, bastante heterogéneo, en donde el predominio de lascas no permite aportar una relación cultural concreta al conjunto. Algunos elementos de pequeño formato podrían relacionarse con el conjunto industrial del Modo 1, hallado en TD6, mientras que otros ejemplares apuntarían a

tipos del Modo 2 o incluso Modo 3, de mayor formato y relacionados con piezas recuperadas en los niveles superiores de Elefante.

En los frentes sedimentarios descubiertos en los silos también es fácil registrar fragmentos óseos de animales (Tabla 4.9 y 4.10). Entre estos restos destacan las carcasas de osos, por su abundancia y por localizarse próximos o en el contacto del nivel de superficie original pleistocena y aparecer los restos en conexión anatómica, aunque la excavación de los silos destruyera parcialmente los esqueletos.

Por otra parte, restos óseos, principalmente correspondientes a fragmentos indeterminados de huesos largos, se localizan claramente entre las facies limosas, que han sido aportadas junto con el sedimento, reconocidos en los silos A, 14, 15, 24 y 36 de la Galería Baja (Figuras 4.119-4.126) y silos 2 y 3 de la Galería del Silo. Lamentablemente, la mayor parte de estas piezas no han podido ser identificadas ni anatómicamente ni a nivel de especie, aunque sí corresponden con elementos fósiles, que en el caso de dos piezas dentales se ha podido determinar que corresponden a équidos (*B. Sánchez com. pers.*) (silo 16 Galería del Silo) (Figura 4.427). Una de esta piezas se recuperó entre el sedimento fino adosado a la base de la colada parietal de la sección 13 de la Galería Baja y la segunda procede del silo 16 de la Galería del Silo (figura 4.127 y 4.128). Esta pieza se recuperó en los años noventa para investigar sobre técnicas de datación a partir del esmalte, por parte del equipo del CSIC de Barcelona, en vinculación con los trabajos que dirige C. Falguères.

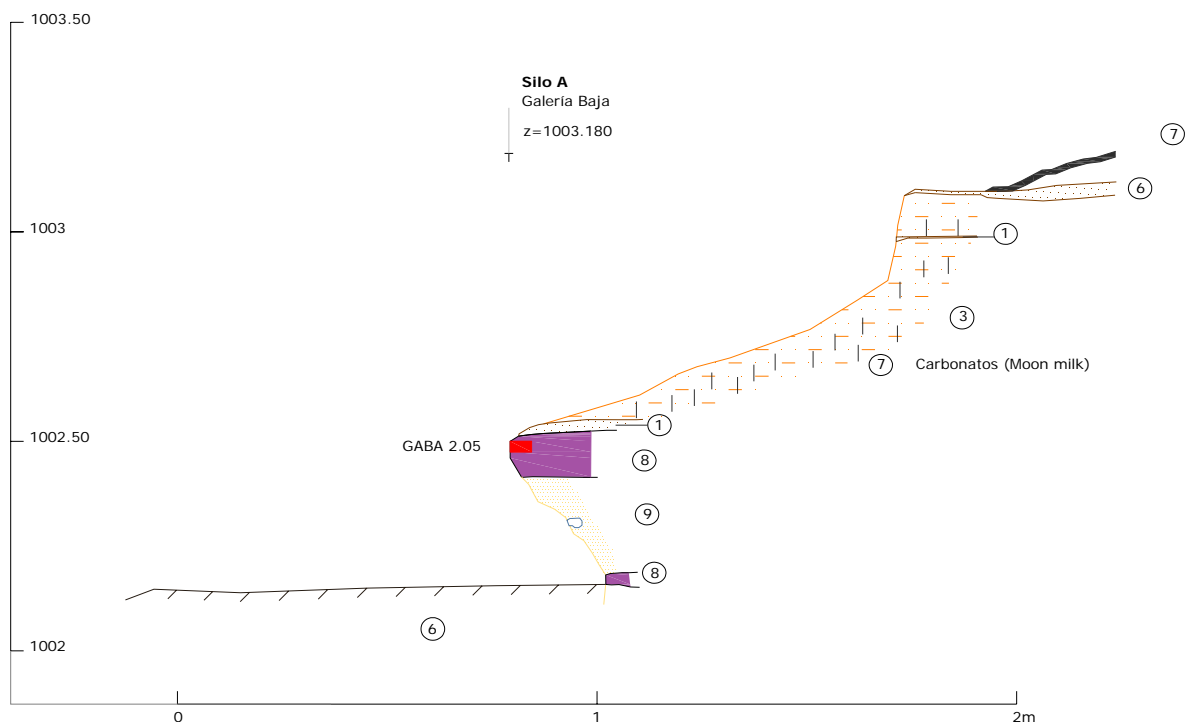


Figura 4.119 Silo A de Galería Baja

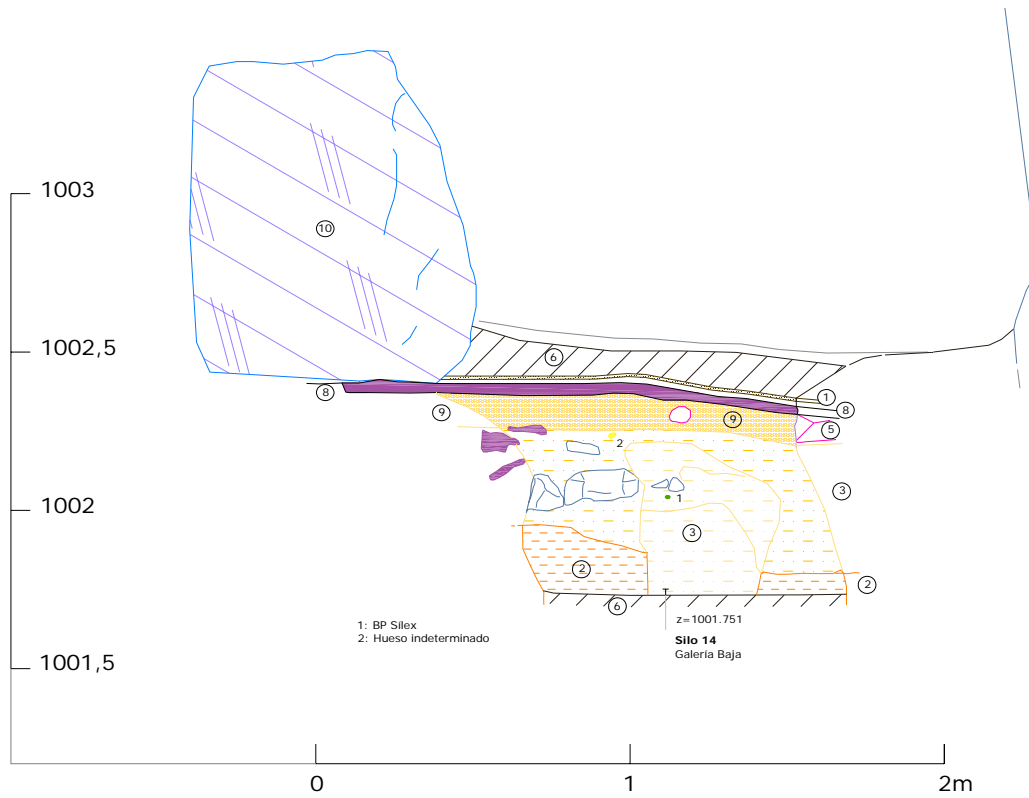


Figura 4.120 Silo 14 de Galería Baja



Figura 4.121 Detalles de la costra y sedimentos del silo 14 de Galería Baja (Fotografías: M. C. Ortega)

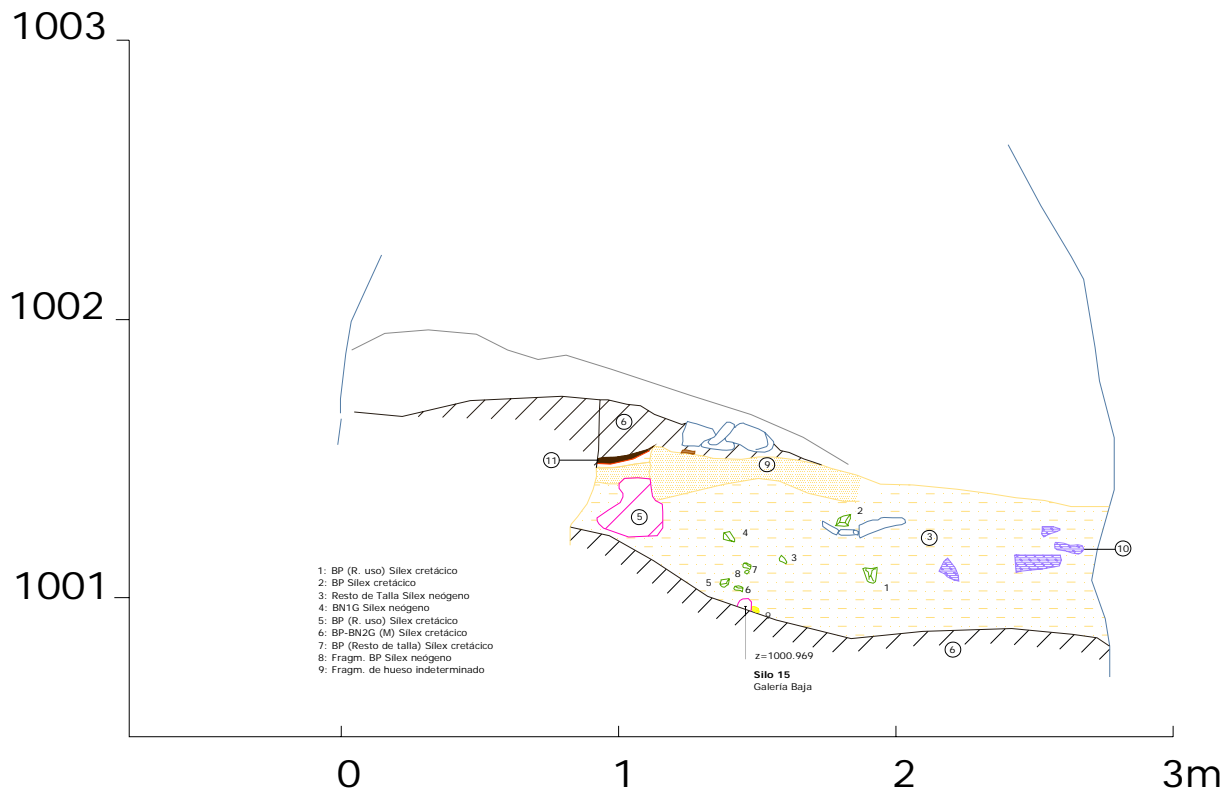


Figura 4.122 Silo 15 de Galería Baja



Figura 4.123 Techo de la secuencia del silo 15 de Galería Baja (Fotografías: L. Rodríguez y R. García)

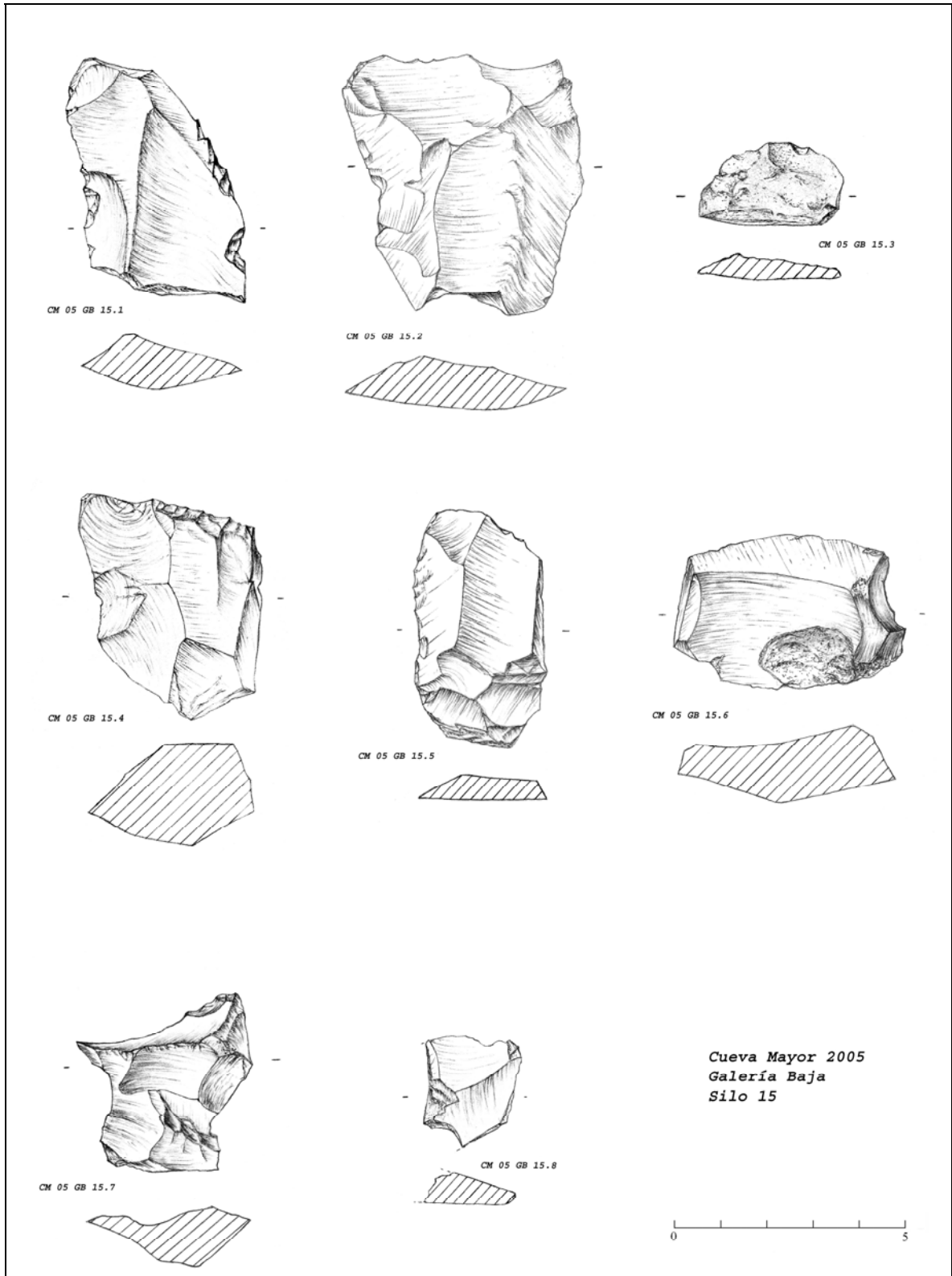


Figura 4.124 Industria lítica recuperada en el silo 15 de Galería Baja (Dibujos: J. M. Carnicero)

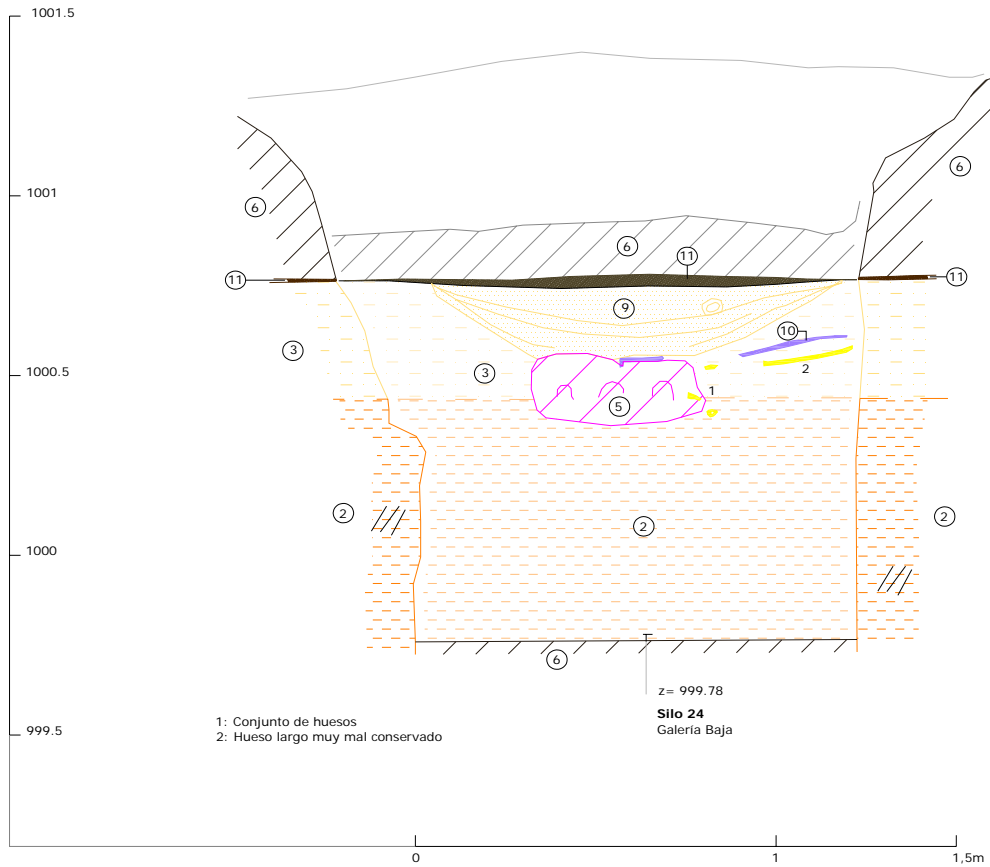


Figura 4.125 Silo 24 de Galería Baja



Figura 4.126 Vistas de los sedimentos de interior del silo 24 de Galería Baja que incluyen restos óseos (Fotografías: A. I. Ortega y M. C. Ortega)

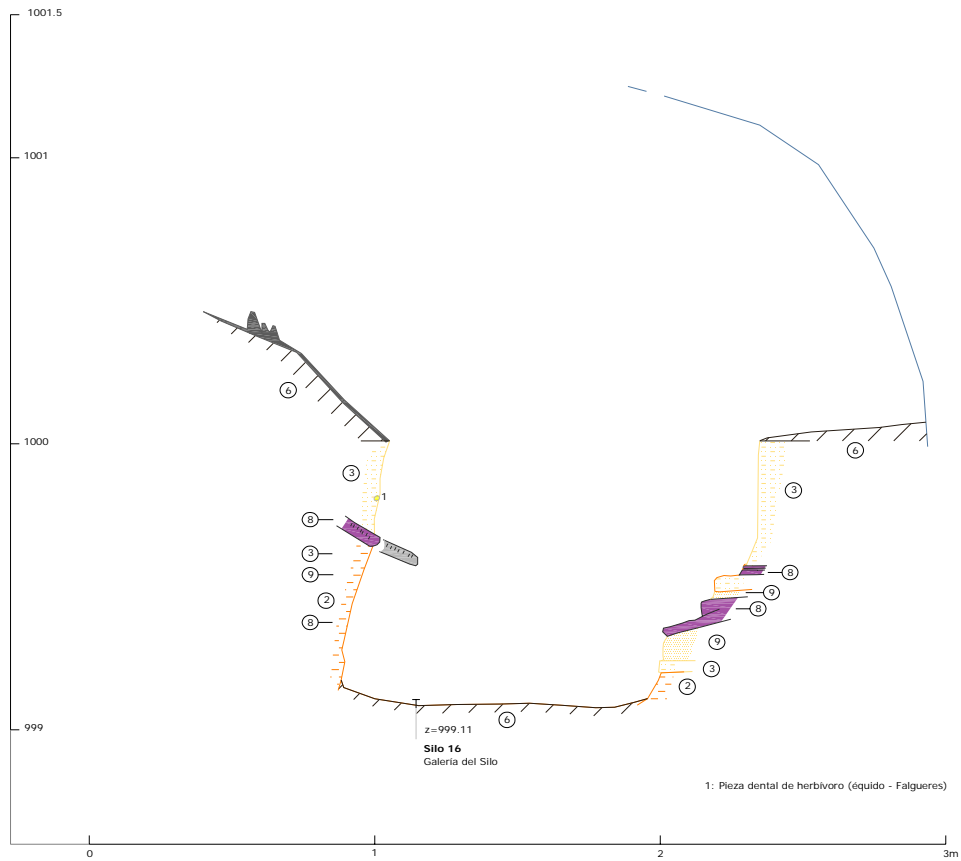


Figura 4.127 Silo 16 de la Galería del Silo



Figura 4.128 Concreciones entre los sedimentos finos del silo 16 de Galería del Silo (Fotografías: M. C. Ortega y L. Rodríguez)

La presencia de restos de osos es muy común, principalmente detectados en la Galería del Silo, en donde se encuentran prácticamente en posición anatómica (silos 4 y 7-8 de la galería del Silo) (Figuras 4.129-4.130), ocupando la superficie del suelo original del conducto durante el Pleistoceno, cuyos restos no presentan fracturas ni mordeduras, correspondiendo a las carcasas de osos que debieron perecer durante la hibernación. Todos los restos identificados pertenecen a la especie *Ursus deningeri*, habiendo excavado y levantado durante las campañas de verano de 2006 y 2007 dos ejemplares, los situados en los silos 4 y 8 de la Galería del Silo, correspondientes a individuos inmaduros (N. García *com. pers.*) (Figura 4.132). Posteriormente, estas carcasas fueron rotas y recubiertas durante la construcción de los silos en la Prehistoria reciente. Piezas de esta especie se localizan entre la potente costra estalagmítica de polaridad positiva, muestreada en el silo 13 de la Galería Baja (Figura 4.131), encuadrando la formación del espeleotema de flujo dentro del cron Brunhes.

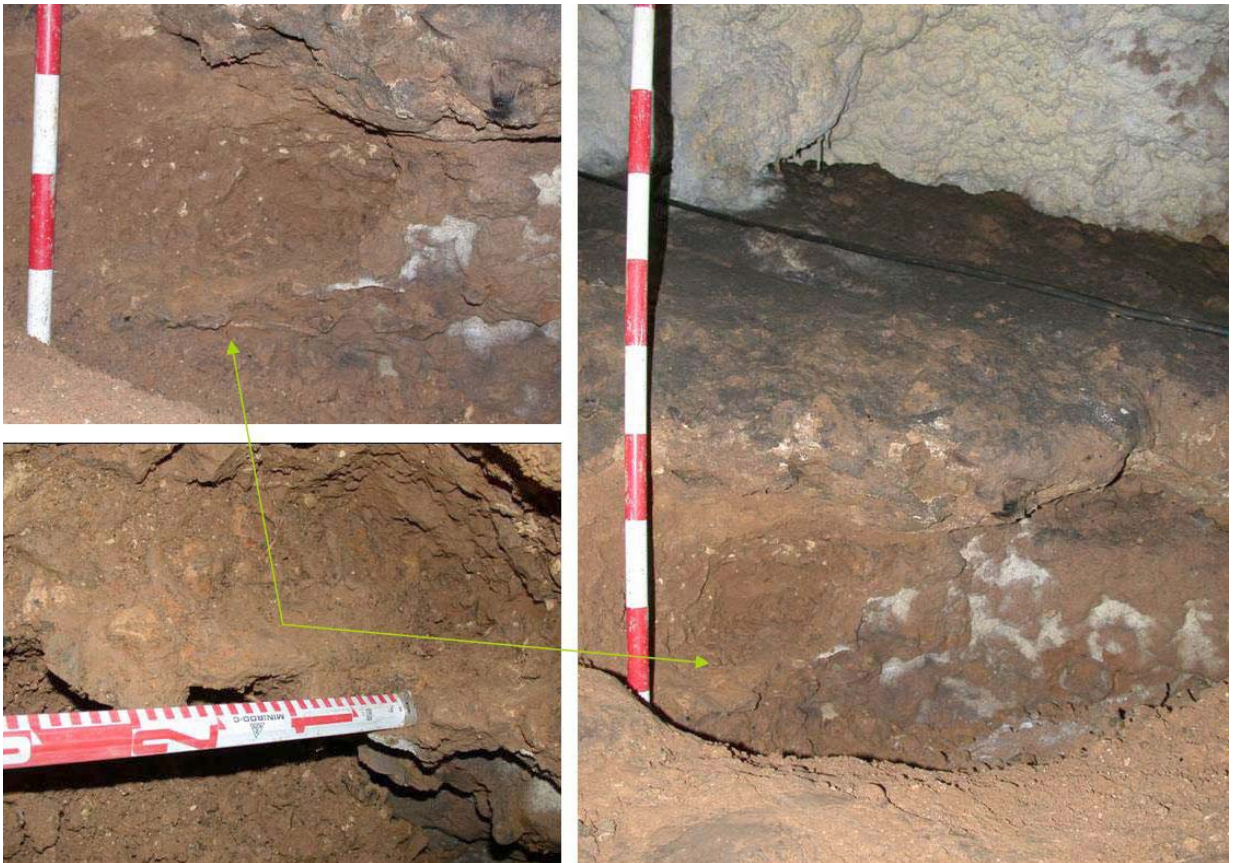


Figura 4.129 Restos óseos de oso en posición anatómica situados a techo en las facies finas del silo 4 de la Galería del Silo (Fotografías: A. I. Ortega)



Figura 4.130 Restos óseos de oso en posición anatómica situados a techo en las facies finas del silo 8 de la Galería del Silo (Fotografías: M. C. Ortega y A. I. Ortega)



Figura 4.131 Restos óseos de oso entre la concreción del techo del silo 13 de Galería Baja (Fotografías: M. A. Martín y M. C. Ortega)

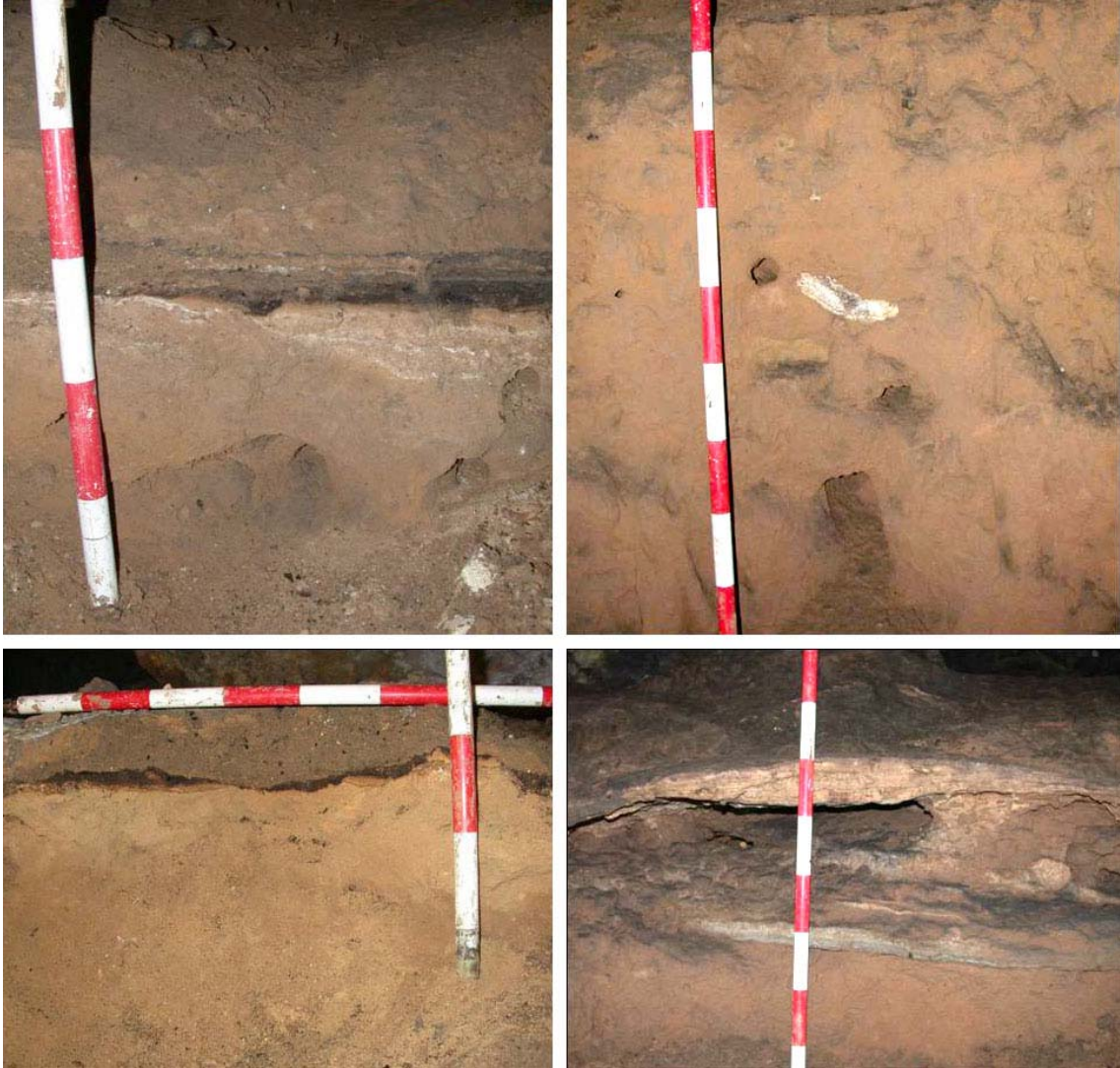


Figura 4.132 Silos 5, 6, 3 y 7 de Galería del Silo cuyos sedimentos finos se cargan en limos a techo. Concreciones y niveles de murcielaguina sellan la secuencia que fue alterada durante la Prehistoria reciente (A. I. Ortega y M. C. Ortega)

El uso de la cavidad por estos osos marca y data la paleotopografía del conducto durante el Pleistoceno medio, estando en algunos puntos sellados por una costra posterior (silo 13 Galería Baja), lo que proporciona una edad máxima a la entrada de limos y elementos arqueopaleontológicos del Pleistoceno medio.

Junto a los restos arqueopaleontológicos aparecen, en la Galería Baja, cantos blandos de margas (silo 35), así como fragmentos de pavimentos estalagmíticos, de sección plana (silos 11, 15, 21, 24, 27, 33 y 36 de la Galería Baja y silo 16 en la Galería del Silo), que corresponden a elementos transportados con el sedimento, durante eventos de grandes avenidas (Figuras 4.133-4.141).

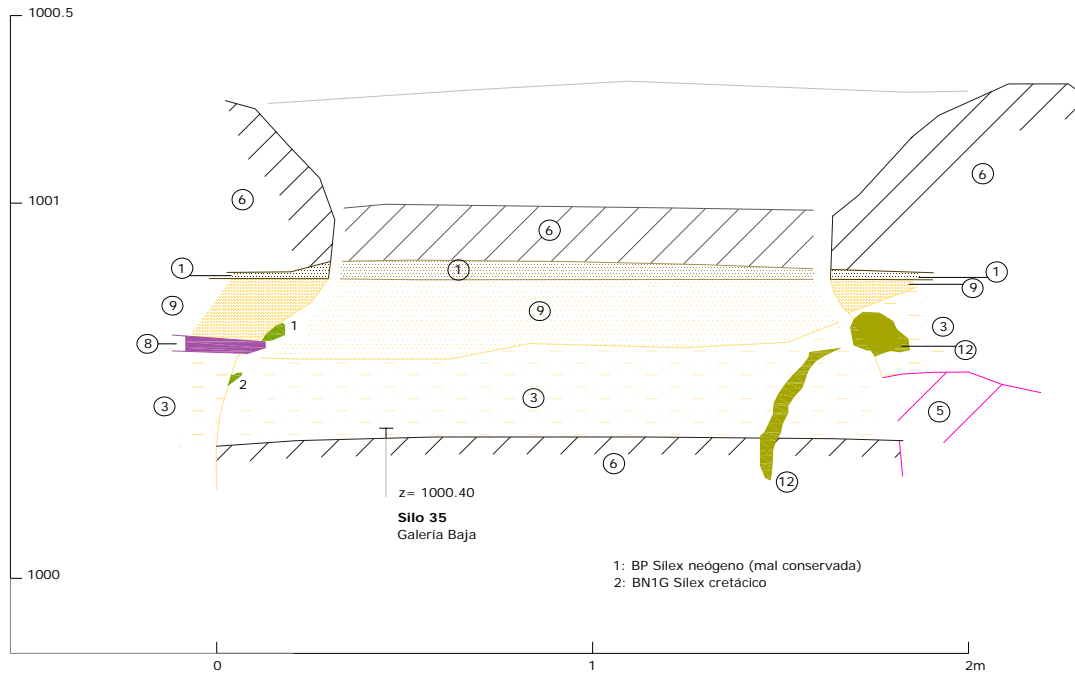


Figura 4.133 Sección del silo 35 de la Galería Baja



Figura 4.134 Silo 35 de la Galería Baja con piezas de industria lítica (izquierda) y cantos blandos de margas entre las facies arcillosas (inferior izquierda). Los sedimentos alterados durante la Prehistoria están a techo con abundantes carbonos (superior) (Fotografías: M. C. Ortega y A. I. Ortega)

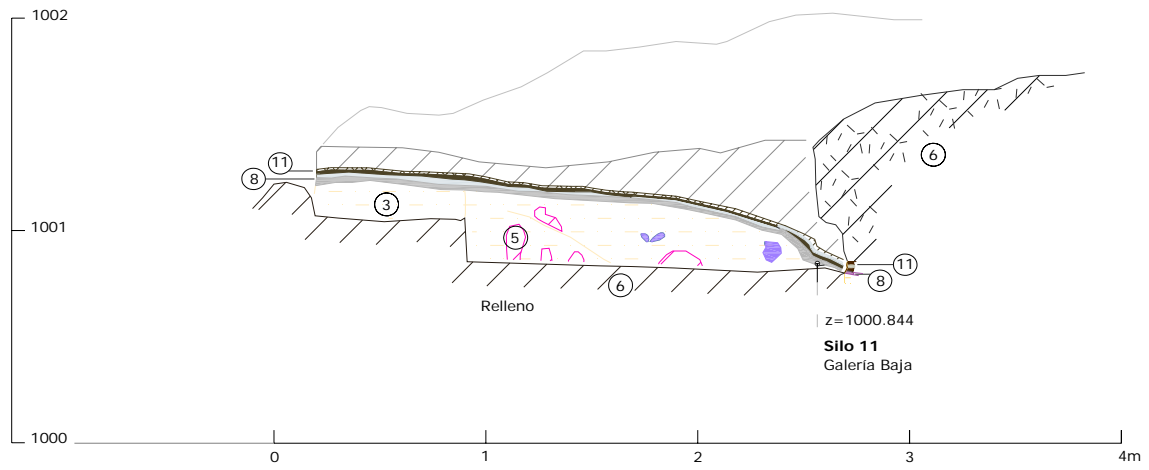


Figura 4.135 Sección del silo 11 de la Galería Baja



Figura 4.136 Silo 11 de Galería Baja con fragmentos de concreciones erosionadas. A techo se observa un hogar (Fotografías: M. C. Ortega)

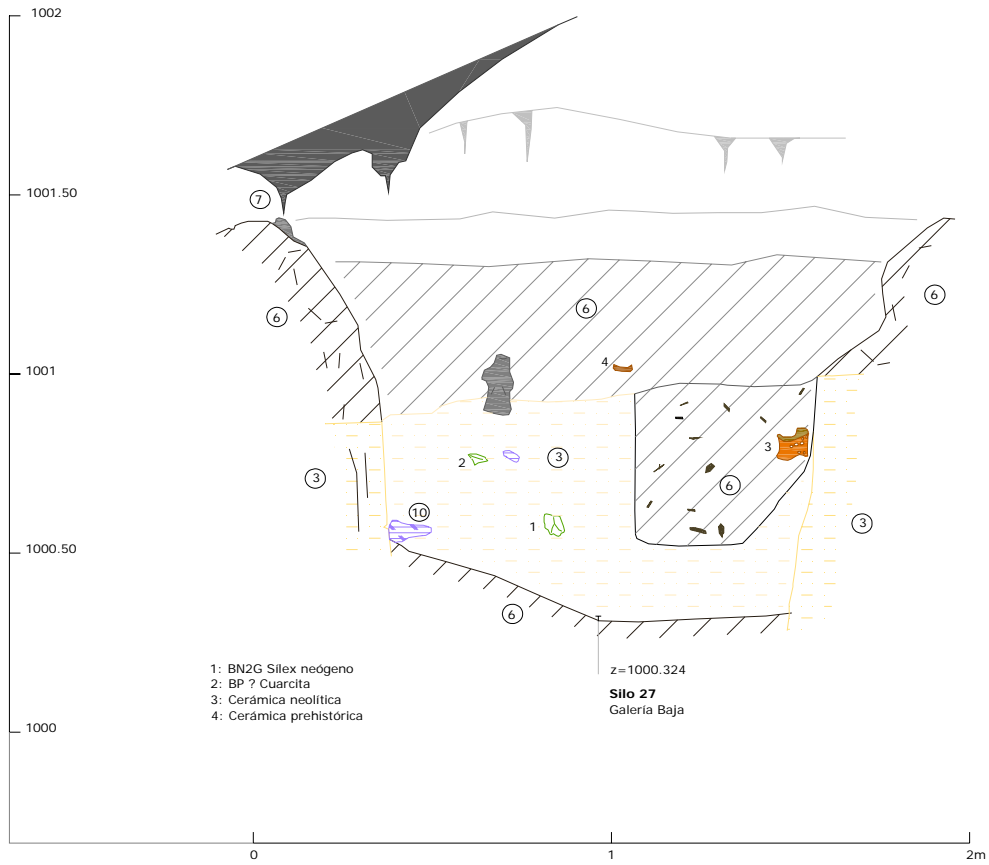


Figura 4.137 Sección del silo 27 de Galería Baja



Figura 4.138 Silo 27 de Galería Baja con industrias líticas y restos de concreción entre los sedimentos finos y cerámicas prehistóricas en el relleno superficial (Fotografías: A. I. Ortega)

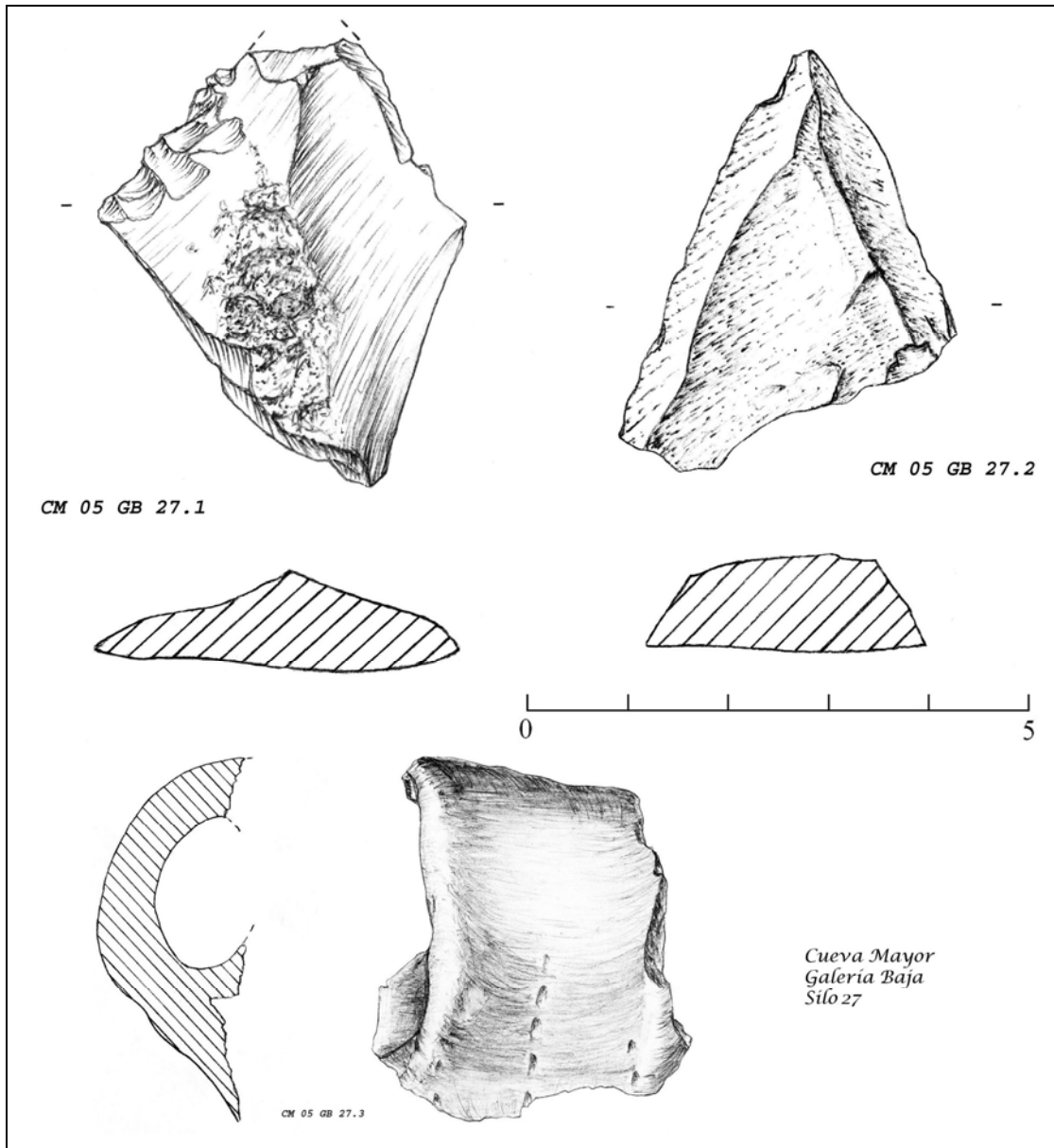


Figura 4.139 Industrias líticas y cerámica neolítica recuperadas en el silo 27 de Galería Baja (Dibujos: J. M. Carnicero)

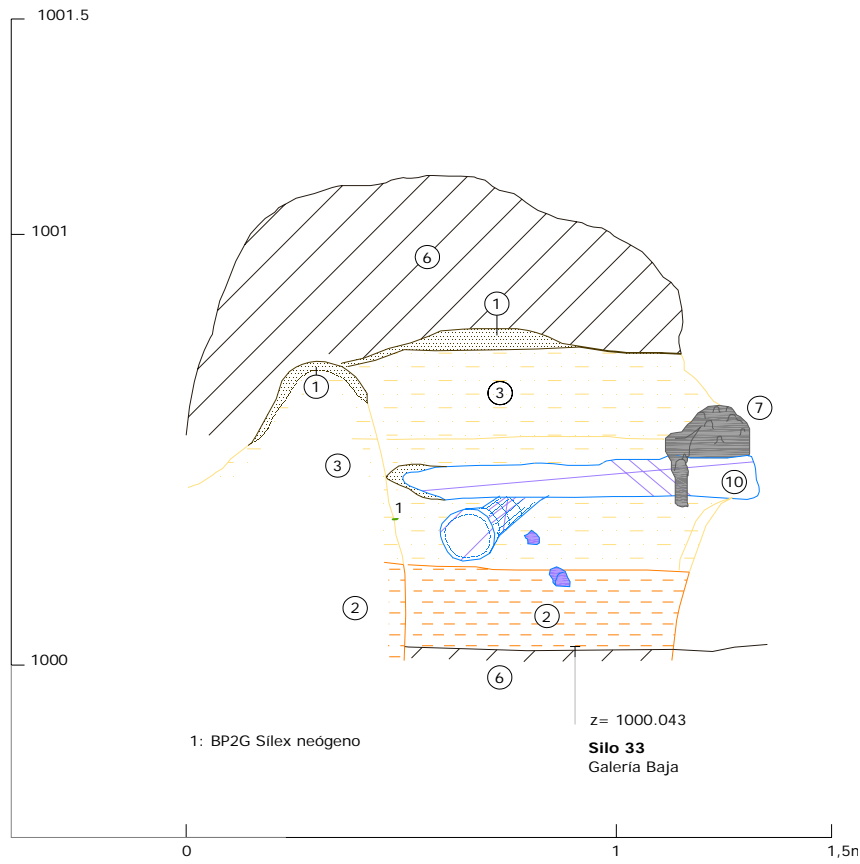


Figura 4.140 Sección del silo 33 de Galería Baja



Figura 4.141 Columnas estalagmíticas erosionadas y desplazadas incluidas en los sedimentos limosos del silo 33 de Galería Baja (Fotografías: A. I. Ortega)

La dispersión de los restos muestra una distribución desde la Galería Baja a la del Silo, con elementos en el sector de contacto con el Salón del Coro (silos 1 y 2 del Coro), correspondiendo a la Galería Baja la mayor representación de restos, destacando cierta concentración en el tramo final de los silos y en aquellos que se localizan en las paredes, representando el silo 15 situado en un recoveco distal del conducto, la mayor concentración de piezas líticas y restos óseos a una profundidad de 1m de la superficie pleistocena. Por su parte, la Galería del Silo presenta un número bastante menor de elementos arqueopaleontológicos, con sólo 3 registros, apareciendo a cotas más superficiales, dentro de la secuencia limosa.

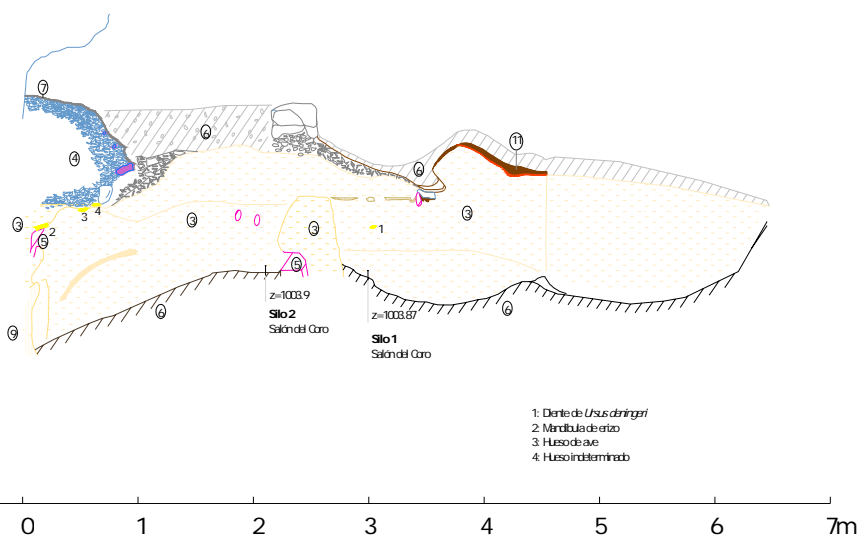
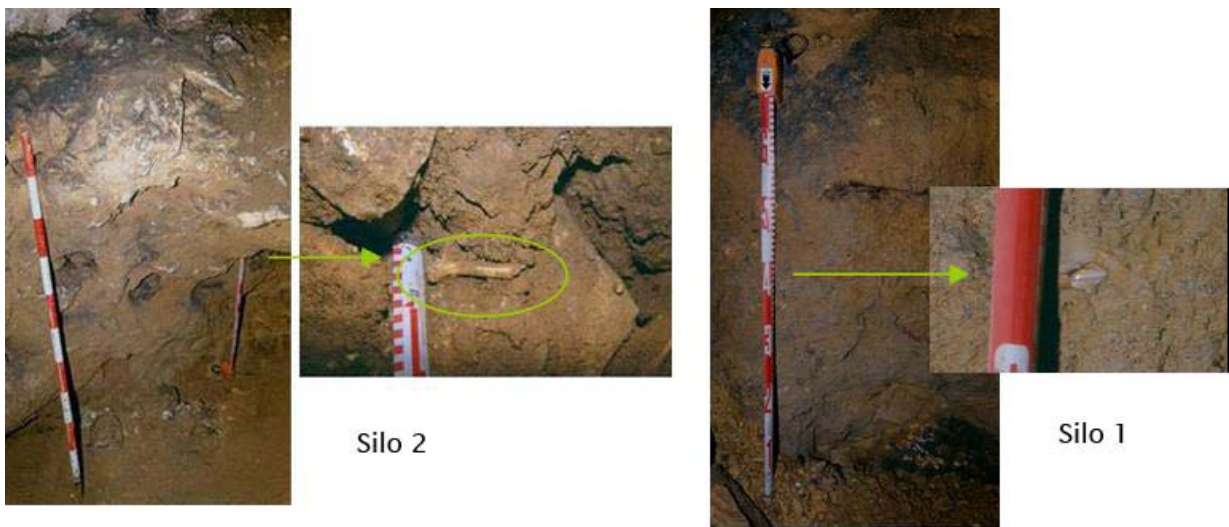


Figura 4.142 Silos 1 y 2 del Salón del Coro. Entre los sedimentos finos se ha recuperado un diente de oso y, a techo de estos con las gravas calcáreas, restos de aves y ardillas (Fotografías: A. I. Ortega)

La distribución de los restos evidencia un flujo que procede del sector NNO hacia el SSE, es decir del sector de paleosurgencia del Valle de la Propiedad hacia el interior del sistema. La presencia de restos arqueopaleontológicos pleistocenos indica que la posición originaria de los mismos puede proceder del yacimiento de Elefante, situado en el extremo distal del conducto, aunque la presencia de elementos faunísticos en el tramo intermedio de la Galería Baja no permite descartar a esta antigua entrada como origen de los restos.

Como se ha indicado, los restos fósiles no permiten reconocer, en la mayoría de los casos, el hueso o la especie a que pertenecen, pero los pocos de que disponemos permiten encuadrar un rango cronológico. El grado de fosilización de los restos avala su cronología pleistocena, mientras que la existencia a techo de la secuencia de restos de *Ursus deningeri* marca un límite superior a estas corrientes, que debe ser anterior a la entrada y muerte de los osos, es decir anterior o coetánea con el Pleistoceno medio.

Esta secuencia aparece sellada por el desarrollo de una plancha estalagmítica, que conserva una mala calidad en su cristalización, que siempre ha mostrado una polaridad magnética positiva y que por los restos arqueopaleontológicos se correlaciona con el evento normal del cron Bruhnes. Sobre esta colada se han desarrollado varias columnas, que muestran polaridades positivas y negativas, que deben relacionarse con el momento normal actual, correspondiendo la secuencia inversa de una de las columnas a inversiones negativas dentro del cron Bruhnes, sin poder precisar.

La presencia de restos de osos es significativa y muestra la importancia de las actividades de estos animales durante el Pleistoceno medio, documentando a lo largo del nivel intermedio tanto sus restos óseos como sus yacijas o paneles de zarpazos. Más significativa es la existencia de restos dispersos de huesos fósiles, la mayor parte indeterminados, elementos de industria lítica y cantos blandos de margas junto a clastos de concreción, que se encuentran incluidos en las facies finas arenosas y limosas que forman el techo de la sedimentación, situados entre unos 10-30cm del techo de los sedimentos, alcanzando las piezas del silo 15 de la Galería Baja los 40cm de profundidad y las del silo 28 los 50cm de profundidad, dentro de la sedimentación de los limos.

Todas estas evidencias indican flujos de corriente que avalan eventos erosivos de reactivación kárstica que formaron el techo de la sedimentación fina, cuya superficie fue utilizada por el oso anterior al de las cavernas, además de desarrollarse una costra estalagmítica formada durante un evento positivo relacionado con el cron Brunhes. El sentido del flujo de esta reactivación sería el inverso al de la formación del conducto, es decir el NNO-SSE, arrastrando principalmente los restos faunísticos y líticos localizados en la antigua entrada de la Sima del Elefante.

El conjunto de industrias líticas muestra un amplio espectro tipológico y tecnológico, cuya variabilidad se encuadra desde las piezas del modo I de TD6, hasta elementos más modernos del modo II o incluso III, detectados en Galería y TD10 o TE18-19 (Carbonell *et al.*, 2001b, Rosas *et al.*, 2006), que no aportan precisión cronológica aunque sí evidencian una deposición secundaria anterior al hábitat de los osos del Pleistoceno medio y la necesidad de la

existencia de un yacimiento arqueopaleontológico en un sector de entrada al sistema, en relación con las paleosurgencias de Torcas-Propiedad, que se vinculan con el yacimiento de Elefante. La identificación de équidos entre los restos registrados a techo de la secuencia de los silos, coincide con una de las especies mejor representada en los niveles mesopleistocenos de la Sierra de Atapuerca, incluido el nivel TE19, evidenciando a una de las especies más abundantes en el paleoecosistema original, caracterizado por condiciones ambientales de espacios abiertos y bajo un clima seco y frío, relacionando este evento con las secuencias detectadas en los yacimientos de Trinchera.

La información proporcionada por los trabajos de paleomagnetismo en los silos 13 y 34, permiten plantear una relación entre las facies arcillo-limosas, laminadas, con restos arqueopaleontológicos, con momentos de corrientes que se organizan ladera abajo en periodos de mayor humedad, introduciéndose en las cavidades con capacidad de erosionar las secuencias de entrada del karst y las redepositan en el interior del endokarst, durante el Pleistoceno medio, constituyendo un evento de crecida (que no tiene por qué ser único) y aportes desde la cuenca del Valhondo-Propiedad, en donde la paleoentrada de Elefante es la más probable.

En un momento posterior a estos procesos erosivos, se va a producir la entrada de los úrsidos, el desarrollo de espeleotemas en el interior del karst y la formación del nivel TE19, llegando a colmatar prácticamente el acceso a la Galería Baja.

Por su parte, en un tiempo incierto que abarca desde la formación total de la costra hasta el Holoceno, se van a producir ciertos colapsos del techo, como el que se documenta en el tramo central de este conducto, en su sector de enlace de la Galería Baja con la Galería del Silo, observándose varios bloques calizos correspondientes al desplome de parte del techo (que conservan estalactitas erosionadas), indicativo de un momento de caída de bloques del sistema kárstico (Lámina-Sección 21 y 41). Dichos bloques se disponen alineados a lo largo de unos ocho metros, correspondiendo al desprendimiento del estrato calizo, cuyo plano se sitúa a 1.006m al sur y 1.005m al norte, mostrando la continuidad del estrato el escalón que presenta el techo, en el que destaca la existencia de espeleotemas erosionados en su superficie, dando el aspecto de pendants.

Estos bloques se sitúan sobre la superficie del conducto, y por la secuencia puesta en evidencia en los diferentes silos prehistóricos, se conoce que la caída del parte del techo se produjo entre la formación del pavimento estalagmítico desarrollado durante un evento paleomagnético positivo, relacionado con el cron Bruhnes, por las faunas e industrias líticas que sella, y la excavación de los silos durante la fase del Holoceno medio. Caídas de bloques del techo se documentan principalmente en sectores de entrada, tales como los del Portalón del Cueva Mayor de hace unos 3.500 años (Lámina -Sección 13 y Figura 4.54) (Ortega *et al.*, 2005) o la dolina de entrada a la Galería del Sílex (Lámina-Sección 12), con cronologías del Bronce medio-final. Otros sectores de entradas muestran grandes bloques, como ocurre con la antigua entrada de margas de la lateral de acceso a la Sima de los Huesos, o la entrada de la Sala de las Oseras, ambas en el sector de Cíclopes. También se ha documentado el desplome de las paredes del Salón del Coro, descrito en el primer nivel, con eventos relacionados con el Pleistoceno inferior.



Figura 4.143 Lateral ascendente del tramo central de la Galería Baja que llega a colmatarse con sedimentos que incluyen restos óseos fósiles (sup e izda), en la base de esta lateral se constata la acumulación de herbívoros pleistocenos (Fotografías: M. A. Martín)

A mitad del recorrido de la Galería Baja, en uno de sus cambios de sentido coincidente con su sección más angosta, se localiza una antigua entrada de materiales de exterior, entre los que se observan a simple vista restos fósiles de buen tamaño. En la base de este cono de sedimentos de exterior, en la unión con la Galería Baja y bajo una pequeña costra estalagmítica, se localizan varios restos fósiles entre los que se pueden identificar piezas dentarias de équidos (Figura 4.143). La secuencia de los restos muestra una correlación de los

misimos con la serie de huesos fósiles (équidos) de la colada parietal de la Galería Baja, relacionando provisionalmente estos restos fósiles con el Pleistoceno medio (Figura 4.144).



Figura 4.144 Tramo central de Galería Baja donde destacan los bloques fracturados de la costra estalagmítica en cuya base aparecen restos fósiles (Fotos: M. A. Martín, Archivo G.E.E.)

Por último, el conducto del segundo nivel del sistema aparece colmatado al final de la Galería Baja por la presencia de una rampa con sedimentos de exterior de unos 12m de longitud, que presenta su base a una cota de 998,5m de altitud, y su techo, a 1.001m, punto en el que sella todo el conducto. En esta rampa se realizó, en 1990, una cata de control arqueopaleontológico, que proporcionó restos fósiles de un individuo inmaduro de hiena (*Crocota crocuta*) así como varias piezas de úrsidos, adscritos a *Ursus deningeri* (N. García com. pers.) especies que proporcionan una relación estratigráfica con el nivel TE19 del relleno de Elefante en Trinchera, del que apenas le separan una decena de metros (Figura 4.145).



Figura 4.145 Tramo final de Galería Baja, en donde los sedimentos colmatan toda la sección (Fotografías: M. A. Martín, Archivo G.E.E.)

La actividad faunística relacionada con los murciélagos se observa en la ubicación de sus posaderos, por la corrosión que producen en la roca, así como por la presencia de sus excrementos (guano), principalmente localizados en la Galería del Silo y en sectores concretos de la Galería Baja. Paneles de zarpazos se localizan en las paredes del nivel intermedio, así como algunas concentraciones de huesos de murciélagos

La presencia humana en el interior del nivel intermedio del sistema se va a caracterizar por la realización de dos conjuntos importantes de silos, excavados en el substrato terroso, o de presas para la captación de agua de infiltración. En el conducto del Silo se han identificado 34 silos en buen estado de conservación, correspondiendo a un número mayor la totalidad de los mismos (plano del interior karst). Se localizan en el tramo central de la galería, en un sector

en el que la costra pavimentaria no aparece, debido a los procesos erosivos anteriormente mencionados, conservándose en las paredes los restos colgados de dicha costra. El segundo conjunto de silos se localiza en el inicio de la Galería Baja, lugar caracterizado por la erosión de los espeleotemas y por la mala cristalización de los presentes. Este conjunto está compuesto por 38 silos que se concentran antes de que la sección del conducto se reduzca, localizándose un silo más a unos 20m de este conjunto y el último (el silo 40) a unos 31m del final de la Galería Baja. Como ha ocurrido en el nivel superior, tanto en la Galería del Silo como en la Baja, se han localizado varios paneles de arte rupestre, situados en el espacio ocupado por los conjuntos de silos. La Galería del Silo conserva junto al silo 25 la estación rupestre de pinturas rojas descubiertas por Breuil y Obermaier (1913) e identificadas con los motivos GS11-17, (García *et al.*, 2004: 242-243), para situar próximo al silo 20 el conjunto de grabados GS3-10 (García *et al.*, 2004: 239-241). Por último, una nueva estación de grabados postpaleolíticos se ha localizado en el inicio de la lateral (sección CM42) que se desarrolla en la parte central de la Galería del Silo. La Galería Baja únicamente conserva una estación de grabados postpaleolíticos (GB1-2, García *et al.*, 2004: 244), situada en la bóveda de las inmediaciones del silo 21.

Al igual que se ha indicado en el primer piso, la presencia de *graffitis* antiguos es abundante, destacando los fechados en el siglo XVI, ubicados tanto en la Sala de los Cíclopes como en la Galería Baja, que pudieran tener relación con la posible visita a la cavidad de la corte de Carlos V (Ortega y Martín, 2005). También destacan las inscripciones del siglo XVIII, que dan cuenta de las primeras exploraciones sistemáticas de esta cavidad (Ortega *et al.*, 2006). Del siglo XIX y primera mitad del XX son tan abundantes las referencias de visitantes que evidencia el interés de promoción turística que tuvo esta cavidad por parte de la Familia Inclán, concesionaria de una explotación minera desde 1890 hasta, al menos, 1978 (Ortega y Martín, 2004a).

- El relleno kárstico de Sima del Elefante y las secciones de Trinchera sur

La obra de la trinchera del ferrocarril minero de finales del siglo XIX afectó al extremo NO de la Galería Baja, que corresponde al sector de entrada, dejando al descubierto, en ambos frentes, sendos rellenos colmatados conocidos como BU-IV.A.8 o Sima del Elefante (TR3) y BU-IV.A.9 (TR4) (Martín *et al.*, 1981: 49). Se trata de dos secciones separadas entre sí unos 7m alineadas en la dirección del conducto. Este tramo presenta una sección en cerradura, con encajamiento del tramo inferior, propia de conductos vadosos, que muestra cierta diversidad en los frentes opuestos del corte de la Trinchera. Junto a este conducto se detecta un conjunto de pequeños pasajes identificados como TR6-8, rellenos inventariados en el Catastro Espeleológico como BU-IV.A.9 y 10 (Martín *et al.*, 1981: 49). Los rellenos TR6-8 representan a pequeños conductos ascendentes, que se desarrollan a escasos metros del frente meridional del Valle de la Propiedad. Dos de estas secciones aparecen colmatadas con sedimentos margosos (TR8-7), además de desarrollarse lateralmente hasta el mismo frente del valle. La sección más alta (TR6), que aparece colgada unos 11m sobre la base de la Trinchera, presenta una brecha de cantos calizos cementada.

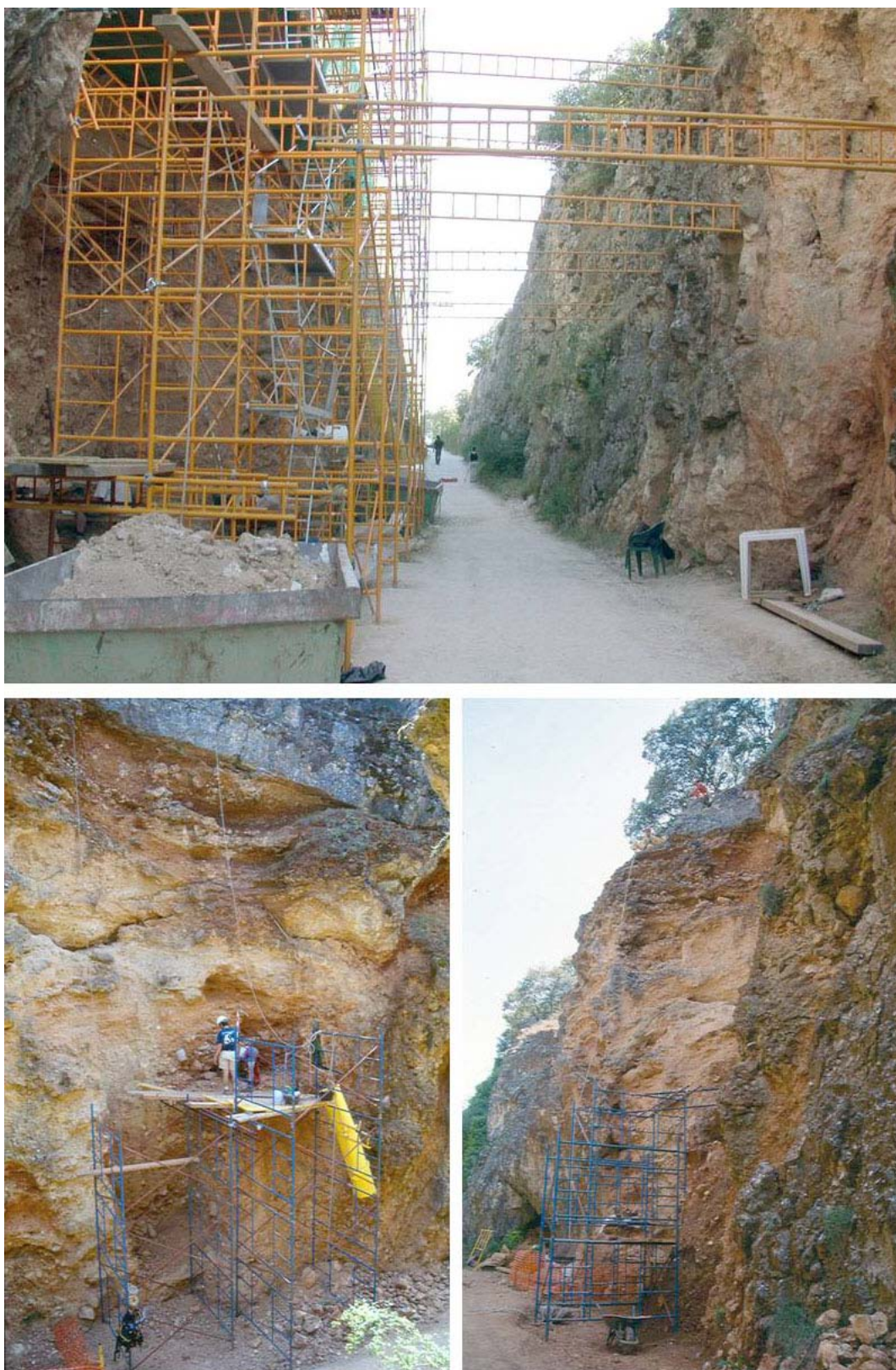


Figura 4.146 Sector paleosurgente de Elefante seccionado por la Trinchera del Ferrocarril (Fotografías: M. A. Martín, Archivo G.E.E.)

Estas secciones representan al sector surgente del nivel intermedio del Sistema Cueva Mayor-Cueva del Silo, que se sitúa en el extremo septentrional de la Galería Baja, en relación con la confluencia de dicho conducto con el Valle de la Propiedad, y la cabecera del Valle de Valhondo, en el pago de Torcas. En este sector, la sección de la Sima de Elefante y su continuidad occidental aparecen desconectadas del final de la Galería Baja por un tapón de sedimentos alóctonos, de unos 11m, que ocupan el sector de la antigua entrada, afectado por los aportes del exterior (Plano 4 y 7; Alzados 1 y 6; Lámina-Sección 46-47 y Figura 4.147-4,148) (ver apartados 3.4.3.3, 4.1.2.2 y 4.1.2.4).

Paleosurgencia de Galería Baja: Elefante-TR4

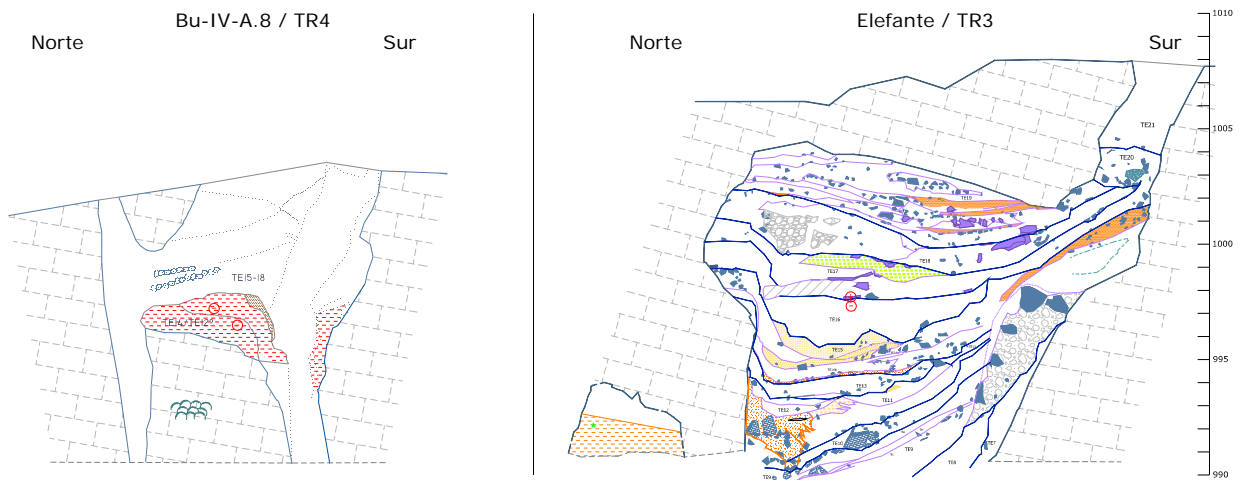


Figura 4.147 Secuencia estratigráfica de los rellenos de Elefante (A. Pérez-González y R. Huguet, *com. pers.*) y TR4

El frente oriental se corresponde con la sección de Elefante y se caracteriza por la disposición de un conducto visto de unos 21m de potencia, conociéndose la existencia de los 8m basales por sondeos mecánicos. Presenta una bóveda plana a favor de la estratificación, a cota de 1.003,5m s.n.m., con una apertura vertical (sima) relacionada con la fractura que marca la pared verticalizada del sur. La sección opuesta, muestra las paredes muy verticalizadas. Un resalte rocoso divide el tramo inferior en dos profundas grietas, cuyo techo se sitúa en los 996,5m de altitud, que conservan huellas de corriente ascendentes. Esta sección no presenta techo, a excepción de un pequeño puente natural en relación con el plano de debilidad de la pared septentrional, alcanzando los sedimentos una cota de 1.003,5m de altitud, equiparándose con el techo de la bóveda en la sección oriental, lo que indica que la boca de la cavidad, entendida como el frente protegido por un techo rocoso, se encuentra en el tramo desaparecido por las obras férreas, entre las secciones aquí analizadas, con un desarrollo horizontal sobre el resalte rocoso.



Figura 4.148 Sondeos mecánicos en la base del sector de Elefante con referencias del testigo recuperado (Fotografías: M. A. Martín)

En su origen, esta entrada constituyó la paleosurgencia al Valle de la Propiedad del nivel intermedio del Sistema Cueva Mayor-Cueva del Silo, cuya bóveda está situada en torno a los 1.001-1.003m s.n.m., en coincidencia con los techos del nivel intermedio del sistema, aunque presenta una abertura vertical en la pared meridional, a favor de un plano de fractura, cuyo techo alcanza la superficie a una cota de unos 1.008m de altitud. Esta boca de entrada, durante la fase vadosa y en momentos puntuales, también funcionó como sumidero hacia el interior del karst, hecho evidenciado en la presencia, a lo largo de la Galería Baja y parte de la Galería del Silo, de aislados restos fósiles e industrias líticas entre sedimentos finos a techo de las secuencias de interior, visibles tanto en los cortes naturales como los proporcionados por los silos prehistóricos holocenos existentes en estas galerías.

El sector seccionado de la Sima del Elefante y su continuación occidental corresponde a la paleosurgencia del nivel intermedio del Sistema Cueva Mayor-Cueva del Silo, en prolongación con la Galería Baja, una de las bocas del complejo liberada de las aguas durante el Pleistoceno inferior, permitiendo el inicio de la sedimentación de facies de exterior, hasta su colmatación definitiva durante el Pleistoceno superior (Rosas *et al.*, 2001) (Figura 4.147-4.148 y Lámina-Sección 46).



Figura 4.149 Esquema de la secuencia estratigráfica del relleno de Elefante (basado en Rosas *et al.*, 2006; A. Pérez-González y R. Huguet *com. pers.*; Montaje fotográfico: EIA)

La secuencia del relleno kárstico de Elefante presenta tres fases sedimentarias que se caracterizan por la presencia de aportes hídricos (Rosas *et al.*, 2001, 2006). La fase I está compuesta por las unidades estratigráficas TE9-10, caracterizadas por coladas gravitacionales de arcillas y clastos del entorno inmediato y restos arqueopaleontológicos, con aportes hídricos a partir de la unidad TE10 (TE10-14). El conjunto faunístico de la fase I (TE9-14) presenta caracteres más primitivos que las faunas cromerienses detectadas en la base de Dolina, relacionándose el conjunto de grandes mamíferos con las faunas propias del Villafranchiense medio-final o Epivillafranchiense. Estos conjuntos presentan evidencias paleoambientales que sugieren un episodio generalmente cálido y húmedo del Pleistoceno inferior, correlacionado con el Waalian en el Norte de Europa, que presenta cambios hacia ambientes más secos y fríos, datado entre 1,5 y 1,3 Ma (Huguet, 2007) (Figura 4.149).

La unidad TE9 está formada por una serie de cuatro coladas detríticas de cantos subangulosos (TE9a, TE9a+, TE9b y TE9c), intercalados por niveles arcillosos estériles. Este nivel es rico en restos paleontológicos, entre los que destacan los carnívoros por su abundancia, resaltando la presencia de un mustélido tipo nutria, las aves y liebres por aparecer en semiconexión anatómica, y restos de pigargo, especie relacionada con ambientes con abundante agua, al igual que el castor (Huguet, 2007). Este nivel ha proporcionado piezas de industria lítica y restos óseos grandes con marcas de corte, junto a los fósiles humanos más antiguos de *Homo antecessor* (TE9c), con una datación de 1,2 Ma (Carbonell *et al.*, 2008).

El nivel TE10 es una brecha de bloques y grandes cantos, con poca matriz arcillosa. La recuperación de faunas relacionadas con ambientes acuáticos está evidenciada en la representación de restos postcraneales de dos individuos inmaduros de castor, con evidentes deformaciones por presión del sedimento, junto restos en semiconexión anatómica de un ejemplar de *Haliaeetus albicilla*. Es de destacar la presencia en los huesos de óxidos de manganeso y fisuras longitudinales propias de ambientes con un elevado grado de humedad (Huguet, 2007: 165), que inciden en entornos acuáticos.

La unidad TE11 muestra gravas heterogéneas, con cantos redondeados y escasa matriz arenosa frente a otras subunidades con gravas soportadas con arcillas compactas de tonos rojizos, en donde se han recuperado algunos restos óseos (castor) y una lasca de sílex (TE11b) (Huguet, 2004: 138-139). Hay que destacar que los fósiles recuperados no presentan modificaciones postdeposicionales, ni de carnívoros (Huguet, 2007: 162-179).

La unidad TE12 representa a una sucesión de coladas detríticas erosivas, con la diferenciación de al menos tres subniveles, en el que las coladas TE12b y c apenas presentan restos fósiles (aves y lepóridos), en contraposición con el nivel TE12a que cuenta con una representación significativa de carnívoros, con restos de un *Canis arnensis/mosbachensis* en semiconexión anatómica. Los restos óseos muestran alguna modificación postdeposicional relacionada con condiciones de humedad y con presencia de pequeñas fisuras longitudinales y óxidos de manganeso, que evidencian pequeñas acumulaciones de agua estancadas o de pequeña energía, así como la corrosión posiblemente química (Huguet, 2007: 175-179). Tanto en esta unidad como en la TE13 se han recuperados BPs de sílex.

La unidad TE13 está formada por gravas homométricas con estratificación cruzada, correspondiendo la unidad TE14 a una compleja serie de al menos tres coladas detríticas, con escaso registro arqueopaleontológico, entre el que destacan las aves y lepóridos, en los niveles superiores, y los quelonios en el TE14c, representados por un número importante de placas que han permitido su reconstrucción, constatando que llegó entero a la entrada de la cavidad. En este nivel destaca la recuperación de dos emimandíbulas de un mismo ejemplar de castor o restos de hipopótamo (Huguet, 2007).

Los restos faunísticos de esta primera fase se caracterizan por la agrupación de un conjunto de faunas propias de climas cálidos del Pleistoceno inferior europeo, en relación con el Waalian para la representación de microfauna, mientras que el conjunto de grandes vertebrados se relaciona con las faunas del Villafranchense final o Epivillafranchense. Resaltar la existencia de carcasas en semiconexión anatómica, con especies relacionadas con biotopos de aguas interiores, como hipopótamos, pigargos, castores y mustélidos tipo nutria, que necesitan grandes y permanentes masas de agua.

Como se apuntó en la descripción del Valle de Valhondo (apartado 4.1.2.4) la topografía actual de este valle es plana y presenta en su confluencia con el río Pico una zona deprimida que fácilmente se encharca, lo que debió de representar en el pasado, con el mayor caudal que aportaban las surgencias kársticas de Torcas-Valhondo, una zona anegada con la formación de aguas lagunares o pantanosas en el ramo de unión del arroyo del Valhondo con el río Pico, lo que para Benito (2004: 225) explicaría la morfología abierta del actual valle,

pudiendo corresponder con la zona de aguas interiores que señala el conjunto faunístico de la fase I de Elefante (Rosas *et al.*, 2006). Además, este sector deprimido e inundado propiciaría la entrada de flujos y materiales al interior del karst en determinados momentos, tal y como queda reflejado en algunas de las estaciones con huellas de corriente y sedimentos con restos fosilíferos y líticos de Galería Baja de Cueva Mayor. Podría ser que las corrientes de los niveles superiores de Elefante erosionaran a los niveles inferiores hacia dentro del karst.

En la Fase II se documenta la entrada masiva de sedimentos de exterior, en relación con las unidades inferiores TE15-17, con una muy posible formación de origen hidrodinámico (Rosas *et al.*, 2001, 2004, 2006), destacando las tonalidades claras del sedimento, en relación con las facies margosas que colmatan el valle de la Propiedad (Benito, 2004). En el inicio de esta segunda fase se produce un importante evento erosivo, identificado en la unidad TE15, que corresponde a una colada de gravas y bloques con matriz margosa, que erosiona la unidad inferior o Fase I, formando una estructura erosiva de *cut and fill* que afecta a los niveles excavados del TE14-9, en donde el futuro desarrollo de las intervenciones arqueológicas delimitará el verdadero alcance en profundidad de esta estructura erosiva (Rosas *et al.*, 2001).

En relación con este evento erosivo hay que vincular la deformación que presentan los sedimentos de la Fase I, claramente observables en las unidades superiores (TE13 y 14), con el hundimiento de algo más de tres metros del techo del tramo central de estas unidades, formando una topografía deprimida. La deformación que también presentan las unidades inferiores de la base de la fase II, unidades TE15-16 y posiblemente la 17, tal vez se deba a la presencia de un sector deprimido a favor de la presencia del conducto inferior de Cueva Peluda.

La unidad TE16 presenta flujos detríticos con depósitos de gravas laminadas que indican corrientes hídricas. La formación de estas unidades se produjo durante un momento de polaridad inversa Matuyama, presentando el cambio magnético en la unidad superior TE17 (Parés *et al.*, 2006), unidad compuesta por limos carbonatados arenosos masivos de color pardo (Rosas *et al.*, 2006). Estas unidades corresponden a aportes masivos en los que, como es de esperar, no se han documentado registros fósiles (Huguet, 2007).

Esta fase se completa con las unidades superiores TE18 y TE19, destacando la primera por la presencia de niveles detríticos estratificados con escasa matriz arcillosa de color pardo-claro, con cambios laterales y canales erosivos (Rosas *et al.*, 2006), que evidencia la necesidad de importantes aportes hídricos. A pesar de no haber intervenido casi en esta unidad, se han recuperado algunas piezas de industria lítica, entre las que destaca un hendedor de arenisca propio del Modo 2. Por su parte, el nivel TE19 proporciona una serie de coladas detríticas, que pasan a limos laminados hacia la pared sur, indicando la presencia de una pequeña laguna. Este nivel ha aportado una ocupación humana, con faunas mesopleistocenas, entre las que destacan los équidos y restos de *Ursus deningeri*, así como industrias propias del Modo 3 (Huguet 2007: 141-146, 151-152). Una datación de la costra estalagmítica situada entre ambas unidades, correspondiente a la base de TE19, ha dado una edad próxima a los 300.000 años (Bischoff *com. pers.*, en Huguet, 2007: 141).

c. *Nivel inferior: Sima de los Huesos-Cueva del Silo-Cueva Peluda*

El nivel inferior del Sistema Cueva Mayor-Cueva del Silo está compuesto por una red laberíntica de conductos que forman un enrejado, cuyas direcciones preferentes son la ESE-ONO y su ortogonal NNE-SSO así como algunos tramos importantes en la NE-SO, jerarquizado por un conducto principal que se ajusta a la primera de ellas. Dicho laberinto evoluciona corticalmente en el borde de las calizas cretácicas que se localizan, en la zona de contacto con las margas miocenas, bajo el Plano Estructural del Alto del Caballo.

La mayor parte del desarrollo conocido de este nivel se localiza en la Cueva del Silo, aunque también se incluyen los conductos inferiores próximos a la Sala de los Cíclopes de Cueva Mayor, ya citados al referirnos al nivel intermedio, la Sima de los Huesos y la Gatera de las Oseras, que también se ajustan a la dirección ESE-ONO.

Como también se ha comentado anteriormente, las chimeneas ascendentes, con marcadas huellas de corriente, indican importantes flujos vaclusianos en todo este sector del karst. Al hablar del nivel intermedio ya se aludió a que, en torno a la Sala del Caos y el Paso de los Cíclopes, se localizan no menos de nueve de estas grandes chimeneas ascendentes, que en algún caso llegan a remontar desniveles de más de 20m, alcanzando las cotas correspondientes a los techos del nivel intermedio, en concreto de la Sala de los Cíclopes.

En el resto de la Cueva del Silo, pero especialmente en su zona de entrada, también se localizan varios de estos conductos ascendentes, que ya fueron descritos hace años en los trabajos destinados a identificar las paleosurgencias del karst (Eraso *et al.*, 1998a), siendo especialmente notorios tres de ellos, el conocido como La Sima, el proveniente de un pozo lateral situado en la Galería Frontal y el que originó el propio Silo de Valhondo, la entrada original al sistema antes de que las obras de la cantera modificaran sensiblemente su morfología primitiva, localizándose aquí la última de las paleosurgencias conocidas en el karst penetrable.

No obstante, en el nivel inferior del karst también se incluye Cueva Peluda, que adopta una dirección SSE-NNO, paralela a los tramos finales de los niveles más altos del Sistema Cueva Mayor-Cueva del Silo, dirigiéndose claramente hacia la zona paleosurgente del Valle de la Propiedad, aunque lógicamente a una cota inferior a las correspondientes a la Galería de las Estatuas y Galería Baja. El tramo NNO comprendido entre el actual tapón terminal, originado por un colapso pleistoceno, y la zona paleosurgente del Valle de la Propiedad también ha sido detectado por uno de los sondeos geofísicos que hemos efectuado (apartado 5.3.3).

El otro extremo de la cavidad, el SSE, más próximo a la Cueva del Silo, aparece colmatado por un tapón pleistoceno, localizándose su continuidad por debajo de la Campa del Silo, gracias a otro de los perfiles geofísicos realizados (apartado 5.3.2).

Al igual que ocurría con el nivel intermedio, el nivel inferior del sistema está delimitado meridionalmente por el frente septentrional del Valle de Cueva Mayor, mientras que el Valle de la Propiedad constituye su límite Norte. No obstante, por toda la Galería Principal de Cueva del

Silo y por el subnivel inferior de Cueva Peluda, así como en el nivel inferior al relleno de la Sima del Elefante, detectado en la perforación llevada a cabo en 2001, se ha localizado una importante terraza sedimentaria con gravas cuarcíticas, que correlaciona todos los conductos citados, depositada entre los 984m y 978m de altitud, que indudablemente debe relacionarse con un sumidero directo del río Arlanzón a cotas similares, o algo superiores, a las del muro del depósito.

Los diferentes perfiles geofísicos realizados en el eje del Valle de Cueva Mayor han evidenciado la existencia de un escalón estructural, en el contacto entre las calizas y margas existente bajo el Alto del Caballo, que supone el límite conocido del endokarst en donde las calizas se hunden hasta cotas muy inferiores a las de la citada terraza (apartado 5.3.6), representando una barrera litológica al karst. Por su parte, en superficie, en la actualidad no se localizan materiales metamórficos que evidencien la presencia de los depósitos de la terraza, por lo que el sumidero del Arlanzón desde el que se produjo la entrada de los mismos hacia el endokarst debe buscarse más allá del citado Valle de Cueva Mayor.

Examinando la topografía y la geomorfología de la zona, parece probable que el citado conducto endokárstico se hubiera originado en el borde inferior de la ladera meridional de la Sierra de Atapuerca, conocida como La Paredeja, en su contacto con las terrazas del Arlanzón, probablemente en el sector comprendido entre el Valle de la Sierrilla y el Valle Suave, aunque también pudiera haberse producido en una zona algo más alejada, al comienzo de La Paredeja, punto en el que se produciría el contacto inicial del paleocauce del Arlanzón con la Sierra de Atapuerca.

Independientemente de que el sumidero se localizara al SE o al NO del borde inferior de la ladera de La Paredeja, un hipotético conducto originado en este sector, permitiría su evolución en sentido SSE-NNO (como hemos visto, uno de los principales en los tres niveles del karst), bajo las calizas de la margen izquierda del Valle de Cueva Mayor, incidiendo directamente en el endokarst conocido, justo en el sector de la Sima de los Huesos y bajo la Sala de los Cíclopes, lo que fácilmente podría correlacionarse con su importante reactivación y vaciado.

Desde este punto, la terraza se depositaría en la inmediata Sala del Caos de Cueva del Silo (recordemos que una de sus galerías laterales finaliza colmatada bajo los rellenos de la Sala de los Cíclopes), continuando por la Galería Principal hacia la paleosurgencia de El Silo de Valhondo y bajo la Campa del Silo, probablemente por otro conducto diferente, hacia el subnivel inferior de Cueva Peluda y el conducto inferior a Elefante, hasta alcanzar finalmente la zona paleosurgente del Valle de la Propiedad.

Las galerías conocidas de este nivel, formado por la Sima de los Huesos, Cueva del Silo y Cueva Peluda (Alzado 7 y 8), se caracterizan por tener secciones de formas freáticas y de reducidas dimensiones, que presentan en general bóvedas enrasadas en torno a los 988-990m con chimeneas que alcanzan los 994m de altitud (Alzado 1), superando una de las chimeneas de la Sala del Caos los 1.007m de cota (Alzado 8 y Lámina-Sección 50-51), mientras que los techos de los conductos ascendentes del Paso de los Cíclopes y de la Sima de los Huesos se horizontalizan en los 1.000-1.001m respectivamente (Lámina-Sección 48 y

31). Cueva Peluda presenta un conducto con bóvedas que evolucionan desde cotas de 995m s.n.m., situadas en el inicio del conducto, en donde se encuentra un conjunto de chimeneas ascendentes que superan los 1.003m de altitud, hasta estabilizarse en torno a cotas de 990-991m, aunque sus chimeneas alcanzan los 995-998m (Alzado 1 y 8).

Algunos pasajes meridionales se encuentran encajados unos 5-9 metros por debajo del nivel inferior del karst, constituyendo un subnivel, que representa un momento final de encajamiento del nivel freático. La base de la Sima de los Huesos de Cueva Mayor y la Galería de La Recta, Galería de Enlace Recta-Tobogán y La Sima de Cueva del Silo, presentan bóvedas por debajo de los 985-986m de altitud (Lámina-Sección 31, 54-55 y 63) con suelos próximos a 982-978m o incluso 974m, como es el caso de la base de La Sima de Cueva del Silo (Lámina-Sección 63: CS50), conducto ascendente, que presenta la cota más baja de todo el sistema kárstico Cueva Mayor-Cueva del Silo (Alzado 1), situado en el límite occidental de las calizas cretácicas karstificables. La continuidad de este subnivel lo constituye la Galería Inferior de Cueva Peluda, cuya bóveda está próxima a los 986m de altitud mientras que su punto más bajo se localiza a unos 978m (Lámina-Sección 68 y 69). Las cotas altimétricas de este piso se vinculan con la Cueva del Compresor, al Norte del Valle de la Propiedad, en el sistema de cavidades de Trinchera en donde se encuentra el punto más bajo de todo el karst de la Sierra de Atapuerca con una cota de 969,2 m.

Las paleosurgencias que se articulan en este nivel inferior del sistema están relacionadas con el tramo final del conducto de Cueva Peluda y con la entrada de Cueva del Silo, El Silo de Valhondo, que constituiría la última de las principales paleosurgencias del karst, que drenaría las aguas subterráneas a la cuenca del Pico, siendo muy notorias las huellas de corriente, tanto las ascendentes como las existentes en sus conductos horizontales, que marcan con claridad hacia la misma (Eraso *et al.*, 1998a)

- Sima de los Huesos

La Sima de los Huesos se abre en el extremo SE de la Sala de los Cíclopes, en la base de un pozo de unos 13m de profundidad, con huellas ascendentes que marcan un flujo de corriente vaclusiano hacia el nivel intermedio del Sistema Cueva Mayor-Cueva del Silo (Plano 7; Alzado 1, 2 y 5 Lámina-Sección 31). Su bóveda presenta diversos planos de debilidad, venas de calcita y pequeñas fracturas, que también se colmatan con margas miocenas. Esta sima presenta en su base una pronunciada rampa que se horizontaliza en cotas algo superiores a los 983m de altitud, formando una pequeño pasaje descendente perteneciente al nivel inferior del sistema, con el que se relaciona altimétricamente (Figura 4.150).

Este conducto se caracteriza por la presencia de chimeneas ascendentes, presentando en toda su sección huellas de corriente (scallops) ascendentes, que nos indican el sentido del flujo hídrico que le originó y que posteriormente, como ya hemos apuntado, probablemente también favorecería el vaciado de los rellenos sedimentarios que prácticamente colmataban hasta la bóveda todo el sector de la Sala de los Cíclopes. En paralelo a la base del pozo de la Sima de los Huesos se desarrolla un nuevo conducto ascendente, de 1m de diámetro, que aparece colmatado a los tres metros de altura por bloques angulosos de caliza y arcilla. En las

arcillas se conservan improntas de zarpas de osos, posiblemente originadas por algún individuo que intentó salir de la trampa natural en que para ellos se convirtió la sima (Figura 4.151).

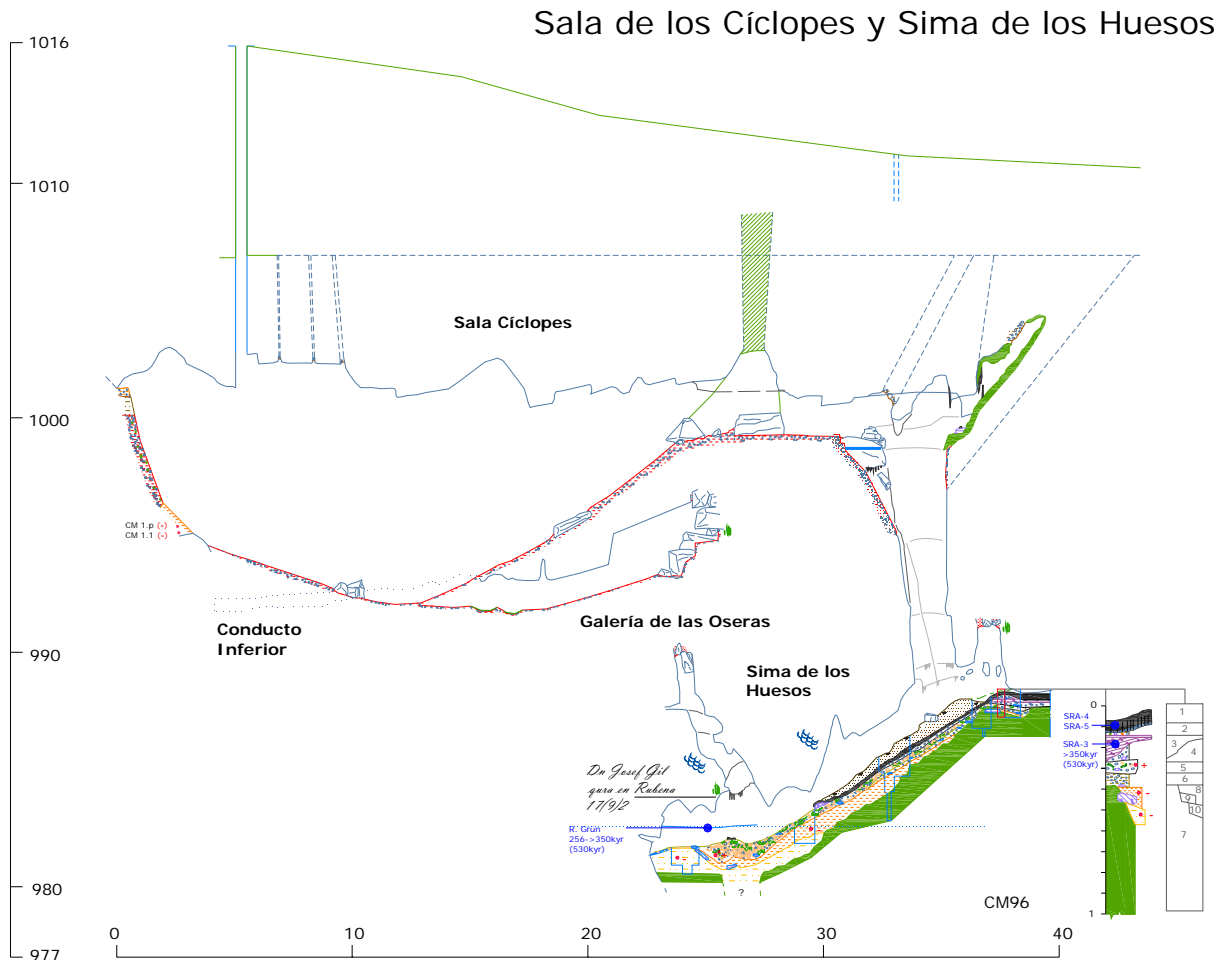


Figura 4.150 Corte transversal de la Sala de los Cíclopes y Sima de los Huesos con referencia de la estratigrafía de SRA según Bischoff *et al.* (2006)

Un segundo conducto ascendente se inicia en la chimenea central del tramo horizontalizado del techo de la salita, su desarrollo no es rectilíneo presentando una anchura decreciente en función de la altura, con diámetros de 1m en la chimenea y 0,7m a los 7,5m de altura, punto en el que aparece obstruido por los bloques calizos, que pueden relacionarse con la entrada de materiales que colapsaron el final de la Sala de las Oseras, y que también se encuentran bajo la misma vertical del tapón superior de margas miocenas localizado en las proximidades de la cabecera de la Sima de los Huesos, por lo que parece evidente que se trata del mismo plano de debilidad que facilitó la formación de este conducto ascendente y posteriormente el colapso de la bóveda y su apertura al exterior en el Pleistoceno, hasta que se produjo su colmatación.



Figura 4.151 Pozo de acceso y conducto de la base de la Sima de los Huesos (Fotografías: J. Trueba y M. A. Martín, Archivo G.E.E.)

La Sima de los Huesos alberga un importante yacimiento del Pleistoceno medio en el que se ha recuperado la más importante colección de fósiles humanos para este período, junto a centenares de osos (Arsuaga *et al.*, 1993, 1997a, 1997b) (Figura 4.155). La secuencia estratigráfica muestra tres episodios sedimentarios interrumpidos, al menos, por un periodo erosivo (Bischoff *et al.*, 1997).

La secuencia se inicia con el episodio I y muestra en su base la presencia de margas blancas masivas, resedimentadas, estériles. Estas margas se detectan en toda la rampa desde la base del pozo de acceso hasta la sala (Figura 4.152-4.155). El punto más alto de la unidad de margas se encuentra en la vertical de la sima y su techo está próximo a los 987,5m de altitud; proceden del conducto lateral y llegan a colmatar su sección. En este punto se ha realizado una cata de control estratigráfico, denominada SRA, en donde se muestra un metro de secuencia caracterizada por el predominio del depósito de margas, seguido de un pequeño nivel de arcillas rojas estériles de unos 10cm de potencia, que se carga de clastos calizos, de margas y fragmentos de espeleotemas, para dar paso al nivel fosilífero, en el que se han recuperado 55 restos humanos de la especie *Homo heidelbergensis*, y una pieza dentaria (AT-4328) probablemente del individuo 6, junto a restos fósiles de al menos dos esqueletos de *Ursus deningeri*, y cantitos de caliza, margas concrecionadas y nodulitos de arcilla (Bischoff *et al.*, 2006).

Columna tipo de la secuencia sedimentaria de la Sima de los Huesos (Cueva Mayor)

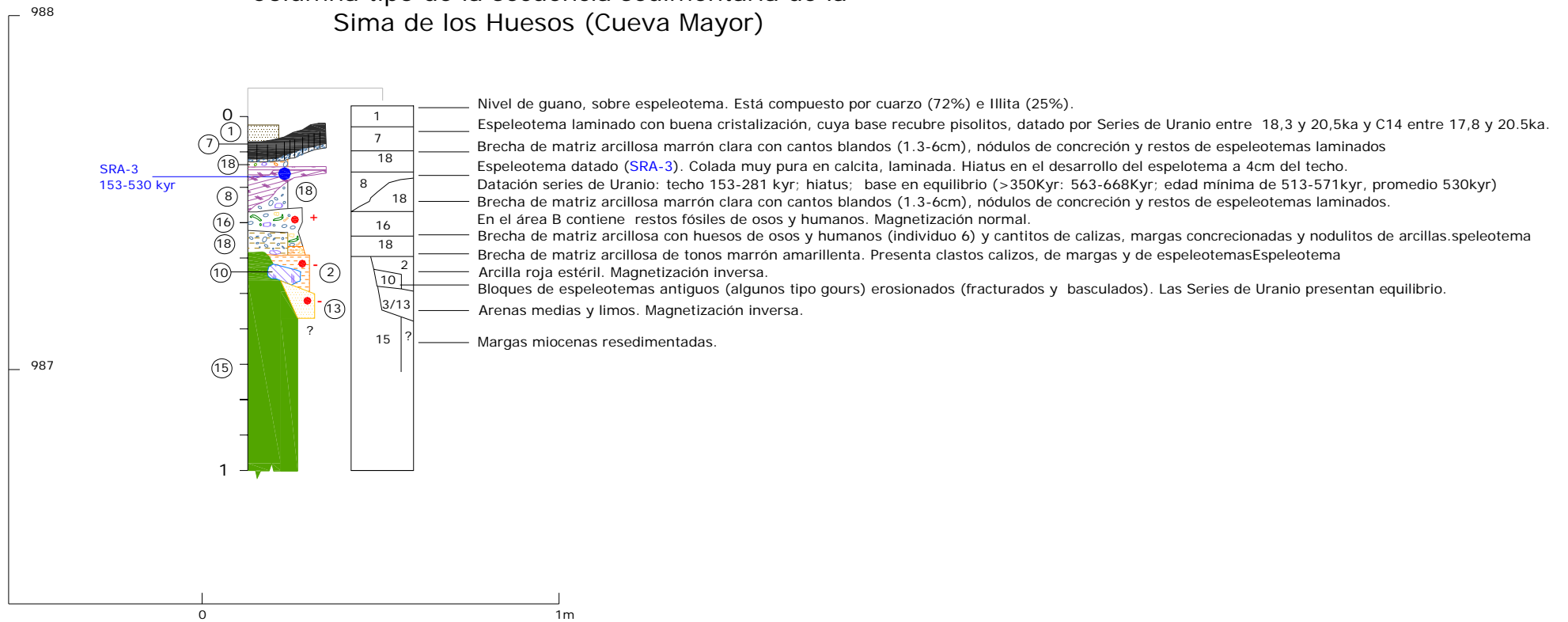


Figura 4.152 Esquema de la secuencia estratigráfica tipo de la Sima de los Huesos (basado en Bischoff *et al.*, 1997, 2003 y 2006)

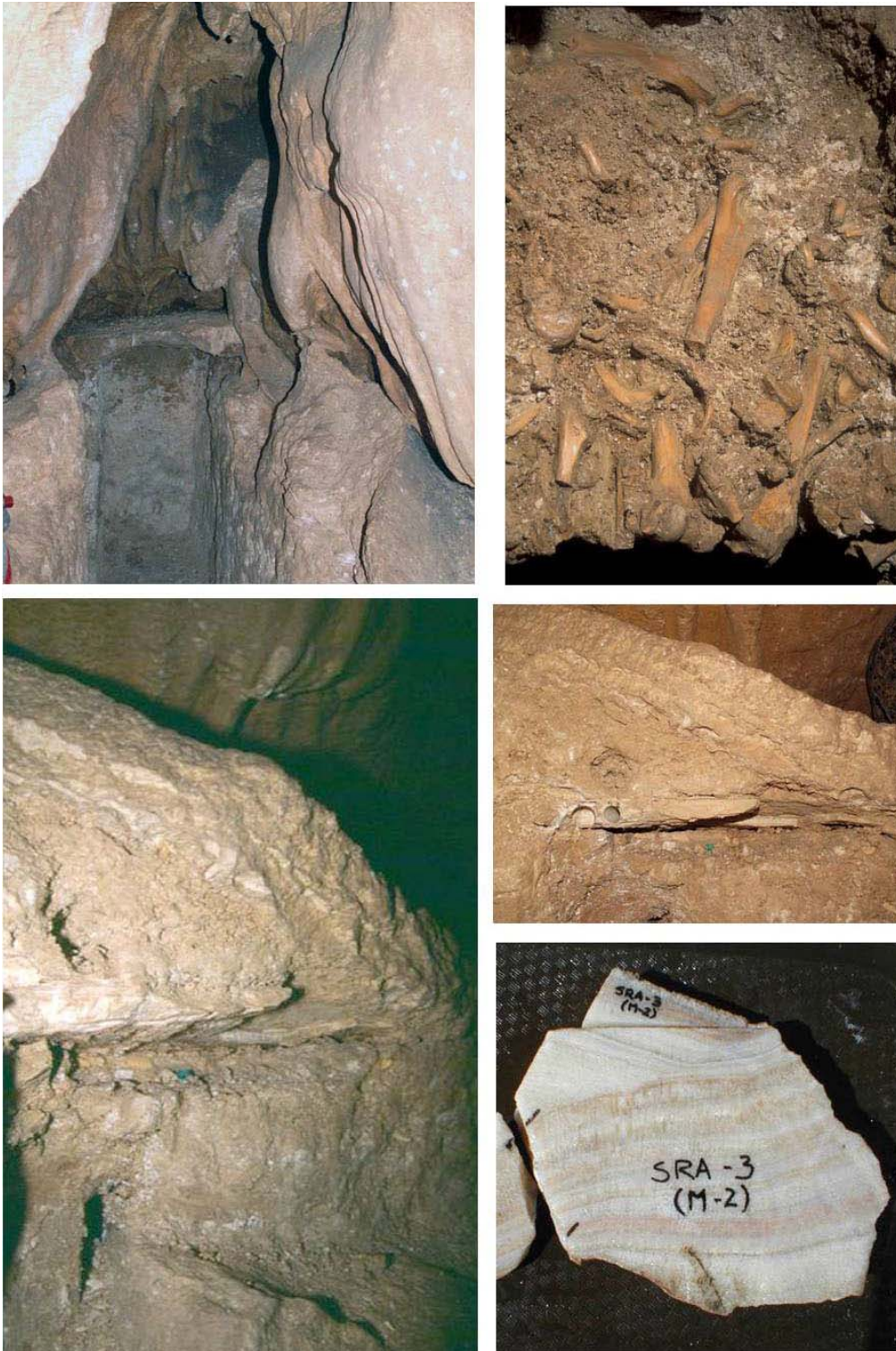


Figura 4.153 Intervención en la Rampa Alta (SRA) de la Sima de los Huesos, con detalle de los restos fósiles recuperados y la costra datada por Series de Uranio que puso al descubierto (Fotografías: J. Trueba y A. Aramburu)

El nivel fosilífero en SRA está sellado por un espeleotema de flujo, que muestra una laminación creciente que se interrumpe a los 4cm de su techo, lo que representa un hiato formativo. Este espeleotema fue analizado con series de Uranio de alta resolución, presentando una edad de inicio de formación del espeleotema en torno a unos 530ka (Bischoff

et al., 2003 y 2006). El nivel superior de la colada estalagmítica fue analizado por series de Uranio proporcionando edades del Pleistoceno superior; en concreto se tomaron dos muestras SRA4 y 5, que dieron valores de 93 +/- 6ka y 95 +/- 6ka que no han sido tenidos en cuenta por presentar contaminación de Torio (Bischoff *et al.*, 1997: 145).

Esta secuencia se confirma en general en otros tramos de la rampa, en donde las facies margosas están erosionadas y se observa el incremento en la potencia del depósito de arcillas estériles, que en la cata del tramo medio y bajo, SRM y SRB respectivamente, han proporcionado una polaridad negativa (Parés *et al.*, 2000), incremento que se confirma también para la brecha fosilífera. La secuencia se cierra con la presencia a lo largo de la rampa de la colada estalagmítica superior, detectada en la base de la sima. Esta colada fue analizada tanto por series de Uranio como por C14, proporcionando el último método valores certeros en torno a los 19ka. Restos de huesos de zorros que se encuentran incluidos en el techo de la colada han proporcionado una edad media de 25ka (Bischoff *et al.*, 1997: 144). Sobre esta colada se ha depositado un nivel de guano de murciélagos, que alcanzó un espesor medio de unos 50cm, en cuya superficie se han recuperado pequeños fragmentos de cerámicas prehistóricas.

En la base de la rampa, tramo del conducto horizontalizado, se localiza el sector excavado en extensión y denominado con la numeración de la cuadrícula del área de excavación, concentrándose una mayor intensificación en la intervención del área B. La secuencia estratigráfica de este sector sigue el esquema general con la peculiaridad de presentar en su base las margas miocenas resedimentadas, que alcanzan una potencia mínima de 2m totalmente estériles en restos paleontológicos del Pleistoceno, sobre las que se asienta un nivel de arenas laminadas, también estériles, que contienen un campo paleomagnético negativo (Parés *et al.*, 2000) y un contacto superior erosivo, con fragmentos resedimentados de espeleotemas rotos, a techo, que presenta equilibrio isotópico indicando una edad superior a 350ka (Bischoff *et al.*, 1997) (Figura 4.154). Estos depósitos componen un primer episodio caracterizado por la colmatación de facies de exterior, margas y arenas relacionadas con eventos erosivos de carácter fluvial, probablemente vinculados con la entrada del importante flujo hídrico que depositó la terraza sedimentaria del nivel inferior del karst y que motivó la reexcavación y vaciado de la Sala de los Cíclopes.

Los clastos de concreciones corresponden a espeleotemas de flujo tipo gour, definidos como del tipo "Cornflakes", indicativos de una formación en charcas tranquilas (Hill, 1976). En las paredes de este sector se conservan colgados y desconectados los restos un delgado nivel de concreción que presenta las mismas características que los fragmentos descritos, que aparece a una cota de 982,6m s.n.m. y a unos 0,90m del techo de las arenas. Estas concreciones han sido analizadas por series de Uranio, mostrando equilibrio isotópico, tanto los fragmentos localizados sobre las arenas o entre la brecha fosilífera analizada por Bischoff *et al.* (1997: 147), como el nivel de concreción colgada (Grün y Aguirre, 1987). Este espeleotema pudo haberse formado sobre el suelo de arenas laminadas existentes en este sector, siendo posteriormente afectado por un evento erosivo posterior, depositándose sobre su superficie erosionada la brecha fosilífera que representa al segundo episodio sedimentario, correspondiente a fases del Pleistoceno medio. Este evento puede relacionarse temporalmente con el documentado en la Sala de los Cíclopes, que propició la topografía actual que utilizaron los *Ursus deningeri*.

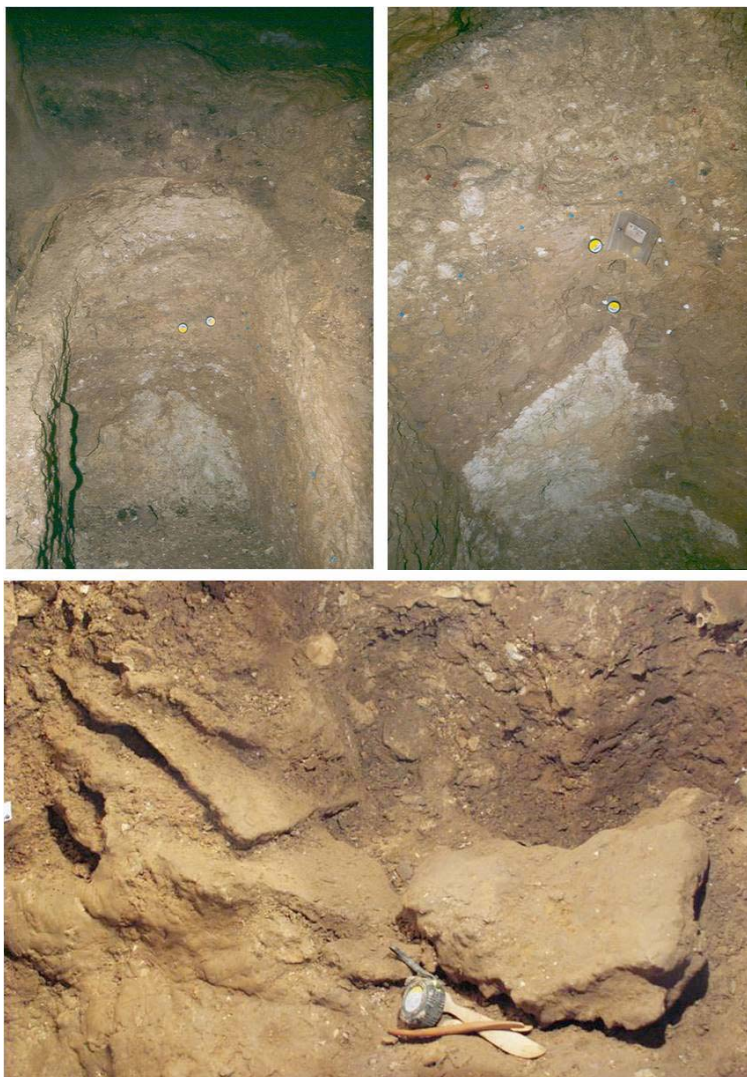


Figura 4.154 Catas de la Rampa Media y Baja (SRM y SRB) en las que aparecen las margas en la base, seguidas de brechas arcillosas (superiores). Costras reposicionadas en la base de la brecha roja fosilífera del área de excavación (Fotografías: J. Trueba y A. Aramburu)

En el área de excavación es interesante constatar la existencia de una fina película de arcilla sobre los huesos de la brecha fosilífera, recubriendo todas sus superficies, indicativo de la presencia de un nivel de agua encharcada y estancada, que marca la altura del epifreático y de la superficie de fluctuación en el pasado. La morfología en pendiente hacia la pared norte de la Sima que presenta el área de excavación, acumulando la mayor potencia de la brecha fosilífera en el cuadro Q, junto a la pared, parece ser indicativa de una zona deprimida previa sobre cuya superficie se acomodó la brecha, relacionada con un posible sumidero de las aguas, a favor del contacto de los sedimentos con la pared norte, siguiendo las rutas de flujo del nivel intermedio del karst.

La brecha fosilífera de matriz arcillosa aparece sellada por la formación de espeleotemas de flujo, con el desarrollo de un colada estalagmítica a lo largo de la rampa de la sima y la costra que concreciona los restos de osos del área central de excavación, cuyas

series de Uranio aportan un rango de formación de 62-112ka, presentando el rango de edad de cinco piezas dentales de úrsidos situados bajo esta concreción entre 53-130ka, resultando ser este espeleotema significativamente más viejo que la colada que recubre el techo de la rampa, representando a un elemento sin relación física e independiente de la colada. Sobre estas concreciones se depositó un nivel de guano de murciélagos. Estos depósitos van a constituir el tercer episodio sedimentario de la Sima de los Huesos (Bischoff *et al.*, 1997).

Diferentes métodos de datación (paleomagnetismo, series de Uranio y radiocarbono) para el tramo central de la excavación proporcionan una datación de 68ka a 25ka para la costra estalagmítica que sella la secuencia, mientras que los fragmentos de concreciones que contiene la brecha fosilífera, así como la costra inferior de la colada estalagmítica de SRA, presentan todos un equilibrio isotópico que indica una edad superior a 350ka (Bischoff *et al.*, 1997, 2003; Falguères *et al.*, 2001), en cuya relación se sitúa la costra de SRA recientemente datada en 513-571ka (Bischoff *et al.*, 2006) y descrita arriba. Con todo ello, los resultados de las dataciones de ESR/U para la entrada de los huesos humanos dan una edad mínima que excede los 500ka, cuyos resultados remarcan, junto con los obtenidos tanto por la microfauna (Cuenca-Bescós *et al.*, 1997, 2001) como por la macrofauna (García *et al.*, 1997b, 2003), un momento antiguo del Pleistoceno medio para el conjunto de fósiles humanos de la Sima de los Huesos. Este conjunto se completa en su base con las unidades sedimentológicas de arcillas estériles, seguidas de arenas y limos, que presentan magnetismo inverso correlacionado con el evento Matuyama del Pleistoceno inferior (Parés *et al.*, 2000) y, por último, un paquete de margas miocenas redepositadas (Figura 4.155).



Figura 4.155 Tramo horizontalizado del conducto de la Sima de los Huesos, en donde se están efectuando las excavaciones arqueo-paleontológicas, que contienen una de las mejores colecciones de restos humanos del Pleistoceno medio junto a restos de osos fósiles (Fotografías J. Trueba)

○ Cueva del Silo

La Cueva del Silo, situada en el extremo SO del karst, presenta una red subhorizontal de morfología freática con evolución vadosa, cuyas galerías se disponen de forma laberíntica a favor de la estructura tectónica (en contraposición a la linealidad de los niveles superiores), caracterizadas por formas erosivas de disolución con abundantes chimeneas ascendentes, indicando las huellas de corriente de sus paredes las mayores paleovelocidades del karst, alcanzando valores de 25 y 26cm/s (Eraso *et al.*, 1998a: 42). Se configuró como la paleosurgencia principal del mismo, tras suceder cronológicamente a las más elevadas situadas en el sector de Torcas, al converger hacia ella el flujo de circulación hídrica del nivel piezométrico que marca el desarrollo del piso inferior del sistema, lo que dio origen al nacimiento del arroyo de Valhondo. La boca de esta cavidad, en la actualidad seccionada, presenta una chimenea ascendente que alcanza los 996,5m de altitud, cota que se relaciona con el nivel de la cuarta terraza del Arlanzón ($T_{4AZN} +60-67m$) (Plano 4, 5 y 8; Alzado 1, 7 y 8) (Figura 4.156).

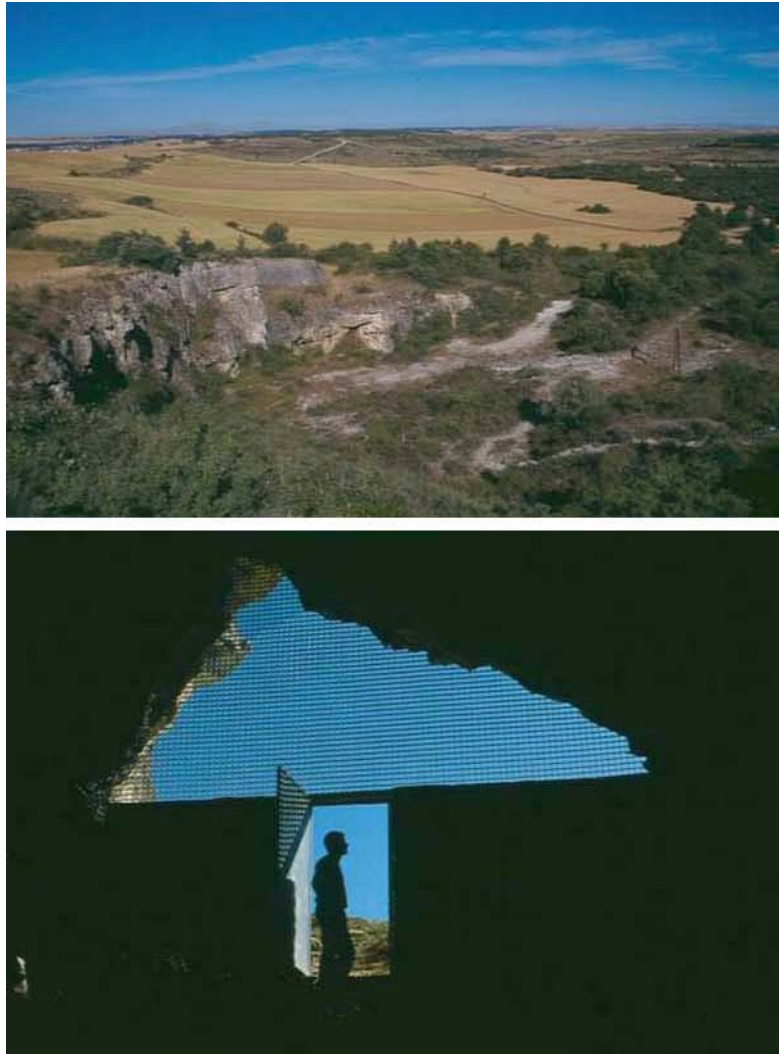


Figura 4.156 Cantera del Silo que destruyó la entrada de Cueva del Silo (Fotografías: M. A. Martín, Archivo G.E.E.)

El carácter surgente de esta cavidad se evidencia por la presencia de chimeneas, relacionadas con morfologías de conductos vaclusianos en régimen ascendente, cuyas huellas de corriente todavía son visibles en la sección cortada de la actual entrada subhorizontal. Muchos de estos conductos ascendentes se concentran fundamentalmente en las inmediaciones de la entrada, en relación con el punto surgente, y en las proximidades de la Sala del Caos, donde se ubica el Paso de los Cíclopes, sector de conexión con el nivel intermedio de Cueva Mayor, enlazando por el tramo conocido como Tubo de los Vientos con las cotas de la bóveda de la Sala de los Cíclopes (Lámina-Sección 48, 53 y 62).

A pesar de presentar destruido el sector de entrada, la cúpula de la bóveda aparece cortada a una cota de 996,5m, si bien las numerosas chimeneas ascendentes permiten frecuentemente superar los 996 y los 1.000m de altitud, mientras que el punto más bajo se localiza a la cota de 978m en la base de La Sima, otro conducto ascendente que en su base presenta la cota inferior de todo el sistema kárstico Cueva Mayor-Cueva del Silo (Alzado 1, 3 y 8 y Lámina-Sección 63), aunque ya hemos dicho que en una de las simas de la Cueva del Compresor, se localiza la cota más baja del karst conocido, ligeramente por debajo de los 970m.

La red laberíntica de Cueva del Silo está compuesta por un pasaje principal desarrollado en dirección ESE-ONO, que se conoce como Galería Principal, que adopta un ligero cambio de dirección hacia la NE-SO en la Sala del Caos, sector en el que conecta a través del Paso de los Cíclopes y de la Galería Inferior a la Sala de los Cíclopes con el segundo nivel del sistema.

Un enrejado de laterales interconectadas de menor entidad, en las que aparte de las direcciones anteriores también se identifica claramente la NNE-SSO, formado por los conductos de La Recta, Enlace Tobogán-Recta, Transversal, de las Arenas y Frontal, forman un conjunto reticulado que a su vez recibe otros pasajes menores.

Todos ellos muestran morfologías de origen freático, con evidencias de evolución vadosa en algunos encajamientos, y con presencia de sedimentos de facies alóctonas de origen fluvial muy interesantes.

En los conductos de Cueva del Silo los espeleotemas son prácticamente inexistentes y puntuales a favor de venas y planos de debilidad, debido a que al ocupar el nivel inferior del karst han estado activos hasta momentos más recientes. El hecho de que estos conductos se desarrollen por debajo de las margas terciarias, tampoco ha facilitado la infiltración hasta que se ha comenzado a producir su desmantelamiento.

En esta cueva son frecuentes los grandes desplomes clásticos de su bóveda, como se constata en la Galería Transversal (Lámina-Sección 56 y 57) o en el pasaje de la Galería Principal y la Sala del Caos, así denominada por el aspecto caótico que presenta el colapso de parte del techo a favor de los planos de estratificación, precipitándose grandes bloques de varios metros cúbicos de volumen (Alzado 1 y 3 Lámina-Sección 50-53) que sellan las secuencias fluviales.

- Sala del Caos

La Sala del Caos conforma un gran volumen de unos 52m de longitud proyectada, por unos 11-22m de anchura y una altura marcada por el graderío formado por los desplomes de la bóveda del techo a favor de los planos de estratificación, que marcan alturas que van desde los 2m hasta los 12m, alcanzando las chimeneas del techo alturas comprendidas entre 13 y 22m. Presenta una dirección NE-SO, apareciendo su extremo oriental colmatado de sedimentos hasta el techo, situado a cotas de 985,5m. En este punto surge un pequeño flujo de agua estacional, que ha incidido en los sedimentos formando un pequeño cauce que finaliza, a los pocos metros, en un sumidero (Lámina-Sección 49-52). En esta zona, así como al comienzo de la Galería Inferior a Cíclopes, se localizan concreciones rugosas, de aspecto coraloide, en la parte baja de las paredes, cuya formación es característica de zonas anegadas.

Muestra características morfológicas de galería freática con importantes chimeneas, con claras huellas de corriente ascendentes, desarrolladas generalmente a favor de venas, que se desarrollan desde los 983,5m hasta los 1.007,5. La morfología de la bóveda freática original únicamente se puede observar en los laterales de la sala, debido a los importantes desplomes citados, en cotas que alcanzan los 989m s.n.m.

En los techos planos visibles por el desplome de parte del estrato se documenta el desarrollo de pendants a favor de las juntas de estratificación, (indicativos de disolución caliza en condiciones anegadas). Estas formas de disolución propiciaron la caída, por gravedad, de grandes bloques, una vez liberado de las aguas el conducto, manteniendo en su superficie un nivel de arcillas negruzcas desarrolladas a favor del plano de estratificación.

El escalonamiento de los techos refleja el buzamiento de los estratos, presentando el escalón más bajo a cotas de 982,7, el segundo a cotas próximas a 984m, y el tercero a 985,5-986,5m. Por su parte, la bóveda de la chimenea mayor alcanza cotas de 1.007,5m s.n.m., igualando las de las chimeneas del nivel intermedio del karst.

El aspecto caótico de la galería se ve acentuado por la irregularidad de su superficie, que aparece erosionada, con zonas deprimidas sobre las que reposa el techo desplomado, perdiendo la sensación de amplitud y linealidad. Junto a antiguas erosiones se documenta el pequeño cauce citado, que facilita la formación de espeleotemas de flujo (*gours*), descendiendo hacia un pequeño sumidero localizado en la pared meridional.

Los diferentes procesos erosivos han puesto al descubierto cortes, más o menos verticalizados, que muestran la secuencia sedimentaria de los rellenos de la cavidad, destacando este punto por la presencia de facies alóctonas de origen fluvial, con gravas metamórficas procedentes del Arlanzón (Lámina-Sección 50 y 51).

Una secuencia tipo puede estar marcada por la presencia de sedimentos procedentes del lecho de canal fluvial, cuyo techo ha sido detectado en diferentes puntos de la sala entre 981,5 y 984m. Esta unidad está compuesta por ortoconglomerados con matriz de arena gruesa

y microconglomerática (Figuras 4.157 y 4.158). Los cantos están muy redondeados, con una esfericidad alta a muy alta, de naturaleza metamórfica, principalmente cuarcítica. Este depósito pudiera tener laminación horizontal, con una clara imbricación de clastos y niveles más ricos en arenas. No se ha visto la base de este depósito en ningún tramo del sistema, localizándose el punto más bajo en el sector central de esta sala, a una cota de 980,8m. Los cantos de la terraza están compuestos por cuarcita, cuarzo, esquistos y metaareniscas con matriz arenosa y a veces están cementadas. Es curioso destacar que no aparecen cantos calizos en esta terraza. Los centiles medios observados y medidos van desde los 2 hasta los 5cm, pero existen ejemplares con ejes de 12-15cm, e incluso algo mayores.



Figura 4.157 Facies finas de limos y arenas de techo de la secuencia de la terraza fluvial (izqda) y Gravas metamórficas de canal (Fotografías: M. A. Martín)

A techo de este depósito se disponen arenas gruesas a muy gruesas, con mineralizaciones ferruginosas en el contacto directo con los conglomerados. El techo de esta unidad es irregular, marcando en el corte central de la sala un paleorelieve de al menos 30cm, sobre el que se disponen, tras un contacto neto, arcillas.

En el corte analizado se documenta que, sobre las arenas, se localizan unos 40cm de arcillas plásticas, de tono gris-verdoso, sobre las que se dispone un paquete de limos arenosos, de 1m de espesor, con intercalaciones centimétricas de arenas medias y de laminación horizontal. En puntos próximos a las paredes, la superficie se encuentra recubierta por un espeleotema de flujo (costra pavimentaria) de calcita con niveles negruzcos.

La presencia de las gravas metamórficas y arenas está marcando un aporte fluvial directo del Arlanzón, pudiendo relacionar este depósito con las agradaciones de los niveles de terraza correspondientes a la T6 o superiores. Las cotas de las arenas se sitúan en torno a cotas de 985m, en coincidencia altimétrica con el nivel de la terraza T6_{AZN} (+44-46m) del Arlanzón, a su paso por la sierra. Con posterioridad, nuevas reactivaciones del karst propiciaron la reexcavación de la terraza, dejando visibles los cortes que ahora hemos estudiado.

Columna tipo de la secuencia sedimentaria de la Sala del Caos (Cueva del Silo)

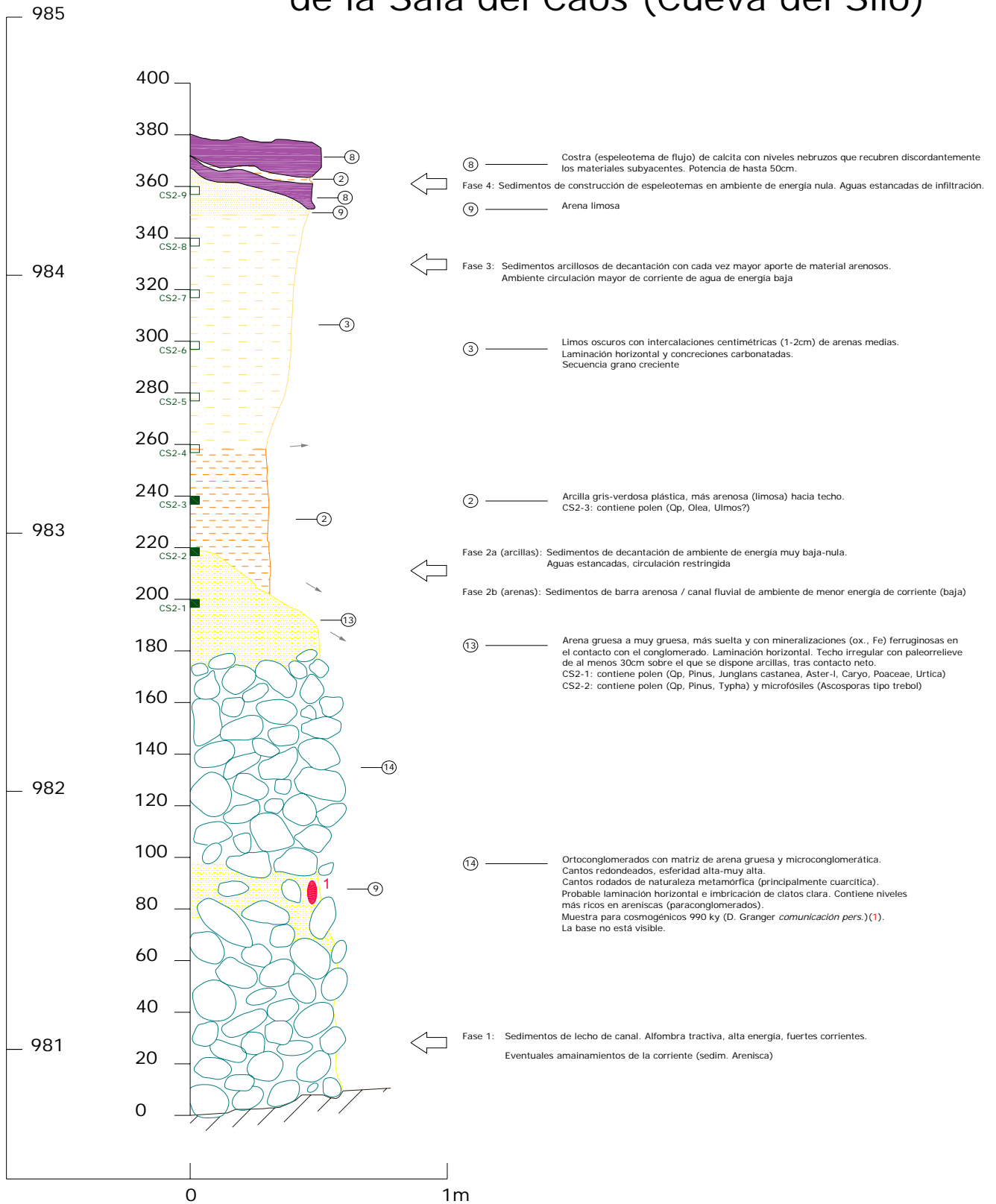


Figura 4.158 Secuencia tipo de la terraza fluvial en la Sala del Caos de Cueva del Silo

A techo de esta secuencia, bajo uno de los bloques caídos de la bóveda de la sala, se depositó durante la Prehistoria reciente un brazalete de oro, de tipología de aristas, propio de la Edad del Bronce. El brazalete se localizaba sobre una pequeña cama excavada en los limos (Lámina-Sección 50 y Figura 4.158), estando bien escondido debajo del bloque. Tras una prospección de la sala documentamos en la pared meridional un panel con grabados prehistóricos postpaleolíticos, con representación de zigzags y trazos lineales. En el sector occidental de la sala, hay un pequeño pasaje en el que se documenta un pequeño silo prehistórico, en cuya base se ha detectado la presencia de los cantos rodados, con un hogar a techo cuyos carbones han proporcionado una edad de unos 3500 BP, con restos de tizonazos en las paredes y bóveda, evidencias éstas que deben ponerse en relación con el hallazgo aurífero (Figura 4.159).



Figura 4.159 Hallazgo de un brazalete de oro de la Edad del Bronce, a techo de la terraza fluvial, protegido por el colapso de bloques (Fotografías: M. A. Martín, Archivo G.E.E.)

- Paso de los Cíclopes

Como se ha indicado al hablar del nivel intermedio, el Paso de los Cíclopes se localiza en el borde meridional de las calizas cretácicas y del Sistema Cueva Mayor-Cueva del Silo. Se trata de una serie de conductos ascendentes que se horizontalizan a cotas de 999,5-1000m, poco antes del Tubo de los Vientos, cotas que se corresponden con los techos del nivel intermedio (Plano 5; Alzados 1, 2, 7 y 8; Lámina-Sección 48).

Tras un primer tramo ascendente, se localiza un pequeño sector horizontal, con bóvedas situadas en torno a los 992m de altitud, que se enrasan con los techos de la Sala del Caos. En este tramo del conducto se documenta una secuencia de limos laminados de unos 50cm (cuyo techo aparece a 992) y unos 30cm de arenas concrecionadas que pasan lateralmente, según se observa en una chimenea erosionada entre los sedimentos, a un paquete de 1-1,5m de potencia vista de margas blancas con arcillas (990,7-992), sobre las que se apoya un paquete erosionado de al menos 1m de brecha (992-993), compuesta por cantos

calizos subangulosos con matriz arcillosa. Parece que los materiales buzan desde Cíclopes (Figura 4.160).



Figura 4.160 Pozos chimeneas ascendentes que dieron el nombre de Paso de los Cíclopes (superior), detalles de limos laminados que sellan una brecha caliza situada a techo de los rellenos de este sector (Fotografías: M. A. Martín, Archivo G.E.E.)

Esta secuencia se constata en otros puntos aislados y colgados del conducto inferior, alcanzado la bóveda a 992m s.n.m. La secuencia vista presenta unos 80-100cm de potencia y su mitad superior se caracteriza por la superposición de niveles, en cuya base aparecen unos 40cm, a techo, de una brecha de cantos centimétricos de caliza con matriz de arcillas, de tonalidad rojo oscuro, sobre la que se asienta un nivel de unos 28cm de limos arenosos y arenas laminadas con intercalaciones de bandas blanquecinas de margas. La secuencia se cierra con un nivel de 12cm de arcillas de decantación que alcanzan la bóveda del conducto a 992m.

El extremo occidental de este paso debe relacionarse directamente con el exterior, dado que aparecen animales muertos en conexión anatómica (al menos hemos identificado un roedor y un lagomorfo), así como ramas y troncos. También se constata la presencia de sedimentos blanquecinos margosos.

Este conducto vertical se ha debido formar en dos tiempos, bajo condiciones freáticas, una primera fase con un nivel piezométrico relacionado con cotas próximas a 1003m, vinculado

con la formación del nivel intermedio y la terraza T3_{AZN} y un segundo momento, cuyo techo se vincula a cotas de 992m y los suelos con cotas de 988m, con un punto bajo detectado en la base de las pequeñas marmitas situadas a cotas de 985,5m, enlazando con la Sala del Caos, relacionado con niveles piezométricos de las terrazas inferiores, T4_{AZN} o T5_{AZN}, del Arlanzón (Figura 4.161).



Figura 4.161 Pozo-chimenea ascendente que da acceso a la parte superior del Paso de los Cíclopes, donde el conducto se horizontaliza colmatándose por sedimentos (Fotografías: M. A. Martín, Archivo G.E.E.)

Una vez que los conductos fueron liberados por las aguas se produjo la sedimentación parcial de los mismos. Por la presencia de los puntuales rellenos sedimentarios que aparecen colgados en las paredes de esta sima, podemos indicar que se produjo la sedimentación de, al menos, la mayor parte del conducto, seguida de procesos erosivos. Las brechas de cantos y arcillas de tonalidad rojo oscuro, marcan la entrada de coladas de barro del exterior, sobre las que aparecen las facies finas de arenas y limos que llegan a colmatar el conducto inferior y marcan un origen fluvial a las mismas, relacionado con una fase de entradas masivas por el nivel inferior. Por último, una antigua entrada de sedimentos margosos con cantos calizos redondeados se documenta en la base del pozo de equilibrio, que parece indicar la resedimentación de margas desde cotas relacionadas con un techo a 992m, propias de las bóvedas del nivel inferior, cuya posición, aunque no clara, parece indicar una relación lateral con la facies fina de arenas y limos, secuencia que se relaciona con la proporcionada en el episodio I de la Sima de los Huesos (margas y arenas) de Bischoff *et al.* (1997).

La topografía actual es fruto del vaciado de los sedimentos que colmataban el tramo inferior de este pasaje, dejando colgados en las paredes restos descontextualizados de la sedimentación original, que evidencian la existencia de una reactivación hídrica de los sedimentos alóctonos fluviales, constante en toda la red de Cueva del Silo.

- Galería Inferior a la Sala de los Cíclopes

Se trata de una pequeña galería freática de unos 23m de longitud por un metro de anchura y unos 2m de altura media, que presenta un techo a cotas de 988m s.n.m., que finaliza en un conducto ascendente colmatado con bloques calizos, angulares, de grandes dimensiones, con matriz arcillosa, situado debajo de la Sala de los Cíclopes. La superficie de este conducto, situado a unos 986m de altitud, se caracteriza por la presencia de arcillas con la superficie ennegrecida (Planos 8; Alzado 1 y 8 y Lámina-Sección 29 y 49).

En el sector de unión con la Sala del Caos esta lateral presenta en su bóveda nichos de disolución que desarrollan chimeneas a favor de venas, que alcanzan cotas de 994m s.n.m., destacando que una de ellas supera los 1001m de altitud, equiparándose con las chimeneas de la Sala del Caos, dando una morfología irregular. Se documentan pequeños desplomes de techo, y la presencia de facies fluviales (arenas y gravas a cotas de 981,6m) que evidencian su relación con la Sala del Caos.

En el tramo central de este pasaje se documenta el panel de grabados descubierto en 1965 por el Grupo Edelweiss (Plana, 1967). Se trata una estación formada por un conjunto de tres grabados caracterizados por morfologías de zigzag y reticulados, identificados con los motivos CS2-4 de García *et al.* (2004). Entre los *graffitis* que aparecen a lo largo del conducto destacan aquellos fechados a finales del siglo XIX y principios del XX, por corresponder a visitas anteriores a la rotura de la boca de entrada por el frente de cantera.

- Galería Principal

Desde la Sala del Caos el conducto que denominamos Galería Principal se adapta al sentido ONO, durante unos 65m de longitud proyectada, hasta alcanzar la entrada a la cavidad, como ya hemos dicho, la antigua paleosurgencia de El Silo de Valhondo. Se caracteriza por presentar dimensiones más uniformes, con anchuras medias de unos 8-12m y alturas medias de unos 8-9m y bóvedas que marcan un punto alto en el tramo central de la galería en torno a cotas de 993m y chimeneas ascendentes que llegan a superar los 996m de altitud, en relación con la influencia del punto surgente que representó la salida de las aguas subterráneas durante el Pleistoceno, en la cabecera del arroyo del Valhondo (Plano 8; Alzados 1, 7 y 8; Lámina-Sección 53).

El conducto original se formó en condiciones freáticas, desarrollado a favor de una vena, sección actualmente alterada en su tramo central por un gran desplome del techo del conducto, que incluyó un gran bloque de más de 9m de altura que dificulta el tránsito, presentándose un cono asimétrico de más de 5m de altura, con coladas estalagmíticas que parcialmente lo estabilizan.

Secuencia sedimentaria del silo de la Sala Principal (Cueva del Silo)

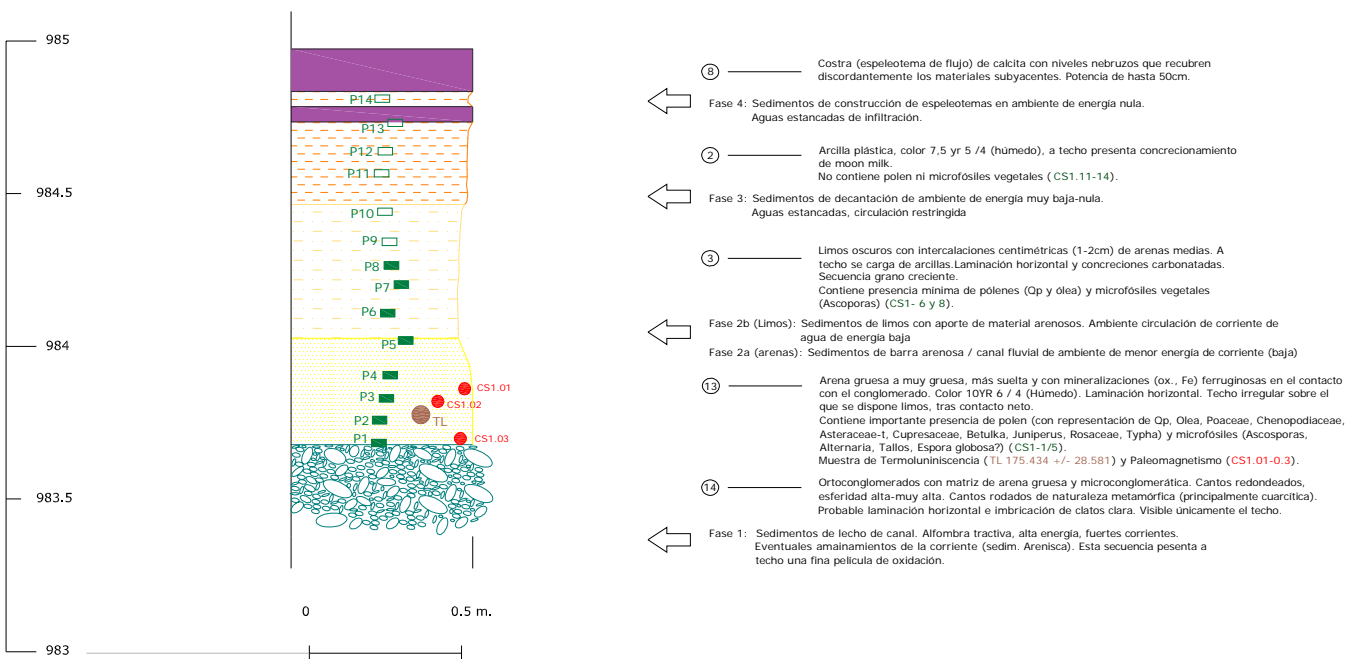
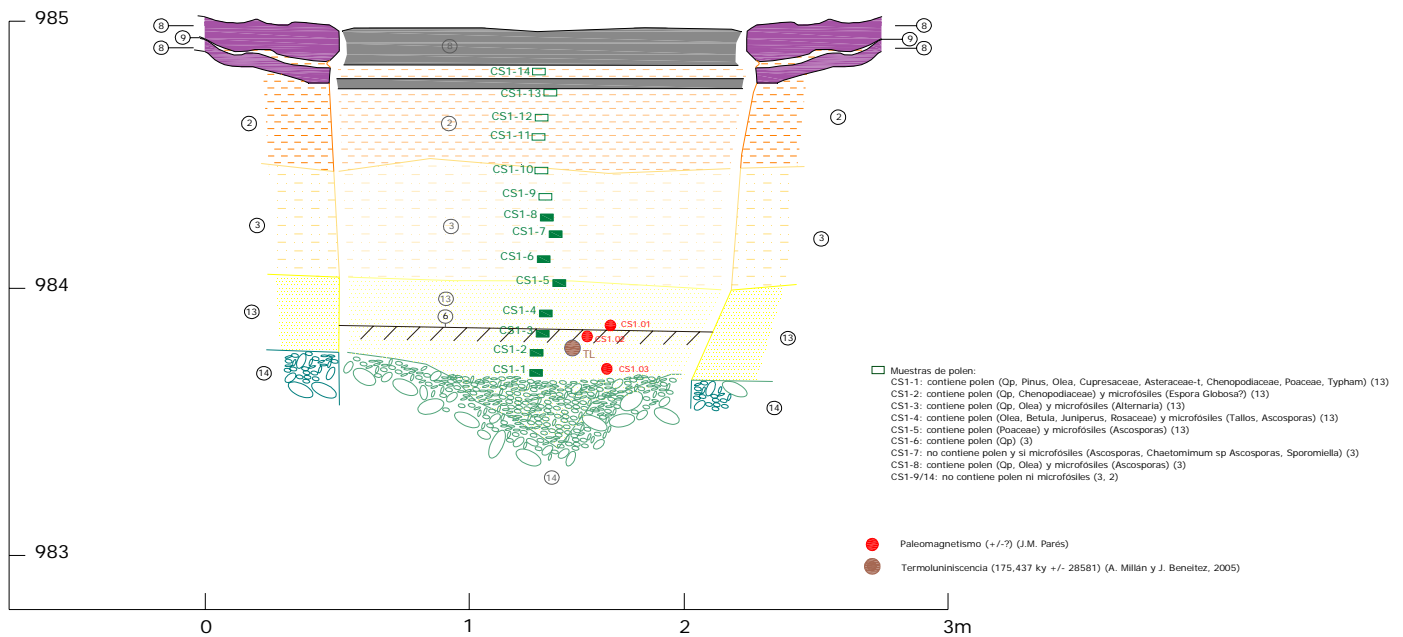


Figura 4.162 Secuencias de la terraza fluvial detectada en la Galería Principal de la Cueva del Silo

En las proximidades de la Sala del Caos se localiza un pequeño entrante, a favor del plano de debilidad que forma la galería de La Recta, en donde aparece un pequeño silo prehistórico. El silo presenta un diámetro de aproximadamente 180cm y una profundidad de unos 70cm, en cuya base se documenta el nivel de terraza de la Sala del Caos.

Este nivel de gravas metamórficas también está presente en el frente verticalizado de un sumidero situado en el primer tramo de la galería. Igualmente, junto al cono de deyección de la actual entrada, otro silo mayor, posiblemente prehistórico, permite observar la misma secuencia fluvial con gravas metamórficas, detectada y descrita en la Sala del Caos. La base de esta secuencia se inicia con el techo del nivel de gravas metamórficas, localizado en el sumidero a 982,5 y en el silo mayor a 984m de cotas absolutas, con cantos rodados de 1-2cm a techo, que incrementan su tamaño en profundidad, que pasan a arenas con mineralizaciones ferruginosas a techo de la secuencia (Figuras 4.162 y 4.163).



Figura 4.163 Terraza fluvial detectada en los silos prehistóricos y cortes de la Galería Principal de Cueva del Silo, excavados hasta el nivel de gravas (Fotografías: M. A. Martín)

En el nivel arenoso del silo de la entrada se realizó, durante la campaña de 2004, un muestreo para datación por Termoluminiscencia por parte del Laboratorio de Datación y Radioquímica de la Universidad Autónoma de Madrid (Millán y Beneitez, 2005) dando edades con un rango de 175434 +/- 28581 (MAD-4224 TL) y 169795 +/- 28581 (MAD-4237 OSL), cuyo resultado es ilógico con la información geomorfológica de que se dispone. Se han tomado nuevas muestras para paleomagnetismo que actualmente están en curso de estudio.

En el corte del silo de entrada se han tomado muestras de polen, siendo indicativa la presencia de polen en las facies arenosas y limosas.

Con la Galería Principal hay que relacionar el eje de circulación formado por las galerías Transversal-Arenas-Frontal, en donde se localizan facies arenosas de barra fluvial, detectadas principalmente en la Galería de las Arenas, que alcanzan cotas de 985,5m, superiores altimétricamente a la facies de arenas y gravas metamórficas del eje principal. Este eje secundario ocupa un camino alternativo a la dirección del flujo forzado relacionado con la entrada directa del Arlanzón, formando un desvío que se inicia en la Galería Transversal,

continúa por la Galería de las Arenas y la Frontal para converger en el punto surgente de la entrada de El Silo de Valhondo. Se conservan varias estaciones de huellas de corriente, remarcando la existente en la Galería Transversal, con dirección SE, hacia la de las Arenas, con una estimación de paleovelocity de flujo de 11,5cm/s, mientras que las estaciones del eje principal, tanto de la Sala del Caos como de la Galería Principal, marcan direcciones O, hacia la surgencia, y paleovelocity estimadas entre 16,7 y 26cm/s (Eraso *et al.* 1998a: 41-42). Hay que destacar que este flujo alternativo va a producir una incisión vadosa en la Galería Frontal, en relación con el aumento de energía que implica la salida de las aguas.

En relación con la presencia de restos arqueológicos, cabe destacar la existencia de los silos prehistóricos que, como se ha indicado, alcanzan el nivel de terraza descrito. De estos silos destaca el situado en el sector inicial de la galería, contiguo con la Sala del Caos, por presentar en su superficie un pequeño hogar que ha sido datado por C¹⁴ en los laboratorios de Beta Analytic (Beta-201758), dando una edad de 3520 +/- 40 BP, que proporciona una fecha adecuada a la tipología del brazalete áureo recuperado debajo de uno de los bloques de la Sala del Caos. El silo se localiza en el tramo final del pasaje y en sus paredes aparece un conjunto significativo de tizonazos, junto a una inscripción en carbón de *Josef Gil 1782* (Ortega *et al.*, 2006). Otro de los puntos con restos arqueológicos corresponde a la pequeña oquedad que se localiza tras el gran bloque colapsado en donde se recuperaron pequeños fragmentos de cerámica a mano de época prehistórica.

- Galería Transversal

La Galería Transversal, ortogonal al conducto principal, presenta un trazado rectilíneo de sentido SSO, con huellas de corriente principalmente ascendentes, pero con ejemplos claros de flujo en sentido S, hacia la Galería de las Arenas, contando con numerosos aportes laterales que proporcionan un aspecto laberíntico a su tramo final (Plano 8; Alzado 8; Lámina-Sección 56 y 57).

La morfología de este sector muestra un conducto freático, caracterizado por presentar un desarrollo importante de chimeneas a favor de nichos de disolución, que indican un flujo ascendente, al igual que buen número de huellas de corriente, aunque en el sector de enlace con la Galería Principal las evidencias se complican y a veces presentan direcciones opuestas, lo que indica un flujo no preferente y laberíntico.

El suelo muestra gran irregularidad, debido a la presencia de zonas deprimidas con la típica forma de embudo, que delata la presencia de sumideros, lo que evidencia una fase erosiva. Por los rasgos externos se han podido diferenciar claramente dos sumideros en este pasaje, localizados junto a la pared rocosa, en la mitad septentrional del conducto (Lámina-Sección 56: CS13 y 15) (Figura 4.164).



Figura 4.164 Diferentes vistas de la Galería Transversal donde se observa el desarrollo vadoso del conducto (Fotografías: M. A. Martín, Archivo G.E.E.)

El sumidero principal se sitúa próximo a la Galería Principal, de la que le separa un importante colapso de bloques, presenta en su base depósitos finos, compuestos por sedimentos arcillosos, limos y arenas, sobre los que se apoya el derrumbe de clastos y bloques calizos angulosos, de tamaños medianos a grandes que proceden de la Galería Principal. En

este sector se recuperaron varios fragmentos cerámicos de una misma vasija correspondiente a una pieza carenada de la Edad del Bronce.

El segundo sumidero, situado al norte del tramo laberíntico en que confluye la Galería de Enlace Recta-Tobogán, presenta un frente sedimentario de unos 3m de potencia, que permite conocer la presencia de un importante paquete de arcillas limosas y limos, que a techo aparecen laminados, con un metro de potencia, llegando a cementarse su superficie (10cm) (Lámina-Sección 56: CS13-14).

Al otro lado del tramo laberíntico, ya al sur del Tobogán (Lámina-Sección 57: CS16), se localiza un relleno del exterior, cegando la sección, cuyo techo esta concrecionado. Este depósito se caracteriza por una brecha de clastos blandos de margas y cantos calizos miocenos soportados con matriz arcillosa de tonos oscuros, que aparece recubierta de concreción (tipo *moonmilk*). Esta brecha se apoya sobre un saliente rocoso, bajo el que aparece un sedimento limoso-arenoso. Esta secuencia se puede observar en la pared opuesta, rellenando un conducto vertical o pozo, que presenta en la base limos y arenas, sobre los que se deposita un paquete arcilloso de 1,2-1,5m de espesor.

Restos de sedimentos finos colgados en las paredes de este conducto aparecen en la sección CS17, que destaca por arenas carbonatadas a cotas de 985-986m de altitud, conservadas en los entrantes de la pared rocosa del conducto, mientras que en la base del sumidero (situado a 981,5m s.n.m.) se documenta un depósito cementado, de aproximadamente 1,2m de potencia adherida a la roca, compuesto por una secuencia que en la parte inferior presenta arcillas naranjas, seguidas de arcillas blanquecinas y limos, que aparecen entre un bloque colapsado del techo y la base del sumidero. Estos restos de sedimentación cementada ponen en evidencia la existencia de procesos erosivos en este sector.

El proceso erosivo descrito se evidencia también en la presencia de pozos o marmitas rellenas total o parcialmente por limos (Lámina-Sección 56 y 57: CS14 y 16), marcando el encajamiento del nivel de base local, con el que debe estar vinculada la formación de los sumideros de esta galería. Este proceso erosivo tuvo que estar vinculado con la entrada de aportes directos del Arlanzón, que dejaron gravas cuarcíticas, arenas y limos en la Galería Principal y Sala del Caos, y limos y arenas en esta galería.

Entre las evidencias de visitas a Cueva del Silo destaca esta cavidad por presentar una inscripción de 1731, que representa la entrada más antigua en época moderna.

- Galería de La Recta

Paralela a la Galería Transversal, presenta un trazado rectilíneo en dirección NNE-SSW y huellas de corriente que indican un sentido de circulación ascendente y hacia el NNE, proveniente desde el Valle del Arlanzón hacia la Galería Principal, con la que no llega a conectar debido a la estrechez de la disolución en el mismo plano de debilidad que se observa a ambos lados. Este conducto presenta una planta en "Y", con bóvedas situadas en torno a los 984m de altitud, con importante disolución de nichos a favor de venas, desarrollado en un

estrato calizo con bancos de rudistas y manchas de óxidos de hierro. Su piso está cubierto por sedimentos finos, que aparecen a una cota próxima a los 982m para el tramo rectilíneo, presentando el tramo meridional una superficie deprimida, con un punto bajo a 979,5m que representa un sumidero (Lámina-Sección 54: CS1-6).

El extremo meridional está formado por dos pequeños conductos que convergen en un pasaje de unos 31m de largo y una anchura media de 1,5m y una bóveda a unos 2m de altura (Figura 4.165). Una antigua entrada colmatada por sedimentos del exterior se localiza en el borde sur de esta galería, presentando a techo un relleno de margas con clastos calizos subredondeados, que deben corresponder a la superficie alterada de las calizas cretácicas en su contacto con el lago mioceno en este sector de la sierra.

Lateralmente se documenta una entrada de sedimentos compuesta por cantos blandos de margas, clastos subredondeados y cantitos calizos, con fragmentos de concreciones soportados con matriz arcillosa (Lámina-Sección 54: CS5) (Plano 5 y 8; Alzado 8; Lámina-Sección 54 y 52: CM40).

En la parte inferior del tramo rectilíneo se han formado, sobre la base de las paredes, cristalizaciones rugosas de aspecto coraloide, formadas bajo aguas encharcadas, alcanzando una potencia de entre 0,30 y 1m.

En el tramo distal de esta galería destaca la presencia de tizonazos y de inscripciones en negro de 1782 relacionadas con lugareños de la localidad de Rubena, que se vinculan con la incursión realizada a finales del siglo XVIII por indicación del párroco de esta localidad don Francisco Manuel de Padua, con la finalidad de proporcionar información de las cuevas al geógrafo del rey Tomás López (Ortega *et al.*, 2006; Rilova y Ortega, 2007).

- Galería de Enlace La Recta-Tobogán

Es el pasaje que enlaza la Galería de La Recta con el tramo descendente conocido por Tobogán, localizado en el sector laberíntico situado en la parte central de la Galería Transversal. Su dirección es sensiblemente ortogonal a las galerías citadas, adoptando en conjunto una forma de retícula. Está formada por un conducto de unos 32m, con dirección preferente SE-NO, cuyas huellas de corriente son principalmente ascendentes (Plano 5 y 8; Alzados 7 y 8; Lámina-Sección 55).

En el contacto de este pasaje con la Galería de La Recta se abre un conducto de techo colmatado con una brecha de cantos redondeados calizos (de aspecto mioceno) soportados con matriz de margas (Figura 4.165). Puede que se esté ante la disolución de la bóveda que ha alcanzado el contacto de la secuencia geológica cretácica con la base del lago mioceno, dado que estos sedimentos se mantienen a techo en todo este sector, correspondiendo a facies en posición primaria. Sin embargo esto no es lo que ocurre con la entrada de sedimentos lateral que presenta este sector, ya que sobre el sustrato arcilloso que forma el suelo se deposita un tapón de arcillas y margas con clastos calizos, de similar apariencia a la documentada en el sector de Cíclopes (Cueva Mayor), y el sector de entrada de Cueva Peluda. Estos depósitos indican la presencia de una entrada lateral (Lámina-Sección 55: CS7, Figura 4.166: sup dcha).

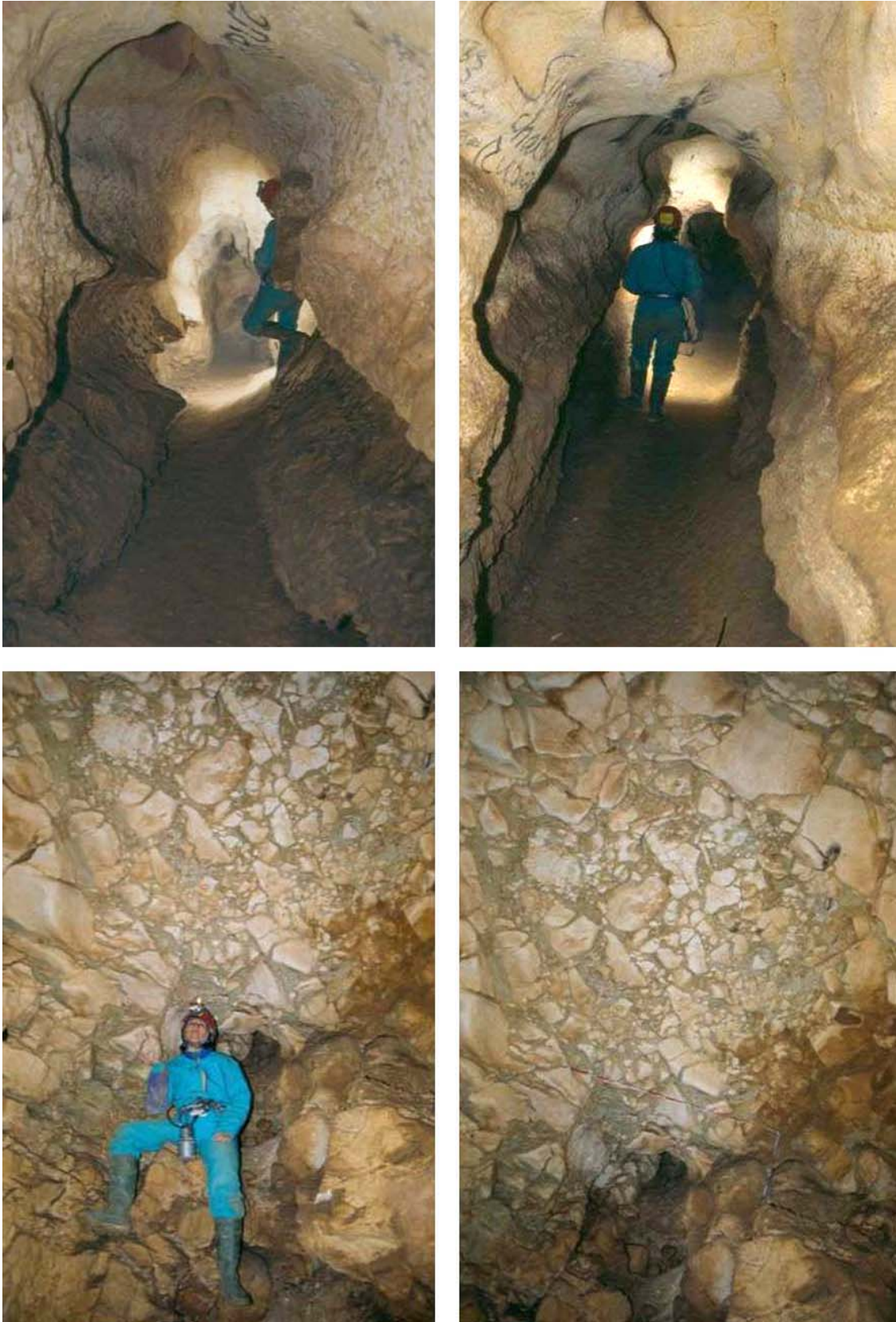


Figura 4.165 Conducto de sección freática de la Galería de La Recta (superiores), la bóveda del conducto alcanza el límite entre las calizas mesozoicas y los sedimentos terciarios (inferiores) (Fotografías: M. A. Martín, Archivo G.E.E.)

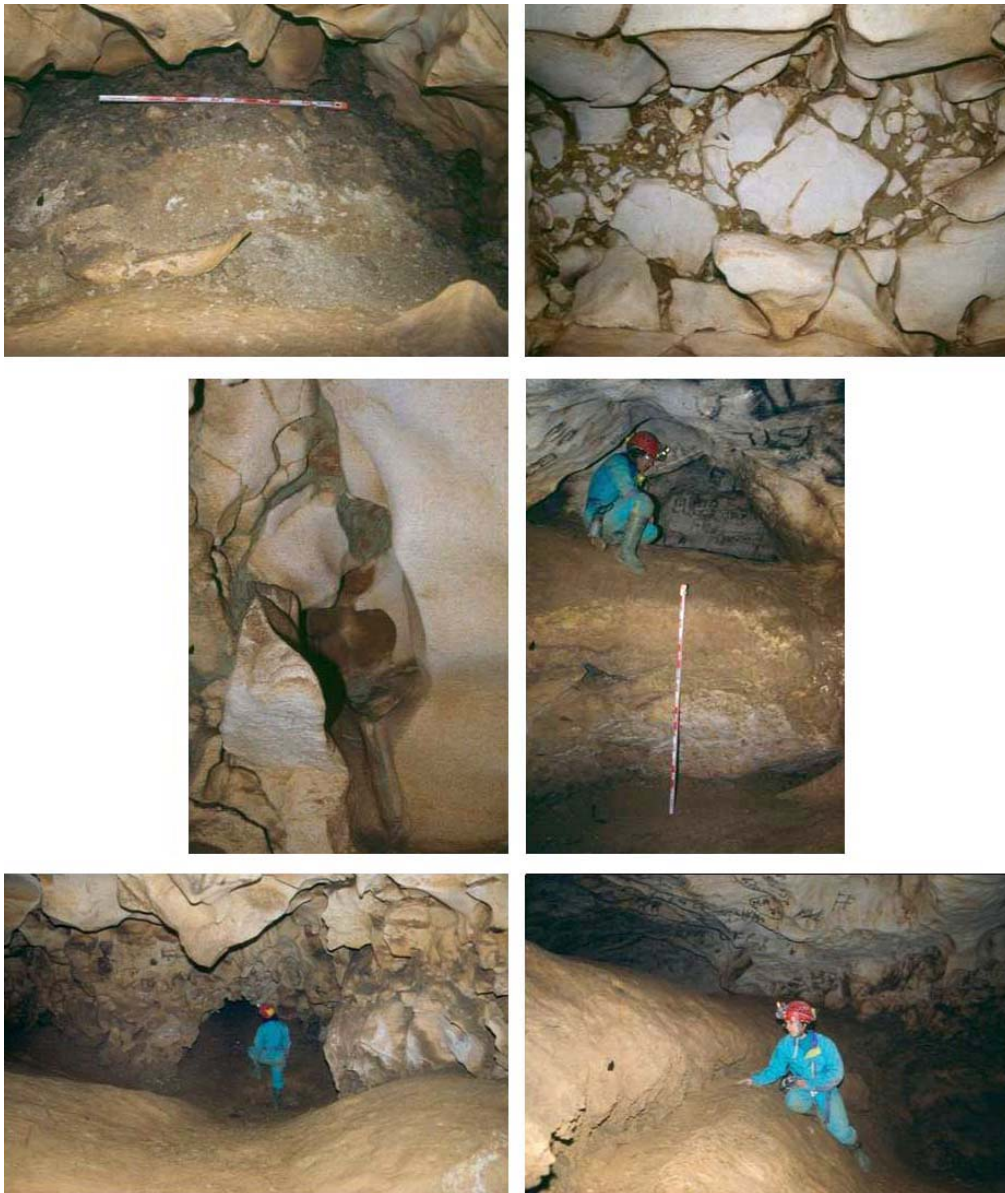


Figura 4.166 Conducto Enlace Recta-Tobogán. Entrada de margas del exterior (sup izda). Posibles contactos litológicos que frenan el desarrollo a techo de conducto (sup dcha e intermedia izda) y facies finas de interior (Fotografías: M. A. Martín, Archivo G.E.E.)

Estos pasajes presentan una anchura de unos 5-6m por una altura de 2-3m, con sedimentos de facies finas de interior conformando el suelo en torno a unos 983,5m de altitud (Lámina-Sección 55: CS8-9 y CS10 y Figura 4.166), en donde hay un silo, que da paso a una zona deprimida o sumidero en su tramo central, señalada en la sección CS9, con erosión de vaciado de los sedimentos y forma de embudo, cuyo punto más bajo está situado a 981m s.n.m. La secuencia vista, muestra una potencia sedimentaria máxima en torno a 2,5m, compuesta por un paquete superior de 0,5m de arcillas, bajo el que se documentan, al menos,

unos 2m de arenas y limos. A techo del nivel de arenas y limos aparece un fragmento de concreción laminar, tumbada y resedimentada, recubierta de sedimentos arcillosos.

Destaca la presencia de una nueva estación de arte rupestre, en el inicio del segundo tramo de esta galería (Lámina-Sección 55: CS10), compuesta por grabados poco profundos que se agrupan en tres conjuntos. El primero se localiza en la pared izquierda de la bóveda de la chimenea derecha, y se caracteriza por grabados de zigzags, retículas y trazos paralelos horizontales y curvos, también se documentan unos posibles zarpazos. El segundo conjunto se localiza en las paredes de la chimenea central y presenta varios zigzags de variable longitud, junto a trazos rectilíneos paralelos. El tercer conjunto se encuentra en el acceso a la pequeña gatera y está compuesto por un zigzag, trazos paralelos y rectilíneos. Además, aparecen otros dos grupos más de trazos aislados rectos y verticales, junto a trazos curvos que parten de la vena, que podrían corresponder a un zarpazo de oso. También se documenta una especie de “bigote” y un tipo de “X” con zigzag de un solo pico.

Tras una estrechez, se vuelve a observar una bóveda de sección circular, típica de disolución en régimen freático, a 986m de altitud (Lámina-Sección 55: CS11), mientras que la superficie presenta un vaciado de los sedimentos, que muestra una forma de cono asimétrico, formado por procesos de reactivación a favor de un sumidero. Vaciado que ha dejado colgado un relleno en la pared que muestra una pequeña secuencia de arenas de grano grueso, erosivas, de unos 55cm de potencia, que presentan la siguiente distribución de base a techo: apoyándose en la roca se documenta una delgada capa de arcillas, seguida de una plancha de concreción de 4cm de espesor. Por encima, aparece un paquete de arenas laminadas en cuya base se localiza un nivel de unos 10cm de potencia, de cantitos de arcillas, arenas groseras y margas y calizas, seguido de un lecho de otros 10cm de arenas groseras, para pasar a un nivel irregular, de unos 10-12cm, de limos y arcillas, que a techo pasan a limos blanquecinos (margosos). Siguiendo la secuencia, observamos la presencia de un paquete de arenas concrecionadas de 10cm de potencia, para finalizar con un nivel de otros 10cm de arcillas. Restos colgados del pequeño nivel de concreción, seguido de un lecho de margas y arcillas se encuentran en otros puntos de la pared. En este tramo de la Galería se documentan grabados prehistóricos postpaleolíticos, así como inscripciones de *graffitis* de los siglos XVIII y XIX.

- Lateral de los Pendants

Se trata de otro aporte hacia la Galería Transversal, justo en el quiebro ortogonal que da origen a la Galería de las Arenas, localizándose en el borde SW del Sistema Cueva Mayor-Cueva del Silo, ya bajo la Trinchera Blanda del Ferrocarril Minero, en el frente escarpado que forman las calizas cretácicas en este sector, según los datos de la geofísica (apartado 5.3.6). Corresponde a una pequeña lateral de unos 28m de desarrollo, cuya anchura varía desde los 0,8m del tramo de acceso, a 6,5m de la salita central, hasta los 1-1,5m del tramo último del pasaje, mientras que su altura varía entre 1 y 4m (Plano 8; Alzado 7 y 8; Lámina-Sección 58). Presenta un conducto freático, caracterizado por canales de disolución de los que sobresalen los característicos pendants, típicos de morfologías freáticas, junto a un pozo de equilibrio con huellas de corriente ascendentes. Se desarrolla en un nivel fosilífero (rudistas) de las calizas

cretácicas, presentando los techos cantos calizos cementados y margas, que indican el límite de la secuencia cretácica con el contacto de las estructuras de la secuencia terciaria.

El tramo distal del conducto (Lámina-Sección 58: CS18) está colmatado por aportes laterales de facies de exterior, que presentan una secuencia de 120cm de potencia vista, a cuyo muro aparecen las margas, de las que únicamente se ven 40cm por cegar todo el conducto, seguidas de una brecha de 70cm de espesor conocido, formada por clastos calizos y cantos blandos de margas, soportados con matriz arcillosa, que se apoyan sobre un nivel de arenas, que se asienta en un saliente rocoso (Figura 4.167).

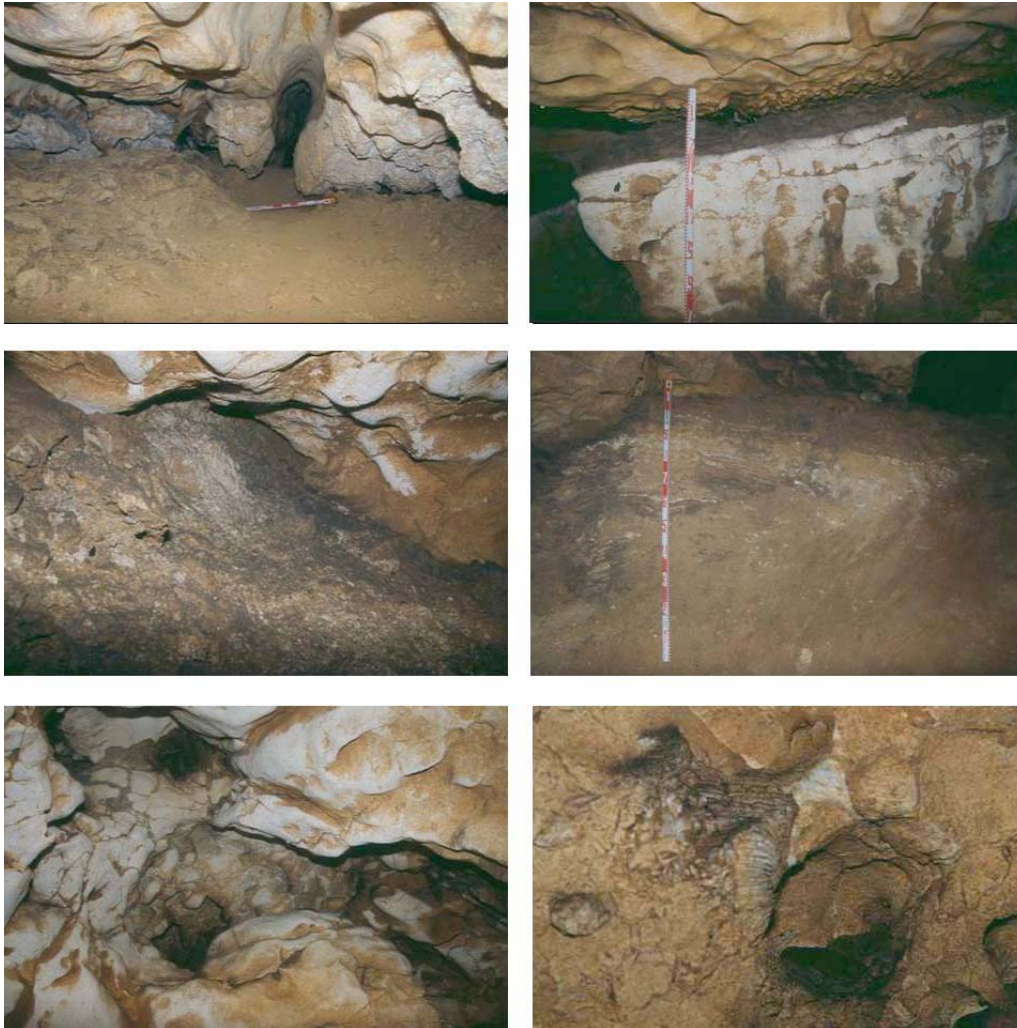


Figura 4.167 Diversas vistas de la lateral de Los Pendants donde pueden observarse las morfologías freáticas y la entrada de sedimentos margosos (Fotografías: M. A. Martín, Archivo G.E.E.)

En la base de este tramo se conserva un corte verticalizado, que presenta una secuencia que a techo muestra un nivel de 16-20cm de arcillas, seguido de un paquete de aproximadamente 100cm de potencia, compuesto por limos y arenas laminadas, con bandas concrecionadas, en el que se observan pequeños cantitos de arcillas y calizas, que confirman la presencia de flujos hídricos, puestos al descubierto por procesos erosivos posteriores.

- Galería de las Arenas

La Galería de las Arenas es la continuación morfológica de la Galería Transversal, tras haber recibido los aportes del Enlace Recta-Tobogán y de la Lateral de los Pendants. Es un conducto de apenas 32m de desarrollo, que finalmente acaba enlazando con la Galería Frontal, con un sentido NNO. Su anchura oscila entre 6-7m y su altura entre los 5-10m debido a la irregularidad de su piso, especialmente a la presencia de un sumidero, situado justo antes del enlace con la Galería Transversal (Figura 4.168). Esta galería se caracteriza por presentar su bóveda con morfologías circulares y tendencia vertical, localizadas en cotas de 986,5m en sus puntos bajos y los 991,5m de altitud para la cúpula sobre la zona del sumidero. Se constata un importante desarrollo de canales, conductos ascendentes (chimeneas) y nichos de disolución en régimen freático, a favor de planos de debilidad (venas), que indican un flujo de formación ascendente. Los pequeños conductos desarrollados a favor de las juntas de estratificación aparecen totalmente colmatados con arcillas de decantación (Plano 5 y 8; Alzados 7 y 8; Lámina-Sección 59).

En el sector de unión con la Galería Frontal se constatan en el techo formas transicionales de canales de disolución a pendants, que deben marcar la presencia de un antiguo nivel de suelo, relacionado con la existencia de concreciones en las paredes. Otro punto con pendants se encuentra en el extremo opuesto del conducto, en donde el tramo bajo del techo aparece prácticamente cegado por arcillas (Lámina-Sección 59).

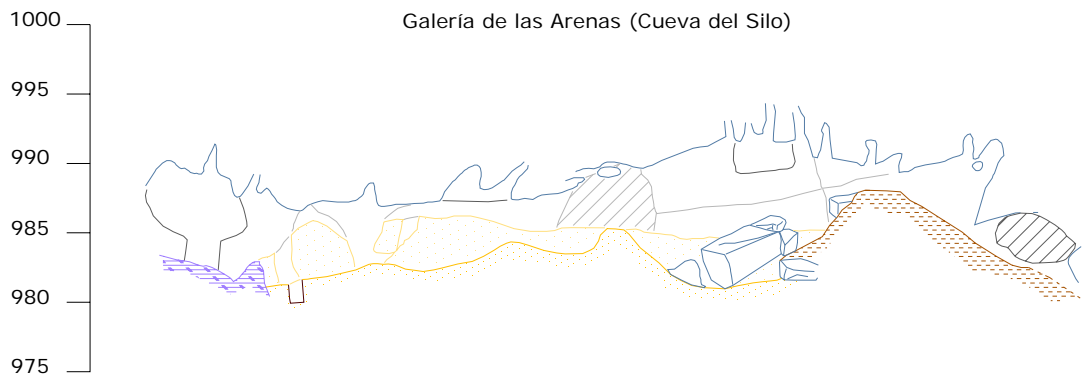


Figura 4.168 Perfil longitudinal de la Galería de las Arenas

El tramo inicial del conducto también presenta una depresión en forma de embudo que se corresponde con un sumidero (Figura 4.168 y 4.169). Esta morfología permite conocer la naturaleza de los sedimentos finos que componen la superficie de la galería, mostrando arcillas que se localizan a techo, con una potencia vista de 100-130cm, por encima de un paquete de arenas y limos arcillosos, del que sólo conocemos su techo, que en la pared derecha se presentan cementados (Lámina-Sección 59: CS20).

En el tramo central del conducto se localiza un frente sedimentario caracterizado por facies arenosas, en el que a pesar de la suciedad del corte, se puede describir de forma preliminar una secuencia sedimentaria de estratificación de barra arenosa que conforma canales fluviales, en la que al menos se han distinguido tres cuerpos sedimentarios separados por cicatrices erosivas.

El cuerpo inferior presenta una potencia máxima vista de 84cm, está formado por una *set* de arenas medio-gruesas y finas con estratificación cruzada de surcos y *ripples* ascendentes. Los planos erosivos presentan direcciones 130° y el sentido $130+90$, mientras que la laminación y el avance de los cuerpos es en sentido contrario ($130-90$). El tamaño de los surcos es de 8-12cm. En este paquete sedimentario también aparecen conjuntos de conglomerados de granos cuyo tamaño es de 0,3-0,5cm, en donde predominan los cantos de margas, así como cementaciones a techo de los surcos y pequeños niveles de margas de 0,5cm de espesor.



Figura 4.169 Galería de las Arenas donde destacan las facies de arenas de canales fluviales erosionadas (Fotografías: M. A. Martín, Archivo G.E.E.)

La segunda unidad está compuesta por un cuerpo de estratificación cruzada planar, cuya base representa un plano erosivo que corta al cuerpo inferior (Unidad 1). La potencia de esta unidad alcanza en el sector central un espesor mínimo de 20cm, con un posible techo a 40cm. La dirección del flujo es similar a la de la unidad anterior (unos 130° y la dirección de la erosión es de -130. La laminación de esta estratificación planar varía entre 0,2 y 1cm, y conforma un *set* de arenas finas y medias. En ocasiones las arenas presentan cementación y se agrupan en nódulos formando nivel, siguiendo el plano de estratificación. Estos nódulos presentan tamaños de entre 1 y 4cm y componen una banda continua. Hacia techo de esta unidad aparecen niveles centimétricos de conglomerados de arenas gruesas. La mayoría de los clastos de conglomerados son de margas.

El tercer cuerpo constituye un conjunto sedimentario cuya base es erosiva, con un plano de erosión que presenta una dirección de 130° y un sentido de 130°+90°. La potencia de esta unidad en el sector central es de unos 60cm. Este cuerpo presenta en la base una estratigrafía de surco con niveles de conglomerados de 7-8cm de potencia y cantos con centiles mayores de 1cm y medios de 0,2-0,4cm, entre los que abundan los clastos de margas. Sobre esta unidad basal se desarrolla una estratificación de laminaciones paralelas a techos, con laminación cruzada planar, algunas de bajo ángulo, de arenas finas con aislados nódulos cementados.

Estos depósitos culminan con la unidad superior de finos, sedimentándose mediante un contacto erosivo sobre la unidad de facies fluvial. La unidad superior está compuesta por un nivel de arcillas plásticas, con pequeñas laminaciones paralelas, que alcanza a tocar la bóveda.

Un pequeño sondeo, de 1,5m de profundidad, realizado en el sector de enlace con la Galería Frontal, mostró la presencia de sedimentos finos limo-arenosos, introduciendo 1m de profundidad una barra metálica sin encontrar elementos sedimentarios que obstaculizasen el avance, indicativo de la inexistencia de las gravas metamórficas correspondiente al nivel de terraza interior o de brechas de desplomes o cualquier otro tipo de facies de interior endurecidas (Figura 4.168).

En resumen, la secuencia expuesta en la Galería de las Arenas es muy homogénea y corresponde a una estratificación indicativa de sedimentos de techo de canal, en ambientes fluviales de alta energía, que deben ponerse en relación con la sedimentación de conglomerados de cantos metamórficos depositados en el conducto principal (Sala del Caos-Galería Principal), que marca la existencia de un único evento de depósitos de canal fluvial en el interior del karst. Este evento culmina con facies finas de escasa energía.

El techo de los depósitos arenosos de la Galería de las Arenas se sitúa en torno a cotas de 984-985,6m s.n.m., y aparecen enrasados, o un poco más elevados, que las altitudes detectadas en el conducto principal para las facies fluviales.

Estos depósitos han sido erosionados en un momento posterior, relacionado con el descenso del nivel de drenaje del acuífero, que va a producir el vaciado parcial de los mismos y conservar retazos colgados en las paredes a cotas de 985m s.n.m., provocando la morfología irregular del suelo con la presencia de los sumideros citados.

- Galería Frontal

La Galería Frontal es un conducto rectilíneo, de dirección SSO-NNE, con un desarrollo de unos 45m de longitud proyectada, por una anchura de 10-13m y una altura máxima de unos 5m. Hacia este conducto convergen pequeñas laterales secundarias, cuyo trazado está marcado por la estructura, además de la citada Galería de las Arenas, que se localizan en el borde de las calizas cretácicas y a favor de la cabecera del Valle de Valhondo (Plano 5 y 8; Alzados 7 y 8; Lámina-Sección 60-63).

El pasaje desarrollado bajo la Trinchera Blanda del Ferrocarril se encuentra cegado en el tramo distal del mismo por la entrada de sedimentos de facies de exterior, presentando aportes laterales de margas blanquecinas que colmatan y sellan el conducto. Por su parte, las chimeneas, situadas a cotas de 991-988m, aparecen colmatadas por aportes terrígenos de arcillas, bloques y cantos calizos, junto a clastos margosos y pellas arcillosas, de apariencia similar a los rellenos que colmatan los conductos y chimeneas del sector de Cíclopes (Lámina-Sección 60: CS23-24) cuyos aportes corresponden a colapsos. La superficie de este pasaje presenta una suave pendiente, a veces interrumpida por pequeños vaciados que permiten reconocer el carácter fino de depósitos de interior; un pequeño nivel de concreción aparece colgado en la pared, presentando un aspecto sucio (Lámina-Sección 60: CS25 y Figura 4.170).



Figura 4.170 Conducto desarrollado en el límite de las calizas, con entrada lateral de margas (Fotografías: M. A. Martín, Archivo G.E.E.)

La segunda lateral es la que contiene los grabados descubiertos por H. Breuil en 1912 (Lámina-Sección 60: CS26-27); es de morfología freática con conductos ascendentes que aparecen colmatados por arcillas rojas con cantos angulosos de margas grises o calizas terciarias descompuestas. La sección CS27 destaca por tener las chimeneas colmatadas a cotas de 988,5m s.n.m. y presentar un pozo descendente, de morfología vadosa, de unos de 2m de profundidad conocida por 0,5m de diámetro, que se colmata a la cota de 982,8m s.n.m. Esta sección presenta, además, depósitos de limos y arcillo-arenosos que alcanzan cotas de 985,5m, coincidentes con los rellenos registrados en otros tramos de esta red (Figura 4.171).

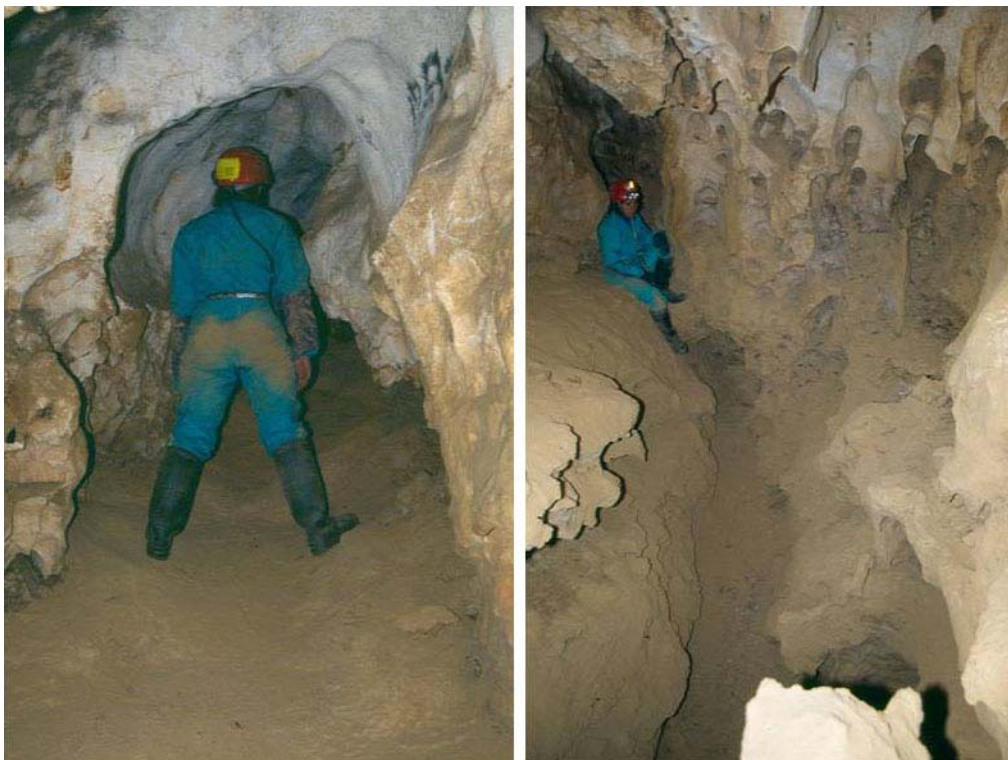


Figura 4.171 Lateral de la Galería Frontal con típica sección freática (Fotografías: M. A. Martín, Archivo G.E.E.)

La estación de arte rupestre descubierta por H. Breuil y H. Obermaier (1913), está compuesta por un panel de unos 150cm de anchura por unos 80cm de altura, de grabados finos que representan a motivos lineales y curvilíneos paralelos y con morfología en “V”, conformando morfotipos de foliáceos y de parrilla (García *et al.*, 2004: 246-251).

La tercera lateral se sitúa frente a la Galería de las Arenas. Es un conducto de morfología freática con nichos de disolución ascendentes, a favor de venas de calcita, que alcanzan el límite de la secuencia cretácica, observándose en su bóveda la presencia de cantos redondeados de caliza con matriz de margas. Formas de pendants están presentes en los techos bajos. En una pequeña depresión, con tipología de sumidero, se localizan lateralmente depósitos de arcillas rojas con clastos de margas y arenas, sobre las facies finas, que indican la entrada de facies de exterior (Lámina-Sección 61 y Figura 4.172).



Figura 4.172 Sectores de la Lateral Frontal con entradas de facies de exterior (Fotografías: M. A. Martín, Archivo G.E.E.)

Su piso está compuesto por sedimentos finos de facies de interior y presenta la incisión de un pequeño cauce fluvial de sección asimétrica (Lámina-Sección 60: CS30 y Figura 4.173), a cota de 983m s.n.m., que presenta un encajamiento de 1,2m sobre el resto de los depósitos. La pendiente del canal marca un flujo hacia Valhondo y por tanto la existencia de un sumidero desplazado al sur de la paleosurgencia de Cueva del Silo, en posible relación con el Valle de Valhondo y el nivel de base que marca la terraza del Arlanzón T7_{AZN} (+46), que se sitúa en el corte transversal a la sierra en cotas próximas a los 978m s.n.m.

Esto debe ponerse en relación con un momento tardío del drenaje del acuífero kárstico, en fases en que todavía la cavidad estaba activa, aunque con su nivel piezométrico por debajo del correspondiente a la paleosurgencia de El Silo de Valhondo, produciéndose un desplazamiento de la misma hacia el S y el SW, a medida que el Arlanzón se iba encajando y alejando de la sierra.

El segundo tramo de la Galería Frontal, a partir del aporte de la Galería de las Arenas, presenta una evolución vertical vadosa, que produce el encajamiento del conducto con secciones típicas en forma de cerradura (Lámina-Sección 62 y Figura 4.173), que debe estar en relación directa con el aporte hídrico que procedía de ese sector.



Figura 4.173 Sección mixta de la Galería Frontal (sup). Incisión del cauce en los sedimentos finos de la Galería Frontal, con pendiente hacia Valhondo (Fotografías: M. A. Martín, Archivo G.E.E.)

La parte freática de la sección tiene un diámetro de unos 5m, con la bóveda a 989m, aunque diversas chimeneas ascendentes llegan a superar los 991m de altitud. El encajamiento vadoso ha producido un cañón de unos 5-6m de profundidad, que representa el encajamiento

de la red subterránea que evoluciona en paralelo a la incisión fluvial. Presenta abundantes clastos calizos que no permiten conocer la base del substrato.

El punto bajo de este tramo se encuentra en una pequeña depresión con topografía hundida que se corresponde con un sumidero (situado a 978m s.n.m.), que debe relacionarse con los ya descritos, marcando la última fase activa de la cavidad, con cotas relacionadas con la superficie de la primera terraza del Pico en relación con la cabecera del Valhondo y las surgencias de Cueva del Silo, que se correlaciona con la octava del Arlanzón (+40-46m).

- La Sima

La Sima se localiza en el extremo NO de Cueva del Silo, en las inmediaciones del punto surgente, conformando un conducto de carácter vertical. La base del pozo se sitúa a 975m de altitud, el punto más bajo del sistema, en relación con la cabecera del Valhondo en cotas que presentan relación altimétrica con la superficie piezométrica del nivel de terraza del Arlanzón T8_{AZN} que, en el contacto con la sierra, presenta una altura relativa de +40m sobre su cauce actual y se situaría a una cota absoluta de 972m, además de equiparar el nivel de base de la T1_P (+8-20m) del Pico (Plano 8; Alzados 1 y 8; Lámina-Sección 63).

Sus chimeneas ascendentes alcanzan cotas de 990m (sección CS33), desarrolladas a favor de planos de debilidad (venas), con presencia de un pozo de equilibrio, con claras y abundantes huellas de corriente ascendentes. Su techo abovedado alcanza cotas de 983-984m, presentando un relleno de sedimentos arcillosos a cotas de 979m.

- Cueva Peluda

Cueva Peluda, originariamente conocida como Cueva de la Vía, posee un desarrollo total de 380m y actualmente se encuentra aislada, por la colmatación de su conducto principal, del Sistema Cueva Mayor-Cueva del Silo, con el que mantuvo una evidente conexión hidrológica en varios momentos de su evolución (Plano 5 y 8, Alzado 1 y 8). Se localiza a unos 105m lineales de Cueva del Silo, aunque la continuidad del conducto ha sido localizada por el perfil geofísico realizado bajo la Campa del Silo (ver apartado 5.3.2).

Se caracteriza por ser una cavidad bastante cortical, desarrollada a favor del plano de estratificación de las calizas cretácicas del límite de la sierra, al norte del Valle de Valhondo y la Campa del Silo (Plano 5 y 8, Alzado 1, 4 y 8).

- Galería Principal de Cueva Peluda

La dirección NNO-SSE de su eje principal es paralela y próxima al eje de la Galería Baja, aunque sin llegar a conectar (Martín *et al.*, 1981: 49). El sentido de la circulación, en coherencia con lo ocurrido en los niveles superiores y con la morfología de la zona, tuvo que ser hacia el NNO, donde se localiza la zona paleosurgente del Valle de la Propiedad,

habiéndose localizado, por un perfil geofísico, la continuidad de la galería desde su tapón terminal hasta el paleovalle citado. No obstante, alguna de las escasas huellas de corriente que se conservan en sus paredes marcan un sentido de circulación hacia la cabecera del Valle de Valhondo (Eraso *et al.*, 1998a: 42), lo que podría indicar, al igual que se ha constado en el nivel intermedio con la Sima del Elefante y la Galería Baja, la existencia de importantes reactivaciones desde el Valle de la Propiedad hacia la paleosurgencia de El Silo de Valhondo, probablemente debidas a momentos de grandes inundaciones en el sector del Valle de la Propiedad-Valle de Valhondo.

Su Galería Principal corresponde a un conducto rectilíneo de unos 105m de longitud y dimensiones uniformes con anchuras medias de unos 5-10m y alturas de la bóveda algo superiores a los 2m, alcanzando los 8m en los sectores con chimeneas ascendentes (Plano 5 y 8, Alzados 1, 4 y 7). Su sección presenta características de disolución freática, con techos subhorizontales y bóvedas semicirculares a favor de la estratificación, que evolucionan en torno a los 990-991m para la mayor parte del conducto, alcanzando los 995m de altitud el techo abovedado del tramo meridional, sector en el que convergen varias laterales ascendentes (Lámina-Sección 64-67).

La bóveda presenta chimeneas de disolución que llegan a alcanzar cotas próximas a los 999m de altitud, e incluso los 1.003m en la lateral más meridional. La corticalidad del conducto facilita el desarrollo de las raíces de la vegetación arbustiva (encinas y quejigos) por las bóvedas, en busca de la humedad de la cavidad, aspecto al que debe el nombre de "Peluda" (Figura 4.174).

Esta galería presenta en superficie facies finas de interior, bastante horizontalizadas, con cotas en torno a los 987,5-989,5m, con recubrimientos puntuales de espeleotemas de goteo y en los laterales y extremos de la misma varios conos de entrada que llegan a colmatar totalmente la sección a cotas de 991,5m en el extremo norte de la galería y los 994m en el sur en contacto con la ladera de la Campa del Silo (Alzado 1).

Hay que destacar cierta presencia de espeleotemas, concentrados a favor de los planos de debilidad que han favorecido el desarrollo de chimeneas de disolución. Entre los espeleotemas destacan, junto a formas de *moonmilk* (favorecidas por las abundantes raíces), las morfologías de goteo, estalactitas, estalagmitas y columnas, cuyas superficies muestran diferentes fases de formación en el tiempo.

Entre estas concreciones se diferencian espeleotemas erosionados y fracturados (Lámina-Sección 66 y 67; Figura 4.175), que evidencian una formación antigua, dentro de una fase epifreática, en la que la Galería Principal se libera de las aguas debido a un descenso de la superficie de drenaje del acuífero kárstico. Las superficies corroídas de algunos de los espeleotemas, con algunas huellas de corriente, evidencian procesos de reactivación de las aguas erosivas, anegando temporalmente todo el conducto.



Figura 4.174 Conducto de sección freática de la Galería Principal de Cueva Peluda
(Fotografías: M. A. Martín, Archivo G.E.E.)

También se observan pequeños procesos de colapso que han afectado, tanto a las paredes del conducto como a los espeleotemas, presentando a menudo estos últimos los cuerpos carbonatados fracturados y desplazados, entre los que también se encuentran algunos espeleotemas de aspecto reciente (Lámina-Sección 65 y 67: CP2 y 10 y Figura 4.175-4.177). Esta fracturación podría indicar impulsos de geotectónica, no constatada, o quizá esté marcando, al menos para las concreciones recientes, efectos consecuentes con las voladuras efectuadas para la construcción de la Trinchera del Ferrocarril Minero, durante cuyas obras de principios del siglo XX se abrió una primera entrada a esta desconocida cavidad, bautizándola los lugareños con el nombre de Cueva de la Vía (Lámina-Sección 66: CP7).

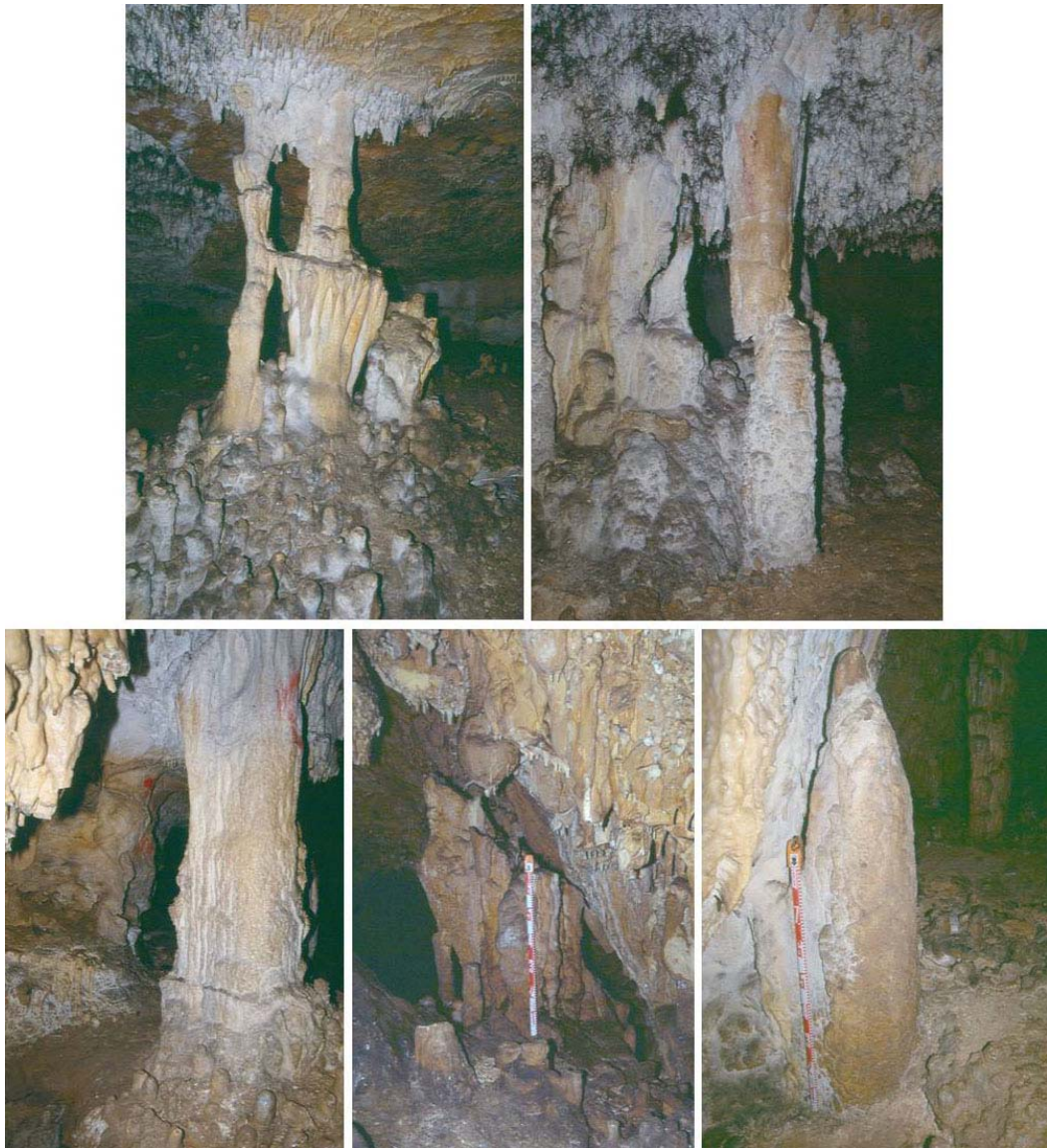


Figura 4.175: Fracturación de columnas estalagmíticas en Cueva Peluda (Fotografías: M. A. Martín, Archivo G.E.E.)



Figura 4.176 Grupo de columnas intensamente fracturadas y resoldadas (Fotografía: M. A. Martín, Archivo G.E.E.)



Figura 4.177 Colapso y desplome parcial de las bóvedas y espeleotemas. (Fotos: M. A. Martín, Archivo G.E.E.)

Por otra parte, en el tramo distal del conducto se aprecia la caída de bloques del techo (Lámina-Sección 67), que representan un momento de colapso que, por la extensión de los desplomes, no es muy significativo y está en relación espacial con el desarrollo de la Galería Inferior. Alguno de estos bloques presenta en su base desarrollo de espeleotemas de goteo, que evidencia la existencia de los mismos en la bóveda original, anterior al colapso, pero lo que se constata en la gran mayoría de los bloques es el desarrollo, sobre los mismos, de cuerpos estalagmíticos que no presentan sus superficies alteradas, marcando una relación temporal al colapso (Figura 4.177).

La actividad de la cavidad parece relacionarse, a partir de este momento, con la entrada de sedimentos del exterior, lo que implica una apertura directa por la que se introducen

las faunas y los sedimentos alóctonos. De ellos, destacan los aportes que colmatan el conducto por el norte, en un punto en el que la bóveda presenta una cota de 991m de altitud, en donde T. de Torres realizó, en 1976, un pequeño sondeo que proporcionó restos fósiles de *Ursus deningeri* y una lasca (BP) de sílex neógeno con extracción centrípeta adscrita a las tipologías achelenses del Modo 2 (Figuras 4.178 y 4.179)



Figura 4.178 Entrada de sedimentos que colapsan antiguos accesos (Fotografías: M. A. Martín, Archivo G.E.E.)

El corte dejado por esta excavación se caracteriza por presentar una secuencia de unos 40cm de espesor, cuya base está compuesta por una brecha de unos 30cm, de clastos calizos angulosos de tamaños medios y pequeños (centimétricos), soportados con matriz arcillosa-limosa, destacando la parte inferior por no presentar apenas matriz. A techo de esta unidad, la colada se carga en arcillas y contiene restos óseos (aves, úrsidos y microfauna), proporcionando un nivel fosilífero del que deben proceder los restos recuperados en la excavación de 1976, que proporcionan una cronología del Pleistoceno medio, como mínimo a la fase última de este relleno.



Figura 4.179 Corte de la excavación de T. de Torres en 1976 (Fotografías: M. A. Martín y T. Antón, Archivo G.E.E.)

La secuencia muestra como este relleno está parcialmente colmatando un espeleotema de goteo antiguo, caracterizado por una columna erosionada, con huellas de corriente, que aparece fracturada y desplazada del techo, sobre la que se ha producido una nueva recristalización que la suelda de nuevo al techo (Lámina-Sección 67: SC1). La relación sedimentaria de este relleno indica que la colmatación ha sido posterior a la disolución y fracturación del espeleotema, mientras que la presencia de restos de *Ursus deningeri* proporciona una edad al relleno relacionado con la parte central del Pleistoceno medio, según los datos proporcionados para esta especie en los yacimientos de la Sierra de Atapuerca

(García, 2003c), por lo que los procesos erosivos deben ser anteriores al rango central del Pleistoceno medio y pueden estar directamente relacionados con la entrada de facies fluviales y la erosión posterior de estas.

Evidencias de las actividades de este oso pleistoceno se encuentran en las inmediaciones de dicha entrada, como los restos óseos destruidos situados sobre una posible yacija en una pequeña lateral (Lámina-Sección 67: CP2), o las improntas de sus zarpazos (Lámina-Sección 65 y 66: CP8 y 10), en algunos casos localizados en columnas estalagmíticas erosionadas, reincidiendo en que la entrada de los plantígrados es posterior a la reactivación kárstica que afectó a las concreciones y anterior a la colmatación total de las entradas a la cavidad (Figura 4.180).



Figura 4.180 Restos óseos a techo del sedimento y zarpazos de úrsidos (Fotografías: M. A. Martín, Archivo G.E.E.)

Otro relleno situado en el tramo central de la galería indica la existencia de una antigua entrada, situada justo en la vertical de la Trinchera del antiguo ferrocarril minero (Lámina-Sección 66: CP7 y Figura 4.178 inferior), en un punto en el que los frentes rocosos muestran la presencia de antiguos conductos ascendentes y el perfil de la tomografía eléctrica revela la existencia de sedimentos terrígenos a favor de una fractura (apartado 5.3.1, perfil 1). Este

relleno se caracteriza por presentar en superficie una brecha de cantos calizos de tamaño mediano, con matriz arcillosa, sobre la que se asienta una colada de clastos calizos subredondeados, de pequeño tamaño (entre 5-10cm de eje) sin matriz, similar a los cantos que conforman el caliche del firme de la obra férrea. Este relleno está indicando la existencia de un pequeño pasaje de unos 10m de longitud, desarrollado a favor de la estructura, por el que entraron depósitos de entrada durante fases pleistocenas. Las obras del ferrocarril afectaron a dicho relleno, abriendo un acceso al interior de la cavidad. Aportes relacionados con la construcción de la vía se documentan también en la sección CP8 (Lámina-Sección 66), sector que también queda bajo la vertical de Trinchera (Figura 4.181).



Figura 4.181 Conos de entrada del sector inicial y aportes de cantos calizos procedentes de la antigua entrada de la vía (Fotografías: M. A. Martín, Archivo G.E.E.)

En relación con los rellenos, destaca el sector meridional del conducto, el correspondiente a la entrada actual (Lámina-secciones 64 y Figura 4.181), por reconocerse la existencia de dos tipos de conos de derrubios casi enfrentados y superpuestos. El relleno inferior se localiza en la pared occidental del conducto, colmatando toda la sección, y

corresponde a un cono de derrubios procedente del área de apertura de Cueva Peluda con la Campa del Silo, en relación con la cabecera del arroyo de Valhondo. Está compuesto por coladas con clastos calizos subredondeados de tamaño medio y cantos blandos de margas, con matriz arcillosa, que penetra por todas las grietas o entradas, localizadas tanto en las paredes como en los techos. Hay que indicar que cuando se realizó el seguimiento arqueológico de la estructura de recepción de los yacimientos, se localizaron en el exterior algunas de las grietas existentes en la roca caliza, colmatadas por este tipo de sedimentos. Se desconoce la cronología de este relleno, que debe ser posterior a la formación del conducto, en relación con la evolución de la Campa del Silo y la cabecera del arroyo de Valhondo, pudiendo plantear un rango de edad amplio dentro del Pleistoceno y su posible relación con un momento tardío del Pleistoceno antiguo, aunque no se puede descartar que se esté ante fases del Pleistoceno medio o incluso superior, según la relación de las terrazas con la evolución del karst y la colmatación de los yacimientos kársticos de este enclave (Pérez-González *et al.*, 2001).

Un segundo cono, localizado en la pared oriental de este sector, se superpone tanto a la base del relleno descrito como a las facies de interior, constatándose en las laterales ascendentes restos arqueo-antropológicos de la Prehistoria reciente. Se caracteriza por la presencia de un nivel de tierras negras sueltas con clastos calizos angulosos muy heterométricos, con restos humanos y cerámicos, que evidencia la existencia de una entrada alta al conducto en fases del Neolítico y Edad del Bronce. La secuencia de este cono indica una clara cronología holocena. Proviene de un pasaje ascendente de pequeñas dimensiones (con anchuras medias entre 0,7-2m y alturas algo superiores al metro), que alcanza cotas entre los 998m hasta los 1.003m de altitud, correspondiendo esta última a la lateral que se abre en la ladera de la Campa del Silo, próxima a la superficie, evidenciada por la presencia de raíces y de sedimentos de exterior que impiden la continuidad (Alzado 1).

- Galería Inferior de Cueva Peluda

La Galería Inferior de Cueva Peluda se corresponde con un conducto del que únicamente se pueden recorrer unos 19m de longitud proyectada, por estar prácticamente colmatado con gravas metamórficas de facies fluvial. Representa un conducto inferior a la Galería Principal, que se desarrolla a unos 4m por debajo, siguiendo una dirección NNE. Sobre las dimensiones de este conducto nada podemos asegurar, debido a que está prácticamente colmatado de sedimentos que no permiten ver ni paredes ni suelo, reconociéndose que el punto más bajo actúa como sumidero, junto a la roca caliza de la pared oriental. Los techos de esta galería presentan secciones circulares, a cotas de 983m, con chimeneas ascendentes que alcanzan los 986m de altitud y, en el sector de unión con la Galería Principal, los 988m del piso superior. (Plano 5 y 8; Alzados 1, 4 y 7; Lámina-Sección 68 y 69).

Esta galería destaca por estar colmatada a techo del conducto por gravas metamórficas de la terraza fluvial detectada en Cueva del Silo, lo que representa una pérdida del Arlanzón y evidencia una conducción forzada de un flujo hídrico en sentido S-N (Ortega *et al.*, 2005) (Figura 4.182 y 4.183).



Figura 4.182 Acceso a la Galería inferior de Cueva Peluda donde se localiza la terraza de gravas metamórficas que llega a colmatarla (Fotografías: M. A. Martín, Archivo G.E.E.)

Estamos ante el conducto freático más bajo del karst conocido, relacionado con el conducto detectado en los sondeos realizados en la base del Relleno de Elefante (Rosas *et al.*, 2004), en donde se perforó un paquete calizo de unos 80-110cm de potencia, que dio paso a un conducto inferior con techo en torno a 984-984,5m s.n.m., colmatado parcialmente con sedimentos que mostraron una secuencia de facies arcillosa a techo, seguida de gravas cuarcíticas (Figura 4.148). Tanto el conducto inferior de Elefante como el de Cueva Peluda

constituyen dos segmentos de una misma galería, caracterizada por estar colmatada por gravas metamórficas de lecho de canal fluvial que se relaciona directamente con el Arlanzón, constatando la presencia de un conducto desarrollado a cotas de 983, en sentido NNE, confirmando la existencia de un pequeño subnivel por debajo del nivel inferior del Sistema Cueva Mayor-Cueva del Silo. Por estos sondeos sabemos que el desarrollo de este conducto alcanza hasta Elefante y posiblemente tenga relación con la sección TR5 de Trinchera, situada al norte del yacimiento, por lo que podemos estimar un desarrollo mínimo del conducto de unos 75m de longitud proyectada, con una dirección que converge en el Valle de la Propiedad en unos 13-15m desde el final del pequeño conducto TR5 de Trinchera.



Figura 4.183 Cantos rodados de la terraza que, a techo, aparecen concrecionados (Fotografías: M. A. Martín, Archivo G.E.E.)

La secuencia sedimentaria del conducto inferior presenta facies alógenas que parcialmente colmatan la sección de la galería, compuestas por gravas metamórficas con cuarcitas y metaareniscas procedentes de la Sierra de la Demanda y dismanteladas por el flujo del río Arlanzón. Estos depósitos alcanzan una cota superior de 984,5m, correspondiendo la cota inferior vista a los 978m s.n.m..

Estas gravas constituyen un nivel de terraza, de las mismas características que las descritas en la Sala del Caos, aunque en este corte destaca una menor presencia de las arenas, estando ausentes en el techo de la secuencia. Este conducto presenta una potencia vista de unos 6,5m, que se caracterizan por cierta variedad heterométrica de cantos rodados, con elementos que van desde los pequeños cantos con centiles de entre 0,5-4cm, siendo los

centiles de mediano tamaño, entre 4 y 7cm, los que más abundan, documentándose también cantos que superan esta medida, con centiles de 16cm de eje mayor, reconocidos tanto en la base del nivel como a techo del mismo. Una identificación superficial de los materiales que componen este nivel muestra el predominio de las cuarcitas, seguido de la presencia de areniscas y metaareniscas de grano fino, junto a esquitos y pizarras. Esta identificación previa se completa con esporádicos y pequeños cantitos de cuarzo. La relación litológica es idéntica a la que presentan las diferentes terrazas del Arlanzón (D. García *com. pers.*).

Estas gravas presentan a techo un nivel de arcillas, con una potencia vista de 100cm en el lateral oeste, y de 50cm en el extremo opuesto, llegando a colmatar en ambos casos el conducto, al tocar la bóveda. La secuencia se completa con la presencia de una fina capa de concreción que recubre la secuencia y percola entre el nivel de arcillas superior y el de gravas inferior, formando entre ambos depósitos una fina película de calcita (Figura 4.183). Un importante espeleotema se documenta en la parte central de la sección sobre la orografía descendente de las gravas. Este espeleotema no presenta cristales de aragonito de buena calidad, lo que ha imposibilitado su datación (laboratorios del CNRS-Falguères ni de Bélgica-Quinif) (Figura 4.184 inferior izda).

El espeleotema presenta dos capas de costra, entre las que aparecen concrecionados varios restos faunísticos. Estos restos corresponden a un cráneo y una tibia de hiena, parcialmente fracturados por la acción antrópica (Figura 4.184). Esta fracturación, junto a la falta de elementos taxonómicos claves para la identificación a nivel de especie, dificulta conocer ante qué tipo de *hyenidae* nos encontramos, pudiendo precisar únicamente que se trata de una *Crocota crocuta* ssp (N. García *com. pers.*).



Figura 4.184 Cráneo y tibia de hiena y plancha estalagmítica en la secuencia fluvial (Fotografías: M. A. Martín, Archivo G.E.E.)

Además de los restos de macrofauna, la base de la concreción contiene restos esqueléticos, craneales y postcraneales de lagomorfo fósil, dispuestos en conexión anatómica, que aparecen concrecionados.

Esta concreción aparece aislada, correspondiendo al retazo de una antigua costra que se presenta desplazada y fracturada, posiblemente debido a la inestabilidad del sustrato, en donde tanto la costra como la orografía en forma de embudo que presenta el nivel de gravas subyacente estén vinculadas con morfologías relacionadas a fases erosivas de reactivación hídrica, en puntos de succión o sumideros.

En este perfil aparece en el corte de las gravas otro nivel estalagmítico, correspondiente a una estructura pavimentaria de 30cm de potencia vista, situada a una cota de 982,5-982,8m de altitud, a 150cm por encima de la costra con restos fósiles. Al igual que las planchas estalagmíticas inferiores, aparece cortada y recubierta parcialmente con espeleotemas (estalagmitas) más recientes.

La identificación altimétrica de este nivel de terraza con el reconocido en Cueva del Silo vincula a este nivel con la formación de los depósitos de las terrazas T5_{AZN} (+50-55m)-T6_{AZN} (+44-46m) del río Arlanzón o superior, lo que está marcando la presencia de un flujo hídrico en sentido S-N correspondiente al momento de su génesis freática, contrario al observado en algunas huellas de corriente de la Galería Principal de Cueva Peluda que deben relacionarse con momentos posteriores, en los que la entrada situada en el valle de la Propiedad sirviese puntualmente de sumidero, algo típico en regiones kársticas.

4.3.1.1.3. *El conjunto de cavidades de Trinchera Norte y Canteras (Atapuerca)*

El conjunto de cavidades situadas en el paraje de Torcas, al Norte del Valle de la Propiedad, término municipal de Atapuerca, representa el registro espeleológico de todas las evidencias endokársticas, puestas al descubierto por la ingeniería civil en los diferentes frentes de la Trinchera del Ferrocarril Minero y de las antiguas canteras abandonadas, individualizadas del Sistema Cueva Mayor-Cueva del Silo y Cueva Peluda, al menos en parte, por la incisión del Valle de la Propiedad. Este registro se compone de un total de 22 secciones kársticas que caracterizan la presencia de un karst fósil, más 4 pequeñas cavidades, parcialmente cortadas o destruidas por las obras de cantería, y la Cueva del Compresor. Todo este conjunto evidencia la existencia de una importante red de galerías subterráneas de características morfológicas similares a las descritas para el Sistema Cueva Mayor-Cueva del Silo y Cueva Peluda. De los conductos seccionados por la Trinchera del Ferrocarril destacan los yacimientos excavados del Complejo Galería y Dolina-Penal por la información que aportan sus completos registros (Planos 5 y 9).

La presencia de un karst fósil no permite conocer el control geológico y estructural que caracteriza a este enclave, pero la planimetría de la Cueva del Compresor muestra como los conductos topografiados se ajustan a las directrices NNE-SSO, ONO-ESE, desarrollándose a

favor del control estructural, al igual que ocurría con el Sistema Cueva Mayor-Cueva del Silo (*apartado 4.3.3*).

En este sector se localizan dos puntos surgentes, de los que el meridional está relacionado con el Valle de la Propiedad, en donde destaca la paleosurgencia de Penal. Esta paleosurgencia presenta velocidades estimadas de 14,2m/s (Eraso *et al.*, 1998a: 42) en la estación de la pared oriental superior del conducto. Paleovelocidades más bajas, entre 4,2 y 7,2m/s, han sido estimadas para las estaciones de huellas de corriente localizadas en la base del conducto de Dolina-Penal. Un segundo sector corresponde a las estimaciones obtenidas en el Complejo de Galería, con 9m/s para las huellas del sector de Zarpazos, 11m/s en Galería y de 4,6 para la sima meridional de Tres Simas, en donde se constatan huellas de corriente ascendentes que indican circulación vertical, relacionada con los flujos que existieron en Cueva del Compresor. Por último, el conducto seccionado en la pared serrada (en origen relacionado con la Cueva del Compresor), presenta estimaciones de unos 4,7m/s. Todos estos datos permiten interpretar que hay un descenso en la velocidad del paleoflujo en el tramo inferior de estas secciones correspondientes con un pequeño descenso del nivel de base, dentro del segundo nivel del karst.

El segundo punto surgente está compuesto por el conjunto de rellenos TR26-30, en relación con el arroyo de la Cantera de las Torcas, del que apenas se conoce nada, situado en el límite NO del área aquí estudiada.

A continuación haremos un detallado análisis de estos elementos endokársticos localizados al norte del Valle de la Propiedad. En primer lugar, se describirá la Cueva del Compresor, por constituir el único conducto accesible de una cierta entidad, para posteriormente describir las secciones y pequeños pasajes cortados por los frentes de canteras y de la Trinchera, según el nivel del karst con el que se relacionen sus bóvedas.

A) Cueva del Compresor

En el sector norte de la Trinchera del Ferrocarril se localiza la Cueva del Compresor, cavidad actualmente abierta en una cantera subterránea, cuya extracción debió abandonarse al aparecer en sus tres frentes de progresión diferentes galerías kársticas. El conducto norte de esta cavidad fue parcialmente seccionado por la Trinchera del Ferrocarril, dejando al descubierto la sección freática del pasaje en el frente serrado existente entre Dolina y el Complejo Galería, así como un acceso directo a la cavidad, recientemente obstruido, que se sitúa junto al actual generador (Plano 5 y 9; Alzados 1, 7 y 10; Lámina-Sección 70-73).

La Cueva del Compresor se localiza en el borde occidental de la Sierra de Atapuerca, desarrollando sus galerías en el estrato de calizas mesozoicas del cretácico superior, que presentan una suave pendiente hacia el OSO, al Norte del Valle de la Propiedad.

Esta cavidad se caracteriza por constituir en realidad dos conductos kársticos interconectados por el desarrollo extractivo de la actividad minera de piedra caliza (Canteras Sáez S. A.) a mediados del siglo XX (Figura 4.185). La topografía muestra un enrejado

reticular, de conductos subhorizontales que se desarrollan a cotas del tercer nivel del karst, ya en relación con el subnivel inferior marcado por la Galería Inferior de Cueva Peluda. No se conoce su posible relación con el Sistema Cueva Mayor-Cueva del Silo ni con Cueva Peluda. Se han topografiado unos 475m de conductos freáticos (Martín *et al.*, 1981), con direcciones principales ONO-ESE y NNE-SSO y evidentes huellas de corriente que muestran un flujo ascendente, localizándose en la sección cortada del extremo NE paleovelocidades de flujo estimadas de 4,7m/seg. (Eraso *et al.*, 1998a: 42). Sus conductos no presentan rellenos fértiles arqueo-paleontológicos.

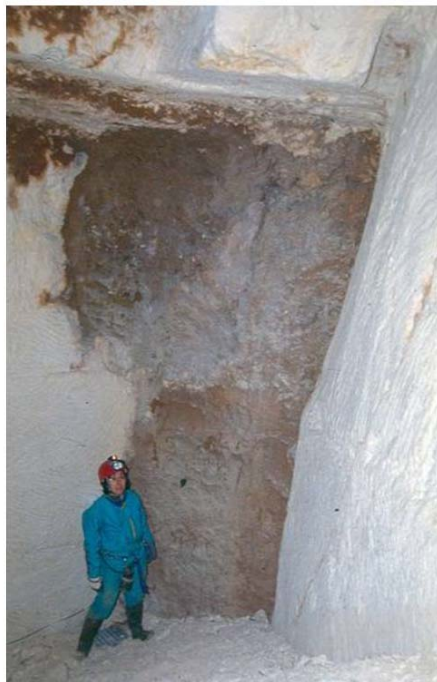


Figura 4.185 Frentes de cantera que cortan los conductos de la Cueva del Compresor (Fotografías: M. A. Martín, Archivo G.E.E.)

Las galerías que se desarrollan en el sector localizado al SE de la cantera alcanzan la cota más baja de todo el karst (969,2m). Se trata de unas chimeneas de equilibrio con grandes huellas de corriente ascendentes, cuyo punto inferior todavía suele anegarse por las aguas en

los momentos de máximo ascenso del nivel freático, que habitualmente se localiza a niveles más profundos.

Las bóvedas de la Cueva del Compresor se caracterizan por su gran irregularidad, debido a las numerosas chimeneas ascendentes que jalonan sus techos. En una descripción general podemos destacar que las cotas máximas que se alcanzan en los techos y chimeneas presentan cierta tendencia descendente hacia el Sur, localizándose las cotas más elevadas en el extremo NE de la Galería Norte, en concreto en la sección serrada CC19 (cuyas chimeneas alcanzan los 992,5m de altitud). En el sector de conexión de las galerías Norte y Central se constata la existencia de un escalón vertical en los techos de unos 4m, y en los suelos de entre 2,5 a 7m de desnivel. Los puntos más altos de este sector se localizan en una de las chimeneas del tramo de enlace de la Galería Norte con la Central, con cotas de 988m; a partir de este punto, todas las chimeneas quedan por debajo de los 985m y los techos bajos a 979m, en el límite sur de la Galería Central, en la proximidades de la Galería Transversal. La cota de 985m de altitud va a representar el techo de las bóvedas de los conductos del Sector Oriental.

a. Sector Oriental

El Sector Oriental está compuesto por un laberinto de galerías, que forman una retícula cuadrangular, con marcado desarrollo vertical y presencia de dos niveles de techos. El superior está representado por techos abovedados con abundantes chimeneas ascendentes, que arrancan en los 982,5 y alcanzan los 985m s.n.m. Por el contrario, los techos situados a unos 975m marcan las cotas de un nivel ligeramente inferior, localizado al O de estos conductos, cuyos suelos muestran un plano situado a 972,8m, a partir del cual se desarrolla el punto más bajo, situado a 969,2m s.n.m. en la base de uno de los pozos verticales que marcan las bóvedas más altas del nivel superior (Alzado 10: E-F y H-G). Este pozo presenta marcas de nivel de aguas de inundaciones recientes, con fibras adosadas a la pared, a una cota absoluta de 971,8m, que marca el punto alto del nivel de fluctuación de la superficie piezométrica del acuífero kárstico, relacionándolo con subidas locales del nivel de base.

También se documenta, en el tramo con techos bajos del sur de la galería, un brusco corte en las arcillas de decantación, que puede corresponder con el frente vertical de un proceso erosivo con pérdida de sedimento, producido por un flujo de agua ascendente, procedente de cotas más bajas a este sector. En las paredes de este tramo del conducto se observa la presencia de acanaladuras, estrías de disolución producidas por la infiltración de aguas más frías hacia el colector.

Este sector se caracteriza por la presencia de las chimeneas elevadas, que presentan las formas típicas de disolución de conductos freáticos en régimen vauclosiano, con huellas de corriente (*scallops*) ascendentes (Figura 4.186). Están desarrolladas a lo largo de la galería, a modo de grandes marmitas, aunque ya hemos comentado que su génesis es justo la inversa (Alzado 10: EF). Este conducto de dirección NNE-SSO, hacia el Valle de la Propiedad, presenta su extremo meridional colmatado por depósitos de arcillas de decantación, en un punto bajo en el que la bóveda caliza se sitúa a unos 974,2m. Por el contrario, en su extremo septentrional se localizan las escasos espeleotemas de la cavidad, cuyas cotas basales se relacionan con los 981m. En la chimenea más meridional se documenta también la presencia

de una colada estalagmítica, así como un pequeño falso suelo de concreción, que marca un pavimento estalagmítico a 978,8m. Entre los sedimentos de facies de interior (limos arenosos) también se observan restos o fragmentos de concreciones y/o cementaciones.



Figura 4.186 Pozos-chimeneas del sector oriental de la Cueva del Compresor (Fotografías: M. A. Martín, Archivo G.E.E.)

Las galerías de este sector se desarrollan junto al actual corte de la Trincheras del Ferrocarril Minero, marcando la relación topográfica, a cotas inferiores (Alzado 10: HG), con los diferentes rellenos relacionados con el Complejo Galería expuestos en los frentes de la Trincheras minera. En concreto, estaríamos topográficamente ante un nivel superior relacionado con el relleno meridional de Tres Simas (BU-IV-12) y su prolongación occidental, apareciendo en el frente oeste de la trinchera una pequeña oquedad, identificada en el Catálogo de cavidades del G.E.E. como BU-IV.A.13 (Martín *et al.*, 1981) y el relleno contiguo a ésta (TR17).

Estas relaciones ponen en evidencia un sistema kárstico que, al igual que ocurría en el Sistema Cueva Mayor-Cueva del Silo, se caracteriza por la presencia de varios niveles de galerías, detectando en este punto los dos inferiores, correspondiendo al nivel intermedio el Complejo de Galería, con Zarpazos, Galería y los rellenos de Tres Simas, y la cavidad BU-IV.A.13 y su relleno continuo, que se encuentran enfrente. Los conductos descubiertos por la Cantera del Compresor forman parte de la red de galerías del nivel inferior del karst.

El Perfil D-C, muestra el desarrollo longitudinal del conducto más meridional, que cierra la red conocida en el sector más cercano al borde del Valle de la Propiedad. Estamos ante un

conducto desarrollado ESE-ONO, formando un pequeño arco que se abre hacia el Valle del Valhondo.

Este conducto aparece subdividido en dos, relacionándose el más próximo a la Trinchera con formas de disolución ascendentes que van a pasar a un conducto marcado, con bóvedas de equilibrio a favor de la estratificación, para localizarse en el último tercio del mismo una nueva proliferación de chimeneas ascendentes que aparecen colmatadas con una brecha de margas y cantos calizos, procedentes del dismantelamiento de la superficie de techo de la secuencia mesozoica por la acción erosiva de la formación del lago mioceno. Estas colmataciones se localizan sellando las chimeneas a unos 984m s.n.m.

Este conducto presenta obturada su continuidad occidental por la presencia de rellenos de facies de interior en su base (caracterizados por finos), mientras que una brecha de cantos calizos con poca matriz colmata la parte superior de este conducto (Figura 4.187). Este relleno presenta su muro a los 980,4m y su techo a 981,5. La parte superior de las chimeneas ascendentes que se desarrollan en este sector también aparecen colmatadas, presentando cotas próximas a los 982m de altitud. El relleno externo indica la presencia de una posible entrada cercana. La superficie del terreno en la vertical de este punto se sitúa a unos 988m.

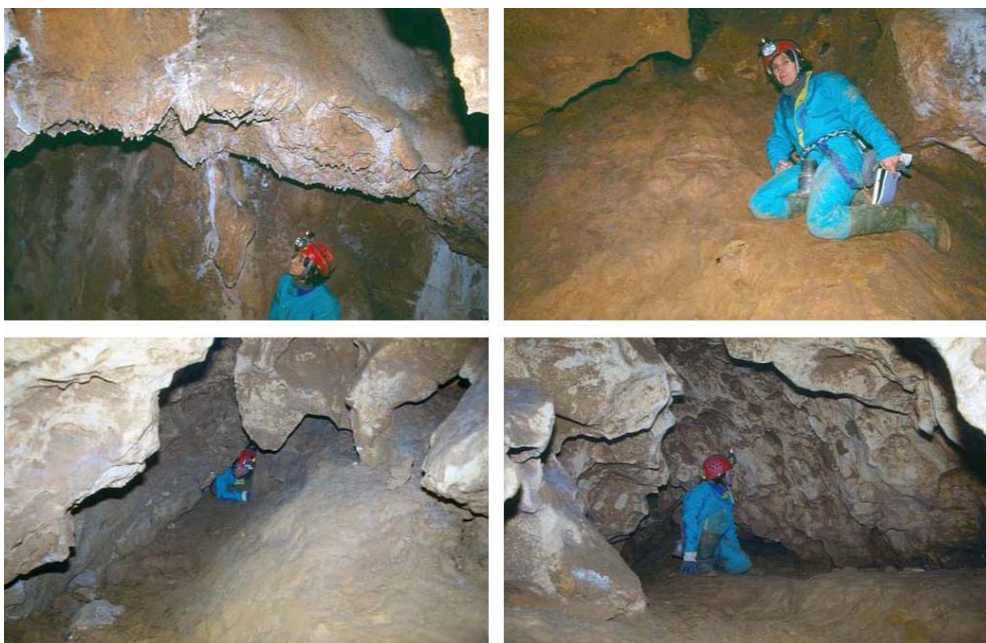


Figura 4.187 Pasos y gateras del sector oriental de Cueva del Compresor (Fotografías: M. A. Martín, Archivo G.E.E.)

En la actualidad, en el sector E de este conducto se localiza la presencia de tritones jaspeados (tanto hembras como machos), detectándose al menos 4 individuos. Otros ejemplares de tritones jaspeados se encuentran también en la parte de cantera transformada en almacén de las excavaciones.

En la pared del tramo superior del sector de las simas (Alzado 10: E-F) observamos la presencia de un panel de zarpazos, con 4 grupos de 4 incisiones o zarpas, dos pequeños

zarpazos, un tercer grupo de zarpazos de 5cm de largo que ocupan una anchura total de 4cm y un último zarpazo compuesto por 4 incisiones de 6cm de largo por 4,5cm de anchura total. Entre los dos últimos zarpazos hay una distancia de unos 20cm. Estos zarpazos deben corresponder a pequeños carnívoros (tipo mustélidos).

En el suelo del sector en el que se localizan los tritones jaspeados se documenta un esqueleto de micromamífero, así como la presencia de muchos mosquitos, todas estas evidencias de seres vivos son indicativas de la existencia de pequeñas conexiones con el exterior, comunicación que también se intuye por la intensa corriente de aire que se produce a través de una pequeña grieta de la pared.

Este sector destaca por la ausencia total de restos arqueopaleontológicos, así como de sedimentos fosilíferos, lo que está confirmando que estamos en los niveles más bajos del karst, que en este punto actúa como un karst cerrado, alejado de las entradas abiertas, en el sector de Trinchera.

b. Sector Septentrional

El Sector Septentrional está compuesto principalmente por dos conductos lineales que conectan casi ortogonalmente en el borde occidental de la cantera, formado por el conducto compuesto por las galerías Norte y Central, con la Transversal a ellas (Plano 5 y 9, Alzado 10: AB, Lámina-Sección 72). La Galería Norte presenta una dirección NNE-SSO y un desarrollo de unos 50m lineales proyectados, a los que hay que añadir otros 20m correspondientes al tramo destruido por las obras de la Trinchera del Ferrocarril, que lo relacionaban con la sección serrada localizada en el frente de cantera entre los rellenos de Dolina y Galería (Lámina-Sección 72: CC19), identificada como BU-IV.A.15 en el Catastro Espeleológico de Burgos (Martín *et al.*, 1981: 49).

Son conductos desarrollados en condiciones freáticas en donde destaca el eje de las galerías Norte-Central por presentar un techo irregular, caracterizado por la presencia de bóvedas y chimeneas ascendentes, con tendencia a unas cotas más bajas hacia el Valle de la Propiedad, en el borde Sur, ya en contacto con los materiales terciarios. Su techo está marcado por la presencia de abundantes cúpulas abovedadas, que parecen marcar un nivel próximo a los 984m, con puntos bajos en torno a 982,4m y chimeneas que alcanzan los 988 (Alzado 1; Lámina-Sección 71 y 72 y Figura 4.188).

Destaca la parte más septentrional de la Galería Norte, localizada en el frente Este de Trinchera (BU-IV.A.15), por presentar conductos freáticos ascendentes que superan los 992m de altitud (Lámina-Sección 72: CC19), que está relacionada lateralmente con la sección colmatada conocida como Dolina.

Ya en el sector de enlace, se localiza una zona laberíntica con desarrollo vertical, en donde los techos, muy irregulares, van desde cotas de 980 a 985m. Debe citarse la presencia de un fuerte escalón, apareciendo las cotas del suelo en torno a los 975,5m, con 6-8m de desnivel.

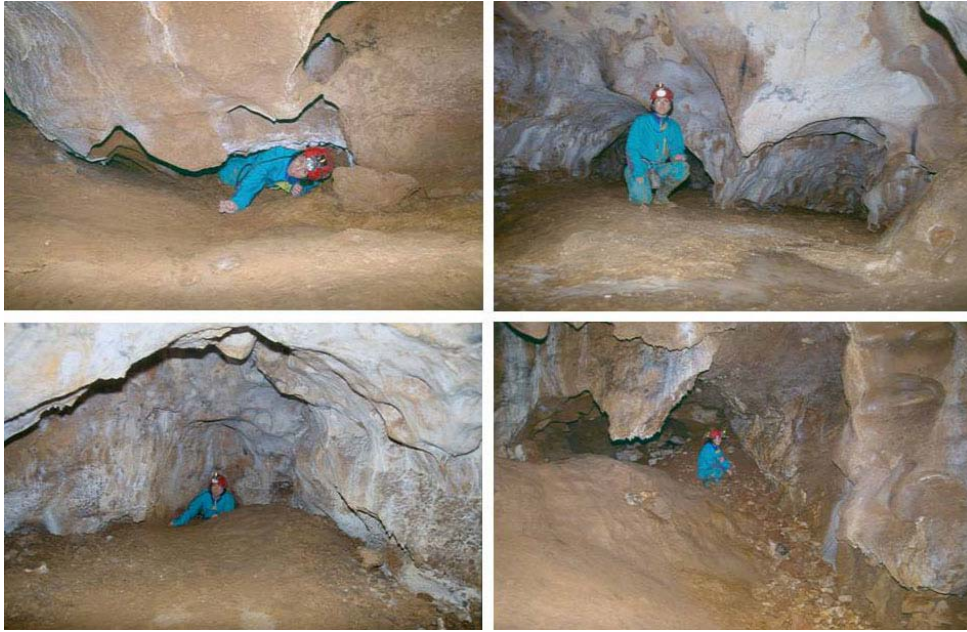


Figura 4.188 Diferentes vistas del tramo final de Sector Septentrional de la Galería Norte, en el sector proximo a la Trinchera (Fotografías: M. A. Martín, Archivo G.E.E.)

La Galería Transversal es un conducto lineal, con dirección ONO-ESE, hacia el Valle de Valhondo, constituyendo el conducto más occidental de todo del karst conocido. El perfil longitudinal muestra una tendencia general descendente hacia el Oeste (Alzado 10: Perfil D-C) con bóvedas que van desde los 986,5m hasta cotas algo inferiores a los 984m y suelos en torno a 976,5m (Lámina-Secciones 70 y Figura 4.189).



Figura 4.189 Chimeneas ascendentes del sector de enlace de la Galería Norte con la Central de la Cueva del Compresor (Fotografías: M. A. Martín, Archivo G.E.E.)

A partir de este punto, el conducto se subdivide en dos, con un marcado tramo descendente, en donde los techos bajan unos 5m, desde altitudes de 983 a las de 978m. Esta bifurcación es debida a la existencia de un nivel de roca intermedio, de entre 2,5 y 6,5m de espesor, que fracciona la galería en dos niveles superpuestos. El superior se caracteriza por la existencia de un pequeño pasaje, con una altura media de entre 1,5-2m de altura por 1-1,5m de anchura y numerosas chimeneas ascendentes, que rompen la tónica general de techos planos que presenta esta galería. Estas chimeneas alcanzan los 983-986m y algunas de ellas aparecen colmatadas con brechas de cantos calizos redondeados y matriz margosa, que representan facies de sedimentación neógena y están remarcando la proximidad del límite de la secuencia mesozoica, puesto en evidencia por la disolución vertical de los conductos a favor de la fisuración de la roca (chimeneas), alcanzando la secuencia miocena en los puntos elevados, constituyendo este contacto por un lado el límite vertical del cavernamiento y por otro la penetración al endokarst de las facies margosas (Perfil D-C). Rellenos con facies margosas se han documentado en las bóvedas de los tramos distales del Sistema Cueva Mayor-Cueva del Silo, en el límite de las calizas cretácicas con la secuencia miocena (Figura 4.190).

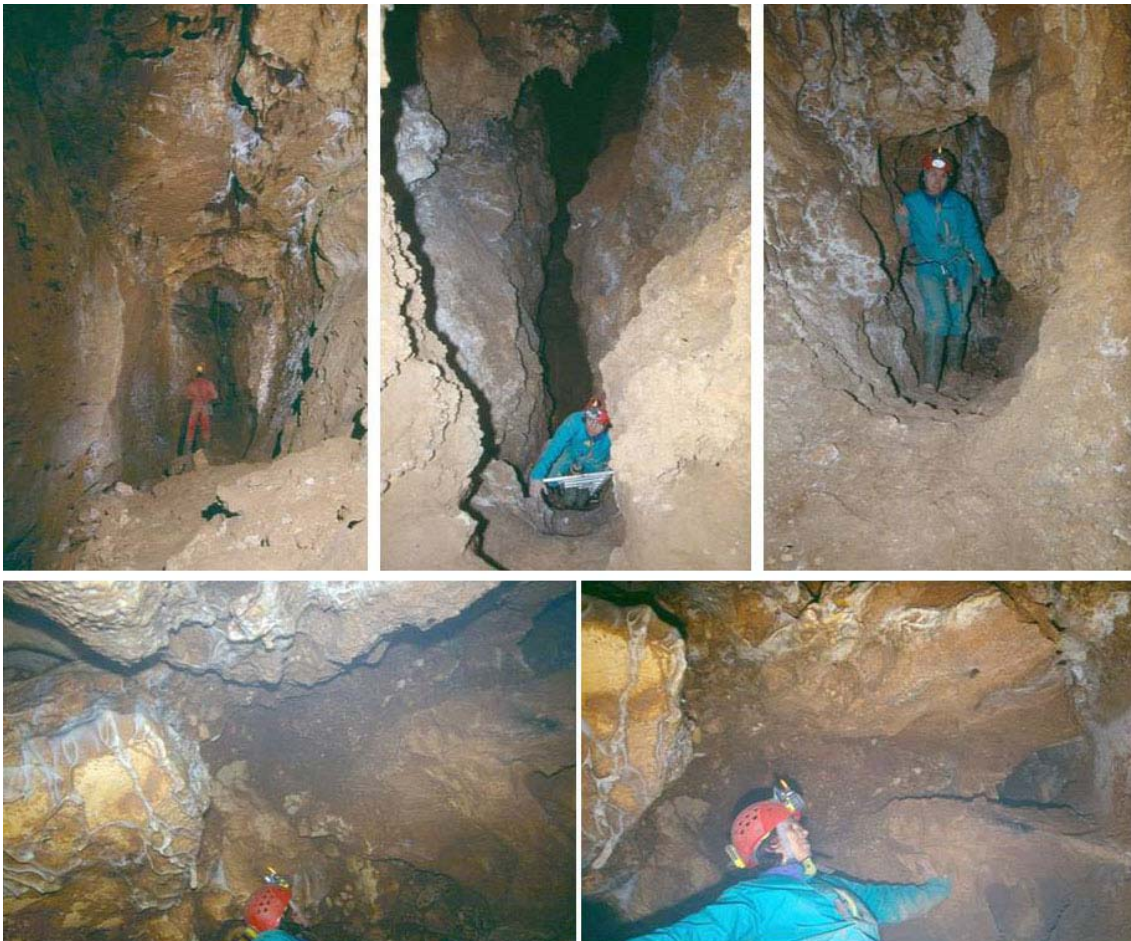


Figura 4.190 Desarrollo vertical de la Galería Transversal con colmatación a techo de chimeneas (Fotografías: M. A. Martín, Archivo G.E.E.)

El pasaje inferior se caracteriza por un recorrido descendente, de 13m de longitud por una altura media de 2-2,5m y 1-1,5m de anchura, con una pronunciada pendiente, que parte de los 976m de altitud del inicio y desciende hasta los 970m, representando al punto más bajo de la galería y uno de los más bajos de la cueva y del karst. El aspecto general de este tramo de la Galería Transversal se asemeja al documentado en el sector de enlace de las galerías Norte y Central, en donde la característica principal es el desarrollo de un escalón en el conducto, en cuya base aparece un sector deprimido, que representa los puntos más bajos de las galerías. Además, estos dos sectores aparecen alineados en una dirección E-O, coincidente con la familia de dirección de fracturas 80-100° que se desarrolla en el sector de Campa del Silo-Torcas (apartado 4.3.1.1.2.1), evidenciando el control estructural sobre este sector de la cavidad.

Una vez superada la bifurcación, el conducto toma el desarrollo vertical general, a una cota inferior, con un techo plano a unos 978,5m, cuyo desarrollo se ve obstruido por la existencia de sedimentos que colmatan toda su sección. La topografía de la superficie está marcada por el punto bajo del final del tramo anterior y la presencia de una marcada pendiente en los sedimentos, que dan la forma típica de embudo relacionada con sumideros y sectores deprimidos.

Este relleno se caracteriza por mostrar en su base facies de interior, sobre las que se asienta a los 980m una brecha de cantos calcáreos redondeados y matriz arcillosa-margosa, de tonos rojizos, que colmata todos los posibles conductos ascendentes, en un punto en el que el techo vuelve a subir a cotas de 981m con chimeneas que también se colmatan a los 982m. La distancia del techo de este relleno a la superficie es de unos 3,5m, lo que está remarcando la existencia de una antigua entrada abierta a la ladera del valle de Valhondo, colmatada con sedimentos (Alzado 10: Perfil DC).

B) Conductos de Trinchera y Canteras (Atapuerca)

Los diferentes conductos kársticos seccionados por la obra pública de extracción de mineral o acondicionamiento de esta actividad han puesto al descubierto una serie de oquedades, la mayoría colmatadas, que muestran la existencia de un karst fósil que se desarrolla en diferentes niveles en coincidencia altimétrica con el karst del Sistema Cueva Mayor-Cueva del Silo, vinculando su génesis a un mismo origen. El trabajo de prospección de estas secciones y conductos, se ha visto dificultado porque aparecen totalmente colmatados, con frentes muy verticalizados e inestables, que frecuentemente aparecen colgados varios metros en las paredes de la Trinchera o de las canteras, imposibilitando el acceso a los mismos. Las dimensiones de estos conductos varían desde las pequeñas chimeneas elevadas del nivel superior del karst, localizadas en los frentes de canteras, a los grandes conductos con alturas entre 7 y 15m de los frentes de Trinchera (Planos 5 y 9; Alzado 1,6 y 7; y Lámina-Sección 74-86).

Se ha realizado un inventario de evidencias endokársticas, complementando el inventario espeleológico del Grupo Espeleológico Edelweiss (Martín *et al.*, 1981) con las nuevas topografías de los alzados, así como la recogida de información arqueopaleontológica

resultante de la prospección espeleológica, indicando que en ningún caso se han realizado catas, consistiendo dichos trabajos en la prospección visual de los frentes descubiertos. Este inventario incluye los rellenos en curso de excavación del término municipal de Atapuerca, como son el Complejo Galería y Dolina-Penal.

Los trabajos de prospección han permitido situar y controlar las secciones existentes en este sector, que conforman y completan el inventario del karst de la Sierra de Atapuerca. En los frentes de la Trinchera del Ferrocarril Minero se localizan 20 secciones kársticas, una de ellas sin rellenos sedimentarios, y un pequeño conducto y el desarrollo endokárstico de Zarpazos en el Complejo Galería, que pertenecen al segundo y tercer nivel del karst, mientras que en la Cantera de las Torcas se han localizado tres conductos seccionados pertenecientes al nivel superior del karst, así como dos pequeñas cavidades, que corresponden al nivel intermedio e inferior. El inventario se completa con dos secciones más en relación con canteras situadas sobre los yacimientos de Dolina y Galería, que se relacionan con el 2º y el 3º nivel de galerías.

Se ha establecido una nueva referencia ordinal con el fin de agrupar las nuevas secciones de forma correlativa, individualizando los rellenos de Trinchera de los de las Canteras, entre las que se han incluido las descubiertas por los frentes localizados en el sector meridional del San Vicente. Las secciones y oquedades presentan una sigla que corresponde con *TR*, Trinchera Relleno, para las ubicadas en los frentes de la Trinchera del Ferrocarril Minero, seguido de un número identificativo del relleno. Por su parte, los conductos seccionados por canteras presentan una sigla *CR*, Cantera Relleno, seguida del número identificativo. En el inventario espeleológico se indicarán los nombres tradicionales o publicados de las diferentes evidencias endokársticas, así como la relación cartográfica y fotográfica correspondiente.

Las secciones del tramo de la Trinchera del Ferrocarril Minero, que se desarrollan en los actuales términos de Ibeas de Juarros y Atapuerca, se inician con el número de inventario de las secciones localizadas en el término municipal de Ibeas de Juarros y relacionadas con bóvedas de techo de Cueva Peluda (TR1 y 2), representando las secciones relacionadas con el final de la Galería Baja a los rellenos TR3-8, entre los que destaca el yacimiento de Elefante, caracterizado por haber formado parte, en el pasado, del Sistema Cueva Mayor-Cueva del Silo y Cueva Peluda. Por su parte, las secciones localizadas en el tramo de la Trinchera del Ferrocarril perteneciente al término municipal de Atapuerca, van a estar individualizadas por la existencia del arroyo de la Propiedad, cuyas cotas basales presentan una importante incisión vertical (de unos 25m de profundidad), formando un pequeño cañón kárstico, que separa el desarrollo horizontal de los conductos a uno y otro lado del valle. Las secciones del tramo Norte de la Trinchera del Ferrocarril se inician con el relleno identificado como TR9 y culminan con el TR30 en el extremo Oeste de la trinchera.

En relación con las canteras, a las evidencias endokársticas localizadas en el pago de Torcas del término municipal de Atapuerca, hay que añadir dos conjuntos desarrollados en el sector meridional de la unidad de San Vicente, descritas anteriormente e identificadas con las siglas CR6 y CR7.

Los diferentes conductos que forman las secciones y pequeños pasajes cortados por los frentes de canteras y de la Trinchera, se van a agrupar según el nivel del karst con el que se relacionen sus bóvedas. Hay que indicar que todas las secciones se localizan en el pago de Torcas, término de Atapuerca, aunque en la documentación municipal de los ayuntamientos de Ibeas de Juarros y Atapuerca aparecen situadas las canteras en lo que llaman valle de las canteras, refiriéndose a las explotaciones localizadas en el Valle de la Propiedad, valle que representa el límite territorial del término de Atapuerca con el Consuno de Valhondo o de la Sierra, identificando a la Cantera de las Torcas con la gran extracción que existe en el límite septentrional de la Trinchera del Ferrocarril Minero.

a. Cavidades del nivel superior de las canteras de Atapuerca

Los conductos seccionados correspondientes al nivel superior del karst son conductos muy corticales y generalmente verticales, pertenecientes a chimeneas ascendentes y tramos diaclasados en los que se han detectado rellenos externos y formaciones de interior, tanto de sedimentos arcillosos como formaciones de espeleotemas, concentrados estos últimos en los pasajes de la Cantera de las Torcas. Estas evidencias endokársticas se sitúan en cotas comprendidas entre 1.012 y 1.025m, en coincidencia altimétrica con los techos del nivel superior de Cueva Mayor.

- **CR1 – BU-IV.A.28** (Figura 4.191 y Plano 9 y Lámina-Sección 87): en el frente de una antigua cantera situada a unos 80m al Este del yacimiento de Dolina se abre un conjunto de cuatro secciones kársticas, que aparecen colmatadas y se relacionan con estrechos pasajes de un mismo conducto cuyas bóvedas se localizan a cotas de 1.020-1.021m de altitud. Estos rellenos han proporcionado restos fósiles correspondientes a fases del Pleistoceno. Los hallazgos obtenidos han motivado el cierre del perímetro de la antigua cantera, como medida preventiva.

La discontinuidad que marca este conducto en el subsuelo debe corresponder con los valores decrecientes, que van desde los 1.500 a los 600 ohm.m., que muestran el extremo distal del perfil de la tomografía eléctrica de Torcas II, número 12 (apartado 5.3.5).



Figura 4.191 Vista de CR1 en el frente de una cantera (Fotografía: M. A. Martín, Archivo G.E.E.)

- **CR3 – BU-IV.A.20** (Plano 9): sección localizada en el frente Sur de la Cantera de las Torcas. Se corresponde con una estrecha gatera de pequeñas dimensiones y poco desarrollo, en donde destaca la formación de espeleotemas.
- **CR4 – BU-IV.A.21** (Plano 9): sección localizada en el frente Sur de la Cantera de las Torcas, a unos 10m al SO de la anterior. Se trata de una estrecha grieta de poco desarrollo, con litogénesis.
- **CR5 – BU-IV.A.26** (Plano 9): Diaclasa seccionada, de unos 6m de desarrollo, localizada en el frente Sur de la Cantera de las Torcas. El inventario arqueológico de la Sierra de Atapuerca de 1992 recoge la presencia de restos faunísticos en superficie (pieza dentaria de león) (Ortega, 1992), hallazgo que se produjo durante una de las campañas de excavación de finales de los años ochenta.

b. Cavidades del nivel intermedio de la Trinchera del Ferrocarril

El trazado del ferrocarril minero de Monterrubio de la Demanda a Villafria precisó de una trinchera que cortase las calizas mesozoicas en el reborde occidental del monte de San Vicente, en el pago de Torcas. Esta obra puso de manifiesto la existencia de una serie de conductos kársticos de los que no se tenía constancia hasta entonces. J. Royo Gómez (1926) fue el primero en llamar la atención sobre la presencia de secuencias cuaternarias en estos rellenos, inventariados a partir de la década de los años cincuenta en los trabajos espeleológicos del Grupo Edelweiss (Martín *et al.*, 1981) (Plano 9; Alzados 1 y 6).

Los trabajos de prospección realizados para esta tesis doctoral han puesto de manifiesto la existencia de, al menos, 17 secciones de conductos que se relacionan en cotas con el nivel intermedio del Sistema Cueva Mayor-Cueva del Silo, que representan a la practica totalidad de las secciones de este nivel, ya que las evidencias endokársticas abiertas en los frentes de canteras corresponden con cavidades de pequeño desarrollo que no aparecen colmatadas por sedimentos, debido a que constituyen tramos del interior de las cavidades.

Las secciones localizadas en los frentes de la Trinchera del Ferrocarril, correspondientes al nivel intermedio del karst, pertenecen al menos a cinco grupos o sectores de galerías, que debido a su situación de proximidad y dimensiones deben representar a tramos interconectados de cavidades próximos a las entradas. Estas agrupaciones se relacionan con los rellenos TR9-11, TR12-17 (compuesto por el Complejo Galería y el relleno TR17), TR18-21 (representado por las secciones y Dolina-Penal y las contiguas identificadas como TR20-21), la sección libre de sedimentos de TR22 y el conducto compuesto por TR23 y TR24.

Al igual que se observa en el nivel superior, los conductos que aparecen cortados en este tramo de la trinchera se caracterizan por ser muy corticales y presentar morfologías freáticas, con posterior desarrollo vadoso vertical. La amplitud de la trinchera ha cortado la mayor parte de su sección, permitiendo conocer su morfología, así como los registros

sedimentarios que colmatan estos sectores de antiguas bocas de entrada, fosilizando completamente los conductos.

El inventario de las secciones se ha realizado desde el Sur hacia el Norte, finalizando en las cavidades de las canteras. Estas secciones se agrupan con las siglas TR9 a TR25, más los tramos de conductos de la Cueva de la Cata Minera y el CR2.

Las secciones TR9, TR10 y TR11 presentan relación topográfica, pudiendo adscribirse a un mismo tramo de galerías, próximo al valle de la Propiedad (Plano 5 y 9 y Figura 4.192).

- **TR9** (Lámina-Sección 74): estrecha sección, de unos 60cm de anchura por unos 5m de altura, localizada en el frente Este de la Trinchera del Ferrocarril, al inicio del término de Atapuerca. Su sección, una boca vertical abierta al exterior, aparece colmatada con sedimentos en cuya base aparecen facies limosas finas (1), sobre las que se localizan unos 3m de facies de exterior, de flujos detríticos con matrices rojizas (3), cerrando a techo de la secuencia un nivel de unos 40cm de potencia de *terra rossa* (5).
- **TR10 - BU-IV.A.10**: pequeña sección, de morfología freática, situada en el frente Oeste de la Trinchera del Ferrocarril, al inicio del término de Atapuerca, frente a la anterior y próxima a la TR11, con las que debe formar parte de un mismo conducto. Presenta unos 2,5m de desarrollo interior y aparece colmatada con sedimentos arcillosos de facies de interior.
- **TR11 - BU-IV.A.11**: pequeña galería con apertura al exterior en sima o silo circular, situada en el frente Oeste de la Trinchera del Ferrocarril, al norte de TR10, formando parte de un mismo conducto. Al igual que la anterior, este conducto está parcialmente colmatado con facies arcillosas estériles.



Figura 4.192 Cortes de Trinchera TR 9, 10 y 11, respectivamente, situados al norte del Valle de la Propiedad (Fotografías: A. I. Ortega y M. C. Ortega)

El conjunto compuesto por los rellenos TR12 a TR17 se relaciona con el Complejo Galería, formando diferentes tramos de una misma cavidad, que en la literatura se conoce como Tres Simas, Galería y Cueva de los Zarpazos, a los que hay que añadir el relleno TR17 que se localiza enfrente de Tres Simas (Planos 5 y 9; Alzados 1, 6 y 10; Lámina-Sección 74 y Figura 4.193).

- **TR12 - BU-IV.A.12 - Tres Simas-Sur:** Conducto de morfología vertical, con apertura al exterior a partir de dos diaclasas, que se localiza a unos 48m del frente norte del Valle de la Propiedad, situado en la pared Este de la Trinchera del Ferrocarril. En concreto se está ante la sima meridional del relleno de Tres Simas. Presenta una sección de morfología freática, con aperturas verticales a favor de planos de debilidad, que conservan huellas de corriente ascendentes, con valores estimados que indican paleovelocidades de flujo de 4,6m/seg., marcando un punto surgente.

Presenta una bóveda a 993m de altitud, apareciendo su sección colmatada por distintos afloramientos sedimentarios, dando un corte verticalizado de más de 9m de altura. La secuencia presenta varias fases sedimentarias: 1) se inicia con la presencia de limos y arenas laminadas con una potencia vista de unos 3m, que alcanza cotas de 991m y evidencia la deposición por arroyadas vadosas. 2) Sobre esta facies se han formado espeleotemas de flujo, que fueron datados por series de Uranio proporcionando una datación de 256 +/-33ka para la muestra TSY2 (Falguères, 1986). Esta unidad se corresponde con una fase de cueva inactiva. 3) Parabrechas con matriz arcillosa, con clastos calizos subangulosos, con una potencia deducida de unos 2m que se depositan sobre la plancha estalagmítica de la boca meridional, que indican sedimentación clástica por flujos de gravedad. Se localizan en la vertical de la boca meridional del relleno, lo que indica que para esta fase la diaclasa estaba abierta. 4) Secuencias carbonatadas de limos arenosos, de aspecto masivo, que se localizan sobre estas brechas, siendo difícil precisar sus características debido a la altura en la que se encuentran, pero que evidencian la presencia de corrientes de agua. 5) La secuencia termina con la colmatación de los conductos verticales con rellenos de hasta 3m de *terra rossa*, representando la fosilización total del conducto.

- **TR13 - BU-IV.A.12 - Tres Simas-Centro:** Conducto de morfología vertical, con apertura al exterior a partir de una sima de unos 3m de anchura vista, localizada al Norte de la anterior, identificándose como el relleno central de Tres Simas.

Presenta su boca a 999m de altitud, apareciendo su sección colmatada por distintos afloramientos sedimentarios, dando un corte verticalizado de más de 10m de altura, bastante sucio, en el que se puede observar una secuencia similar a la descrita en el relleno anterior. Esta secuencia se inicia con la fase 1) caracterizada por sedimentos limosos y arenosos, en la que la intervención arqueológica de 1996 (Ortega, 1996) mostró en la parte inferior del relleno una laminación cruzada. Este relleno presenta una potencia estimada de algo más de 3m, que es coincidente con el registrado en la sección TR11.

En la secuencia de esta sección sobre los limos se asientan, de forma neta y erosiva, facies de exterior, caracterizadas por coladas detríticas con un importante piso

estalagmítico a cotas de 995-996,5m, en donde la suciedad y verticalidad del corte no permite dar mayor precisión. Estas facies presentan una potencia estimada de unos 10m y corresponden a flujos detríticos por gravedad, que en un primer momento pudieran estar relacionados con el colapso de techo y la apertura del conducto al exterior, constituyendo esta sima un pozo-trampa para los sedimentos del entorno de la boca de entrada. Esta unidad debe relacionarse con la fase 3 de TR11, brecha arcillosa detectada en la boca sur, fase de procesos edáficos y de formación de *terra rossa* con la que la secuencia termina, en el relleno anterior.

La actuación arqueológica en este relleno de *Tres Simas* por A. I. Ortega (1996) estuvo motivada por la significación del desprendimiento de los depósitos, caracterizado por la presencia de grandes bloques cementados, correspondientes al tramo medio del relleno, y por el corrimiento de limos y arcillas basales. Estos desprendimientos se debieron a las adversas condiciones climáticas del invierno y primavera de 1996, que se destacó por ser muy húmedo y frío, con abundantes precipitaciones de agua y nieve y presencia de fenómenos típicos de temperaturas extremas (bajo cero), que ocasionan la formación de hielos. Esta intervención puso de manifiesto que los sedimentos rojos de exterior contienen restos arqueopaleontológicos. La información proporcionada por los restos faunísticos y piezas de industria lítica recuperados indica una mayor abundancia de restos óseos sobre los líticos, el predominio de herbívoros sobre carnívoros, identificados por restos de *Panthera* sp., felino documentado durante el Pleistoceno europeo, reconociendo en las unidades TGII y TGIII de Galería la presencia de *Panthera leo* (Cervera *et al.*, 1999), con la que pudiera corresponder el resto hallado en esta intervención. La alta fragmentación esquelética y el gran número de restos de inmaduros, coinciden con lo ya conocido del yacimiento de TN, en el Conjunto de Galería (Díez *et al.*, 1999; Huguet *et al.*, 1999).

Por su parte, las piezas de industria recuperadas se caracterizan por estar hechas en cuarcita, predominando las Bases Naturales (BN) sobre las piezas elaboradas, con una única Base Negativa de Segunda Generación (BN2^ºG) del tipo raedera transversal recta, encuadrada dentro del Modo técnico 2, Achelense, identificado en los niveles arqueológicos de TG7-11 y TGN2-8 del Complejo Galería (Carbonell *et al.*, 1999b galería), destacando por el predominio de Bases Naturales cierta semejanza con el contenido del depósito TN, lo que aporta una relación del depósito de facies de exterior con la secuencia fosilífera del Complejo de Galería (unidades TGII-III), en relación con TN, una edad del Pleistoceno medio para los hallazgos y una interpretación funcional semejante a la del depósito de Galería, yacimiento arqueológico achelense con aprovechamiento cárnico de herbívoros y esporádica presencia de carnívoros.

- **TR17** (Lámina-Sección 76): Conducto de morfología freática, con chimeneas ascendentes, que se localiza a unos 49m del frente norte del Valle de la Propiedad, situado en la pared Oeste de la Trinchera del Ferrocarril, frente a la sima meridional del relleno de Tres Simas (TR12). Presenta una bóveda situada a unos 991m, con chimeneas seccionadas en torno a los 993m de altitud, que presumiblemente alcanzaban mayor altitud en el sector eliminado por la obra férrea. Su sección presenta algo más de 5m de altura, estando rellena con sedimentos en los 3,7m inferiores. La secuencia se inicia con una fase 1) de sedimentos de interior, caracterizada por facies arcillosas estériles, de tonos pardo-rojizos de aspecto masivo y potencia estimada inferior a los 3m, relacionadas con flujos de baja energía, en

condiciones anegadas. 2) Sobre esta facies se han formado espeleotemas de flujo que presentan una potencia estimada de unos 2m. La secuencia presenta una fase de sedimentos alóctonos (3) caracterizada por unas gravas homométricas con estratificación cruzada, seleccionada y sin apenas matriz (paella), de unos 60cm de potencia estimada. Esta unidad se deposita sobre las arcillas de interior y lateralmente sobre la costra estalagmítica, aportando una relación temporal a la secuencia, indicando una fase de entrada de materiales del exterior posterior a la formación de espeleotemas, cuya relación es coincidente con el esquema sedimentario planteado en los rellenos de las simas central y meridional de Tres Simas (TR12 y 13).

La situación topográfica de estas secciones, así como la similitud sedimentaria, permiten indicar la relación que existe entre las mismas, formando parte de los divertículos de una misma cavidad, en donde se documentan en la base una fase de deposición de sedimentos en régimen freático y vadosos, que pasan a desarrollar facies endógenas con la formación de espeleotemas, principalmente de flujo, que evidencian una evolución vadosa del conducto, sobre la que debe producirse el colapso de la bóveda o de varios sectores del techo, formando bocas de simas que actúan como trampas para los sedimentos del entorno inmediato, proporcionando coladas detríticas de matriz rojiza en una fase vadosa de la cavidad, que sigue desarrollando la formación de espeleotemas, formándose finalmente los suelos rojos de *terra rossa* en los pozos de entrada, así como entre los lapiaces del exokarst.

- **TR14-15-16 - BU-IV.A.4** – Complejo Galería (Lámina-Sección 75): La sección del Complejo Galería (BU-IV.A.4), engloba los tramos endokársticos de la boca septentrional del conjunto de Tres Simas, también conocida como *Trinchera Norte* (TN) (TR14) (Ortega, 1999; Martín *et al.*, 1981), la sección horizontal de Galería (TR15), yacimiento excavado en los años ochenta y noventa y la Cueva de los Zarpazos (TR16), pequeña sala libre de sedimentos con numerosos zarpazos de osos en sus paredes, cuyo acceso se descubrió, en 1978, tras una desobstrucción del Grupo Edelweiss que agrandó un pequeño orificio originado tras unas prácticas militares con explosivos. Actualmente está en proceso de excavación.

Corresponde a un corto tramo de conducto horizontal, de evolución freática próxima al nivel de base, seccionado por las obras de la Trinchera del ferrocarril, que contaba con, al menos, dos antiguas entradas. Una de estas entradas se sitúa en la propia sección de la trinchera, correspondiendo a una torca o sima (TR14), situada al Sur del conducto, relacionada con el tramo contiguo conocido en la literatura como *Tres Simas*, representando a la sima más septentrional (TN). Una segunda entrada se localiza en el punto distal de la Cueva de los Zarpazos (TR16), correspondiendo en principio a una boca horizontal, que se sitúa al NE de Galería. El tramo que se conoce como Galería (TR15) constituyó un espacio de conexión entre estas bocas, formando parte del sector de entrada de la cavidad a través de un tramo horizontal que aparece totalmente colmatado por sedimentos. La sección de este conducto presenta una bóveda freática, en torno a los 995m de altitud, en el rango de las cotas del nivel intermedio y del inferior del Sistema Cueva Mayor-Cueva del Silo, por lo que la formación de este conducto debe vincularse con los procesos de descenso y encajamiento del nivel de base local que marcó la evolución

del nivel intermedio, en relación altimétrica con la superficie del nivel de terraza T4_{AZN}, situada a +63m de cauce actual del Arlanzón en el borde occidental de la Sierra.

Los trabajos de Eraso *et al.* (1998a) han puesto de manifiesto la presencia de varias estaciones con huellas de corriente, localizadas en la pared occidental de Zarpazos y Galería, con estimaciones de paleovelocidades entre los 9 y 11m/seg., con sentido del flujo hacia el sur, que junto con los flujos ascendentes del sector de TR12 (Tres Simas Sur) y TR17 podrían representar una salida de aguas en este tramo de la cavidad.

Los primeros hallazgos arqueológicos de este yacimiento se realizan en 1962 y 1963, iniciándose la primera excavación, dirigida por F. Jordá, en 1964, en la que participó el karstólogo N. Llopis Lladó, (Ortega, 1999, Ortega y Martín, 2007). Posteriormente fue intervenido, en 1972, por G. W. Clark, quien lo identificó como la localidad 2 del Yacimiento Trinchera (34.2) (Clark, 1979: 80-91) y, en 1976, por T. de Torres. En 1978 se inició el proyecto de excavaciones de E. Aguirre, centrando los trabajos de campo en Galería desde 1979 hasta 1995, trabajándose en la actualidad en el sector de la Cueva de los Zarpazos.

Por tanto, es uno de los rellenos mejor estudiados y publicados, especialmente las secuencias de Galería (TG-TN). Esta sección presenta una serie sedimentaria que llega a colmar el conducto a finales del Pleistoceno medio, presentando cinco fases de relleno, de GI a GV y una formación edáfica (GVI) (Pérez-González *et al.*, 1999, 2001).

La unidad inferior (GI), documentada en la sección de Galería y su continuidad oriental de Zarpazos, está compuesta por sedimentos de facies de interior que presentan un espesor máximo de unos 5m, que presenta un nivel estratigráficamente complejo, con diferentes capas y facies con importantes variaciones laterales y verticales, con contactos erosivos y discordancias angulares (Pérez-González *et al.*, 2001). Estos depósitos, de origen hídrico, se caracterizan por presentar en su base lutitas-arenitas con estructura laminar, formadas por la alternancia de facies arenosas o limo-arenosas y facies más arcillosas o limo-arcillosas, con intercalaciones de costras estalagmíticas. A techo de la secuencia se desarrollan estratos de apariencia masiva, bioturbados, que contienen clastos blandos de arcillas laminadas, seguidos de niveles con pequeños clastos calizos muy alterados, que se corresponden con facies de arenas finas, limosas o limo-arcillosas, con desarrollo de finas capas de espeleotemas de flujo y un gran bloque estalagmítico con la superficie corroída bajo condiciones freáticas (Pérez-González *et al.*, 1999: 35). La mineralogía de esta unidad muestra gran uniformidad, con presencia de la asociación de turmalina-citrón entre los minerales pesados, destacando el cuarzo como mineral ligero mayoritario y la illita entre la mineralogía de las arcillas, así como la cranealita por representar lixiviados de las murcielaguinas de la unidad superior (GII) (Pérez-González *et al.*, 1995).

Esta unidad destaca por documentar en su tercio superior el límite del cambio paleomagnético Matuyama-Brunhes (780ka), en relación con los procesos erosivos que marcan el inicio del techo de la secuencia de esta unidad. Dataciones por series de Uranio del bloque estalagmítico situado a techo de la misma han resultado estar en equilibrio, proporcionando una edad superior a 350ka.



Figura 4.193 Las distintas secciones del Complejo Galería conforman una única cavidad (Fotografías: J. L. Uribarri, y M. A. Martín, Archivo G.E.E.; M. C. Ortega y A. I. Ortega)

La secuencia continúa con la segunda fase sedimentaria, formada por depósitos alóctonos que se inician con la unidad GII, que se dispone en discordancia angular y erosiva sobre la unidad anterior (GI). Los horizontes basales presentan acumulación de excrementos de murciélagos interestratificados, con arcillas marrones o marrones rojizas, localizando en el extremo meridional (TN) los bloques del colapso del techo de la sima, indicando una importante apertura de la cavidad al exterior (Lámina-Sección 74). La acidez producida por la lixiviación del guano ha producido la alteración de los clastos calizos, con pérdida de volumen y reajustes postsedimentarios.

La apertura de la cavidad, va a producir la entrada masiva de facies alóctonas, desde el entorno inmediato de la Sima (TN) y de la boca situada al Este, en Zarpazos, que va a marcar el comienzo de la segunda fase sedimentaria, caracterizada por la entrada coladas clásticas con matrices arcillo-limosas de tonos rojizos, producidos por gravedad, con algunos aportes hídricos. Se han identificado tres unidades estratigráficas en la secuencia, GII, GIII y GIV, establecidas a partir de discontinuidades erosivas y angulares. La secuencia establecida en el frente de Galería se desarrolla hacia el interior de Zarpazos, en donde se han identificado las coladas correspondientes a las unidades GII a GIII, siendo dudosa la identificación de la unidad GIV (Pérez-González *et al.* 2001: 34).

Para Pérez-González *et al.* (1999, 2001), la distribución de las facies clásticas es asimétrica y presenta un elevado número de flujos detríticos (*debris flow*), que varían desde la entrada de facies laminadas detríticas con intercalaciones calcíticas de escaso desarrollo, hasta las coladas detríticas gruesas con clastos soportados, que pasan lateralmente hacia el centro a facies arcillosas rojas con clastos flotados, presentando mayor alternancia la unidad GII. En el sector Sur, estos depósitos forman geometrías imbricadas en *cono de talud*, vinculadas a la apertura vertical (TN), que desarrollan texturas más finas, de arcillas, limos y gravillas (*paellas*) soportadas, y que en ocasiones presentan laminación cruzada, indicativas de corrientes E-O, desarrolladas en la zona central y sur de la sección de Galería, con menor influencia de las bocas de entrada.

Con la unidad GIV se produce la colmatación del tramo horizontal del conducto de Galería, siendo difícil identificar esta unidad en Zarpazos (Pérez-González *et al.*, 2001). Presenta las mismas características que las anteriores, destacándose por documentar en su tramo central una estructura erosiva, con colmatación sedimentaria, tipo *cut and fill*, que pone de manifiesto la presencia de flujos hídricos. Nuevas coladas, producidas por fenómenos de gravedad, se localizan rellenando la boca de entrada de la sima, o TN, hasta fosilizar por completo el conducto, se identifican con la unidad GV y representan el techo de la secuencia, sobre el que se han producido los procesos edáficos que caracterizan a la unidad GVI.

En la base de este relleno se recuperaron en 1963 los primeros hallazgos faunísticos y líticos, precisando las intervenciones modernas que los restos óseos y líticos aparecen en las unidades GII y GIII, caracterizados como niveles fosilíferos que evidencian una intensa ocupación humana de la cavidad, con numerosas piezas de industria lítica, restos faunísticos y de *Homo heidelbergensis*, durante la segunda mitad del Pleistoceno medio

(Figura 4.194), conformando la sexta unidad faunística de Atapuerca (Cervera *et al.*, 1999, García y Arsuaga, 2001; Cuenca-Bescós *et al.*, 1999, 2001, Cuenca-Bescós y García, 2007), identificándose la presencia reiterada de ocupaciones humanas con doce suelos de ocupación (TG11/GSU1-12) en los horizontes limo-arcillosos de la unidad GIII (Lorenzo y Carbonell, 1999; Huguet *et al.*, 2001).



Figura 4.194 Representación de fauna (león) e industrias líticas (bifaces) del yacimiento de Galería (Fotografías: J. Trueba)

La presencia de costras estalagmíticas cerrando la secuencia de la sección horizontal de *Galería*, ha permitido conocer la cronología de la misma, al disponer de un proceso de formación de espeleotemas que sellan la fase GIV, datada por diferentes métodos de ERS entre 87 ± 14 ka y $118 + 71 / - 41$ por U/Th y $177,3 \pm 23$ ka y 211 ± 32 ka (Grün y Aguirre, 1987, Falguères, 1986, Falguères *et al.* 2001), datos que se confirman con la muestra datada en el techo de Zarpazos, correspondiente con un espeleotema que sella la secuencia, que ha proporcionado una edad de 222 ± 33 ka (Falguères *et al.*, 2001: 75) y de 135 ± 13 ka (Pérez-González *et al.*, 1999: 40). Fechas que en su conjunto parecen indicar una rápida sedimentación de las unidades GIII y GIV entre los estadios isotópicos 8 y 7/6. Los restos arqueo-paleontológicos presentan una relación cronológica del Pleistoceno medio, correspondiendo para Cuenca *et al.* (2001), en relación con la microfauna, un conjunto algo más antiguo que la Sima de los Huesos y el nivel TD10 de Dolina.

Nuevos estudios publicados sobre la aplicación de métodos de datación por Termoluminiscencia y Luminiscencia Estimada por Infrarrojos (Infraredstimulated-

luminiscence / IRSL) de los sedimentos finos de Dolina y Galería, por Berger *et al.*, (2008), han puesto de manifiesto un rango de edad para los sedimentos de Galería entre los 198±19ka del nivel GIV hasta los 503±13ka, para la base de GII, mostrando edades consistentes con los resultados de ESR y series de Uranio, que representan una edad de 317±60ka (ESR) y en equilibrio, mayor de 350ka, para la concreción que aparece a techo de GI (Grün y Aguirre 1987), la de 222±31 del techo de GIII en el frente de Zarpazos o la de 256±33ka de la costra de TS Sur correlacionada con esta unidad, y la edad de 177-211ka de la concreción de techo de la unidad GIV, descrita anteriormente (Falguères, 1986 y Falguères *et al.*, 2001). Como indican Berger *et al.* (2008), los resultados de luminiscencia apuntan a la existencia de un hiato sedimentario a techo de la unidad GIII en el intervalo que va entre los 250-400ka (a pesar de mostrar clara continuidad sedimentaria), además de aportar nuevos datos que muestran a la unidad GIII, así como a la mitad superior de la unidad GII, como más joven que la edad recientemente estimada para el depósito fosilífero de la Sima de los Huesos (530ka, Bischoff *et al.*, 2006).

El volumen endokárstico que representan las secciones del Complejo Galería, Tres Simas y TR17, muestra la presencia de un amplio espacio, relacionado con el conducto que se abre a Trinchera, de unos 44m de longitud mínima, anchura mínima de 13m, y altura, en la vertical de las simas, de unos 10-11,5m por unos 4m en alzado en el conducto de Galería. Se está ante un sector de enlace de diferentes torcas o simas, con huellas de corriente que marcan flujos con sentidos NE-SO, desde el interior de la cavidad de Zarpazos hacia el Valle de la Propiedad, junto con huellas ascendentes en la sima más próxima al sector oriental de la Cueva del Compresor, caracterizada por la presencia de chimeneas ascendentes formadas en condiciones freáticas.

La formación de estos pasajes, como se ha indicado por la relación altimétrica de las bóvedas, debe estar en función de los descensos de la superficie freática del acuífero kárstico, bajo el nivel de base local que impone la superficie piezométrica de la terraza T4_{AZN} (+60-67m) del Arlanzón. La secuencia sedimentaria de todo el conjunto de secciones (TR12-17), marca la presencia de sedimentos finos, de facies lutíticas-arenitas, que aparecen estructuradas con laminación planar, evidenciando la entrada de aportes hídricos en fases erosivas, que debe corresponder a fases vadosas próximas a la superficie piezométrica.

Esta fase sedimentaria está representada en la unidad GI del Complejo de Galería, que se correlaciona con el episodio primero de las secciones de TR12, 13 y 17. El techo de esta unidad se sitúa dentro del evento positivo que marca el cron Brunhes. Una fase de colapso de techo, identificada en la sima de Galería, marca el inicio de la entrada de coladas alóctonas al interior del karst, caracterizadas por presentar restos arqueopaleontológicos, unidades II y III del Complejo Galería. Con la entrada de estas coladas gravitacionales a favor de las aperturas, deben relacionarse las coladas de brechas con clastos calizos y matriz arcillosa de tonos rojizos identificados en los rellenos TR12 y TR13, así como el depósito de gravillas tipo paella de la sección TR17, que marcan la segunda fase sedimentaria.

La suciedad de los cortes, junto con la localización en altura de los mismos ha imposibilitado un acercamiento y la realización de una observación detallada de estas coladas, aunque con las labores de limpieza de la sima central de Tres Simas (TR13), se recuperó una pieza lítica y algunos fragmentos óseos descontextualizados, pero que avalan la presencia de hallazgos arqueopaleontológicos.

Por otra parte, la realización por Ch. Falguères (1986) de una datación con series de Uranio de la costra estalagmítica situada sobre los limos del frente TR12, proporcionó una edad de 256 \pm 33ka, que relaciona su formación con fases sedimentarias de la unidad GIII. Datos estos que remarcan la uniformidad y coherencia sedimentaria de todo el conjunto. Por último, en las secciones con apertura al exterior, se documentan los procesos edáficos y formación de *terra rossa*, que identifican la unidad sedimentaria GVI de Galería como equiparable a la fase de fosilización de las simas central y meridional del conjunto de Tres Simas.

- **TR18-19 - BU-IV.A.16-18 – Dolina-Penal** (Planos 5 y 9; Alzados 1 y 6; y Lámina-Sección 77 y 78 y Figura 4.195): El conjunto de los rellenos de Dolina y Penal constituyen dos secciones de un mismo conducto, cuyo techo alcanza los 1.002m, relacionado con el nivel intermedio del karst, del que constituyó una de sus principales paleosurgencias, con flujo ligeramente ascendente en sentido SE-NW y paleovelocidades registradas en las claras y abundantes huellas de corriente de hasta 14,2cm/seg., sólo superadas en la surgencia de Cueva del Silo (Eraso *et al.*, 1998a).

Este conducto parece estar relacionado con la continuidad del nivel superior del Sistema Cueva Mayor-Cueva del Silo, como se ha indicado anteriormente, aunque a una cota algo inferior a la de sus techos, lo que implicaría un descenso del nivel de base en un momento previo a la incisión de tramo inferior del Valle de la Propiedad, en donde los sondeos geofísicos han mostrado la existencia de huecos rellenos (apartado 5.3.3, perfiles 8 y 9) que parecen indicar la continuación colmatada del citado conducto a cotas inferiores al fondo del valle.

De la red de conductos que drenaron por esta surgencia apenas tenemos información, tan sólo hay que destacar las secciones de las galerías TR20 y TR21 cortadas por la Trinchera del ferrocarril y situadas a unos 10 y 18m más al norte respectivamente, por formar parte de la misma cavidad.

Presenta secciones algo diferenciadas a ambos lados de la Trinchera, destacando el corte oriental, conocido como Dolina, por corresponder a una morfología típicamente vadosa, en forma de cerradura, con un conducto circular cuya bóveda alcanza los 1.001m de altitud y chimeneas ascendentes a 1.003m, que evoluciona en vertical, encajándose entre los 995 y 986m s.n.m., con la presencia de un saliente rocoso que divide en dos el tramo inferior del pasaje. Por su parte, su continuidad occidental, denominada Penal, presenta una sección abierta que no conserva la bóveda, con desarrollo vertical, formando dos estrechos pasajes inferiores que aparecen libres de sedimentos.



Figura 4.195 Vistas de las secciones TR18 (Dolina), TR19 (Penal), TR20 y TR21 (Fotografías: EIA y M. C. Ortega)

Una vez que los niveles freáticos descendieron, se liberaron los conductos y lo que anteriormente funcionó como una surgencia se convirtió en un amplio portalón, por el que pudieron acceder los diferentes grupos humanos y faunísticos que poblaban la zona, encontrándose sus restos óseos junto con otras evidencias de ocupación humana que se remontan a la segunda mitad del Pleistoceno inferior (Cuenca-Bescós *et al.*, 2001; García, 2003c; Made, 2001; Carbonell y Rodríguez, 1994).

La sección de Dolina presenta una amplia secuencia estratigráfica, con 18m de potencia, dividida en 11 niveles estratigráficos (Gil *et al.*, 1987; Parés y Pérez-González, 1998, 1999; Pérez-González *et al.*, 2001) que representan a dos grandes fases sedimentarias. Las unidades TD1-2 corresponden a facies de interior y las TD3-11 a facies de exterior, con horizontes clásticos de origen alóctono y ricos en fauna y artefactos (Parés y Pérez-González, 1999, Carbonell *et al.*, 1999c). La unidad TD6, y más concretamente el Estrato Aurora, ha proporcionado abundantes restos humanos, faunísticos y líticos (Carbonell *et al.*, 1995 y 1996) que evidencian una intensa presencia en la zona de una nueva especie humana, bautizada como *Homo antecessor* (Bermúdez de Castro *et al.*, 1997). Los estudios paleomagnéticos indican que el límite Matuyama-Brunhes se localiza a techo de la unidad superior (TD7) (Parés y Pérez-González, 1995) y los resultados de datación por ESR y series de Uranio sitúan a los niveles fosilíferos TD11-TD6 entre 300 y 800ka (Falguères *et al.*, 1999) (Figuras 4.196 y 4.197).

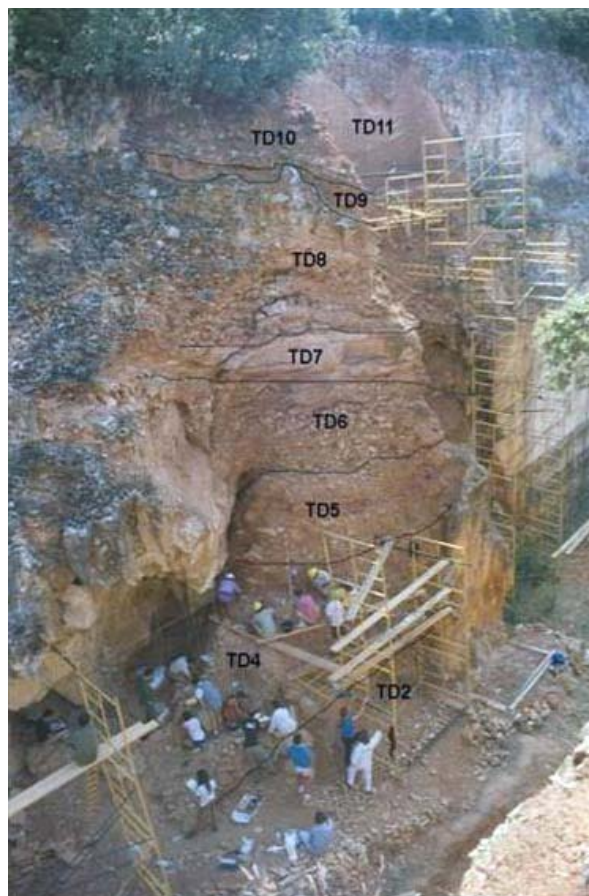


Figura 4.196 Esquema de la secuencia estratigráfica de Dolina (Pérez-González *et al.*, 2001) (Fotografía: EIA)

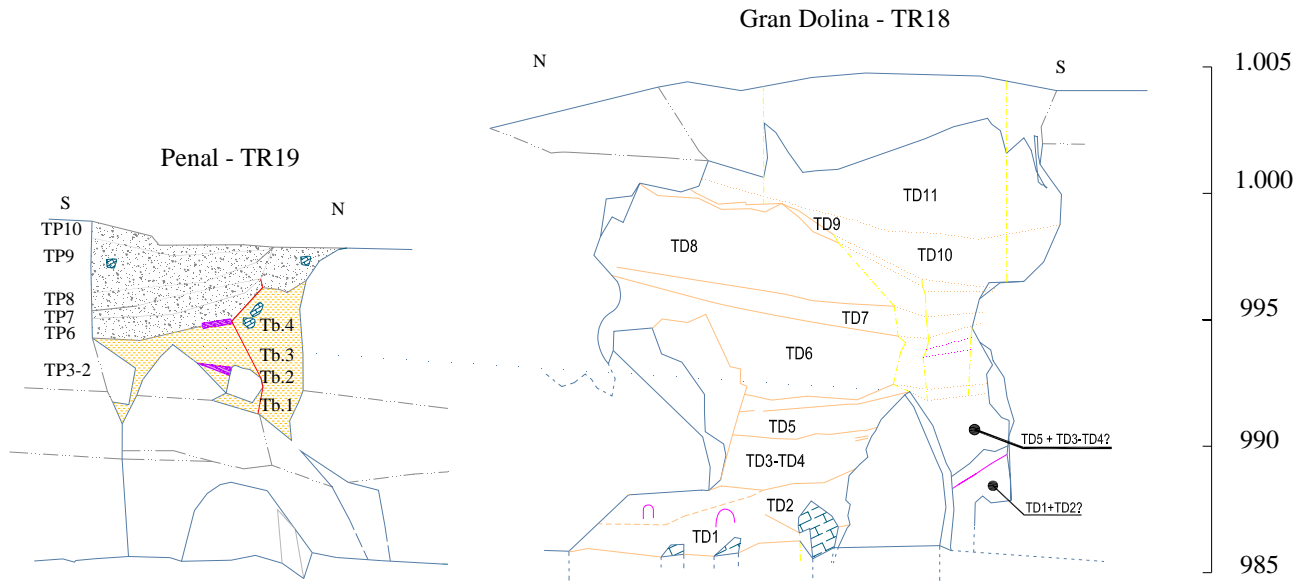


Figura 4.197 Esquemas de las secciones de Dolina y Penal con sus unidades estratigráficas (Dolina basado en Pérez-González *et al.* -2001- y Penal en Fernández-Jalvo -1995-)

A continuación, se describen las unidades estratigráficas expuestas que colmatan la sección de Dolina siguiendo los trabajos dirigidos por A. Pérez-González (Parés y Pérez-González, 1999; Pérez-González *et al.*, 2001):

- Los niveles basales TD1 y TD2 están formados por facies de interior, caracterizándose los depósitos de TD1 por series laminadas de arcillas, depositadas bajo condiciones anegadas de muy baja energía, próximas al nivel piezométrico. Estudios paleomagnéticos han detectado una pequeña inversión positiva en el conjunto negativo de esta unidad, relacionada con el evento Jaramillo (0,98-1,1 Ma) o Coob Mountain (1,2Ma) (Parés y Pérez-González, 1999: 5; Pérez-González *et al.*, 2001: 39).
- La unidad TD2 está constituida por el colapso de bloques y gravas angulosas calizas, que proviene de la caída por gravedad de las paredes y techos del conducto, que ha formado una facies clástica de aspecto masivo, que indica un estadio vadoso del conducto. Estos desplomes van a producir en los depósitos finos de TD1 una deformación postdeposicional, por la carga que representa el impacto y peso de la colada clástica. La unidad TD2 presenta a techo un espeleotema, plancha estalagmítica de unos 60cm de espesor máximo, cuya superficie aparece muy erosionada (Pérez-González *et al.*, 2001: 37), confirmando la existencia de un periodo erosivo relacionado con una reactivación kárstica, periodos evidenciados en los diferentes niveles del Sistema Cueva Mayor-Cueva del Silo, destacando la corrosión de espeleotemas del nivel superior e intermedio (Ortega *et al.*, 2005).

A partir de este momento se va a producir la apertura al exterior de Dolina, introduciéndose en el karst los característicos depósitos de “facies de entrada”, desde el Noroeste en relación con la sección de Penal (TR19), marcando el inicio de un proceso que llega a

fosilizar el sector de entrada del conducto, en donde las unidades TD11, TD9 y TD7 representan espacios temporales con la influencia externa minimizada (Pérez-González *et al.*, 2001: 37). Las unidades TD3-4, TD5 y TD6, representan al ciclo sedimentario externo inferior, con una potencia sedimentaria de unos 7m, compuesto por coladas clásticas de gravedad, de carácter alóctono, constituyendo las unidades TD8 y TD10 el ciclo externo superior.

El registro paleontológico recuperado en los depósitos de facies de entrada de las unidades TP3 a TP9 y Tb.1 a Tb.4, del yacimiento de la sección de Penal, situado al oeste de Dolina, muestra una relación faunística con el ciclo sedimentario de facies alóctona inferior de Dolina (TD3-4 a TD6) (Fernández-Jalvo, 1995: 193), claramente relacionado con TD6 (Cuenca-Bescós, *com. pers.*).

- La Unidad TD3-4, identificada por R. Huguet (2007: 250) como TDW4, se caracteriza por tener una potencia de 2m de espesor, subdividida en dos subunidades. La base de esta unidad, que corresponde con TDW4 *sensu stricto*, presenta una subfacies brechoide, compuesta por clastos calizos angulosos heterométricos, de medio a gran tamaño, soportados con matriz de arcillas arenosas. Esta colada se apoya sobre la plancha estalagmítica previamente erosionada, marcando un hiato sedimentario TD2/TD3-4 que debe correlacionarse con un rango temporal significativo (Parés y Pérez-González, 1999: 330). Por el contrario, el techo de TD3-4 presenta una subfacies caracterizada por la alternancia de coladas con clastos soportados que forman microconglomerados (con centiles de 0,5-3cm) y niveles de lutitas rojas con grandes bloques calizos (30cm), principalmente localizados a techo de la unidad.

Esta unidad presenta un conjunto faunístico que se agrupa en las faunas cromerienses, conformando la segunda unidad faunística de Atapuerca (FU2) (Cuenca-Bescós y García, 2007), así como un pequeño número de útiles líticos que muestran modelos de explotación poco complejos dentro de los tecnocomplejos del Modo técnico 1 (Carbonell *et al.*, 1994 y 2001), que evidencian la presencia marginal de humanos (Huguet, 2007), correlacionándose con fases de antiguas del Pleistoceno inferior relacionadas con los conjuntos faunísticos del inicio del Cromer.

El estudio de R. Huguet (2007) muestra que la abundante presencia de *Ursus dolinensis* evidencia el uso de la cavidad como lugar de hibernación, que muchos individuos no pudieron superar; las marcas de los huesos de los herbívoros indican un acceso primario y temprano de los homínidos seguido de los carnívoros. La distribución espacial y la variabilidad del conjunto faunístico corresponden a una acumulación natural de los restos, aunque la falta de conexión anatómica indica una posición secundaria de los mismos. La presencia de concrecionamiento de carbonatos de calcio y óxidos de manganeso sobre los huesos indica la existencia de ambientes húmedos con zonas encharcadas o con pequeñas escorrentías.

- La unidad TD5 está compuesta por la alternancia entre facies de coladas de barro, con clastos superiores a 60cm, y horizontes de microconglomerados, que presentan cierta organización de cantos angulares por transporte hídrico, que erosiona y rellena

estructuras. El techo de esta unidad supera el resalte o pared rocosa que subdivide la base de Dolina, presentando continuidad lateral, que será una constante en todas las unidades suprayacentes.

Esta unidad ha sido subdividida en 4 niveles arqueológicos (TD5 a-d) que han proporcionado siete piezas líticas adscritas a los tecnocomplejos del Paleolítico inferior, relacionados con el Modo técnico 1 (Carbonell *et al.*, 2001 y Huguet, 2007: 318) y un pequeño conjunto faunístico que se agrupa conformando la tercera unidad faunística de Atapuerca (FU3) (Cuenca-Bescós y García, 2007), correlacionada con fases antiguas del Pleistoceno inferior relacionadas con los conjuntos faunísticos del inicio del Cromer.

El estudio de R. Huguet (2007) muestra que la acumulación de los restos es por gravedad, formando parte de carcasas abandonadas en lugares cercanos, que habrían sido consumidas por los paleopobladores o por carnívoros, y que una vez desarticuladas y dispersas penetrarían al interior de la cavidad a través de diferentes grietas o entradas hasta alcanzar el sector excavado.

- Siguiendo a Pérez-González *et al.* (2001), la unidad TD6 presenta una potencia de 2-2,5m de espesor, caracterizada por su mayor clasticidad, con flujos de clastos y matriz de lutitas y arenas muy finas para la base de la unidad, en contraposición con la laminación que presenta su techo. Es interesante constatar la presencia en este tramo de restos óseos que conforman la tercera unidad faunística de Atapuerca (Cuenca-Bescós y García, 2007), coprolitos y piezas líticas, junto a un único resto humano, procedente del techo de la parte inferior de la unidad TD6, una pieza dental de un niño de unos 3-4 años (Huguet, 2007; Canals *et al.*, 2003; Bermúdez de Castro *et al.*, 2008).

En la parte superior de TD6 los trabajos de excavación realizados a partir de 2003 han confirmado la existencia de dos subniveles, definiendo la facies inferior por el propio Estrato Aurora identificado como subnivel TD6-2, formado por lutitas rojizas masivas, de unos 20-25cm de potencia, que contienen abundantes bloques calcáreos (Parés y Pérez-González, 1999: 331-333). Esta unidad ha proporcionado una asociación de restos humanos, faunísticos (FU4) y líticos descubiertos entre 1994 y 2004, recuperando un centenar de fragmentos óseos correspondientes a unos 7 individuos de *Homo antecessor*, que evidenciaban el uso primario e inmediato de los homínidos de esta unidad, en donde destaca la presencia de marcas de actividad antrópica sobre los restos de *Homo antecessor* que permitieron concluir que habían sido canibalizados con un fin gastronómico (Carbonell *et al.*, 1996a y 2005; Bermúdez de Castro *et al.*, 1997; Fernández-Jalvo *et al.*, 1996) (Figura 4.198). Por su parte, el subnivel TD6-1, se localiza a techo de la unidad y está representado por un nivel de arcillas y bloques centimétricos, con un importante registro de coprolitos de hienas, restos faunísticos y algunas piezas de industria lítica, así como la presencia de dos restos de *Homo antecessor* (Huguet, 2007: 359).

Esta unidad ha sido muestreada con diferentes métodos de datación, presentando en la secuencia paleomagnética un campo inverso, relacionado con Matuyama (Parés y Pérez-González, 1995). La serie de dataciones obtenidas a partir de la combinación de

métodos de ESR y series de Uranio sobre dientes de caballos procedentes de la base del Estrato Aurora (TD6-2) han proporcionado una edad promediada de 730 +/- 63ka (Falguères *et al.*, 1999).



Figura 4.198 Nivel de excavación TD6-estrato Aurora, donde se han recuperado restos humanos e industrias líticas de *Homo antecessor* (Fotografías: J. Trueba)

- La unidad TD7 presenta 1,5m de potencia y se deposita de forma neta y erosiva sobre la unidad anterior. Está compuesta por una sección de canal fluvial, con dos subniveles principales, el formado por calcarenitas laminadas de tonos amarillentos con estratificación cruzada planar, seguido de conglomerados de clastos soportados y brechas de gravas. A techo de esta unidad se ha detectado el límite Matuyama-Brunhes (Parés y Pérez-González, 1995). Recientes trabajos sobre dataciones por métodos de luminiscencia publicados por Berger *et al.* (2008) presentan un resultado de TL para la base de TD7 de 960 +/- 120ka.

Los trabajos de Hoyos y Aguirre (1995: 38-39) caracterizan a esta unidad como un depósito fluvial de aguas torrenciales, relacionado con flujos que se organizan ladera abajo, que se sumían por la cueva, correspondiendo a procesos postsedimentarios la carbonatación que presentan los depósitos.

La tesis doctoral de R. Huguet (2007: 443-444) presenta los resultados de los trabajos de campo en esta unidad desde 2003, que muestran una nueva subdivisión en cuatro niveles, correspondiendo los superiores (TD7-1-TD7-2) a facies de microconglomerados, mientras que los subniveles inferiores, TD7-3 y TD7-4, presentan facies laminadas muy cementadas, con sedimentos arcillosos en TD7-3 y limosos para

TD7-4. En el subnivel TD7-1 se ha detectado el primer registro de polaridad normal, correspondiendo al TD7-3 el último registro de la polaridad negativa.

Estos subniveles presentan un importante registro paleontológico, con un registro de micromamíferos que se agrupan dentro de la quinta unidad faunística de Atapuerca (Cuenca-Bescós y García, 2007) y un conjunto pequeño de animales de gran talla, entre los que destacan los restos de *Cervidae* y *Rinocerontidae* del subnivel TD7-2 por encontrarse en semiconexión anatómica, o los taxones de *Rinocerontidae* indet. y de cf. *Praeovibos priscus* recuperados en el subnivel TD7-3 por aparecer totalmente enteros y en semiconexión anatómica. Los restos estudiados por Huguet (2007: 444-447) corresponden a los del *Praeovibos*, destacando esta autora el excepcional grado de conservación e integridad que presentan, en donde no ha documentado ningún tipo de modificación predeposicional y las únicas evidencias de modificaciones postdeposicionales están relacionadas con agentes hídricos, vinculadas a la precipitación de óxidos de manganeso o de carbonato cálcico, modificación que implica gran humedad o incluso la presencia de encharcamientos de agua, evidencia atestiguada a su vez, por la presencia de una icnita de un pequeño artiodáctilo sobre una arenisca de esta unidad. Además, algunos de los huesos presentan un leve pulimento o redondeamiento producido por flujos de agua.

La presencia de este animal, entero y en semiconexión anatómica (junto a los restos en semiconexión anatómica del subnivel TD7-2), implica la entrada del cuerpo a la cavidad, probablemente en relación con corrientes de agua y, dado que la carcasa está entera y en perfectas condiciones de conservación, este cuerpo no ha podido venir del interior del conducto, sino que ha debido depositarse en la zona de entrada por las aguas que se sumían temporalmente por la entrada de Dolina-Penal, en una fase en la que esta antigua surgencia actuaba temporalmente como sumidero.

Se trata de una situación similar a la detectada en el yacimiento de Elefante (Lámina-Sección 46), en donde se documenta la entrada de materiales margosos procedentes del Valle de la Propiedad, en un momento de transición del cambio de polaridad magnética, registrándose además la dispersión por el interior de la Galería Baja y Galería del Silo de pequeños restos óseos y delgadas piezas de industria lítica (principalmente BP), entre depósitos finos con agradación, de polaridad positiva, que está indicando la entrada de aguas desde la antigua entrada de Elefante y la existencia en el Valle de Valhondo de una zona de encharcamiento o embalsamiento de las aguas, posiblemente debido a la dificultad de evacuación y salida de las mismas hacia la confluencia con el río Pico, posibilitando la entrada puntual de las mismas hacia el interior del karst en momentos en que el nivel superficial de las aguas del acuífero kárstico se situaba a cotas algo más bajas, hecho bastante común en zonas surgentes kársticas sin apenas desnivel.

Este suceso afecta a los sedimentos que se sitúan en torno a 995m s.n.m., destacando el nivel TD7 de Dolina por situarse entre unos 994 y 995m de altitud, mientras que el proceso de aportes margosos y de conglomerados redondeados y subredondeados, con poca matriz y estructuración interna hidrodinámica, que penetran en la sección de

Elefante afecta a los niveles TE15-TE18, abarcando depósitos situados entre los 995 y 1001m de altitud. Estas series indican la existencia de una fase vadosa, con aportes hídricos documentados de forma concreta en Dolina y más amplia en Elefante en la transición del Pleistoceno inferior al medio, hace unos 780ka, fase transicional que en la secuencia de Galería se corresponde con un hiato erosivo entre depósitos finos de origen hídrico que aparecen a techo de la unidad GI, en donde se documentan importantes reactivaciones con corrosión de espeleotemas.

- La unidad TD8 presenta un espesor máximo de 3m y se apoya disconformemente sobre la unidad anterior, aunque en algunos puntos es difícil delimitar el techo del subnivel TD7.1 de la base del TD8, debido a la similitud del registro fósil (Huguet, 2007: 443). La unidad TD8 está formada por flujos de gravas y bloques, muy heterométricos, sin apenas matriz, concentrando en el sector meridional una facies lutítica (Pérez-González *et al.*, 2001). El techo de esta unidad presenta un espeleotema de flujo, compuesto por una costra estalagmítica de distribución discontinua que alcanza el techo de la cavidad.

Bioestratigráficamente se divide en dos niveles: el inferior, o TD8a, está compuesto por una agrupación de faunas que representan a la quinta unidad faunística de Atapuerca (FU5) propuesta por Cuenca-Bescós y García (2007), representante de las faunas del Pleistoceno inferior, identificada por la desaparición, a 40-50cm del techo superior de esta unidad, del micromamífero *Mimomys savini* dando paso a la aparición de *Iberomys brecciensis*, formando la unidad faunística siguiente, identificada como TD8b, proporcionando un evento bioestratigráfico datado alrededor de los 500.000 años y que va a caracterizar el conjunto faunístico propio del tramo central del Pleistoceno medio.

Arqueológicamente, la unidad TD8 destaca por la ausencia de actividad humana (Carbonell *et al.*, 2001).

De esta unidad se han obtenido una serie de dataciones a partir de la combinación de métodos de ESR y series de Uranio sobre dientes de caballos procedentes de las tallas arqueológicas del nivel TD8a que han proporcionado una edad promediada de 602 +/- 52ka (Falguères *et al.*, 1999). En este mismo año se han publicado los resultados de dataciones realizadas por métodos de luminiscencia, aportando una estimación en edad algo más antigua, de 816 +/- 140ka para la base del nivel (Berger *et al.*, 2008).

- La unidad TD9 representa a una pequeña capa de unos 35cm de potencia, que se caracteriza por presentar un depósito formado por excrementos de murciélagos (guano) de tono gris oscuro cuya base aparece bioturbada, con depósitos limo-arcillosos de aspecto masivo y tonos amarillo-rojizos en la base. Esta unidad se apoya discordantemente sobre una inversión estratigráfica, compuesta por una estructura erosiva, que aparece colmatada con depósitos limo-arcillosos con fracción arenosa de casi el 50% del total, de tonos marrones a marrón-amarillento, que presenta a techo una estratificación difusa y un aspecto masivo en la base. Esta estructura negativa afecta a los niveles TD8-TD5 y se corresponde con una estructura vertical con perfil de embudo, vinculada a la pared meridional del conducto. Presenta el tramo superior en

forma elipsoidal de unos 3m de diámetro, que da paso a un conducto circular, a modo de tubo, de 1m de diámetro hasta alcanzar los 4,5m de profundidad (una cota próxima a los 992) en el techo del nivel TD5, en coincidencia altimétrica con la bóveda de la sección cortada del sector septentrional de la Cueva del Compresor (Alzado 1), con la que tiene relación espacial.

Esta unidad está representando a un proceso erosivo que conforma una discontinuidad secundaria (Osborne, 1984), compuesta por un corte y relleno de la misma (*cut and fill*), relacionado con agentes hídricos, que ha afectado a las unidades TD5 a TD8. El techo de esta unidad ha sido recientemente datado por métodos de luminiscencia, aportando una edad estimada de 480 +/- 140ka (Berger *et al.*, 2008), lo que sugiere una fecha para un evento erosivo, que debe estar en relación con un pico de crecida a favor del conducto septentrional de Cueva del Compresor, ya que la sección de Dolina apenas se localiza a unos 13m de distancia del sector septentrional de la Cueva del Compresor, desaparecido con las obras de la Trinchera, cuya única evidencia visible es la sección serrada de la pared oriental de Trinchera. Las cronologías radiométricas propuestas para la secuencia de Dolina, muestran un gran espacio de tiempo entre la Unidad TD8 y la TD9, entre unos 200ka de las edades por combinación de ESR y series de Uranio y unos 400ka de las edades de TL, lo que debe estar motivado por el cierre del conducto, confirmado por la ausencia de registro arqueopaleontológico y sedimentológico.

- La unidad TD10, con unos 3m de potencia en el sector central de Dolina, representa claramente un momento de apertura al exterior, por colapso del techo y paredes, que proporcionan bloques métricos a la unidad, formando un debris de gravas heterométricas y angulares, con matriz arcillosa de tonos rojizo-amarillentos. Las capas superiores de esta unidad son expansivas sobre las capas inferiores de la sección (Pérez-González *et al.*, 2001: 39-40).

La serie de dataciones de esta unidad, obtenidas a partir de la combinación de métodos de ESR y series de Uranio sobre tres dientes de caballos procedentes del nivel TD10, han proporcionado una edad promediada de 372 +/- 33ka (Falguères *et al.*, 1999). Por su parte, los resultados de la seriación de edades por TL en Dolina han proporcionado una edad estimada de 244 +/- 26ka para el techo de la unidad y de 430 +/- 59ka para el tramo central de TD10, lo que sugiere la existencia de un hiato temporal en la unidad entre las fechas de 250-400ka, presente también en el registro de luminiscencia de la unidad GIII de Galería (Berger *et al.*, 2008).

Los trabajos de R. Huguet (2007: 251-261) indican que esta unidad presenta dos fases sedimentarias, correspondiendo la fase inferior a facies de interior sobre el nivel TD9, arqueológicamente estéril, caracterizado por microconglomerados sin apenas matriz de arenas y lutitas. La segunda fase está representada por una nueva apertura al exterior de este sector de la cavidad, caracterizada por las coladas gravitacionales descritas anteriormente y en la actualidad en fase de excavación. La excavación ha proporcionado cuatro subniveles arqueológicos, entre los que destaca el identificado como TD10-1 por el alto grado de antropización del espacio, en donde se ha

documentado la mayor acumulación de industria lítica y restos faunísticos de todo el registro pleistoceno de Atapuerca. El uso de la cavidad por parte de los paleopobladores está marcando cierta integridad temporal, en donde la caza juega un papel importante, con la especialización en équidos y ciervos adultos (Figura 4.199).

El conjunto faunístico de esta unidad está englobado en la sexta unidad faunística de Atapuerca (FU6), caracterizada por faunas propias del Pleistoceno medio en Europa, representando el conjunto lítico industrias propias de tecnocomplejos del Modo Técnico 3, que parecen evidenciar la evolución interna de los modos técnicos achelenses o Modo 2, en donde la extraordinaria antigüedad de este conjunto plantea la hipótesis de cierta contemporaneidad de los modos técnicos 2 y 3 (Carbonell *et al.*, 2001).



Figura 4.199 Suelo de excavación del nivel TD10 (Fotografías: EIA)

- La unidad TD11 colmata el techo del conducto, alcanzando un espesor de 3m, en donde se reconocen dos direcciones contrapuestas de aportes clásticos, con facies centrales de pequeñas gravas (paellas), organizadas con estructuras internas de corrientes hídricas y coladas de barro, presentando a techo de la secuencia un mayor desarrollo de los niveles de clastos soportados, intercalados con niveles de lutitas rojas de arcillas arenosas (Pérez-González *et al.*, 2001). Esta secuencia se completa con la presencia residual de *terra-rossa* que rellena las grietas y juntas de la roca.

La serie de dataciones de esta unidad obtenida por Falguères *et al.* (1999), a partir de la combinación de métodos de ESR y series de Uranio usando diferentes contenidos de sedimentos, dentina y cemento de tres dientes de caballos procedentes de la unidad TD11, ha proporcionado una edad promediada de 337 +/- 29ka. Por su parte, los trabajos de Berger *et al.* (2008) centrados en la seriación de edades por IRSL de los sedimentos de la facies edáfica de la *terra-rossa* y de la parte superior y central de la unidad TD11, han mostrado un registro coherente. La estimación de edad para la formación de *terra-rossa* es de unos 55 +/- 14ka, el techo de la unidad TD11 presenta una edad de 198 +/- 19ka y la parte central 240 +/- 44ka, que marcan cierta paridad con los datos proporcionados para la unidad GIV del Complejo de Galería.

Los restos arqueopaleontológicos en un principio fueron adscritos a esta unidad, mostrando los trabajos de excavación posteriores que pertenecen al subnivel TD10 superior (Huguet, 2007: 260).

La sección de Penal (TR19) representa la continuación occidental del conducto y la ausencia de cubierta caliza es indicativa de localizarse en el sector externo de la boca de entrada. Dos pequeños sondeos se realizaron en 1992 y fueron estudiados por Y. Fernández Jalvo (1995), mostrando una secuencia dispar, individualizada en dos cortes (Figura 9 de Fdez. Jalvo 1995). La sección principal, con nueve unidades sedimentarias de las que la unidad TP1, caracterizada por limos oscuros intercalados con niveles de arenas finas, localmente cementadas, no contenía restos fósiles. La unidad TP2 representa a una brecha cementada en donde la representación anatómica del conjunto faunístico indica un flujo hídrico de media-baja energía. La unidad TP3 es una brecha de clastos y gravas calizas dispersos con matriz de limos, en cuyo techo abundan los bloques y los restos fósiles, transportados desde el exterior, junto con los aportes de pequeños mamíferos por predadores, o por efecto de trampas naturales. Los niveles TP4, 5 y 6, representan a cuñas de brechas que no contienen fósiles. Por su parte, TP7 representa a una brecha de bloques y clastos calizos soportados con matriz limosa, que contiene abundantes fósiles agrupados por la acción de los cánidos y de búhos. La unidad TP8 corresponde a una nueva brecha caliza sin apenas matriz, en donde los fósiles se agrupan en bolsadas, estando representados la mayoría de los elementos anatómicos, que corresponderían a pequeñas presas de zorros, en un entorno en el que la influencia del exterior se documenta en los procesos postdeposicionales producidos por raíces. La unidad TP9 corresponde a un conglomerado con abundantes limos, con presencia moderada de fósiles correspondientes a pequeños mamíferos, cuyos restos presentan una importante meteorización y marcas de procesos biológicos producidos por raíces. La secuencia finaliza con la unidad TP10, caracterizada por una brecha cementada de unos pocos centímetros.

Un segundo sondeo, que se identifica como Tubo, se inicia con el nivel 1, potente paquete de 1,64m de arcillas y limos, estéril en restos paleontológicos, que presentan a techo un incremento de gravas, con algunos restos fósiles relacionados con los niveles TP2 y TP3 de la sección principal. El nivel 2 está compuesto por coladas de clastos calizos y gravas con matriz limosa, en donde abundan los fósiles agrupados en bolsadas, cuya acumulación según Fernández-Jalvo (*o.c.*) es debida a rapaces diurnas y pequeños carnívoros. Los

huesos presentan marcas de meteorización y de raíces, incidiendo en la influencia de los agentes climáticos externos. El nivel 3 es una colada de bloques calizos con abundante matriz de limos, localmente cementada, en donde aparecen algunos huesos acumulados por carnívoros. El nivel 4 representa a una potente colada de grandes bloques calizos y clastos con abundantes limos de tonos rojizos, en donde abundan los restos fósiles, cuya acumulación es debida principalmente a zorros, presentando modificaciones postdeposicionales vinculadas a la presencia de raíces, indicativo de la incidencia del entorno exterior. Estos restos se relacionan con las unidades TP7 y TP8 de la secuencia principal.

Siguiendo los estudios tafonómicos de Fernández-Jalvo (1995), en un primer momento se documenta el transporte hídrico como agente acumulador de los restos de pequeños mamíferos, visto en TP2-TP3 y techo de Tb.1, para, en un momento posterior y bajo condiciones secas, ser los predadores los principales agentes, hecho observado a partir de Tb.2. Los restos óseos de las unidades TP7-TP8 de la secuencia principal, y Tb.3-Tb.4 del Tubo, presentan rasgos de un tafosistema endokárstico con influencia de entornos abiertos, posiblemente debido a la ubicación del registro en la zona de entrada de la cueva, mientras que las piezas de TP9 muestran frecuentemente alteraciones por la exposición directa a los fenómenos de meteorización, sugiriendo un entorno abierto.

Esta autora hace una correlación de los tramos de los niveles de Penal con la parte inferior y central de Dolina, TD3-4 a TD6 (Fernández-Jalvo, 1995: 193), a partir del registro paleontológico recuperado en los depósitos de facies de entrada de las unidades de TP3 a TP9 y Tb.1 a Tb.4, relación que por microfauna claramente identifica con el conjunto TD6 (G. Cuenca-Bescós *com. pers.*). A pesar de esta relación, para Fernández-Jalvo (1995) Dolina y Penal presentan independencia sedimentológica, bastante difícil de comprender si se entiende que se está ante un mismo conducto horizontal, que en origen constituyó una paleosurgencia, cuyas secciones aparecen separadas por la Trinchera del Ferrocarril unos 16m, pero con sus paredes meridionales alineadas en el mismo plano de debilidad y con evidentes huellas de corriente que indican un flujo en sentido SE-NO, es decir Dolina-Penal. La falta de cubierta caliza parece indicar que la apertura al exterior del conducto se iniciase justamente en el tramo seccionado por la Trinchera del Ferrocarril Minero. La diferencia sedimentológica de las unidades descritas en Penal, en relación con las existentes en Dolina, podría tener una explicación sencilla al precisar que los conos de Dolina y Penal dispondrían de puntos de entrada diferentes, estando ante una misma cavidad con acumulaciones procedentes de diferentes puntos o sectores.

- **TR20 - BU-IV.A.38** (IACyL) (Plano 9; Alzado 1 y 6; y Lámina-Sección 79 y Figura 4.195): conducto de morfología freática, que presenta una sección ovalada a favor de planos de debilidad, con dos diaclasas a techo, pertenecientes al lapiaz, que se desarrollan desde una cota de 999m de altitud hasta la superficie, comunicando con el exterior. El conducto aparece suspendido en la pared, a unos 5m del suelo de la Trinchera, y se localiza a unos 5m al norte del límite de Dolina, en la pared Este de la Trinchera del Ferrocarril. La proximidad con Dolina y las cotas en las que se desarrolla este conducto hacen que se relacione con la galería representada por las secciones de Dolina-Penal, formando parte de una misma cavidad.

Esta sección aparece totalmente colmatada con una secuencia que, a pesar de la suciedad del corte y la altura a la que se encuentra colgada en el frente de la Trinchera, muestra una alternancia de depósitos de brechas y sedimentos finos, posiblemente laminados, con intercalación de espeleotemas de flujo, en donde parece distinguirse la presencia de restos fósiles situados en la colada de gravas y bloques superior.

- **TR21 - BU-IV.A.39** (IACyL) (Plano 9; Alzado 1 y 6; y Lámina-Sección 80 y Figura 4.195): conducto de morfología freática, que presenta una sección verticalizada, con una bóveda plana situada a 998m de altitud y una apertura lateral, desarrollada a favor de un plano de debilidad, que conforma una sima con comunicación con el exterior, situada a 1.001,5m s.n.m. Este conducto presenta 12m de altura por 9m de anchura, documentando prácticamente toda su sección. Se localiza a unos 24m al norte de Dolina y a unos 14m de la sección TR20, con las que presumiblemente formaría parte de una misma cavidad, detectada en los citados conductos seccionados en este sector de la Trinchera del Ferrocarril.

Al igual que ocurre en otras secciones, el corte aquí analizado aparece totalmente colmatado, aunque la pérdida por desprendimiento y gravedad de los sedimentos de interior de la base permiten observar la presencia de huellas de corriente, aunque la dificultad de acceso no posibilita una fácil aproximación a las mismas. Este relleno aparece bastante sucio y muy verticalizado, aunque se puede dar un simple esquema en el que se documentan facies de interior en la base del conducto, parcialmente cementadas o carbonatadas, por la presencia a techo de la unidad de una plancha estalagmítica, desarrollada sobre una topografía erosionada. Sobre dicha concreción se apoya de forma nítida una colada compuesta por clastos calizos muy heterométricos, soportados con sedimentos finos de tonos rojizos, indicativa de facies de exterior y de la apertura de la cavidad. De forma discordante se localizan facies finas de aspecto limoso de tonos pardos, que presentan varios niveles internos, llegando a colmatar toda la sección, incluso la sima vertical. Puntualmente se documenta el desarrollo de espeleotemas, principalmente localizados junto a la pared meridional. La apertura vertical, a modo de estrecha diaclasa, aparece rellena con depósitos finos, cuya situación en altura no permite dar mayor precisión.

Las secciones identificadas con las siglas TR18-21, que incluyen el conducto de Dolina-Penal, forman parte de una misma cavidad, en donde el tramo de Dolina-Penal representó la paleosurgencia de las aguas, concentrando en este punto varios conductos, entre los que se pueden incluir los formados por TR20 y TR21 (BU-IV.A.38 y 39 del catálogo de cavidades del G.E.E.), en relación con la formación de cavernamiento que marca la superficie piezométrica del nivel de terraza T3_{AZN} (+70-76m) del Arlanzón. Sucesivos descensos del nivel de base, habrían dado lugar a fases vadosas, permitiendo la entrada de materiales del exterior y actuando como puntos surgentes en momentos de aguas altas, llegando incluso en una fase relacionada con el cambio de polaridad magnética Matuyama-Brunhes a funcionar esporádicamente como sumidero importante. Una pequeña dolina identificada en el pago de Torcas, al Este de las secciones de Dolina y TR20, podría corresponder con una apertura vertical al interior de este último conducto.

- **TR22** (Plano 9 y Lámina-Sección 81): sección lateral de un conducto de morfología freática, con una bóveda circular y chimeneas ascendentes situadas por encima de los 992m de altitud y un suelo a 988,5m s.n.m., desarrollado a favor de la proximidad de planos de debilidad. Esta sección presenta la roca vista, indicando la existencia de un hueco de unos 2m de altura por 4m de anchura mínima que aparece colgado, a unos 33m de distancia de la sección de Penal (TR19), en el frente Oeste de la Trinchera del Ferrocarril, a algo más de 4m de la superficie superior y a unos 5,5m del suelo de la Trinchera. Un pequeño pasaje, de 0,7m de alto por 1,3m de ancho, se desarrolla a 0,8m por debajo de este conducto y se caracteriza por conservar en su base depósitos finos de interior. A favor del plano de debilidad que delimita por el norte estos pasajes se ha desarrollado, a un nivel inferior, uno nuevo identificado como TR23, que está relacionado con los conductos del tercer nivel del karst, a cotas de 985m de altitud, del que se documenta únicamente la bóveda enrasada con la base de Trinchera.
- **TR24-TR25 – BU-IV.A.23 y 40** (Plano 9; Alzado 1 y 6; y Lámina-Sección 82 y 83): secciones enfrentadas de morfología freática, situadas a unos 71m al NO del conducto formado por Dolina-Penal (TR18-19). Estas secciones conforman un mismo conducto de dirección N-S, con una dirección teórica del flujo hacia el sur, en base a la localización del límite de la sierra, en confluencia con el valle de Valhondo-Pico. El tramo del conducto representado en estas secciones se corresponde con uno de los extremos del mismo, relacionado con el sector de surgencia del amplio Valle de Valhondo, en donde se documenta la presencia de aperturas cenitales, a modo de simas o fisuras abiertas. La sección norte (TR24), muestra un conducto de desarrollo vertical, de unos 9m de altura vista y una anchura media de unos 6-7m, de difícil acceso, que se desarrolla a lo largo del frente de cantera, con cotas de 995m a techo y 985m en la base. Aparece totalmente colmatado con facies finas de interior en la base, sobre las que se ha desarrollado un potente espeleotema de flujo que ha formado una plancha estalagmítica de unos 30cm cuyo techo aparece a 987,5m s.n.m. Sobre esta costra se documentan depósitos arcillosos con clastos angulosos y bloques muy heterométricos de caliza, algunos procedentes de desprendidos de paredes y techo. Este esquema se cierra con un paquete de sedimentos finos de tonos rojizos que colmata la apertura vertical.

Por su parte, la sección sur o TR25, aparece colgada o suspendida en el frente de Trinchera, a unos 2m de altura, mostrando una sección circular con dos aperturas cenitales. Al igual que la sección anterior, se presenta totalmente colmatada, aunque la suciedad del corte junto con la verticalidad y altura del mismo dificultan su definición, presentando aquí un sencillo esquema, en donde los depósitos inferiores corresponden a gravas homométricas con aparente estratificación cruzada y sin apenas matriz (tipo paella), de entre unos 60 y 100cm de potencia estimada, que parecen presentar su techo concrecionado. Sobre esta unidad se localiza una brecha de clastos calizos con matriz arcillosa de tonos rojizos con grandes bloques a techo, que presenta unos 2m de potencia junto a la pared norte, superando el metro en la meridional. Un último gran paquete caracterizado por sedimentos finos de tonos rojizos, que debe presentar subdivisión interna, cierra este esquema, destacando la presencia de grandes bloques calizos en la base.

- **Cueva de la Cata Minera – BU-IV.A.22** (Plano 6; Alzado 1; y Lámina-Sección 87): cavidad abierta en la base de la cata minera abierta entre la Cantera de las Torcas y la Trinchera del Ferrocarril. La base de la pequeña trinchera minera presenta una abertura cenital a un pasaje de unos 11m de desarrollo horizontal y 2m de desnivel, con alturas de entre 1 y 2m y anchuras entre 1,5 y 2m. Presenta una morfología típicamente freática con la bóveda a cotas de 994 y chimeneas que alcanzan los 995m de altitud, que la relacionan con los conductos pertenecientes al segundo nivel del karst. Presenta algunos espeleotemas de goteo, tipo estalactitas, presentando la superficie clastos y pequeños bloques calizos, algunos procedentes de la entrada de la cata minera.
- **CR2 - Cantera Cueva de los Zorros – BU-IV.A.27** (Plano 9 y Figura 4.200): Es una cantera subterránea de traza cuadrangular de 20 por 15m de lado y conocida como Cueva de los Zorros, situada al norte del Valle de la Propiedad y al este del Complejo Galería. En su rincón septentrional ha seccionado un conducto endokárstico de apenas 3m de longitud, que conserva una colada estalagmítica. Su techo a 1.005m de altitud le relaciona con el nivel intermedio del karst de Torcas-Cueva Mayor. En el interior de la cantera se sitúa una antigua cata arqueológica de 1m² y unos 0,85m de profundidad en cuyos cortes no se aprecia ningún tipo de registro arqueopaleontológico.



Figura 4.200 Pequeña cavidad seccionada por una cantera conocida como de los Zorros (Fotografías: M. A. Martín, Archivo G.E.E.)

c. Cavidades del nivel inferior de la Trinchera del Ferrocarril

Conductos situados a cotas correspondientes al tercer nivel del karst se localizan tanto en el antiguo trazado del ferrocarril minero como en las canteras del pago de Torcas, destacando por presentar pasajes sin colmatar que desarrollan conductos entre los que destaca la Cueva del Compresor, descrita al principio de este apartado. Otros conductos detectados por las obras mineras han sido dos pequeños pasajes identificados como la Gatera de la Trinchera (BU-IV.A.24) o la Cueva de Torcas (BU-IV.A.19). Entre los conductos colmatados, seccionados por la Trinchera, únicamente corresponden a este nivel el conjunto detectado en el extremo septentrional de la misma, identificados como TR26-30 y vinculados

con un punto surgente a favor del Valle de la Cantera de las Torcas, en el límite de la sierra con el valle del Pico-Valhondo, cuyas cotas representan el nivel de Cueva del Silo-Cueva Peluda.

- **TR23** (Plano 9 y Lámina-Sección 81): pequeña sección localizada a ras de la base de Trinchera, unos 4m por debajo del conducto seccionado identificado como TR22. De este pasaje únicamente se documenta la parte superior, cuyas dimensiones conocidas son 1,3m de alto por 1,5m de ancho, cuya bóveda se sitúa a 985,8m de altitud y conserva depósitos finos de interior.
- **Gatera de la Trinchera – BU-IV.A.24** (Plano 9 y Lámina-Sección 87): cavidad abierta en la base de la Trinchera del Ferrocarril, correspondiente con un estrecho pasaje subhorizontal de unos 18m de desarrollo y morfología freática con desarrollo vertical, cuya bóveda se localiza a 985,5m de altitud, en relación con el nivel inferior del karst. Pequeños espeleotemas de goteo se localizan en el tramo central de la gatera, en donde se documentó un pequeño piso inferior de origen vadoso.
- **Conjunto TR26-TR30 o Paleosurgencia del Valle de la Cantera de las Torcas** (Plano 9; Alzado 1 y Lámina-Sección 84-86): conjunto de cinco secciones enfrentadas de morfología freática subhorizontal, con bóvedas entre 989-991m y chimeneas ascendentes que conectan con el exterior, situadas en el extremo septentrional de la Trinchera del Ferrocarril, previo al punto de contacto de las calizas con los sedimentos blandos de tonos claros, relacionados con aportes fluviales del arroyo de la Cantera de Torcas, que marcan el límite de la Sierra y de las calizas mesozoicas. Estas secciones conforman una misma cavidad vinculada con un punto surgente, en el que la distribución de las secciones indica la existencia de un amplio espacio endokárstico tipo sala, relacionado con el sector distal de la cavidad o zona de salida de las aguas, en donde confluyen desde el Nordeste cuatro pasajes (representados en las secciones TR26-TR29), cuya unión se realizaría en el espacio excavado de la Trinchera, representando la amplia sección TR30 el sector común de la paleosurgencia, ajustándose estos pasajes a una de las direcciones preferenciales de los conductos topografiados, la NNE-SSO, desarrollada a favor del control estructural (Ortega *et al.*, 2005), marcando la dirección SO el flujo teórico de las aguas, en busca del valle del Pico-Valhondo, con una relación lateral con la margen oriental del arroyo que desciende desde la Cantera de las Torcas, tal y como ponen de manifiesto las secciones TR29 y TR30, cortes enfrentados abiertos al valle, cuatro en el frente oriental de la Trinchera (TR26-29) y la quinta o TR30 en el occidental.

Estas secciones representan a pasajes subhorizontales relacionados con el nivel inferior del karst, con rellenos muy verticalizados y colgados en los frentes de la Trinchera del Ferrocarril, con cortes muy sucios y peligrosos. A continuación, se dará un sencillo esquema de la secuencia de colmatación de las secciones:

- **TR26:** sección meridional localizada a unos 40m del límite de las calizas mesozoicas, que marcan el frente meridional del Valle de la Cantera de las Torcas. Representa a un pequeño conducto elíptico, de morfología típicamente freática, de unos 2,8m de altura por una anchura de 3m, de difícil acceso, que aparece colgado unos 2,5m. Esta sección se desarrolla en el frente Este de la Trinchera. Aparece totalmente colmatado con facies finas

de interior en la base, que parecen presentar su techo concrecionado con un fino espeleotema de flujo, marcando el inicio de una fase vadosa. Sobre esta unidad se documentan depósitos de gravas homométricas con aparente estratificación interna y sin apenas matriz (tipo paella), de 100cm de potencia estimada, que implican la presencia de una apertura al exterior. Por último, un pequeño nivel de limos sella la sección, presentando a techo restos fósiles de microfauna sin determinar.

- **TR27:** sección contigua a la anterior, situada a unos 32m del frente del valle. Esta sección se caracteriza por representar a un conducto freático, con una bóveda a 989m y chimeneas ascendentes, entre las que destaca la situada en su límite meridional, con un desarrollo vertical que alcanza los 992,5m de altitud y un pequeño sumidero que sobrepasa la base de la Trinchera (a 985m s.n.m.). Los sedimentos colmatan la mitad inferior de la sección, con depósitos de facies finas de interior en la base, con la presencia de la intercalación de una cuña de gravas sin matriz, tipo paella, en el extremo meridional, que implica la presencia de flujos de facies de exterior. Sobre el tramo central de los depósitos arcillosos se desarrolla un espeleotema de flujo y goteo, a favor de la estructura, mostrando una potente costra estalagmítica de hasta 1m de potencia, marcando el paso de una fase anegada a una fase vadosa.
- **TR28:** sección contigua a la anterior y situada a unos 20,5m del frente del valle. Esta sección se caracteriza por estrechos pasajes desarrollados a favor de la estructura, con un pequeño desarrollo horizontal a cota de 985m de altitud. Estos pasajes aparecen parcialmente colmatados por sedimentos arcillosos de facies de interior, presentando una estrecha apertura superior, a favor del lapiaz, totalmente colmatada con *terra-rossa*.
- **TR29:** sección desarrollada en las inmediaciones del frente del valle del arroyo de la Cantera de las Torcas, caracterizada por un desarrollo vertical, con apertura al exterior en forma de sima de boca amplia, de unos 5m de anchura y unos 7m de vertical, que se abre a unos 990m de altitud. Aparece totalmente colmatada, presentando en su base depósitos de facies finas de interior, destacando a una cota de 985m grandes bloques procedentes de desplomes de paredes y techo, que pueden estar marcando un momento de colapso, en fases vadosas. Sobre esta colada de bloques se documentan facies arcillosas de tonos rojizos, que alcanzan la superficie de la ladera y evidencian la entrada de materiales del exterior
- **TR30:** gran sección localizada en el frente occidental de la Trinchera del Ferrocarril, situada a unos 32,5m del frente del valle. Se caracteriza por representar a un conducto freático, de desarrollo horizontal, en relación con la morfología de una sala, con una bóveda a 984,5-986m y chimeneas ascendentes que alcanzan los 987m de altitud, destacando su límite meridional por un desarrollo vertical, a favor de fisuras, que conecta con el exterior con un pequeño pozo cuya boca se sitúa a 990m s.n.m., superando su base el corte de la Trinchera. Esta sección, de unos 27,5m de longitud por una altura variable, puede subdividirse en dos sectores. El meridional se compone de un pasaje de unos 16m de largo con una sección típicamente freática y un techo abovedado con chimeneas ascendentes y una sima que conecta con el exterior en el extremo sur del pasaje.

Este tramo aparece prácticamente colmatado por sedimentos, en donde se documenta la presencia de facies finas de interior en la base, con estructuración interna, que presentan a techo puntuales focos de desarrollo de espeleotemas, así como coladas de cantos calizos subangulosos de tamaños medios y pequeños, detectados en la mitad septentrional del pasaje, así como en el límite meridional del mismo, cuya entrada está marcada por la presencia de una sima. Estas coladas se apoyan de forma discordante y erosiva sobre las facies de interior, indicando una fase vadosa del conducto y la apertura del mismo al exterior, además de presentar restos de macrofauna fósil, reconociendo una raíz de un molar de caballo en la brecha procedente de la sima, mientras que en la brecha septentrional, en los años ochenta, se recuperaron restos de microfauna. Depósitos de finos se apoyan sobre la brecha norte, así como sobre un depósito erosionado de gravas sin matriz, tipo paella, localizado en el tramo central del pasaje.

Un segundo pasaje se ubica en el tramo norte de la sección, en las inmediaciones del Valle de la Cantera de las Torcas, destacando por presentar facies de interior de sedimentos finos y espeleotemas, situados en la base meridional de la secuencia, con bloques calizos angulosos a techo y gravas homométricas sin matriz y estructuración interna. También presenta depósitos externos de origen fluvial, como un nivel de margas resedimentadas que aparecen erosionadas por arenas, sobre el que se localiza una brecha de clastos calizos de pequeño tamaño que llega a colmatar todo el conducto. Las facies margosas se relacionan con los sedimentos fluviales que se documentan en el relleno del valle del arroyo de la Cantera de la Torcas, con lo que conocemos que en un momento puntual los materiales de este valle entraron en la cavidad, actuando como punto de sumidero, posiblemente vinculado, si no temporalmente, si funcionalmente, con las fases en que las paleosurgencias del nivel intermedio del karst de Torcas (Dolina y Elefante) actuaron como sumideros de las aguas altas embalsadas en el Valle de Valhondo, debido a un insuficiente drenaje del caudal recibido.

Las secciones TR26-TR30 representan a tres pasajes que tributan en un único conducto, que corresponde con uno de los extremos de una cavidad con aperturas cenitales, que permiten la entrada de sedimentos del exterior a modo de trampas. Estos conductos están marcando la agrupación de los pasajes en relación a un punto surgente del nivel inferior del karst de Torcas y la confluencia del Valle de la Cantera de las Torcas con la amplia vega del Valle de Valhondo. La sección TR30 conserva la entrada de materiales margosos y arenosos, indicativo de que el tramo más septentrional de esta cavidad, situado más próximo al valle, actuó como sumidero, al menos puntualmente, sin poder precisar la temporalidad de este carácter, hecho que se constata en otras paleosurgencias del karst, como Dolina y Elefante para el nivel intermedio, o la entrada de margas y arenas en la Sima de los Huesos, relacionada altimétricamente con la aquí analizada.

- **Cueva de las Torcas – BU-IV.A.19** (Plano 9 y Lámina-Sección 87): cavidad abierta en el frente meridional de la Cantera de las Torcas, al pie del mismo. En la base del frente de la cantera aparece una pequeña apertura de sección semicircular con una altura de unos 0,5m de alto por unos 0,8m de ancho, situada a unos 988m de altitud, que da acceso a una cavidad descendente, formada por dos pasajes freáticos desarrollados a favor de la estructura, de unos 20m de desarrollo y alturas próximas a los 3m, con anchuras que van

desde el metro en el sector de la actual entrada a los 3m de la zona de unión de los dos pasajes.

- **TR31** (Plano 9 y Lámina-Sección 78): pequeña cavidad abierta en la base de la Trinchera del Ferrocarril como consecuencia de las intensas lluvias de mayo y junio de 2008. Se trata de un pequeño conducto descendente de morfología vertical, de unos 2-3m de profundidad y formación freática, vinculado con el nivel inferior de Penal.

4.3.1.2. *El monte de Matagrande*

La karstificación del monte de Matagrande se va a caracterizar por una mayor presencia de las formas exokársticas de la Sierra de Atapuerca, principalmente dolinas, en contraposición a la representación de formas subterráneas que es mínima y de poca relevancia, localizándose de forma dispersa en límites de los valles, al formar parte de antiguos puntos surgentes de arroyos formados en la ladera norte. Estas cavidades se desarrollan en las calizas y dolomías del Turoniense-Santoniense inferior del Cretácico superior, a excepción de la cueva descubierta en el barrio de La Revilla de la localidad de Atapuerca, que aparece en brechas calcáreas posiblemente procedentes de la fracturación y alteración de las calizas mesozoicas (Plano 1 y Lámina-Sección 91).

- **Cueva de los Lobos – BU-IV.A.31** (Plano 1 y Lámina-Sección 91 y Figura 4.201): pequeño conducto desarrollado en los materiales carbonatados del Cretácico superior, más concretamente en las calizas y dolomías del Turoniense-Santoniense inferior, muy cerca del contacto con los materiales del Cretácico inferior, en concreto con la formación Arenas de Utrillas. Se trata de un punto surgente localizado en el inicio del Valle de la Mina o de Paldeja que da salida al valle litoestructural del arroyo de Varones, en Olmos de Atapuerca. Corresponde a un conducto de pequeño desarrollo subhorizontal, formando un abrigo con dos bocas, que dan acceso a dos galerías y una gatera que presentan una sección circular, limpia de sedimentos terrígenos, típica de condiciones freáticas. Esta cavidad se sitúa en el flanco meridional del valle, a 1.042m s.n.m., como única representante de formas endokársticas de este enclave, en relación con una paleosurgencia horizontal cuyas secciones freáticas la relacionarían altimétricamente con el arrasamiento del nivel de estabilidad de la superficie de erosión SE2 impuesto por la formación de la SE3, sin poder precisar con mayor exactitud esta relación, debido a la carencia de registro que presenta dicha superficie en este sector tan tectonizado de la Sierra de Atapuerca. Su relación con la Superficie de Erosión SE3, relaciona esta cavidad con las desarrolladas en el sector meridional del San Vicente de Cueva Ciega y Paredeja.

Aparece encima de una de las minas de explotación de hierro, presentando en la base del escarpe rocoso y en el talud, importantes grietas y fracturas de origen tectónico, probablemente relacionadas con hundimientos producidos en algunos sectores de dicha mina.



Figura 4.201 Cueva de los Lobos y grietas de origen tectónico localizadas en la ladera, a los pies de la cueva (Fotografías: M. A. Martín)

- **Cueva de los Franceses – BU-IV.A.32** (Plano 1 y Lámina-Sección 91 y Figura 4.202): pequeño conducto desarrollado en los materiales carbonatados del Cretácico superior, concretamente en las calizas y dolomías del Turoniense-Santoniense inferior, muy cerca del contacto con los materiales del Keuper. Se localiza en el frente de un escarpe rocoso, en cuya base destacan abundantes grietas de desarrollo impenetrable que evidencian la morfología de un antiguo punto surgente, a favor de planos de debilidad. Este escarpe se desarrolla en el flanco izquierdo del Valle del Vena, en el sector de confluencia o apertura de dos valles, uno denominado como El Valle y el otro sin nombre conocido, cuya incisión ha dejado colgada e inactiva a esta cavidad. Esta cavidad recibe su nombre por proteger a los lugareños durante la Guerra de Independencia (Martín *et al.*, 1981: 51).

Se trata de un abrigo de pequeño desarrollo subhorizontal, de unos 10m de longitud, por unos 2m de altura y 5m de anchura, que presenta una bóveda irregular debido a pequeños procesos de crioclastia favorecidos por la influencia del exterior, que ha provocado la fracturación y desprendimientos de la roca. Se sitúa a una cota de 1.005m de altitud, en la parte superior del frente rocoso, representando a una paleosurgencia en relación con la confluencia de los valles transversales de la Sierra y la llanura aluvial del valle del Vena. La

relación altimétrica de esta cavidad la vincula con el nivel de base que marcaría la Superficie Piezométrica de la T2_{AZN} (+84-88m), resultante del análisis de la reconstrucción del perfil fluvial longitudinal de la red de drenaje de la sierra en el arroyo del Entremesado (Benito, 2004: 241), lo que le equipara con el conjunto de conductos del primer nivel del karst de Torcas-Cueva Mayor, del San Vicente, que aparece colgado unos 45m por encima de la primera terraza del río Vena -T1_V (+50m)-.

En la tierra de labor situada a los pies del escarpe rocoso en que se localiza, aparecen manchones oscuros y elementos de industria lítica junto a restos faunísticos, posiblemente relacionados con el yacimiento prehistórico del Inventario Arqueológico de la Junta de Castilla y León identificado como Entremesada (09-029-0002-06).



Figura 4.202 Cueva de los Franceses y Gatera del Valle (Inf. Izda) (Fotografías M. A. Martín)

- **Gatera del Valle – BU-IV.A.33** (Plano 1 y Lámina-Sección 91 y Figura 4.202): pequeña gatera desarrollada en la base del escarpe rocoso de la Cueva de los Franceses, formando parte de las fisuras que constituyeron en su día un sector surgente. Este conducto se ubica a una cota de 986m de altitud y presenta un pequeño desarrollo subhorizontal, de unos 14m de longitud, formado a favor de la estructura, que presenta una sección rocosa freática, cuyo desarrollo interior termina por ser impenetrable, característica de las numerosas grietas que se abren en este escarpe.

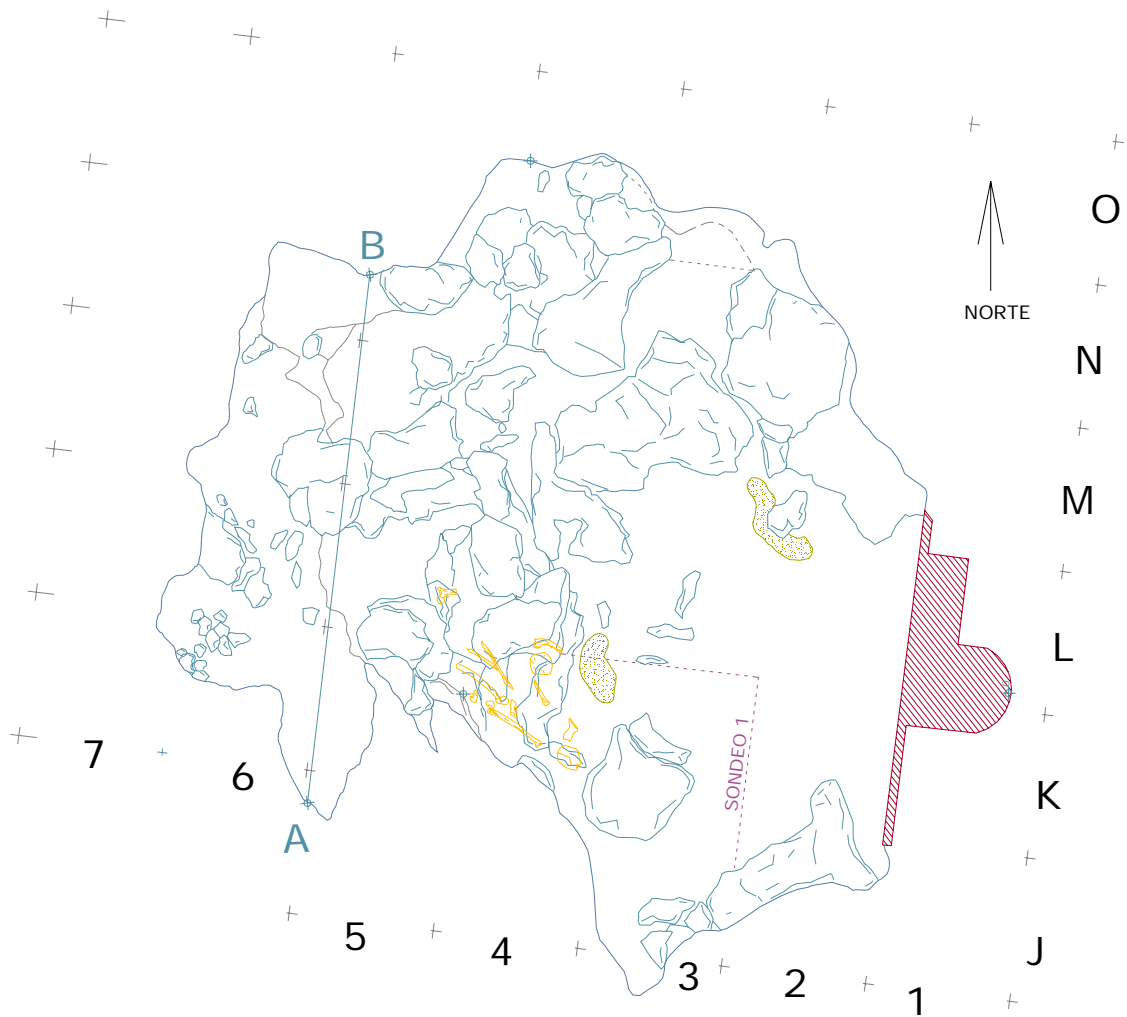
La relación altimétrica de esta cavidad se vincula con el nivel de base que marcaría la Superficie Piezométrica de la T3_{AZN} (+70-78m) resultante del análisis de la reconstrucción del perfil fluvial longitudinal de la red de drenaje de la sierra en el arroyo del Entremesado (Benito, 2004: 241), lo que le equipara con el conjunto de conductos del nivel intermedio del Sistema de Cueva Mayor-Cueva del Silo y los conductos de Trinchera en el karst de Torcas-Cueva Mayor, de la unidad de San Vicente, que aparece colgado unos 20m por encima de la primera terraza del río Vena -T1_V(+50m)-.

- **Cueva la Gatera de Mojón Blanco – BU-IV.A.34** (Plano 1 y Lámina-Sección 91 y Figura 4.203): pequeña gatera cortical desarrollada en la base de un antiguo frente de cantera, situada en el término de Mojón Blanco, en término de Atapuerca, desobstruida en 1975 por miembros del Grupo Espeleológico Edelweiss (Martín *et al.*, 1981). Esta pequeña gatera aparece sobre la superficie de 1.068m de altitud, representando un conducto muy cortical compuesto por un pasaje descendente de unos 6,5m de desarrollo, con alturas de entre 0,3 y 0,6m por anchuras algo inferiores al metro, que da acceso a una salita de unos 2m de ancho por 1m de alto, y sección abovedada circular. Esta cavidad ha servido de guarida de raposos y tejones. La posición altimétrica de este conducto se localiza encajada en la superficie de erosión SE1, en relación con la formación de la superficie SE2, en vinculación con las dolinas del Matagrande o del Mojón Blanco y del Campo de la Brujas (ver apartado 4.2.2.3), representando a la morfología endokárstica más elevada del karst de la Sierra de Atapuerca.



Figura 4.203 Cueva la Gatera de Mojón Blanco (Fotografía: M. A. Martín)

- **Cueva de La Revilla** (Plano 1, Lámina-Sección 91 y Figura 4.204 y 4.205): Pequeña cavidad desarrollada en las brechas calizas situadas en la localidad de Atapuerca. Fue descubierta en 1999 al realizar una ampliación en el sótano de una vivienda situada en el Barrio de La Revilla, presentando un interesante yacimiento sepulcral o funerario, de carácter colectivo, de la Edad del Bronce, concretamente Protocogotas, dentro de las fases culturales de Cogotas I (Abarquero *et al.*, 2005).



CUEVA DE LA REVILLA (ATAPUERCA)

(Basado en Palomero y J. Abarquero 1999 y 2001; Abarquero *et al.*, 2005)

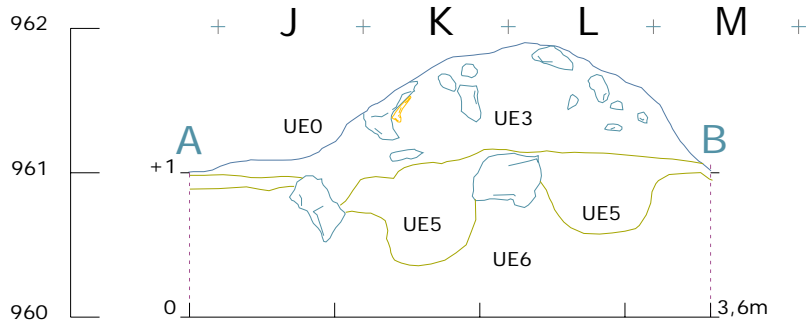


Figura 4.204 Planimetría y secuencia estratigráfica del yacimiento de la Cueva de la Revilla (basado en Palomino y Abarquero 1999 y 2001, Abarquero *et al.*, 2005)



Figura 4.205 Yacimiento de la Cueva de la Revilla descubierto al realizar unas obras en el sótano de una vivienda de la localidad de Atapuerca (Fotografías: M. A. Martín)

La cavidad de La Revilla es muy cortical y se sitúa a 960m de altitud, aguas abajo del Valle de Perundillo, que acoge el arroyo de los Aulagares, en el indicado Barrio de La Revilla, aguas arriba de la Fuente del Cubillo, manantial kárstico localizado a menos de 200m al SE y a una cota de 951m de altitud, por lo que puede indicarse una vinculación de este conducto con antiguas surgencias, desarrolladas a favor de la confluencia del arroyo de los Aulagares con el río Vena, en la misma línea de drenaje que el manantial del Cubillo. Esta paleosurgencia presenta coincidencia altimétrica con el resalte marcado a 960m de altitud en la reconstrucción del perfil longitudinal del arroyo de los Aulagares, correlacionado con el nivel de terraza T3V (+31m) del Vena (Benito, 2004: 240), que se equipara al nivel T9 (+19-30m) del Arlanzón, adscrita a la fase final del Pleistoceno medio.

La Cueva de la Revilla fue excavada entre 1999 y 2000 por el equipo de arqueólogos de la empresa Aratikos (Palomino y Abarquero, 1999 y 2000). Estas intervenciones pusieron de manifiesto la presencia de una secuencia arqueológica con 10 Unidades Estratigráficas (UE), que llegaban a colmatar la cavidad, así como la importancia del depósito funerario, identificado con la UE3, caracterizado por la dispersión anatómica.

Las unidades arqueológicas corresponden a las identificadas como UE2 a UE5, representando la UE2 un pequeño nivel, localizado en el tramo central de la excavación, compuesto por tierras sueltas procedentes de la apertura actual de la cavidad.

La UE3 es la unidad más representativa de toda la secuencia (Figura 4.204), documentándose en toda la extensión excavada. Está formada por un sedimento marrón, arcilloso, con una potencia estimada de unos 80cm, con clastos calizos y cantos rodados, junto a restos humanos dispersos y desconectados por toda la cavidad, en donde Abarquero *et al.* (2005: 101-102) destacan la agrupación de dos cráneos y varios huesos largos y un verdadero “nido de cráneos” compuesto por tres cráneos completos de adultos y un fragmento de frontal infantil. Próximo a este conjunto se recuperó otro cráneo adulto, una mandíbula y varios huesos postcraneales entre los que destacan una posible conexión de costillas con vértebras que indicaría una deposición primaria.

Este osario ha proporcionado, a su vez, un pequeño registro faunístico y un amplio conjunto de materiales cerámicos que muestran una producción homogénea, en donde predominan las superficies alisadas, con formas reconocidas de ollas y ollitas, seguidas de los cuencos. Estos autores también documentan piezas de carena media o alta, aunque con menor frecuencia. En cuanto a las decoraciones, las más representativas son las impresiones sobre el labio y la superficie del vaso, así como sobre los cordones aplicados. Para estos autores son muy significativas la decoración incisa de zig-zag bajo carena y la pseudoexcisión, por apuntar a tipologías claramente relacionadas con el mundo de Protocogotas propio del Bronce medio de la Meseta (Palomino y Abarquero, 1999 y 2000).

La unidad UE4 se ha identificado en el sondeo, al sur de la cavidad, con menor representación de restos arqueológicos, entre los que únicamente se recuperaron restos faunísticos y antropológicos. La unidad UE5 compuesta por una brecha con abundantes clastos calizos de pequeño y mediano tamaño, con matriz areno-arcillosa, que se desarrolla por toda la superficie excavada con una potencia vista de unos 30cm. Los restos antropológicos aparecen a techo de la unidad, dispersos de forma aislada, mezclados con otros restos faunísticos, principalmente roedores y malacofauna. El techo de la unidad también ha proporcionado algunos fragmentos cerámicos (Abarquero *et al.*, 2005: 102-103).

La secuencia sedimentaria continúa con niveles de origen natural, caracterizando la unidad UE6 una brecha de clastos calizos de mediano a gran tamaño y matriz areno-arcillosa, de 70cm de espesor, que aparece bioturbada a techo. La unidad UE7 representa a un pequeño nivel de gravas calizas con arcillas de tonos amarillentos, de unos 20cm de potencia, identificado como arroyada natural, que contiene algunos restos óseos. La unidad UE8 representa a una nueva arroyada de unos 25cm de espesor, formada por calizas descompuestas, sin ningún tipo de restos arqueopaleontológicos. En un nivel inferior se detecta un paquete de arcillas de unos 40cm de potencia que compone la unidad UE9. Esta unidad se apoya directamente sobre un potente estrato de 180cm de espesor visto compuesto por grandes bloques de caliza descompuesta, consecuencia de colapsos y caídas de paredes y techo, identificado como UE10 y que representa la base de la cavidad (Abarquero *et al.*, 2005).

5. INVESTIGACIÓN GEOFÍSICA PARA EL CONOCIMIENTO DEL KARST: SU APLICACIÓN A LA SIERRA DE ATAPUERCA

5.1. Introducción

5.2. Tomografía eléctrica de resistividad

5.3. Aplicación de la Tomografía Eléctrica de Resistividad en el Karst de Atapuerca

5.3.1. Antecedentes

5.3.2. Tomografía Eléctrica de Resistividad en el Karst de la Sierra de Atapuerca

5.3.2.1. Tomografía Eléctrica sobre Cueva Peluda

5.3.2.2. Tomografía Eléctrica en la Campa del Silo

5.3.2.3. Tomografía Eléctrica en el Valle de la Propiedad

5.3.2.4. Tomografía Eléctrica sobre el final de la Galería de las Estatuas

5.3.2.5. Tomografía Eléctrica en Torcas (sector Dolina-Complejo de Galería)

5.3.2.6. Tomografía Eléctrica en el Valle de Cueva Mayor (sector Cíclopes-Cueva del Silo)

5.4. Conclusiones

5. INVESTIGACIÓN GEOFÍSICA PARA EL CONOCIMIENTO DEL KARST: SU APLICACIÓN A LA SIERRA DE ATAPUERCA

Las investigaciones realizadas en relación con la Geomorfología del endokarst de la Sierra de Atapuerca han puesto de manifiesto la necesidad de reconocer la continuidad de los conductos subterráneos expuestos en los frentes de la Trinchera abandonada del Ferrocarril Minero de la Sierra de la Demanda, así como confirmar las posibles relaciones que apunta nuestra investigación entre los diferentes conductos de Trinchera y el Sistema Cueva Mayor–Cueva del Silo (Eraso *et al.*, 2001a, Ortega *et al.*, 2005).

El avance de los trabajos puso de relevancia que el principal desarrollo de las formas kársticas de la Sierra de Atapuerca se localiza en el borde suroccidental del anticlinal, por lo que, para la comprensión de la morfogénesis de las cavidades, era básico identificar el carácter y morfología del Valle de la Propiedad, elemento que divide las cavidades de Atapuerca e Ibeas de Juarros.

Con el objetivo de resolver la necesidad expuesta de conocer las características del subsuelo, con identificación de todo tipo de relaciones o accidentes, con especial interés sobre las morfologías subterráneas del endokarst de Atapuerca y los paleorelieves relacionados con las incisiones de los valles de la Propiedad y Cueva Mayor, se planteó el empleo de métodos geofísicos por su capacidad de proporcionar resultados más o menos aproximados de la disposición de los materiales del subsuelo así como de la identificación de las discontinuidades del terreno, dentro de ciertos rangos de profundidad.

El interés por la aplicación de estos métodos se centró en el uso de técnicas de carácter indirecto, no destructivas, para el estudio del subsuelo, que proporcionan información en dos dimensiones con medidas continuas a lo largo de los perfiles, a un coste de ejecución razonable.

Para la realización del empleo de Métodos Eléctricos Resistivos de Prospección del Subsuelo se entró en contacto con el Dr. José Ángel Porres, profesor de la Escuela Politécnica de la Universidad de Burgos, quien centró su tesis doctoral en desarrollar una metodología precisa para la interpretación de imágenes de resistividad eléctrica aplicada al problema concreto de la detección de cavidades (Porres, 2003).

5.1. Introducción

El apartado que aquí se presenta describe el empleo de métodos geofísicos para localización de superficies de discontinuidad o contactos litológicos, como un elemento más de contraste de nuestras hipótesis, derivadas de los estudios geomorfológicos efectuados.

Los métodos de prospección geofísica basados en la resistividad eléctrica se empezaron a usar a partir del año 1920 por los hermanos Schlumberger, para la obtención de información cualitativa del terreno, correspondiendo a los años 60 el inicio de la aplicación de estos estudios en los sondeos como método para obtener información cuantitativa del subsuelo (Beresnev *et al.*, 2002). Durante la última década se ha producido una notable adecuación en la aplicación de técnicas geofísicas en la resolución de conflictos geotécnicos, experimentando la prospección eléctrica de resistividades mediante corriente continua un notable avance con la adquisición de datos y programas informáticos para la obtención de imágenes del subsuelo con estimación de la distribución real de la resistividad en una sección del terreno.

La utilización de métodos geofísicos se basa en la medida de la resistividad eléctrica del terreno y ello se debe a que entre los niveles litológicos existen diferencias en sus valores de resistividad eléctrica, por lo que es factible obtener información fiable de la distribución de diversos materiales del subsuelo sobre la base de las medidas de su resistividad, convenientemente realizada desde la superficie del terreno. Las técnicas modernas de dispositivos eléctrico-resistivos para la localización de contactos entre materiales del subsuelo, permiten establecer cada vez mayor aproximación entre los resultados obtenidos y la verdadera disposición de los materiales infrayacentes.

5.2. Tomografía Eléctrica de Resistividad

La Tomografía Eléctrica de Resistividad es un método de prospección geoelectrica que se basa en la implantación de numerosos electrodos a lo largo, generalmente, de un perfil longitudinal (se pueden hacer perfiles en ángulo y en malla), con una separación determinada. Todos estos electrodos se conectan simultáneamente al equipo de medida y, mediante un programa secuencial específico para cada trabajo, el aparato “ordena” cuáles deben ser los conjuntos de cuatro electrodos que funcionan en cada momento y con qué disposición (Porres, 2003). La manera de combinar las medidas entre los diferentes electrodos define el dispositivo de medida, que puede ser variado, destacando como más comunes los dispositivos de medidas Schlumberger-Wenner y Dipolo-Dipolo.

Los antecedentes en la utilización de Tomografía Eléctrica para la localización de superficies de discontinuidad o contacto litológicos son múltiples y están bien documentados (Beresnev *et al.*, 2002). Este método constituye un importante avance en el ámbito de la prospección geoelectrica, al resolver de una forma eficaz la lentitud y el coste del tratamiento de datos proporcionados por los sondeos mecánicos, así como por su capacidad de detectar y caracterizar discontinuidades significativas, tanto en la vertical como en la horizontal, en la distribución de la resistividad eléctrica del terreno.

La prospección geofísica de resistividades clásica exige un cambio manual de los electrodos (tanto inyectoros A y B, como de potencial M y N) en cada medida, y si se desea hacer una investigación 2D con gran detalle el proceso se vuelve muy lento y costoso, ya que su tratamiento sería mediante la combinación de multitud de Sondeos Eléctricos Verticales o Calicatas Eléctricas a lo largo de una misma línea. La tomografía eléctrica combina un gran número de electrodos con separación equidistante a través de los cuales realiza una adquisición automática de datos de resistividad (Griffiths *et al.*, 1990).

En su sentido más amplio, la prospección geofísica mediante perfiles de tomografía eléctrica es una técnica geofísica para el estudio del subsuelo que consiste en determinar la distribución de un parámetro físico característico del mismo dentro de un ámbito espacial limitado, a partir de un número muy elevado de medidas realizadas desde la superficie del terreno o desde sondeos.

El objetivo específico de esta técnica es determinar el valor de resistividad eléctrica real y su distribución en el subsuelo, a partir de los valores de resistividad aparente obtenidos mediante medidas realizadas por métodos convencionales de corriente continua. Posteriormente, los datos son procesados con algoritmos mediante herramientas informáticas que, tras un proceso de interacciones, aproximan la sección medida a un modelo teórico real (Loke, 1994; Porres, 2003). En esencia, la Tomografía Eléctrica, es una útil herramienta de prospección que pretende localizar contactos litológicos entre los materiales del subsuelo que se está investigando, proporcionando un escáner muy detallado del terreno en función de los valores de resistividad eléctrica del mismo, con independencia de su morfología y disposición.

La pseudosección de resistividad aparente conformada por los datos de campo se somete a un proceso de inversión, como resultado del cual se obtiene finalmente una sección distancia-profundidad con la distribución real de la resistividad del terreno, que es fácilmente comprensible en términos de interés geológico. Combinando adecuadamente resolución lateral y profundidad de investigación, la Tomografía Eléctrica es, sin duda, una de las herramientas de carácter no destructivo más eficaz para el estudio y caracterización del terreno en un amplio rango de profundidades. Como resultado se obtiene una sección geoeléctrica muy expresiva, ya que muestra los valores de resistividad de manera continua mediante colores y refleja los cambios de este parámetro con cambios de color más bruscos o más graduales cuanto más neta o más transicional, respectivamente, sea la discontinuidad que manifiestan, lo cual permite una observación bastante clara de los diferentes aspectos del subsuelo: litología, contactos, fracturas, cavidades, calidades de agua, etc. (Figura 5.1).

La interpretación correcta de las secciones de resistividad debe tener presente cuáles son y cómo intervienen los diversos factores de los que dependen los valores de resistividad del terreno, destacando como valores determinantes la composición litológica y, especialmente, el contenido arcilloso, la porosidad y saturación del agua y la salinidad y temperatura del agua. Por ello, hay que tener presente que se está ante una técnica interpretativa en donde la definición de los contactos basados en los perfiles obtenidos con Tomografía Eléctrica en numerosas ocasiones se resuelve con imprecisión, debido a que diferentes motivos geológicos pueden tener un comportamiento eléctrico muy similar. Si bien es cierto que el desarrollo de las técnicas modernas

permite establecer una cada vez mayor aproximación entre los resultados obtenidos y la verdadera disposición de los materiales en el subsuelo (Porres, 2003).

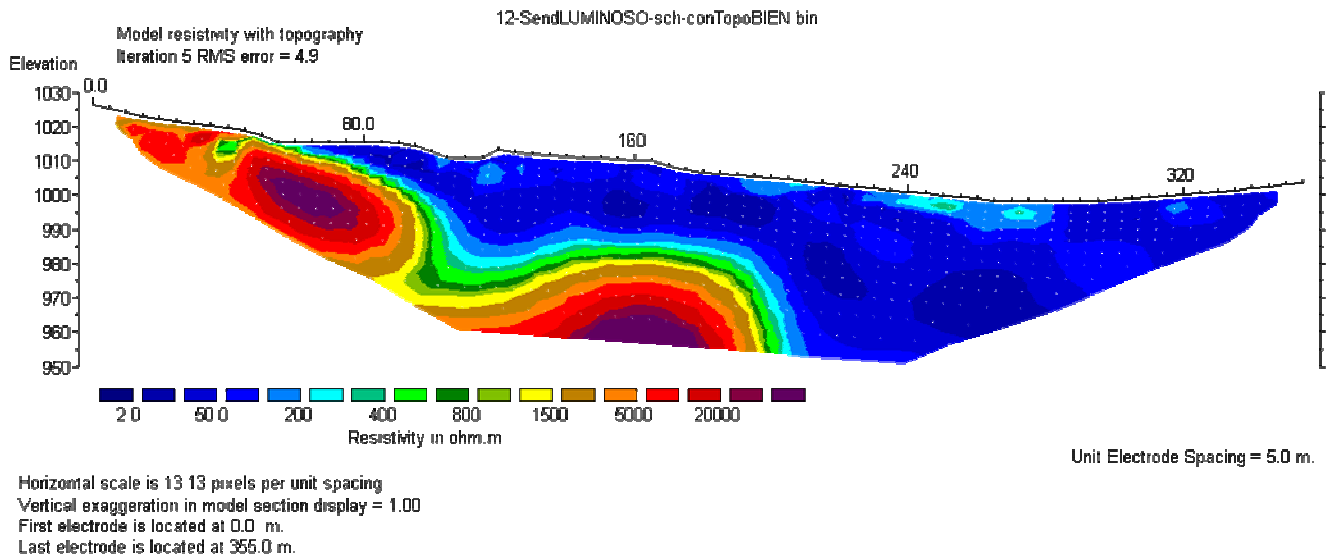


Figura 5.1 Imagen resultante del perfil de tomografía eléctrica en el Valle de Cueva Mayor

Las prospecciones mediante resistividad eléctrica se han usado durante muchas décadas en estudios hidrogeológicos, minería e investigaciones geotécnicas, y recientemente están empezando a usarse en estudios medioambientales y, en menor medida, arqueológicos.

5.3. Aplicación de la Tomografía Eléctrica de Resistividad en el Karst de Atapuerca

5.3.1. Antecedentes

En el desarrollo de la investigación del endokarst de la Sierra de Atapuerca se ha utilizado la incorporación de métodos geofísicos para la detección de conductos subterráneos huecos o colmatados, desde la década de los años ochenta. Durante el proyecto de Emiliano Aguirre (1978-1991) uno de los objetivos era la identificación y la ubicación de la Sima de los Huesos en el exterior con el fin de investigar sobre la entrada original a este sector de Cueva Mayor. En 1981 se van a realizar las primeras investigaciones geofísicas realizadas por Ramón Ortiz del Museo Nacional de Ciencias Naturales (Ortega y Martín 2007: 23). Para ello, se instaló un cable eléctrico en el interior de la cavidad, desde el Portalón de entrada hasta la cabecera de la Sima de los Huesos, con dos electrodos en su extremo, realizando una operación similar en el exterior, desde dicha entrada hasta la posición que ocupaba la sima en la planimetría de la topografía espeleológica del Grupo Edelweiss. Se envió una descarga eléctrica intentando, gracias a las diferentes resistividades eléctricas, una radiolocalización en el exterior de la señal emitida por los electrodos del interior de la cavidad. No obstante, los resultados obtenidos no proporcionaron mayor precisión que la obtenida con la topografía. A partir de estos datos se procedió a realizar una excavación en el sector, conocida actualmente como la piscina de Emiliano, con el fin de

indagar sobre la ubicación de una antigua entrada a la Sima de los Huesos, aunque dichas investigaciones quedaron paralizadas.

En 1992 se presentaron los resultados de los trabajos de prospección geofísica en el sector de la vertical de la Sima de los Huesos para determinar su primitivo acceso. Fueron realizados por el equipo de José Francisco Bergamín, del Grupo de Geofísica Arqueológica del Departamento de Geodinámica de la Universidad Complutense, y se utilizaron métodos gravimétricos y magnetométricos. Este trabajo puso de manifiesto la existencia de anomalías en el sector de la piscina de Emiliano que interpretaron como la presencia de sedimentos que colmataban una antigua entrada colapsada por derrumbe del techo de la cavidad (Bergamín *et al.*, 1994).

Un tercer trabajo de investigaciones geofísicas data de 1997, año en el que de nuevo un equipo del Departamento de Geodinámica Externa de la Facultad de Ciencias Geológicas de la Universidad Complutense de Madrid desarrolló un proyecto para la realización del empleo de Métodos Eléctricos Resistivos de Prospección del Subsuelo en los yacimientos del Portalón y Mirador, a partir de sondeos eléctricos, que proporcionase una interpretación sobre la identificación del potencial de los sedimentos de estos yacimientos, principalmente centrados en los enclaves del Portalón de Cueva Mayor y del Abrigo del Mirador.

5.3.2. Tomografía Eléctrica de Resistividad en el Karst de la Sierra de Atapuerca

La capacidad de proporcionar un estudio del subsuelo con identificación de todo tipo de accidentes o discontinuidades que representen un contraste suficiente en la distribución de resistividad del medio rocoso, fue la causa de la aplicación de este método en la detección y caracterización de cavidades y huecos, colmatados o vacíos, del karst desconocido de la Sierra de Atapuerca. El estudio geofísico ha utilizado los dispositivos de medida Schlumberger-Wenner y Dipolo-Dipolo, proporcionando el primero de estos dispositivos unas geometrías y secuencias más coherentes.

En el desarrollo de este trabajo de investigación, como es lógico, no vamos a plantear los conceptos teóricos de los métodos eléctrico-resistivos de prospección del subsuelo, por salirse fuera de la investigación de esta tesis, por lo que el capítulo se centrará en el análisis de interpretación de los diferentes perfiles o grupo de perfiles.

El planteamiento del reconocimiento del terreno, con la finalidad de comprender la caracterización de los accidentes endokársticos de la Sierra de Atapuerca, se centró en el borde suroccidental de la sierra, en relación con los valles de la Propiedad y Valhondo, cuyos arroyos fluyen al río Pico, el valle de Cueva Mayor, que drena al Arlanzón, y el terreno de Torcas, que se sitúa sobre los conductos de los yacimientos de Dolina y Galería.

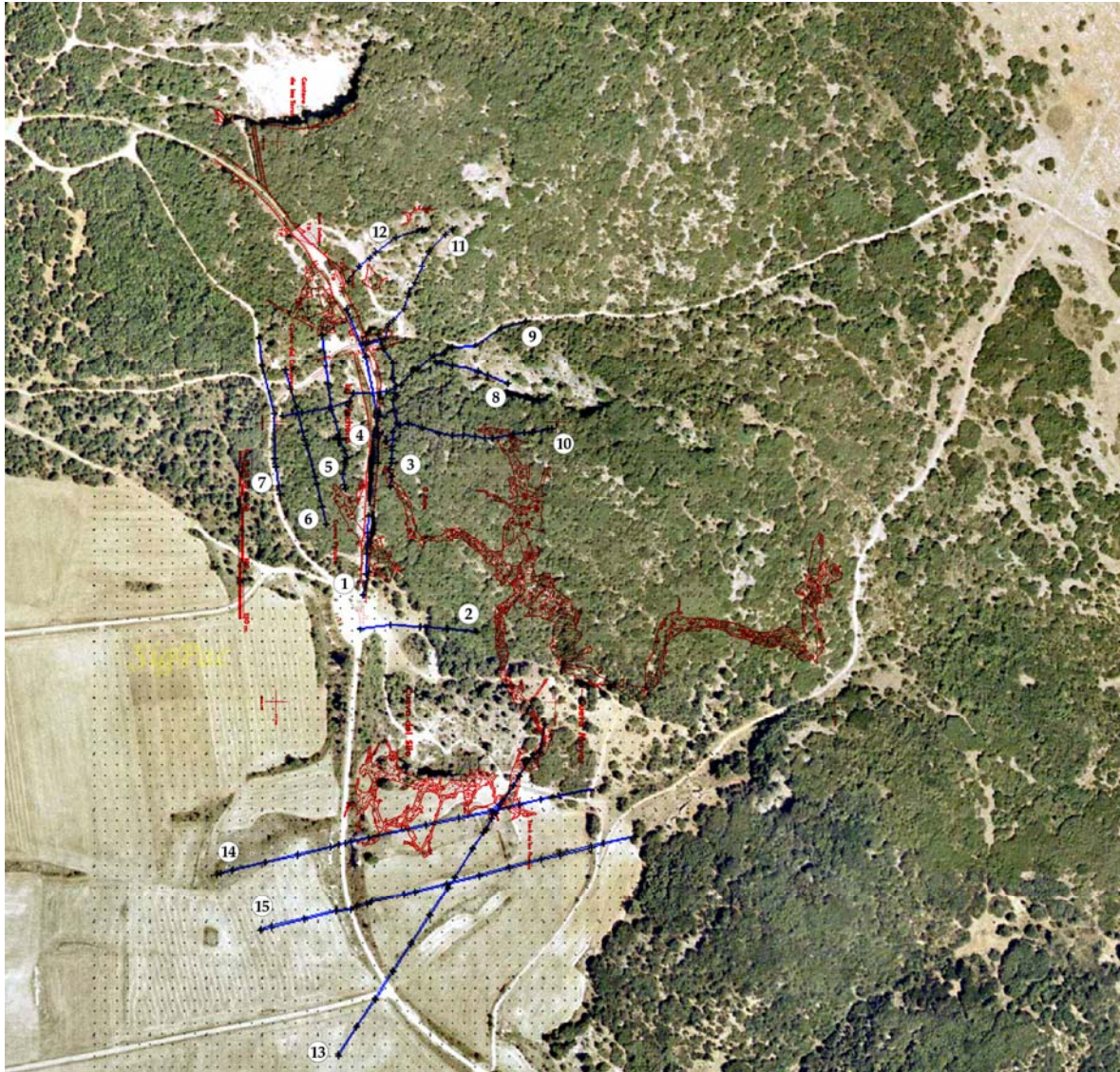


Figura 5.2 Superposición del karst de Atapuerca en la ortofoto obtenida del SIGPAC, con la situación de los perfiles geofísicos realizados (Montaje: M. A. Rioseñas, Archivo G.E.E.)

En este trabajo se han analizado quince perfiles geofísicos en total (Figura 5.2), de los que siete corresponden al Valle de la Propiedad (perfiles 3-9), tres al área lateral del Valle de Cueva Mayor, sobre el sector Cíclopes-Cueva del Silo (perfiles 13-15), uno a la cabecera del Valle de Valhondo en la Campa del Silo (perfil 2), otro afecta a la margen izquierda del Valle de la Propiedad (perfil 10), sobre el final de la Galería de las Estatuas, y dos al espacio existente entre Dolina y la margen derecha del Valle de la Propiedad (perfiles 11 y 12), localizando el perfil situado sobre Cueva Peluda (perfil 1), en la Trinchera del abandonado ferrocarril minero, un elemento de control y referencia contrastable a la respuesta de resistividad de las cavidades accesibles.

Cada perfil de tomografía eléctrica, después del procesado, muestra una regleta de colores particular que se asocia a unos valores de resistividad determinados. Cuando se realizan varios perfiles en una misma zona geológica suele ser conveniente uniformizar esa regleta de colores para que la escala de valores sea comparable entre todos los perfiles. Por lo tanto, y con el fin de

realizar una mejor correlación entre perfiles, se optó por igualar la escala de valores de resistividad para disponer de una única gradación de colores para las imágenes resultantes, así como presentar todas las secciones a escala real, sin distorsión vertical, para poder georeferenciar sin problemas los conductos kársticos afectados en las diferentes secciones.

A continuación, se describirán las secciones de resistividad obtenidas en los diferentes puntos de interés, especificando el número de perfiles realizados en cada sector. Su localización exacta está reflejada en el plano topográfico de detalle del karst (Plano 10) y en la imagen resultante de la composición de los perfiles sobre la ortofoto del área (Figura. 5.2).

5.3.2.1. Tomografía Eléctrica sobre Cueva Peluda (Perfil 1)

La tomografía eléctrica computerizada del terreno de este perfil quería poner de manifiesto la presencia del conducto de Cueva Peluda a su paso por la Trinchera del Ferrocarril Minero, con el fin de disponer de una serie de resistividades eléctricas de materiales y huecos kársticos conocidos, en condiciones óptimas, es decir a partir de una topografía exterior horizontal sobre una cueva muy cortical. Por ello, el sondeo se inició a unos 53m al Norte de la entrada actual de la cueva (Figuras 5.2-5.5).



Figura 5.3 Imagen de toma de datos del Perfil 1 en campo (Fotografía: A. I. Ortega)

Podemos destacar como la utilización en el perfil 1 de los dispositivos de medida de resistividad Schlumberger-Wenner y Dipolo-Dipolo ha proporcionado imágenes muy similares, incluso coincidentes, por lo que a continuación se comentarán juntas las imágenes resultantes.

El perfil realizado en el inicio de la Trinchera dura del antiguo ferrocarril minero de la Sierra de la Demanda, sobre Cueva Peluda, se ubica entre las coordenadas UTM X: 457.324,7 Y: 4.688.922,3 y Z: 992,2 (para el electrodo del inicio al Norte) y X: 457.322,8 Y: 4.688.869,5 y Z: 993,5 (para el electrodo final al Sur), presentando una longitud de 53m y un espaciado entre electrodos de 1m de distancia. La base de la trinchera sobre la que se desarrolla la tomografía resulta ser una superficie horizontalizada, que se inicia con una cota de 992,2m y termina con 993,5m.

Este perfil afecta al tramo topografiado de Cueva Peluda que aparece delimitado bajo las coordenadas UTM que distan entre la X: 457.323,6 e Y: 4.688.904,5 y la X: 457.323,3 e Y: 4.688.891,5, correspondiendo a un corte oblicuo al eje del conducto de unos 18m largo, cuya bóveda irregular presenta cotas en sus extremos de 991,2 y 991,8m s.n.m. respectivamente, y una anchura media de este tramo de la cavidad de 7,25m.

Cueva Peluda se caracteriza por ser muy superficial, tal y como lo indican las irregularidades de su topografía, debidas a la presencia de conos de entrada que ciegan su continuidad y costras pavimentarias situadas en cotas ortométricas entre los 988 y los 989. En la actualidad esta superficialidad se hace más patente tras la excavación que supuso la construcción de la trinchera del ferrocarril, cuya base se enrasó apenas a un metro por encima de la bóveda de la cavidad, distando algunas chimeneas ascendentes menos de 0,5m; en un caso, incluso llegó a romper una de esas bóvedas, originando la apertura que los lugareños llamaban Cueva de la Vía, actualmente colmatada por un relleno de clastos del balasto del antiguo vial minero.

Este perfil de tomografía eléctrica presenta un modelo del terreno en donde destaca la presencia de una gran estructura cerrada y envolvente, con valores de resistividades de 1.500 ohm.m, que incluye en su interior materiales altamente resistivos (superiores a 5.000 ohm.m). Esta mancha interna presenta un techo algo irregular, que marca cierta concavidad, entre cotas de 992-990m de altitud y su base entre los 990 y 988m s.n.m. Su localización corresponde, espacialmente, con la sección del conducto de Cueva Peluda conocido, destacando como su bóveda presenta cierta concavidad coincidente, en su desarrollo general, con la forma expuesta en la estructura geofísica, aunque la mancha se extiende hacia el Sur, en el punto en el que la cavidad aparece colmatada, por lo que podemos estar ante la representación de la continuidad del conducto, parcialmente colmatado por el balasto de la estructura viaria de principios del siglo XX, perteneciente a la antigua entrada de la Cueva de la Vía.

En la imagen proporcionada por el perfil del dispositivo Dipolo-Dipolo se observa más claramente una tercera estructura circular, de pequeñas dimensiones e iguales resistividades, que debería ser interpretada como un posible conducto sin relleno, proporcionando el carácter dieléctrico del aire esos valores tan altos.

La lectura de este perfil nos ha permitido conocer que la detección de una cavidad superficial, aérea o hueca, va a presentar valores de resistividad altos, dado el carácter dieléctrico del aire, superiores a 1.500 ohm.m (centrando sus totales en los relacionados con los 5.000-20.000 ohm.m), confirmando que las resistividades de 400-1.500 ohm.m corresponden a los valores tipo de la roca caliza.

Además, en este perfil se detecta una estructura verticalizada, situada a los 16m del inicio del perfil (coordenadas absolutas X: 457.232,6 Y: 4.688.907,3 y Z: 992,5), puntualmente rellena con sedimentos poco resistivos que podría interpretarse como una fractura, que delimita la continuación del conducto de Cueva Peluda, o con una antigua entrada posiblemente relacionada con el cono de derrubios externos documentados en la sección 7 de Cueva Peluda (Lámina-Sección 66). A este respecto podemos indicar que en este punto documentamos en ambos frentes de la Trinchera del ferrocarril varios planos de fracturas (Figura 5.4).

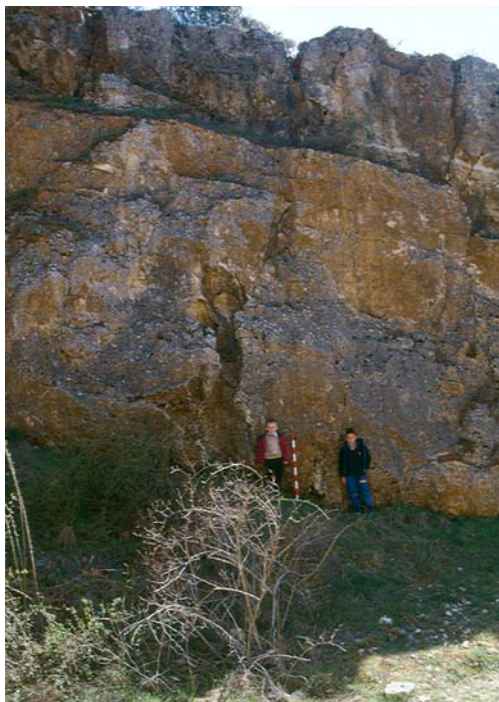
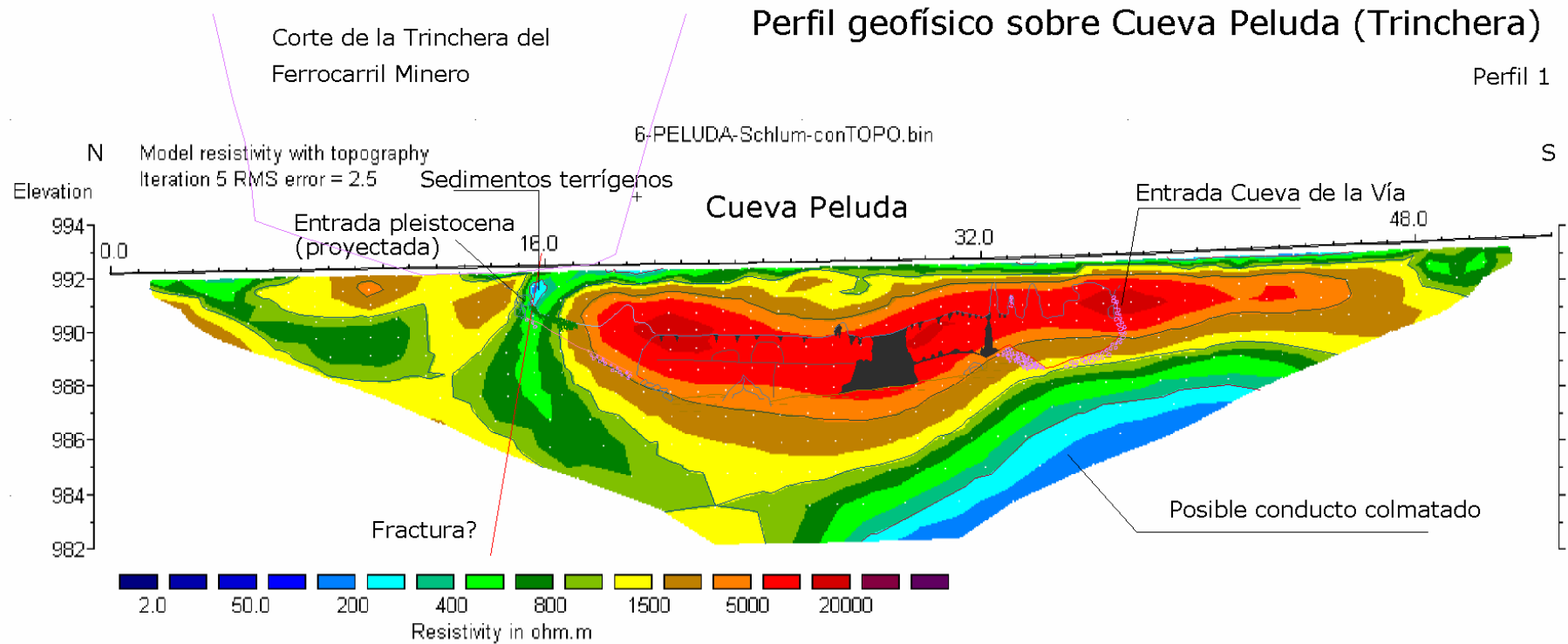


Figura 5.4 Conductos seccionados de Peluda
(Fotografía: A. I. Ortega)

Por último, aparece en la parte inferior derecha el inicio de una mancha con valores inferiores a 400 ohm.m. Una aproximación interpretativa podría indicar que estamos ante un conducto relacionado con cotas próximas a 988m de altitud, desconocido en la actualidad y coincidente en cotas con el nivel inferior de Cueva Peluda pero, dada la marginalidad de la representación, situada en límite inferior de la imagen, esta observación debe ser tomada con mucha cautela.

Este perfil ha permitido establecer una secuencia de referencia, con elementos de control y valor contrastado, para la interpretación de las imágenes resultantes con la Tomografía Eléctrica en los diferentes puntos de interés en el área de estudio, al determinar la respuesta a la resistividad eléctrica de conductos parcialmente rellenos de aire, y su relación con la roca caliza que los circunda.



Horizontal scale is 17.58 pixels per unit spacing
 Vertical exaggeration in model section display = 1.00
 First electrode is located at 0.0 m.
 Last electrode is located at 53.0 m.

Figura 5.5 Imagen interpretada del Perfil 1, realizado en el inicio de la Trinchera del antiguo ferrocarril sobre Cueva Peluda.

5.3.2.2. Tomografía Eléctrica en la Campa del Silo (Perfil 2)

El planteamiento del sondeo realizado en la Campa del Silo era el de disponer de una secuencia de discontinuidades del subsuelo que permitiese controlar la existencia de conductos kársticos que posibilitasen la conexión entre las galerías de Cueva del Silo y Cueva Peluda, atestiguada por la presencia de gravas metamórficas aportadas por el Arlanzón desde el Valle de Cueva Mayor y Cueva del Silo (Ortega *et al.*, 2005: 174). Para tal fin se situó el perfil en dirección W-E, partiendo desde el área del actual aparcamiento de vehículos, en el punto georeferenciado con las coordenadas UTM X: 457.317,2; Y: 4.688.821,5 y Z: 993,9m, se trazó una línea recta de unos 108m hacia el Este, que ascendía por la ladera de Valhondo hasta la coordenada X: 457.420,4; Y: 4.688.819,2 y Z: 1.011,7m. El espaciado entre electrodos fue de 1,5m (Plano 10 y Figuras 5.2, 5.6 y 5.7).



Figura 5.6 Situación del Perfil 2 en la Campa del Silo (Fotografía: A. I. Ortega)

En este punto, la utilización de los dispositivos Schlumberger-Wenner y Dipolo ha proporcionado secciones de resistividad muy similares, lo que avala la fiabilidad de los resultados.

Las imágenes resultantes de la tomografía eléctrica del terreno han permitido, en primer lugar, determinar el frente calizo del Valle de Valhondo en el sector de la Campa del Silo, a 28,5m del punto inicial del perfil, en una coordenada absoluta próxima a X: 457.348 Y: 4.688.821 y Z: 995,6m. Punto a partir del cual se desarrollan las rocas carbonatadas mesozoicas que se elevan hacia el Este, con resistividades medias de 400-800 ohm.m. y valores máximos de 1.500-3.000 ohm.m.

El fondo del Valle de Valhondo está colmatado por materiales poco resistivos (50-300 ohm.m), que podemos relacionar con margas y margas calcáreas miocenas. Sobre este terreno, en el inicio de la secuencia, se detecta una pequeña mancha muy resistiva (1.500-10.000 ohm.m) que podemos interpretar como la estructura de pavimentación, tanto del antiguo trazado del ferrocarril minero como del actual acondicionamiento del área de aparcamiento de los yacimientos.

En relación con las estructuras endokársticas detectadas, destaca la presencia transversal de varias formas rellenas con materiales poco resistivos, incluidos entre materiales con valores de resistividad de las calizas, que pueden interpretarse como conductos kársticos colmatados desarrollados a diferentes niveles.

La estructura subterránea más alta, detectada en este perfil, se localiza en el extremo distal del mismo y aparece como una forma cerrada, rellena con materiales poco resistivos (50-300 ohm.m), que presenta apertura al exterior. Se trata de un conducto totalmente colmatado con dos bocas o sectores de entrada (una vertical y otra más horizontalizada). El hueco está situado entre las cotas medias de 1.010m para la boca vertical y aproximadamente los 1.005m para la base de la boca horizontal. A unos 1.006m se sitúa un techo intermedio y a unos 1.002m una base caliza. Estamos pues ante una galería fosilizada relacionada, por cotas, con el nivel intermedio del karst, nivel que presenta en el punto más próximo al perfil, correspondiente a la Galería Baja de Cueva Mayor (secciones nº 35 y 36) de la que apenas dista 20m, bóvedas situadas en torno a los 1.005-1.005,5m de altitud, coincidentes con las detectadas en este nuevo conducto.

Un conducto inferior ha sido localizado en el tramo central del perfil, caracterizado por una gran estructura ovalada, descendente y cerrada rellena de materiales poco resistivos (50-200 ohm.m). Presenta una longitud de unos 21m y un espesor máximo de unos 8m. El techo desciende desde los 1.000-1.002m en el límite Este hasta los 993-995m del límite Oeste, paralelo a la pendiente, y el muro va desde los 995m al Este hasta cotas algo superiores a los 985 al Oeste.

Esta estructura debe corresponderse con una galería totalmente colmatada, relacionada directamente con Cueva Peluda, situada apenas a unos 50m de distancia, cuyas bóvedas se desarrollan a cotas similares, entre los 996m del tramo central del conducto y los 1.003 de la lateral ascendente, y el suelo, irregular, presenta el punto más bajo en 990,5m (ver Lámina-Sección 64: CP13 y Alzado 1: perfil de Cueva Peluda), que se encuadran entre las dimensiones observadas por el perfil geofísico en la Campa del Silo. Es de anotar que, tanto el conducto detectado por la tomografía eléctrica como la Galería Principal de Cueva Peluda, se desarrollan bajo las curvas de nivel de 1.005-1.000m de altitud.

Por último, un posible tercer conducto, también colmatado, ha sido detectado en el tramo inicial del Perfil 2, en relación directa con el frente lateral del Valle de Valhondo. En este punto, la imagen resultante muestra un lentejón de valores poco resistivos (200-300 ohm.m) que se internan entre materiales más resistivos (400-1.000 ohm.m). Estamos ante un posible conducto que se abre directamente en la margen del Valle de Valhondo, en contacto con las calizas y dolomías mesozoicas, y que se introduce en estos materiales unos 15m. Sus techos se localizarían aproximadamente en torno a los 993m de altitud, y su base se situaría en torno a los 990m, que se relacionaría, por cotas y situación topográfica, con la Galería Principal de Cueva Peluda, de la que dista unos 30-40m al norte, y quizá se vincule con el pequeño conducto documentado en la sección 1 de Cueva Peluda, situado al Sur de la red conocida, cuyos techos se aproximan a los 992m de altitud.

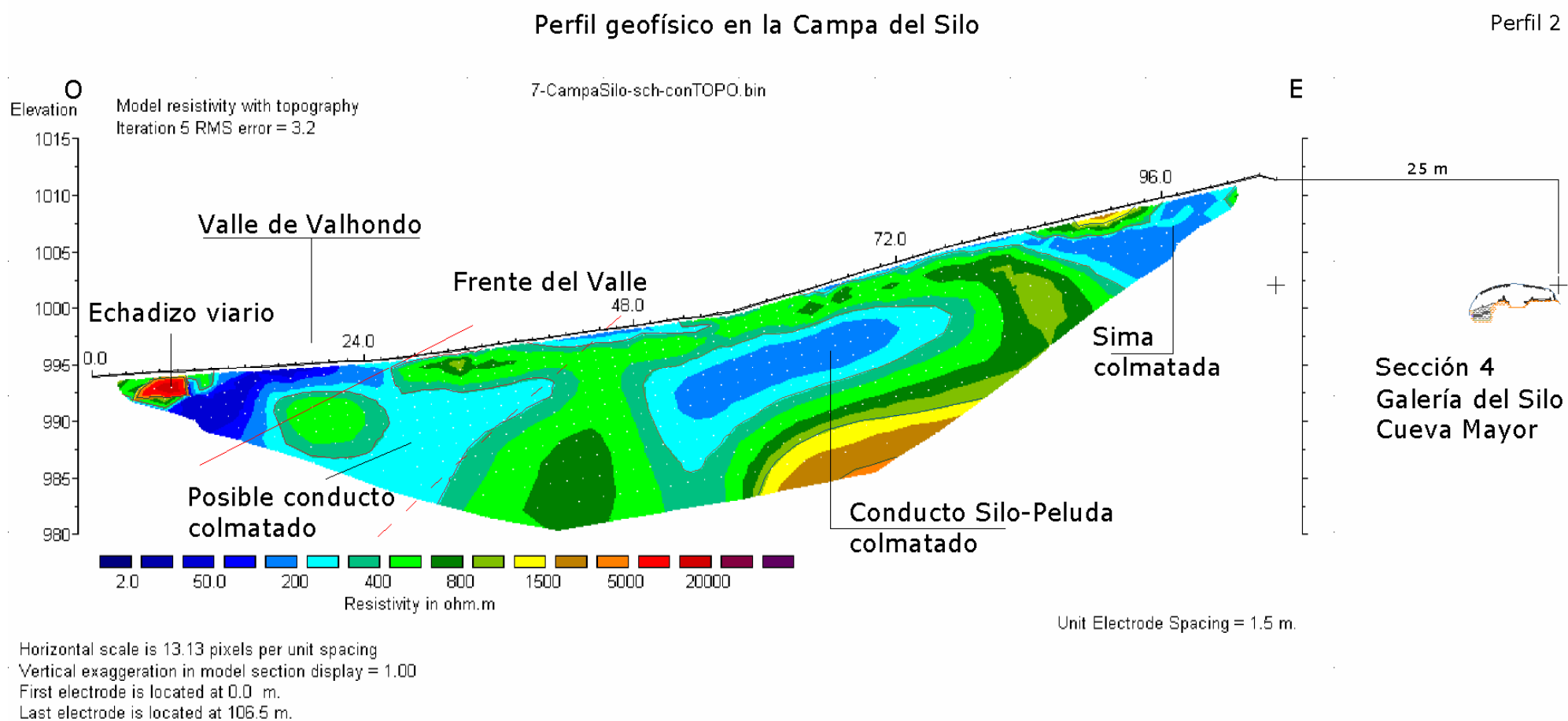


Figura 5.7 Imagen interpretada del Perfil 2, realizado en la Campa del Silo, en la que se observa la presencia de varios conductos kársticos, transversales, desarrollados a diferentes alturas, que deben relacionarse con el 2º y 3º nivel del Karst de la Sierra de Atapuerca

Por la horquilla de cotas de los techos de esta figura, también puede vincularse con el conducto principal de Cueva del Silo, cuya bóveda en la zona de la entrada aparece a 992m, con chimeneas que alcanzan los 993m (Lámina-Sección 52 y 53: CS39 y CS43 respectivamente). Otra posibilidad interpretativa es que estemos ante una de las secciones de la cavidad que finaliza en el contacto de las calizas con las margas miocenas, característica observada en varios tramos finales de los conductos exteriores de Cueva del Silo (Lámina-Sección 54: CS5 y CS7; 61 y 63: CS33), con techos de cantos calizos algo redondeados y margas a cotas de 989-993m s.n.m. La presencia de un conducto, que finaliza al entrar en contacto con el límite calizo con las margas, se documenta en el segundo nivel del karst, sector de Cíclopes, Lámina-Sección 29, cuyo contacto se sitúa a cotas de 1.001m de altitud.

Aunque no podamos confirmar la relación directa y precisa de los conductos detectados en la tomografía eléctrica con los conocidos del Karst de la Sierra de Atapuerca, lo que sí podemos afirmar es que la secuencia de discontinuidades del subsuelo ha descubierto varios conductos vinculados principalmente con el nivel intermedio e inferior del karst, correspondiendo claramente el conducto superior con el segundo nivel, vinculado en cotas con las de la Galería Baja de Cueva Mayor. Los conductos inferiores, más próximos a Cueva Peluda, se desarrollan entre las cotas de esta cavidad y la del Silo, perteneciendo a conductos del nivel inferior del karst, pudiendo corresponder a la conexión más probable entre Cueva del Silo y Cueva Peluda, por la que circularon las gravas metamórficas que se han documentado tanto en el tramo final de Peluda como en el conducto inferior al relleno de Elefante.

5.3.2.3. Tomografía Eléctrica en el Valle de la Propiedad (Perfiles 3-9)

El planteamiento del reconocimiento del terreno del Valle de la Propiedad se consideraba esencial para la comprensión del Karst de la Sierra de Atapuerca, en el que destacan dos complejos de cavidades divididos por la incisión de este valle, el Sistema Cueva Mayor-Cueva del Silo y Cueva Peluda, en la margen izquierda del mismo, y el conjunto de cavidades seccionadas por la Trinchera, entre los que se encuentran la Cueva del Compresor y los conductos fósiles de Dolina-Penal y el Complejo de Galería, en su margen derecha (Figura 5.2, Plano 10).

La necesidad de resolver en términos cuantitativos la funcionalidad de este valle, implicaba determinar la dimensión del mismo, concretando el espesor y localización de las unidades litológicas que lo colmatan, así como determinar la incisión del valle en las calizas mesozoicas, marcador de un nivel de base general del karst, con el fin de disponer de criterios físicos que permitan plantear la relación existente entre las cavidades desarrolladas en ambos márgenes.

Para alcanzar los objetivos planteados se dispusieron los perfiles de tal manera que afectasen transversalmente al valle, con el fin de conocer lateralmente la estructura fluvial. Con este criterio se realizaron 5 perfiles, numerados del 3 al 7 y desarrollados en dirección de las aguas desde el sector de Trinchera hacia el Valle de Valhondo, correspondiendo el perfil 3 a la parte superior de la Trinchera y el 4 a su base, mientras que los perfiles 5 a 7 se sitúan entre la Trinchera y el camino paralelo a ésta, conocido como Camino de Ibeas de Juarros a Atapuerca,

ubicándose concretamente el perfil 7 sobre el trazado de dicho camino, tal y como puede verse en la composición sobre la ortofoto (Figura 5.2) y en el plano topográfico de este sector (Plano 10).

El desarrollo longitudinal de este valle se muestra en los perfiles 8 y 9, que corresponden a dos montajes, compuestos por la relación de las secciones longitudinal 8, 9 y 10. El tramo inferior de estos perfiles es único para ambos, con una longitud de 142m y separación entre electrodos de 2m, diferenciándose en dos trazados el tramo superior. El desarrollo más meridional de estos perfiles afecta a un sondeo de unos 70,5m de longitud y espaciado entre electrodos cada 1,5m, identificado como Perfil 8, mientras que el que se desdobra hacia el Noreste se identifica con el Perfil 9 y presenta una longitud total de 240m, superponiéndose 40m sobre el tramo común inferior. El espaciado entre electrodos es de 2m.

Estos perfiles van a mostrar un desarrollo longitudinal casi continuo del Valle, mostrando el Perfil 8 un total de unos 213m mientras que el Perfil 9 alcanza los 240m, que permiten constatar la topografía de la incisión del Valle de la Propiedad.

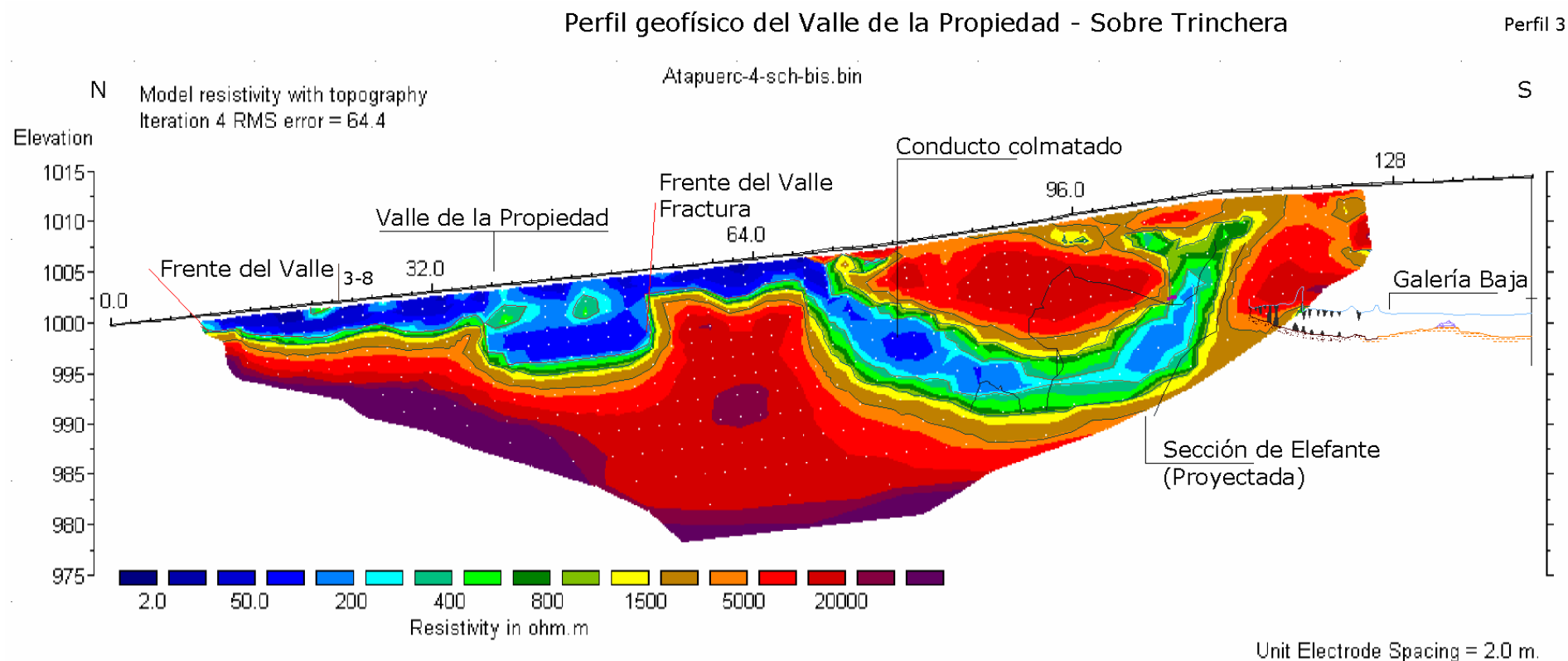
A continuación se van a analizar las imágenes resultantes, comenzando por los perfiles transversales 3 a 7.

- *Perfil 3: Perfil transversal del Valle de la Propiedad (Techo de la Trinchera)*

El Perfil 3 está situado en la parte superior del frente oriental de la Trinchera, afectando tanto al Valle de la Propiedad como al conducto de la Galería Baja, en relación con el sector situado al Este del relleno de Elefante y el tramo final de la galería citada. Este perfil parte del punto localizado en la coordenada UTM X: 457.335,9Y: 4.689.078,8 y Z: 997,5 hasta el situado en X: 457.477,3 Y: 4.688.947,5 y Z: 1.014,4, presentando un desarrollo de 142m y un espaciado entre electrodos de 2m. La topografía del perfil muestra una pendiente descendente hacia el Norte, en donde se localiza el centro del valle (Figuras 5.2 y 5.8, Plano 10).

En este perfil se situó un extremo del sondeo sobre los últimos 20m del tramo final de la Galería Baja. Conducto caracterizado por tener un desarrollo horizontal, cuya bóveda se encuentra relacionada con cotas próximas a los 1.000m s.n.m., que evoluciona hacia un perfil ascendente en su tramo final, llegando a colmatarse la bóveda del conducto a los 1.001,6m. Este sector se caracteriza por la presencia de chimeneas que superan los 1.003m de altitud (Ortega *et al.*, 2005: 168-169) y por presentar, justo en la vertical del final del conducto, un paquete calizo de unos 11-11,5m de espesor.

Al estar emplazado un extremo el perfil con el tramo final de la Galería Baja, dicho conducto no ha quedado reflejado en la imagen de la tomografía y únicamente podemos señalar que la superposición del perfil topográfico del tramo endokárstico con la secuencia de resistividades puede mostrar cierta vinculación con el inicio de una estructura envolvente marcada por los valores de 10.000-20.000 ohm.m que aparece en el extremo meridional de la imagen, parcialmente representada por la invalidez de los electrodos 61 a 71, correspondientes a los últimos metros del perfil de tomografía eléctrica.



Horizontal scale is 13.13 pixels per unit spacing
Vertical exaggeration in model section display = 1.00
First electrode is located at 0.0 m.
Last electrode is located at 142.0 m.

Figura 5.8

Imagen interpretada del Perfil 3, realizado transversalmente en el Valle de la Propiedad, sobre el frente Este de la Trinchera del Ferrocarril, en la que se destaca la morfología inferior del valle y la presencia de un conducto kárstico relacionado con el conducto de Galería Baja-Elefante.

La imagen resultante del dispositivo Schlumberger es la más clara y coherente, destacando por la presencia, en su mitad meridional, de un conducto longitudinal de unos 40m, abierto directamente en la margen sur del Valle de la Propiedad, que aparece totalmente colmatado con materiales que aportan una resistividad de 50-200 ohm.m. Este conducto presenta un perfil en "U" abierta, en donde las mayores resistividades se concentran en un punto topográfico cuyas coordenadas centrales son X: 457.349 Y: 4.689.004 y Z: 1.000m.

El conducto se abre en el margen meridional del Valle de la Propiedad, presentando su boca de entrada a cotas próximas a los 1.005m, a partir de una pequeña plataforma plana sobre el lecho del cauce del arroyo de la Propiedad. El conducto va a descender rápidamente hasta alcanzar el punto más bajo de los materiales, con resistividades de 800 ohm.m, a una cota relacionada con los 994,2m de altitud aproximadamente. Esta cota de base del conducto se corresponde con los puntos bajos del nivel intermedio del karst de la Sierra de Atapuerca, en concreto con el detectado en la Sala Cíclopes, y profundiza en torno a 1,5m por debajo del punto inferior del arroyo de la Propiedad detectado en el sondeo.

Este conducto presenta un desarrollo vertical en su extremo meridional que marca un techo para los rellenos, en torno a los 1.005m de altitud, y una posible bóveda relacionada con cotas próximas a los 1.009m, horquilla que incluye el tramo vertical de la sección de Elefante. La situación topográfica de esta estructura vertical, en relación con el sector de entrada de Elefante y el tramo final de la Galería Baja, podría corresponder con un posible ramal o lateral de la Galería Baja, desarrollada a favor de la fracturación, como la encontrada en la pared sur del corte de Elefante. Por ello puede plantearse que se está ante un conducto que daría acceso directo al Valle de la Propiedad, vinculado con el tramo final de Baja-Elefante.

Además, la imagen proporcionada por el dispositivo Schlumberger-Wenner presenta una representación coherente y posible sobre la forma del Valle de la Propiedad, que aparece colmatado de materiales cuya resistividad va desde los 2 y los 200 ohm.m, que incluyen lentejones de resistividades de 400 ohm.m que deben corresponder a los diferentes niveles de gravas descritos en el corte visto de la Trinchera del Ferrocarril (Benito, 2004: 246-247). Esta imagen presenta un contacto claro entre el relleno fluvial y la roca caliza, aunque muestra una topografía irregular y diferenciada. El tramo central de la imagen (mitad septentrional del valle) presenta una mayor incisión, con un fondo situado en torno a los 996m s.n.m. por los aproximadamente 998,5m s.n.m. del cauce de la mitad meridional de este valle. La forma de este tramo central podría corresponder con la mitad inferior de una estructura ovalada, que podría corresponder con una forma cerrada posiblemente relacionada con un conducto kárstico cuya bóveda ha sido desmantelada por la incisión del valle.

La incisión del arroyo de la Propiedad en las calizas muestra la existencia de escalones (también reflejados en el Perfil 4), topográficamente vinculados con la diferente sedimentación aluvial-coluvial detectada en el frente de la trinchera (Benito, 2004: 246-247).

- *Perfil 4: Perfil transversal del Valle de la Propiedad (base de Trinchera)*

Perfil situado en la base del frente oriental de la Trinchera del Ferrocarril entre Tres Simas Sur y Elefante (superado), en las coordenadas que van desde X: 457.304,8 Y: 4.689.106,8 y Z: 987,4 al Norte, hasta X: 457.333,3 Y: 4.688.969,7 y Z: 990,3 m de altitud al Sur, correspondiente a una longitud de 142 m, con un espaciado entre electrodos de 2m (Figuras 5.2, 5.9-5.10, Plano 10).



Figura 5.9 Imagen de la situación del Perfil 3 en la base de Trinchera, entre el relleno de Elefante y Tres Simas (Fotografía: A. I. Ortega)

La imagen proporcionada por ambos dispositivos, Schlumberger-Wenner y Dipolo-Dipolo, es bastante diferente. A pesar de que en teoría el dispositivo Dipolo detecta mejor cavidades y el Schlumberger contactos, este último dispositivo ha proporcionado mejores resultados, o al menos geológica y geomorfológicamente más coherentes, con una secuencia de resistividades que facilitan una mejor interpretación, en comparación con el Dipolo cuyos resultados son muy raros y con muchísimo ruido, por lo que se optó por trabajar con la imagen proporcionada por el dispositivo Schlumberger-Wenner.

Este perfil marca claramente el relleno de la entrada de Elefante, así como el inicio del conducto inferior al mismo, detectado con sondeos mecánicos, a cotas del techo próximas a 985m.

En el centro del perfil aparece la resistividad diferencial que marca el relleno de sedimentos terrígenos (2-200 ohm.m), apoyados en la caliza (con valores superiores a 400 ohm.m), sobre la topografía irregular del fondo del Valle de la Propiedad, con mayor incisión en la mitad sur de la sección (ya observada en el perfil anterior), que alcanza cotas algo inferiores a 980m, mientras que la mitad norte del valle presenta su fondo en torno a 980m.

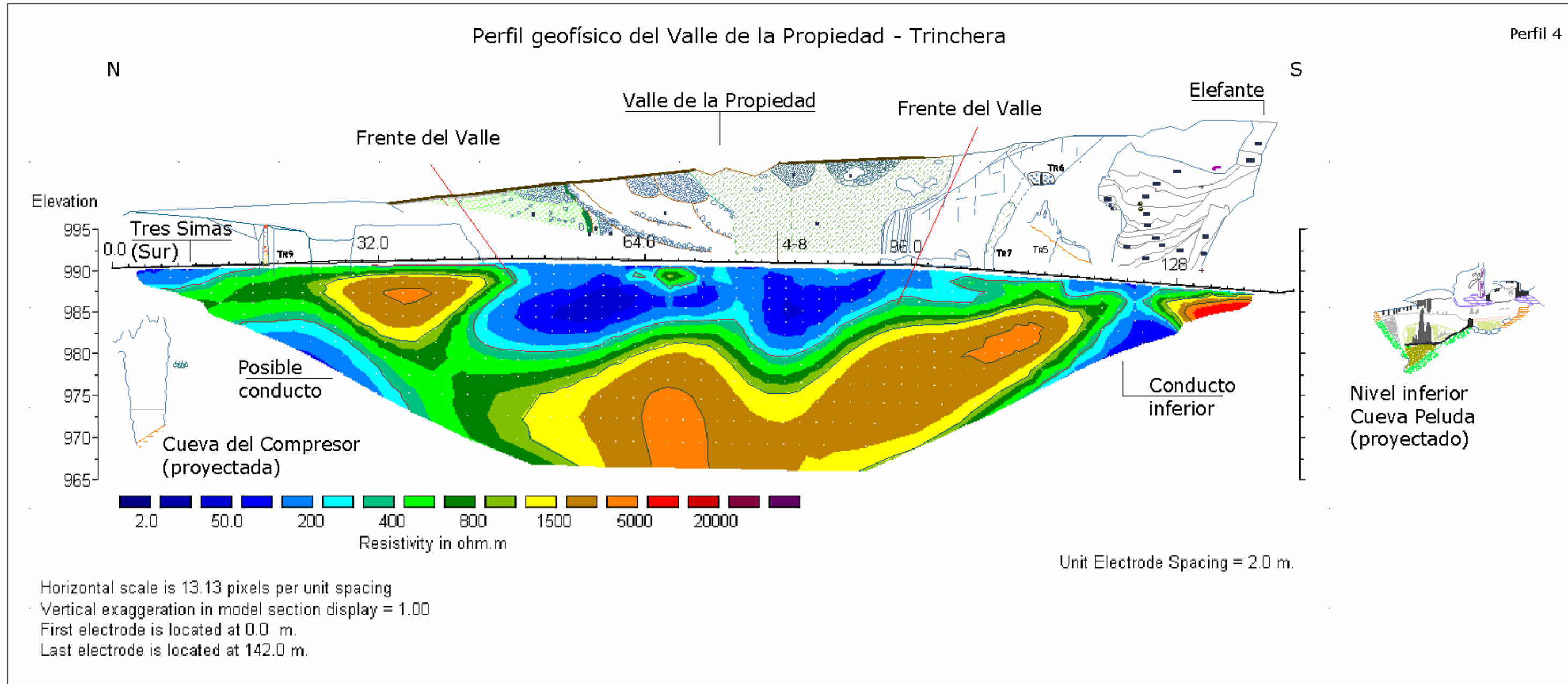


Figura 5.10 Imagen interpretada del Perfil 4, realizado transversalmente al Valle de la Propiedad, en la que se destaca la morfología inferior del valle y del relleno de Elefante.

Los frentes de este valle se sitúan entre los 46m y los 98m del inicio del perfil, coincidiendo con los límites calizos observados en los frentes de la Trinchera del Ferrocarril. Se quiere destacar que entre 62 y los 70m aparece un lentejón de resistividad relacionado con los valores de 400-800 ohm.m, que podría relacionarse con grandes bloques calizos, como los que se observan en la sección, o con la presencia niveles carbonatados de gravas fluviales (Benito, 2004: 246-247).

En la mitad norte del perfil, al inicio del mismo, se muestra el conducto relleno de sedimentos terrígeno de Tres Simas-Sur y su continuación en el borde occidental de la Trinchera. Este conducto presenta una base próxima o superior a 987,5m. Parece intuirse un nuevo conducto relleno de sedimentos en el límite N de la sección, con techos a cotas de 984m, coincidentes tanto con el conducto inferior a Elefante, que se debe corresponder con el nivel inferior de Cueva Peluda, como con el nivel de bóvedas de la Cueva del Compresor, localizada en la margen derecha de este vallejo.

- *Perfil 5: Perfil transversal del Valle de la Propiedad (aguas abajo de Trinchera)*

Realizado en el ensanche de la pista que va desde el camino que bordea la Sierra a la escalera metálica y desciende a la base de Trinchera, así como a los miradores de los yacimientos de Galería y Dolina por un lado y al de Elefante por el otro. En concreto, se situó delante de los actuales escalones que dan acceso a este último sitio. Se encuadra entre las coordenadas UTM X: 457.289,5 Y: 4.689.056,6 y Z: 993,7 del inicio, situado al norte, y X: 457.305,5 Y: 4.688.974,7 y Z: 1.001,2m. Presenta una longitud de unos 142m y los electrodos se separaron cada 2m (Figuras 5.2 y 5.11, Plano 10).

De los dispositivos empleados, la imagen más clara es la resultante con Schlumberger-Wenner, mostrando la margen sur del Valle de la Propiedad en la coordenada UTM: X: 457.298,5 Y: 4.688.993 y una cota próxima a los 994m s.n.m., punto en el que el perfil geofísico presenta en profundidad el desarrollo de una figura ovalada abierta hacia el Norte, colmatada de sedimentos cuya resistividad es de 50-200 ohm.m. Su techo se sitúa en torno a los 995 y su base alrededor de los 982m de altitud. Esta estructura corresponde linealmente con el frente del valle observado en el perfil 4, y visto en Trinchera, y podría representar al mismo, aunque la mayor incisión de su base y su forma circular podría hacernos plantear que posiblemente estemos ante la sección transversal de un conducto cuya boca se abre al propio valle, mejor diferenciado en la imagen resultante del dispositivo Dipolo. En este caso podríamos estar ante una apertura kárstica que presenta un rápido descenso del suelo rocoso.

Esta imagen señala, además, claramente la irregularidad del fondo del Valle de la Propiedad, que puede corresponder a formas ovaladas de disolución de cavidades capturadas, observada en los perfiles analizados aguas arriba, cuyo fondo se sitúa en una cota próxima a los 985,7m para el sector central y los 986,5m para la mitad sur del cauce del valle, cotas superiores al tramo norte del valle, base del conducto o recodo colmatado.

En este perfil destacan los valores de resistividad de 400-1.000 ohm.m (atribuidos a la caliza) por marcar una topografía irregular, mostrando una imagen en la que se intuyen una serie

de cavidades colmatadas, un tanto difíciles de interpretar, abiertas en el lecho lateral del valle. En este punto se debe indicar que la mitad izquierda de la imagen obtenida ha sido tratada con el fin de conseguir un resultado coherente, debido al fallo que sufrió el aparato, por lo que la interpretación de los datos de este sector debe ser tomada con mucha prudencia.

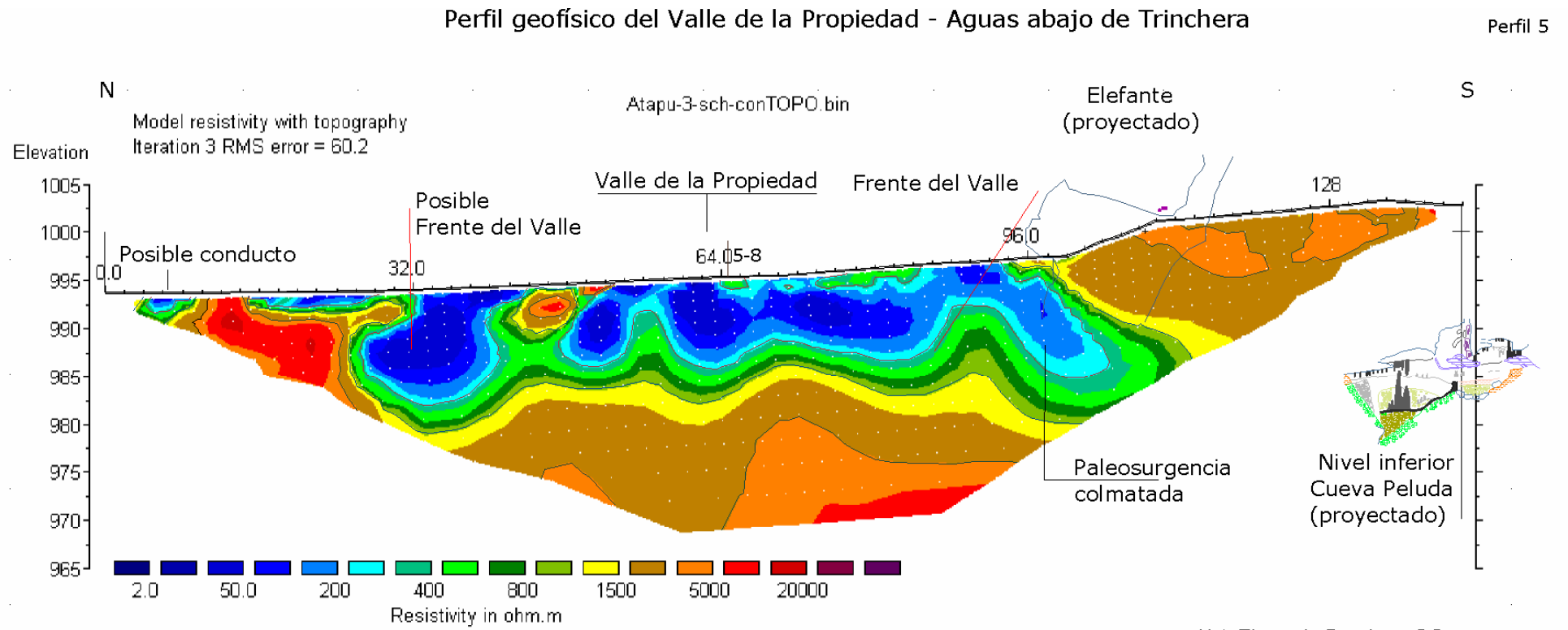
Hecha esta aclaración, si superponemos los resultados del Perfil 4 con los que aquí se analizan, se observa como la estructura cerrada de resistividades 1.500-5.000 ohm.m se corresponde espacialmente con la pequeña mancha, de valores 400-1.000 ohm.m, detectada en el perfil de la base de Trinchera (Figura 5.11), que podemos interpretar relacionadas, desarrollándose aguas abajo.

Otro elemento que constatamos en esta superposición de sondeos geofísicos es que los fondos del valle muestran cierta anomalía, dado que en el Perfil 5, el fondo del valle del arroyo de la Propiedad presenta cotas de base algo superiores a las documentadas en el Perfil 4 (base de trinchera) situado aguas arriba, correspondiendo al sector N una diferencia de algo más de un metro, mientras que en el tramo S esta diferencia alcanza los 6m. Una posible interpretación a esta anomalía en el desarrollo del valle puede estar debida al margen de aproximación que presenta el método en relación a la precisión topográfica de los diferentes materiales, al fallo que sufrió el aparato en la toma de campo, o a la captura de cavidades preexistentes a la incisión del valle, marcando una irregular topografía controlada por la existencia de huecos kársticos.

La imagen de este perfil determina que el valle de la Propiedad está colmatado con sedimentos de baja resistividad (valores medios de 20-200 ohm.m), presentando a techo pequeñas estructuras de resistividades de 400-800 ohm.m, que deben corresponder a materiales carbonatados (como bloques de caliza), a escombreras o a un preparado para el firme del camino que a mediados del siglo XX ascendía, salvando el desnivel de la Trinchera, a la cumbre del San Vicente.

La irregularidad topográfica del fondo del valle mostrada en este perfil parece marcar la presencia de diferentes estructuras, que se pueden identificar con conductos kársticos, avalando la hipótesis de captura de galerías subterráneas por la incisión fluvial del arroyo de la Propiedad.

En la mitad meridional del perfil aparece una estructura que se desarrolla desde el fondo del valle y que puede corresponder con un conducto colmatado con materiales poco resistivos, que se relaciona en cotas con el descrito en el frente septentrional de esta sección, así como con la base de Elefante y el conducto inferior de este relleno y de Cueva Peluda. Por su localización topográfica, abierta en el lecho del Valle de la Propiedad se puede estar ante una paleosurgencia del nivel intermedio del karst, en relación con el Sistema Cueva Mayor-Cueva Peluda.



Horizontal scale is 13.13 pixels per unit spacing
Vertical exaggeration in model section display = 1.00
First electrode is located at 0.0 m.
Last electrode is located at 142.0 m

Figura 5.11 Imagen interpretada del Perfil 5, realizado en el Valle de la Propiedad, en la que se destaca la morfología inferior del valle y la presencia de un posible conducto abierto en el lecho del cauce.

- *Perfil 6: Perfil transversal del Valle de la Propiedad (aguas abajo de Trinchera)*

Realizado en el límite del ensanche del camino que va desde Ibeas de Juarros a Atapuerca, que bordea la Sierra, al sendero de los miradores de los yacimientos y a la escalera de acceso al inferior de la Trinchera (Plano 10). Este perfil se efectuó con el fin de poder disponer de una sección sin distorsiones, dado el fallo técnico que se produjo en los perfiles anteriores (Figuras 5.2 y 5.12).

Presenta una longitud transversal al Valle de la Propiedad de 142m, cuyo inicio se sitúa en la coordenada X: 457.255,8 Y: 4.689.034,9 y Z: 991,8 y su final en X: 457.286,7 Y: 4.688.914,4 y Z: 999,9m s.n.m. El espaciado entre electrodos es de 2m.

En este perfil, los dispositivos de medida Schlumberger-Wenner y Dipolo-Dipolo han proporcionado imágenes coincidentes lo que avala la fiabilidad de los resultados, por lo que se comentarán ambas imágenes de forma simultánea.

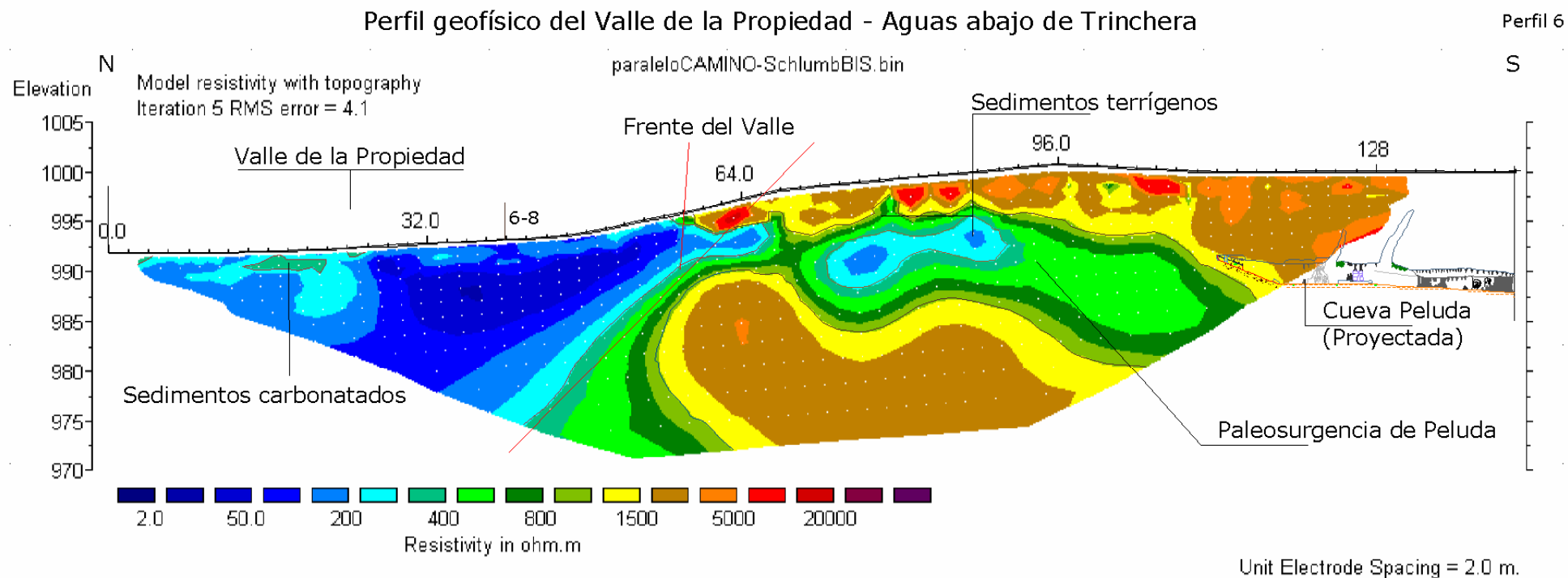
El perfil se inicia en el interior del Valle de la Propiedad y destaca por haber puesto en evidencia la presencia de un conducto, localizado transversalmente (aunque posiblemente se encuentre algo inclinada su sección hacia el desarrollo longitudinal de la galería), y ubicado entre las coordenadas X: 457.270,5 Y: 4.688.933 y X: 457.277 Y: 4.688.910, presentando su techo una forma abovedada en cotas próximas a los 995,5 y 993m de altitud.

Este conducto, aparece colmatado y relleno de materiales que ofrecen baja resistividad (200 ohm.m), situado en apenas 30m de distancia del final del conducto principal de Cueva Peluda, que culmina mediante la colmatación por sedimentos del exterior, parcialmente excavados por T. de Torres, quien recuperó restos faunísticos de *Ursus deningeri* junto a industrias líticas achelenses (Modo 2). Este sector de la cavidad presenta una bóveda ascendente que finaliza en 991,5m de altitud (Lámina-Sección 67: CP1, Alzado 1).

Este perfil únicamente ha detectado la presencia de la mitad meridional del Valle de la Propiedad, que muestra una colmatación de materiales de baja respuesta resistiva (50-200 ohm.m), a cuyo techo, en el extremo izquierdo, aparece un gran lentejón de materiales con valores de 400-800 ohm.m, que podría estar indicando la existencia de niveles o canales de gravas procedentes de los sedimentos fluviales del arroyo de la Propiedad, documentados en el frente descubierto de la Trinchera (Benito, 2004: 246-247).

La ubicación de este perfil, centrado en detectar la continuación del conducto de Peluda, no ha permitido conocer el fondo rocoso del valle, que debe encontrarse en una cota inferior a los 974,5m, según los datos de profundidad obtenidos por el dispositivo Schlumberger-Wenner.

Ambos métodos sitúan el escarpe lateral del valle en las coordenadas UTM de X: 457.267 Y: 4.689.000 y Z: 992,5. Al igual que ocurría en el sondeo 5, parece intuirse la presencia de un resalte rocoso (abrigo) de unos 12m de vuelo, abierto en el cauce, que está colmatado de sedimentos poco resistivos (50-200 ohm.m), y que se puede interpretar por localización topográfica con la paleosurgencia de Cueva Peluda.



Horizontal scale is 13.13 pixels per unit spacing
 Vertical exaggeration in model section display = 1.00
 First electrode is located at 0.0 m.
 Last electrode is located at 142.0 m.

Figura 5.12 Imagen interpretada del Perfil 6, realizado en el Valle de la Propiedad, en la que destaca la presencia de un conducto, posiblemente relacionado con la continuación de Cueva Peluda.

- *Perfil 7: Perfil transversal del Valle de la Propiedad (aguas abajo de Trinchera sobre el camino de Ibeas de Juarros a Atapuerca)*

Realizado en el camino que bordea la Sierra, conocido como camino de Ibeas de Juarros a Atapuerca, y que une el área de recepción de visitantes con el acceso a los miradores de los yacimientos. Se sitúa entre las coordenadas X: 457.227,1 Y: 4.689.081,5 y Z: 988 al norte, hasta X: 457.241,1 Y: 4.688.941,4 y Z: 990,3 al Sur. Presenta un desarrollo de 142m, con un espaciado entre electrodos de 2m (Figuras 5.2 y 5.13, Plano 10).

La imagen proporcionada por este sondeo muestra importantes errores de medida en la mitad septentrional, siendo únicamente válidos los datos que se sitúan en su mitad meridional. Este perfil presenta en la mitad meridional una forma ovalada, posiblemente representativa de un conducto seccionado longitudinalmente o varios transversales paralelos, que destaca por la presencia de una clara diferencia resistiva en el tramo central, marcada en valores que van de 2-200 ohm.m. Este conjunto puede corresponder con un conducto colmatado, visto en sección transversal, con bóvedas situadas en torno a los 982-983m de altitud y su base en torno a los 976-980m s.n.m., posiblemente relacionado con la red de Cueva Peluda, en vinculación con su nivel inferior. El conducto presenta continuidad lateral en materiales que muestran valores de 400-800 ohm.m de resistividad. Valores atribuidos a la caliza y que podrían interpretarse como la presencia de un reducido conducto colmatado (con ¿materiales carbonatados?), relacionado con el anterior.

Este perfil marca, además, claramente el fondo del Valle de la Propiedad, en su mitad oriental, en torno a una cota inferior próxima a los 981m. Es curioso anotar que el fondo del valle aparece a una cota algo superior a la base del conducto colmatado detectado en este perfil. Esta situación de las cotas nos estaría hablando de la existencia de conductos por debajo del nivel del valle, vinculado y/o abierto a éste, que en momentos de las aguas altas de la Sierra de Atapuerca actuarían como sumideros, tan típicos del karst.

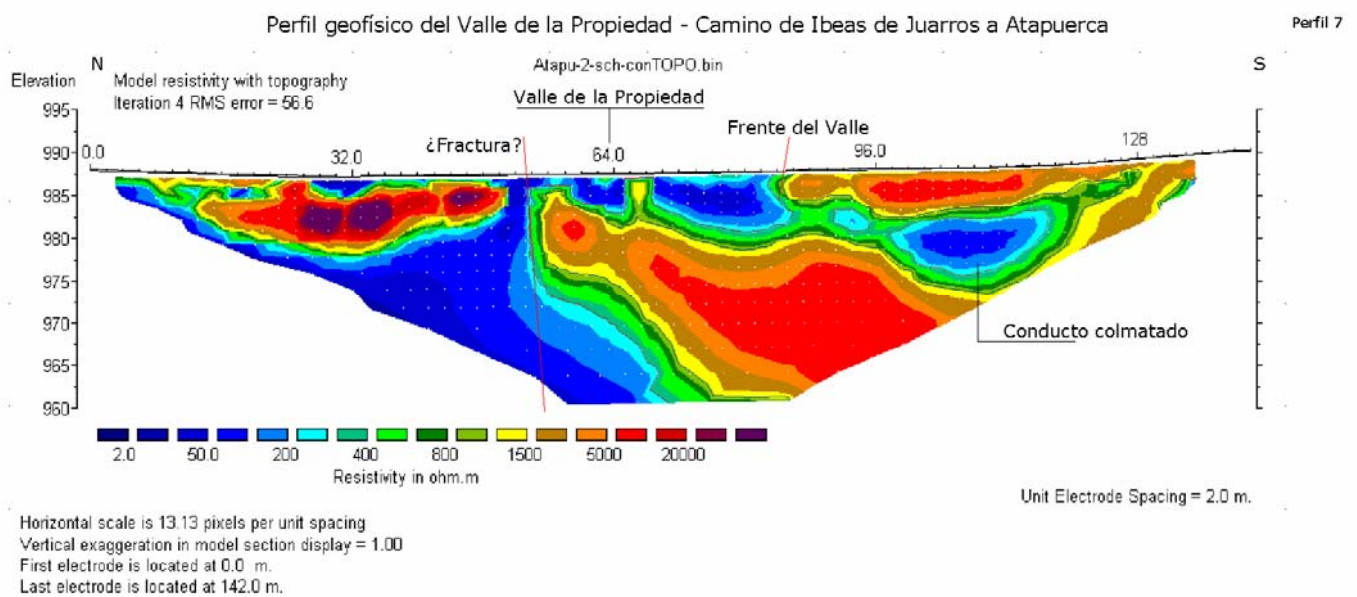


Figura 5.13 Imagen interpretada del Perfil 7, realizado en el Valle de la Propiedad, mostrando la presencia de un conducto colmatado, posiblemente relacionado con el nivel inferior de Cueva Peluda.

- *Perfil 8: Perfil longitudinal del Valle de la Propiedad I*

Perfil que, junto con el nº 9, se realizó con el fin de caracterizar el perfil longitudinal y la profundidad del Valle de la Propiedad, así como disponer de elementos de valor para conocer si se está ante un valle kárstico. Estos dos perfiles (8 y 9) han sido compuestos con la combinación de tres perfiles longitudinales del valle dispuestos en tramos superpuestos con el fin de disponer de una secuencia completa del tramo del valle situado en el sector de Torcas (Plano 10 y Figuras 5.2 y 5.14).

El perfil 8 sitúa su tramo inferior en la zona más centrada del Valle, sobre el camino que asciende a la cumbre de San Vicente. Su primer electrodo se localiza en la coordenada UTM X: 457.247,5 Y: 4.689.012 y Z: 989 y el último en la coordenada X: 457.368,6 Y: 4.689.051,8 y Z: 1.005,9m, dando una longitud de 142m, con un espaciado entre electrodos de 2m. Por su parte, el tramo superior, desarrollado sobre el eje central del cauce del arroyo de la Propiedad, se emplaza a unos 8,5m de distancia con respecto del último electrodo (nº 71) del tramo inferior, fijando sus coordenadas iniciales en X: 457.384,9 Y: 4.689.058,6 y Z: 1.005,1 y las finales de X: 457.448,9 Y: 4.689.040 y Z: 1.015,7m, proporcionando una longitud lineal de 63m y un espaciado de 1,5m entre electrodos.

La utilización de los dispositivos Schlumberger-Wenner y Dipolo-Dipolo ha proporcionado imágenes similares, siendo la imagen resultante con el primero la más clara de las dos. Estas imágenes especifican la presencia de un escalón en el perfil del arroyo de la Propiedad, situado en la coordenada UTM X: 457.413 Y: 4.689.054 y Z: 1.009, que marca una incisión de unos 6m, que debe relacionarse con un descenso en el nivel de base local o con la captura de un conducto subterráneo. Otra característica que evidencia la tomografía eléctrica es la colmatación del valle con sedimentos aluviales y coluviales, representada por el grupo de materiales con valores de 50-200 ohm.m.

El Valle de la Propiedad se caracteriza por tener un desarrollo longitudinal sobre los materiales con resistividades superiores a 400 ohm.m, correspondientes a las calizas cretácicas, cuyo fondo evoluciona desde cotas superiores a los 1.008m de altitud, en el límite Este del perfil, hasta las próximas a los 984m de altitud del extremo occidental del mismo, aguas abajo. El sondeo muestra un perfil longitudinal del valle colmatado que presenta una pendiente media de unos 10º, pero que, en el escalón, su fondo alcanza una pendiente de unos 29º de incisión, a cota de unos 1.008,5-1.002m s.n.m. Los trabajos de A. Benito Calvo (2004: 242-249) aportan una correlación geométrica de los sedimentos aluviales y coluviales del Valle de la Propiedad con los procedentes de la T4_{AZN} (+60-67m) del Arlanzón, y con los sedimentos del nivel inferior del arroyo de Cueva Mayor.

El sector central del sondeo muestra el reflejo en profundidad de la topografía de la estructura negativa de la Trinchera del Ferrocarril. Esta anomalía en el desarrollo continuo del perfil del valle puede deberse a que el método plasme los cambios bruscos de la topografía superficial (Porres, 2003), por lo que la incisión del valle debería presentar una topografía continua, relacionada con la pendiente general. Otra posibilidad es que la irregular orografía manifestada en este punto pueda estar marcando la existencia de un escalón en la incisión

relacionado, o con algún evento concreto vinculado con cotas de 987-984m, o con la presencia próxima de sumideros kársticos, dolinas o conductos capturados, que originarían el tramo encañonado (Nicod, 1997).

Esta anomalía también se constata en los perfiles transversales del Valle de la Propiedad (Perfiles 4-7), por lo que se debería tener en cuenta a la hora de su interpretación, que pudiera estar relacionada con algún fenómeno kárstico que no podemos precisar.

Los trabajos de prospección del subsuelo han determinado que el valle está colmatado con materiales de baja resistividad, cuyos valores van desde los 2 a los 300 ohm.m. A techo de este relleno, las resistividades superiores a 400 ohm.m pueden corresponder a pequeños lechos de gravas carbonatadas o tener relación con estructuras pavimentarias de compactación del camino militar que asciende a la sierra y que superó el desnivel de la Trinchera con una importante unidad de relleno compactada.

Es de destacar que la escombrera procedente de las obras de la Trinchera del Ferrocarril se refleja en los valores de 1.500-20.000 ohm.m del lentejón colgado que aparece a la izquierda del vaciado de la Trinchera. Este lentejón está sobre un paquete homogéneo de sedimentos escasamente resistivos (50-200 ohm.m), correspondiente a la colmatación fluvial, que presenta una potencia media de entre 8 y 10m. El relleno del arroyo de la Propiedad muestra una pendiente cuyo techo desciende desde los 1.000-1.002m, en el límite Este, hasta los 993-995m de altitud del límite Oeste, y su muro va desde los 999-1.000m al Este, hasta algo menos de los 984m al Oeste, en el entorno del valle del Pico.

El tramo superior de este perfil, sobre el escalón del valle, se caracteriza por los valores muy resistivos, propios de materiales calizos mesozoicos de la Sierra de Atapuerca. Más difícil de interpretar es la anomalía situada a techo de los materiales calizos, con valores altamente resistivos (superiores a 20.000 ohm.m), que podría estar relacionada con antiguas escombreras de las canteras detectadas en superficie, dado que, si comparamos la forma de esta imagen con la proporcionada en el sondeo de comprobación de Peluda (Perfil 1) observamos que ambas imágenes se separan en la medida de sus valores, que en este caso son superiores a los representados para los conductos aéreos de Peluda, por lo que desestimamos la interpretación de estar ante conductos o galerías aéreas, y dichos valores deben corresponderse a características propias de la acumulación de la galga de roca caliza.

Por el contrario, el método Schlumberger, que profundiza más, presenta en una posición inferior a la imagen anterior una forma oval de unos 12m de largo por unos 6m de alto, rellena de materiales de menor resistividad (encuadrados entre los 400-800 ohm.m). Esta estructura oval se localiza en una coordenada central de X: 457.422 Y: 4.689.051 y entre las cotas ortométricas de los 1.003,5m de altitud a techo y los 998,5m del muro, y puede ser interpretada como un elemento que presenta menor resistividad al conjunto de la masa rocosa que lo engloba, un posible conducto quizá colmatado con materiales carbonatados (espeleotemas).

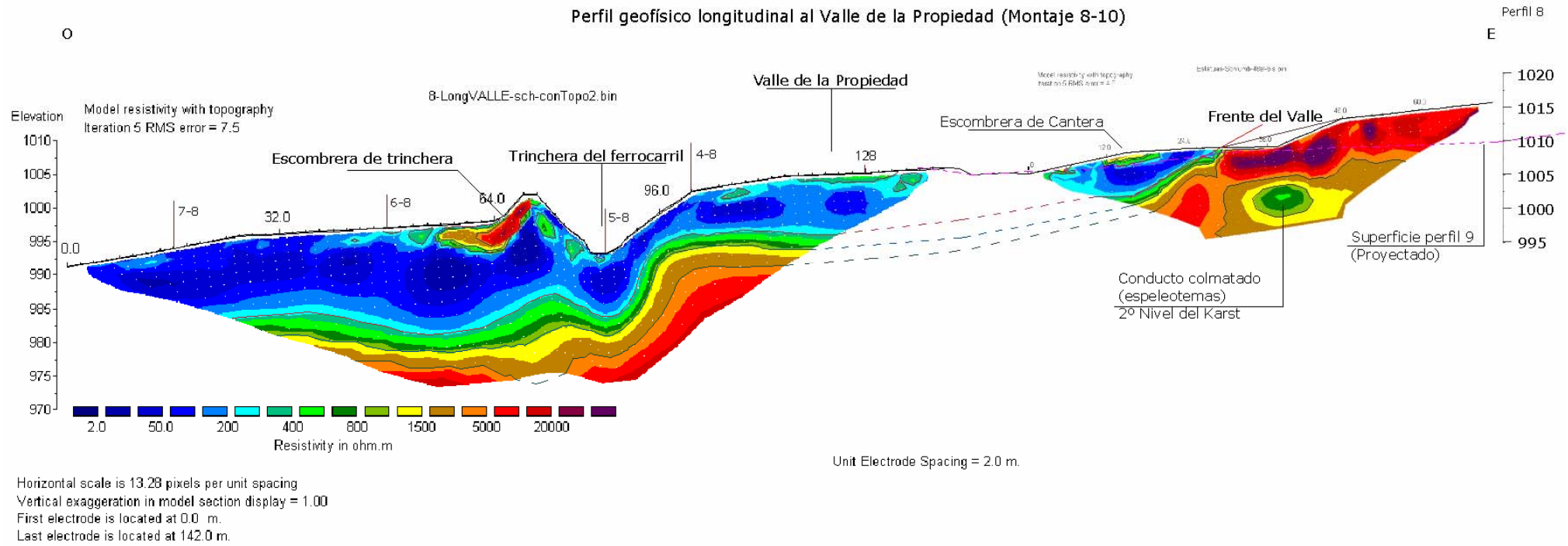


Figura 5.14 Imagen desarrollada del Perfil 8, realizada sobre el Valle de la Propiedad, en la que destaca la morfología de su perfil longitudinal, así como la presencia de un posible conducto, situado aguas arriba del valle.

De tratarse de un conducto debe estar relacionado con los detectados en el perfil 9, situados a unos 25m al Norte y que aparecen colmatados de sedimentos poco resistivos, con los que presenta coincidencia en cotas de sus bóvedas.

- *Perfil 9: Perfil longitudinal del Valle de la Propiedad II*

El perfil 9 corresponde a la segunda composición del valle longitudinal del arroyo de la propiedad. El tramo inferior del perfil es el mismo que el desarrollado en el perfil 8, por lo que no insistiremos en su descripción. El tramo superior del Perfil se desarrolló siguiendo el camino que asciende a la sierra, solapando unos 36m de perfil con el tramo inferior con el fin de disponer de una imagen continua, que se inicia en el borde de la Trinchera hasta alcanzar la coordenada X: 457.464,1 Y: 4.689.095,8 y Z: 1.012,1m, realizando un perfil de 142m con un espaciado de 2m entre electrodos (Figuras 5.2 y 5.15, Plano 10).

Al igual que en el perfil anterior la utilización de los dos dispositivos de medida Schlumberger-Wenner y Dipolo-Dipolo han proporcionado imágenes similares, siendo la resultante con el primer dispositivo la más coherente de las dos.

La parte superior del perfil 9 muestra una imagen en la que se localiza el contacto del borde Norte del valle de la Propiedad, en forma de escalón de unos 10m de profundidad, coincidente con el detectado en el tramo perfil 8. Este contacto aparece en las coordenadas absolutas de X: 457.383 Y: 4.689.065 y Z: 1.005. El valle está relleno con materiales poco resistivos (50-200 ohm.m), que presentan a techo unidades con valores de 400 ohm.m, posiblemente relacionadas con echadizos calizos (canteras) o preparados del camino que ascendía a la cumbre del San Vicente.

A partir de este punto, el perfil se desarrolla sobre las calizas mesozoicas de la Sierra, en el lateral izquierdo del Valle, alejándose del eje del Valle de la Propiedad. En este tramo del perfil destaca la presencia de una imagen cerrada rellena de materiales poco resistivos (50-2000 ohm.m) que se interpreta como un conducto colmatado, de sección alargada y apertura vertical, ubicado en unas coordenadas centrales X: 457.399 Y: 4.689.068 y Z: 1.005,6.

Las imágenes proporcionadas por los dispositivos Schlumberger-Wenner y Dipolo-Dipolo difieren en la forma de este conducto, presentando el primero un doble conducto cuyos techos se podrían situar en relación a los 1.003-1.002m de altitud y su base en los 989m para el conducto derecho y los 991m para el izquierdo, mientras que la imagen resultante con Dipolo muestra una única estructura cerrada longitudinal, que correspondería a un ancho conducto, de unos 30m por 8-10m de alto, con techos algo inferiores a los 1.000m de altitud y una base máxima próxima a los 990m de altitud.

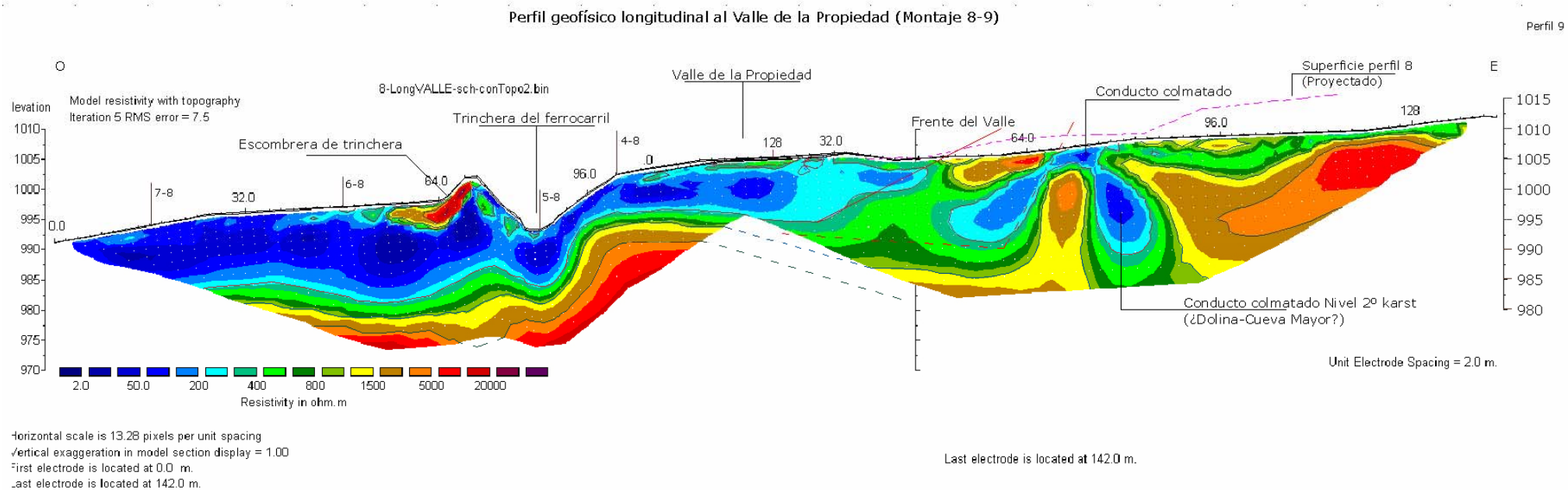


Figura 5.15 Imagen desarrollada del Perfil 9, realizada sobre el Valle de la Propiedad, en la que destaca la morfología del perfil longitudinal, así como la presencia de dos conductos colmatados de sedimentos.

Por último, tenemos que indicar la presencia, en el límite oriental del perfil, de una mancha envolvente incluida en materiales con valores que van de los 400 a los 10.000 ohm.m., en donde los valores de 10.000 ohm.m podrían relacionarse con posibles conductos aéreos o huecos, aunque con los datos que se disponen en la actualidad no podemos conocer con exactitud si esta última mancha de valores altamente resistivos corresponde a la respuesta del sustrato calizo o a la presencia de huecos con aire. De ser cierta esta última interpretación, según el dispositivo Schlumberger, se estaría ante un conducto, localizando su punto central en torno a la cota absoluta de X: 457.329 e Y: 4.689.068 con techos a 1.007m y muros a 990m. Este conducto se sitúa a unos 85-90m del final de la Galería de las Estatuas, aunque a unos 20-15m por debajo de ésta, dado que el sector final del conducto de Estatuas presenta sus bóvedas en torno a 1.025-1.020m de altitud, y sus suelos en 1.023 en el punto en que se colmata la galería.

Lo que parece más probable es la presencia de conductos colmatados que marcan unas cotas de bóvedas inferiores a las que presenta la cercana Galería de las Estatuas, perteneciente al Nivel Superior del karst, y próximas o coincidentes con los conductos del segundo nivel, al que corresponden tanto la Galería Baja-Elefante como el enclave de Dolina-Penal cuyos techos se sitúan a 1.004-1.000 y 1.003m respectivamente; además, Penal se localiza a unos 380m de distancia del final del conducto de Estatuas. Puede que este sector del Valle de la Propiedad constituya un punto de unión y continuidad de los conductos del nivel superior con el intermedio, en relación con la incisión de la zona surgente de Penal, posiblemente relacionada con las fases erosivas que socavan algunos puntos de la Galería de las Estatuas, como el cavernamiento de la sima lateral (Alzado 1 y Lámina-Sección 24 y 25) o del Salón del Coro y la Galería del Sílex (apartado 4.3.1.1.1).

- **Valle de la Propiedad: conclusiones**

Los diferentes perfiles desarrollados en el Valle de la Propiedad han permitido delimitar los límites rocosos de su relleno, donde destaca la presencia de un escalón desarrollado a partir de la cota de 1.008-1.005m, para alcanzar un perfil que desciende desde cotas de base de 1.000m, en el término de Torcas, hasta los 983-984m de altitud, aguas arriba de la llanura de inundación de Valhondo.

La topografía actual, fuertemente alterada por la intensa actividad minera, con la presencia de frentes de canteras que han transformado la orografía original de este valle, impide conocer con precisión la evolución y desarrollo del perfil fluvial de este arroyo, con el fin de comprender mejor la importancia del escalón detectado en los perfiles geofísicos.

El valle está colmatado con sedimentos poco resistivos que marcan la topografía actual. Presenta una serie de conductos, abiertos al propio cauce y posiblemente en parte seccionados por la incisión del valle, como los detectados aguas abajo de Trinchera y relacionados con posibles paleosurgencias del nivel inferior del karst, en donde es interesante constatar que se localizan, principalmente, en la margen meridional del valle, en vinculación con Cueva Peluda, pudiendo afirmar que la continuidad de este conducto se corresponde con el detectado en el perfil 6, que situaría el camino de la entrada de los sedimentos de exterior que colmatan Cueva Peluda, en cotas inferiores al relleno de Elefante.

En la parte superior del Valle, se ha documentado un conducto colmatado por facies arcillosas junto a otros posibles, sellados o aéreos, que avalarían la comunicación entre los conductos seccionados por la Trinchera del antiguo ferrocarril minero y los topografiados del Sistema Cueva Mayor-Cueva del Silo, en relación con el nivel superior e intermedio del Karst de la Sierra de Atapuerca. Estos conductos desarrollados sobre la ladera rocosa de Torcas, no han llegado a ser seccionados por el valle, a diferencia de lo que ocurre con los inferiores, desarrollados aguas abajo. Representando el límite de la captura del valle un fuerte escalón de unos 6-7m de profundidad, colmatado con sedimentos terrígenos, que debe estar relacionado con el nivel de base que marca la incisión de la T4_{AZN} (+60m).

5.3.2.4. Tomografía Eléctrica sobre el final de la Galería de las Estatuas (Perfil 10)

La realización del perfil eléctrico sobre el tramo final del conducto de Estatuas de Cueva Mayor tenía como objeto disponer de una secuencia de discontinuidades del subsuelo que permitiese controlar la respuesta de una antigua entrada, en la actualidad colmatada, que evoluciona hacia un conducto conocido de Cueva Mayor (Plano 10 y Figuras 5.2 y 5.16).

La característica de esta antigua entrada es la de estar situada en el nivel superior del karst y estar relacionada con la evolución del Valle de la Propiedad. Este nivel está compuesto por las galerías del Sílex, Principal o Salón del Coro y Estatuas, presentando un único conducto zigzagueante cuyo flujo hídrico marcaría un sentido de circulación SSE-NNW, con posible relación con la surgencia de Dolina-Penal, localizada en Trinchera, en la margen derecha del Valle de la Propiedad (Eraso *et al.*, 2001b, Ortega *et al.*, 2005: 166).

La Galería de las Estatuas es pues el último tramo conocido del conducto superior del karst, formado por un eje subhorizontal de techos planos en torno a los 1.019-1.020m, que finaliza topográficamente por un tapón de sedimentos que llegan a colmatar todo el hueco. La bóveda en el sector final mantiene las cotas del conducto, alcanzando una media en torno a 1.019m, mientras que la superficie del exterior se caracteriza, justo en la vertical de la gatera, por ser un terreno en pendiente con cotas próximas que van desde los 1.032m de altitud, al Este, hasta los 1.025m del Oeste (Lámina-Sección 28: CM63). Tanto los rellenos de exterior como la topografía externa e interna del karst indican la existencia de una antigua entrada, que podemos situar aproximadamente en torno a unos 18 y 20m del punto de la gatera final, si efectuamos un sencillo cálculo en el que hacemos coincidir la prolongación de la bóveda en el eje del conducto de Estatuas con la curva de nivel de 1.020m s.n.m. de la topografía del exterior de este sector.

La existencia de esta antigua entrada debe tener relación con la evolución del Valle de la Propiedad que, o bien pudo seccionar el conducto a medida que iba progresando la incisión del Valle, por lo que se estaría ante una entrada posterior a la existencia del conducto, cuyo desarrollo debería localizarse en la parte central o en la margen izquierda del valle, o bien se estaría ante un conducto que drenaba hacia el arroyo de la Propiedad, cuya boca funcionaba como surgencia y que, con el consiguiente descenso posterior del nivel de base, actuase como entrada libre a la cavidad.

Otra de las finalidades de este perfil era detectar la existencia de posibles conductos entre el espacio que media entre las galerías de Estatuas y Baja-Elefante, que corresponden respectivamente con el nivel superior e intermedio del karst.

Para resolver estas dudas se planteó un perfil longitudinal W-E y paralelo al eje del Valle de la Propiedad, localizado entre la antigua Trinchera del Ferrocarril Minero, cuyo inicio se sitúa a 15m al Este de ésta, y el conducto de Estatuas, finalizando unos 45m al Este de su proyección en planta. La ubicación del perfil sobre el final del conducto de Estatuas se realizó con la finalidad de poder disponer de la capacidad de respuesta a la resistividad del conducto aéreo conocido que evoluciona hacia una sección colmatada y determinar así elementos correctores que facilitasen la interpretación de las imágenes resultantes.

El perfil presenta unas coordenadas UTM X: 457.352,8 Y: 4.689.003,3 y Z: 1.006,7m para el inicio y X: 457.488,1 Y: 4.689.999,7 y Z: 1.037,6m del final, que proporcionan una longitud de 142m, y se consideró un espaciado entre electrodos de 2m.

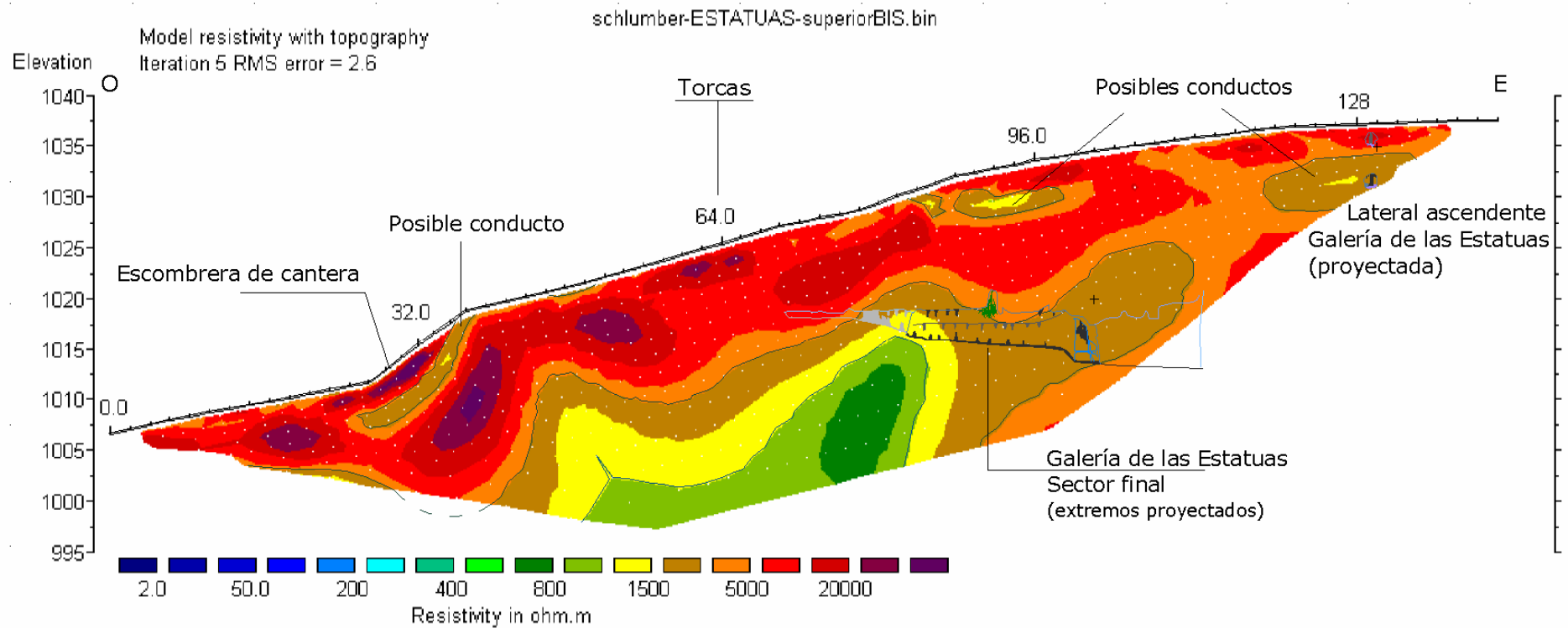
La utilización de los dispositivos Schlumberger y Dipolo ha proporcionado imágenes similares entre sí y coherentes con las proporcionadas en el tramo superior del Perfil 8, situado en el eje del Valle de la Propiedad. Muestran como todo el perfil se desarrolla sobre el substrato calizo, que presenta resistividades superiores a los 5.000 ohm.m, indicativo de que se está ante la superficie rocosa caliza, que no documenta sedimentación terrígena ni fluvial y por lo tanto fuera del área de influencia del cauce del Valle de la Propiedad.

Lo más significativo es la presencia, en la base del tramo central, de una estructura, en principio cerrada, con valores entre 800-1.000 ohm.m de resistividad, rodeada de una capa de materiales cuya resistividad es de 1.500-3.000 ohm.m. Esta estructura se localiza entre las coordenadas X: 457.463 e Y: 4.688.996 al Este y X: 457.394 e Y: 4.688.995 para el límite Oeste, con un techo en pendiente que presenta cotas ortométricas próximas a los 1.017m en el extremo oriental y entre los 1.001 y 1.003m en el más occidental. Su posición topográfica es coincidente con el tramo final de la Galería de las Estatuas, por lo que debe reflejar las variaciones de la capacidad de resistencia eléctrica que representa la estructura kárstica, caracterizada como hemos indicado por un conducto aéreo o hueco que termina colmatándose de terrígenos y carbonatos.

Este perfil posibilita disponer de una correlación entre resistividades y conductos kársticos reales, partiendo de los elementos conocidos proporcionados por la superposición, en la imagen resultante de la tomografía eléctrica, de la topografía del conducto. Los cambios bruscos correspondientes a esta superposición permiten plantear una correlación de valores de resistividad para secciones kársticas, con el fin de disponer de secuencias de discontinuidades que permitan interpretar estructuras resistivas desconocidas desde elementos conocidos.

Perfil geofísico del Valle de la Propiedad - Sobre final de la Galería de Estatuas

Perfil 10



Horizontal scale is 13.13 pixels per unit spacing
Vertical exaggeration in model section display = 1.00
First electrode is located at 0.0 m.
Last electrode is located at 142.0 m.

Figura 5.16 Imagen interpretada del Perfil 10, realizado sobre el final del conducto de Estatuas.

Siguiendo estos planteamientos, la discontinuidad marcada en el subsuelo en este sector con valores de 3.000 ohm.m debe estar indicando la respuesta eléctrica del conducto kárstico aéreo, según se concluye de la superposición en la imagen de resistividades eléctricas con el final del conducto de Estatuas topografiado (Figura 5.16), cuya bóveda se sitúa entre los 1.020-1.018m, cota en la que se enmarcan los valores citados, alejados de los valores altamente resistivos que deberían corresponder al aire. Esta contradicción puede deberse a las pequeñas dimensiones del tramo último del conducto, cuya sección va a presentar una altura decreciente desde los 5 a los 2m de la sección afectada por el perfil eléctrico. Por ello podemos plantear que la lengua naranja (3.000 ohm.m) es la evidencia del último tramo accesible de la Galería de Estatuas, conducto aéreo que se colmata en apenas unos 20m hacia el occidente.

Por otra parte, la continuidad hacia el Oeste de esta estructura naranja encierra valores relacionados con resistividades propios de la roca caliza (400-1500 ohm.m). Este tramo de la estructura se sitúa topográficamente en el límite externo inferior de la galería kárstica pero, la inclusión de estos valores de resistividad en la forma cerrada que corresponde con el conducto de Estatuas, puede hacernos pensar que estemos ante la representación de un cambio en la respuesta resistiva de los materiales que rellenan el pasaje. El cambio de valores puede reflejar que posiblemente esta discontinuidad deba estar relacionada con la colmatación hacia el Oeste del conducto de la Galería de Estatuas con sedimentos que presentan una respuesta a la resistencia del paso eléctrico similar a la caliza, por lo que proponemos que podamos estar ante depósitos endokársticos caracterizados por espeleotemas, depósitos cristalinos de calcita formados por la mineralización secundaria del carbonato cálcico, compuesto principal de la caliza.

Si esta interpretación es correcta debemos indicar que el tramo superior del perfil 8 de la tomografía eléctrica presenta una imagen similar, con un posible conducto relleno de sedimentos carbonatados. La proximidad y similitud de las discontinuidades podría indicar que se está ante un mismo conducto, cuyas secciones transversales están separadas unos 60m, marcando una dirección N-S, aunque este punto no lo podemos precisar con exactitud.

Dos pequeños cambios en los valores que marcan formas cerradas superficiales con resistividades de 3.000 y 1.500 ohm.m localizados en coordenadas centrales de X: 457.475 Y: 4.688.997 para la figura cerrada del extremo oriental, que presenta unos 5m de potencia con un techo a unos 3m de profundidad (1.034m s.n.m.), mientras que la referencia de la segunda figura se sitúa en las coordenadas centrales de X: 457445 Y: 4688993 y Z: 1.030m. La diferenciación de estas discontinuidades se muestra más nítidamente en la sección proporcionada con el dispositivo Schlumberger-Wenner y, aunque con reservas, podría corresponder con posibles conductos superficiales, que por cotas se pueden relacionar con pasajes que evolucionan desde cotas de 1.035,5m hasta alcanzar el primer nivel del karst. A estos pasajes corresponden los conductos que se desarrollan a techo de la Galería de las Estatuas (Lámina-Sección 27: CM64), próximo al detectado en esta tomografía eléctrica, del Portalón o del sector de la antigua entrada a la Galería del Sílex (Lámina-Sección 12).

Una tercera imagen presenta valores de 3.000 ohm.m, y muestra una forma verticalizada de unos 10m de altura, que parte desde la superficie, a unos 1.016m de altitud, hasta alcanzar cotas próximas a los 1.007m. El punto superficial se localiza en las coordenadas X: 457.389 e Y:

4.688.996. Esta estructura puede interpretarse como un posible conducto de pequeñas dimensiones o fractura, que se desarrolla verticalmente en las cotas del nivel alto del karst hacia el intermedio, aunque la presencia de galgas mineras en este sector hace que debamos ser prudentes a la hora de interpretar el cambio de resistividades.

5.3.2.5. Tomografía Eléctrica en Torcas (sector Dolina-Complejo Galería) (Perfiles 11-12)

Los perfiles eléctricos que han afectado a la ladera en la que se desarrollan los rellenos fosilíferos de los yacimientos de Dolina y Complejo de Galería, situados en el frente oriental de la antigua Trinchera del ferrocarril, tenían como objetivo localizar el desarrollo interior de los conductos kársticos seccionados por las obras férreas. Para tal fin, se realizaron dos sondeos en dirección NE-SO (Plano 10 y Figura 5.2), cuya ubicación estuvo condicionada por la espesa vegetación de monte bajo. El primer muestreo (Perfil 11) parte del pequeño frente minero que aparece al Norte del Valle de la Propiedad y se desarrolla en dirección NNE hasta alcanzar el último electrodo (nº 53) a los 106m de longitud, con 2m de espaciado entre ellos (Figura 5.17).

Por su parte, el segundo perfil (Perfil 12) se desarrolla sobre el eje de un pequeño sendero que desde el complejo Galería, al Oeste, alcanza la explanada del conducto fosilífero identificado como CR1(Relleno de Cantera 1) o BU-IV-A.28 (Martín *et al.*, 1981: 48), al Este. Presenta una longitud total de 87,5m y espaciado entre electrodos de 2,5m.



Figura 5.17 Situación del perfil 11, en Torcas, encima de Dolina (Fotografía: A. I. Ortega)

Estos perfiles van a mostrar las discontinuidades del substrato mesozoico que ha permitido confirmar la presencia de conductos kársticos colmatados que deben corresponder a secciones del desarrollo en profundidad de los rellenos de Dolina-Penal y Complejo Galería seccionados por la construcción de la Trinchera del ferrocarril minero Sierra de la Demanda entre

el cambio de centuria del siglo XIX al XX. A continuación, se analizan las imágenes resultantes de los Perfiles 11 y 12.

- *Perfil 11: Perfil sobre Torcas I (al Sur del Complejo Galería)*

El Perfil 11 está situado en la parte superior del pequeño frente abandonado de Trinchera que se localiza al Norte del Valle de la Propiedad, partiendo de la coordenada UTM X: 457.342,5, Y: 4.689.093,8 y Z: 999 hasta el situado en X: 457.399,1 Y: 4.689.178,1 y Z: 1.030m, presentando un desarrollo de 106m y un espaciado entre electrodos de 2m. La topografía del perfil muestra una importante pendiente descendente hacia el Oeste, en donde se localiza el valle de Valhondo (Figuras 5.2 y 5.18, Plano 10).

La imagen resultante por la utilización de los dos dispositivos Schlumberger y Dipolo ha proporcionado secuencias algo dispares, aunque hay que indicar que las mayores discontinuidades aparecen reflejadas en ambos dispositivos.

El perfil muestra como todo su recorrido se desarrolla sobre el substrato calizo, que presenta resistividades superiores a los 3.000-5.000 ohm.m, indicativo de que se está ante la superficie rocosa caliza, no documentándose en el tramo superior sedimentación superficial, regolitos, ni perfiles edáficos profundos, evolucionando fuera del área de influencia del cauce del Valle de la Propiedad.

La secuencia de resistividades proporcionada por el dispositivo Schlumberger-Wenner muestra la presencia de una serie de estructuras cerradas, delimitadas por valores de resistividades medias que van desde los 400 a los 1.000 ohm.m, e incluyen los valores de 1.500 ohm.m que las envuelve de forma irregular, medidas todas ellas, en principio, relacionadas con la representación de las calizas. Estas estructuras deben corresponder con conductos que, o bien son de pequeñas dimensiones, o bien puede que estén cegados por espeleotemas, al igual que planteamos para este tipo de evidencias en el Perfil 10 (Figura. 5.16).

La primera de estas estructuras cerradas ofrece una forma más o menos ovalada, con resistividades de 800-1.000 ohm.m, y se localiza a unos 22 y 31,5m del inicio del perfil (electrodos 11 y 16) y a unos 6-7m de profundidad, entre las coordenadas UTM X: 457.356,6 e Y, 4.689.110,3 y X: 457.359,2 e Y: 4.689.119,4. Su techo aparece reflejado en una cota central próxima a los 1.001m de altitud y su base debe ser inferior a los 995m de altitud según el perfil resultante del dispositivo Schlumberger.

Una segunda estructura cerrada se localiza en la vertical situada entre el electrodo 19 y el 23, en una posición geográfica que va desde las coordenadas UTM X: 457.362,7 e Y: 4.689.124,6 y la X: 457.367,1 e Y: 4.689.131,3. Se caracteriza por su corticalidad, ya que aparece a menos de los 3m de profundidad. Se está ante una mancha oval paralela a la pendiente externa, documentada con los dos dispositivos geoelectricos, compuesta por la variación de resistividades comprendida entre los 400-1.000 ohm.m, cuyo techo aparece referenciado en torno a los 1.009m de altitud y su muro a los 1.005m.

Destaca la estructura central, cuyo punto medio se sitúa bajo la vertical de la coordenada UTM X: 457.370,4 Y: 4.689.140,7 y Z: 1.016m, por presentar en su interior resistividades bajas de 200 ohm.m, que se vinculan con la respuesta obtenida por los sedimentos terrígenos al impulso eléctrico. Estos valores aparecen rodeados de una serie de resistividades de 400 a 1.000 ohm.m, que se puede ampliar al valor de 1.500. Unidad que se presenta reflejada con idéntica respuesta en las imágenes proporcionadas por los dos dispositivos (Schlumberger y Dipolo). Se trata de una estructura profunda, que documenta el techo de los valores de 1.000 ohm.m a unos 7,5m de profundidad y a una cota absoluta de 1.008,5m s.n.m. y los de 300 ohm.m a unos 11m y a unos 1.005m de altitud absoluta. La forma de esta estructura es verticalizada y se desarrolla en profundidad fuera del área de acción de los sondeos tomográficos realizados, presentando una altura vista máxima de unos 13,5m por una anchura de unos 10,5m para los valores 400-1.000 ohm.m y de 8,5m de altura por unos 3,5m de anchura para los de menor resistividad (300 ohm.m).

Esta estructura corresponde claramente a un importante conducto colmatado con terrígenos, cuya sección afectada presenta al menos unos 8-9m de altura por unos 3-4m de anchura. La presencia constante de una forma envolvente con valores de resistividad entre los 400-1.000 ó 1.500 ohm.m, puede ser indicativa de la evidencia de pequeños conductos colmatados.

Por último, un cuarto conjunto de estructuras cerradas se ubica en el extremo oriental del perfil, iniciado en la vertical del electrodo 33, situado a 66m de distancia del inicio del perfil, en la coordenada X: 457.374,2 Y: 4.689.149,8 y Z: 1.018 m, y se extiende hasta el electrodo 92, situado bajo la coordenada UTM X: 457.390,3 Y: 4.689.169,7 y Z: 1.026. Las imágenes proporcionadas por los dispositivos Schlumberger y Dipolo no son coincidentes, aunque ambas reflejan la existencia de discontinuidades eléctricas en el subsuelo. El dispositivo Schlumberger muestra una estructura horizontal compuesta por dos formas circulares en continuidad dando la imagen de una forma cerrada con doble cúpula que aparece en cotas sobre la estructura central anteriormente comentada, mientras que el Dipolo muestra una imagen inclinada que profundiza hacia el Oeste hasta relacionarse en cotas inferiores con la estructura central, descrita más arriba.

Estas estructuras posiblemente corresponden a conductos kársticos, relacionados con secciones de galerías localizadas en la margen septentrional del Valle de la Propiedad, vinculadas con los conductos de Dolina-Penal y Complejo Galería, detectados en los frentes de Trinchera. Los valores de resistividades mayores, que aparecen muy corticales o superficiales, están relacionados con materiales calizos que deben ser muy porosos, o con una alta frecuencia de huecos, por donde se encuentre aire, de carácter altamente dieléctrico. Estas características hacen plantear la respuesta de escombreras de canteras calizas, observables a simple vista en gran parte de este término de Torcas, en donde la documentación constata extracción de piedra al menos desde el siglo XVI (Ibáñez, 1977: 445-446; Ortega, 1999: 13).

- *Perfil 12: Perfil sobre Torcas II (sobre el Complejo Galería)*

El Perfil 12 constituye un sondeo de 87,5m de longitud, sobre un sendero que se inicia en el centro de la Trinchera frente a la Sima Norte del Complejo Galería y culmina al Sur del conducto CR1 (BU-IV-A.28), puntos situados entre las coordenadas UTM X: 457.306,8 Y: 4.689.131,8 y Z: 1.003,6 y X: 457.372,4 Y: 4.689.177,3 y Z: 1.018,6. El espaciado entre electrodos es de 2,5m (Figuras 5.2 y 5.19, Plano 10). La imagen resultante por la utilización de los dispositivos Schlumberger-Wenner y Dipolo-Dipolo ha proporcionado patrones similares, que aportan fiabilidad a los datos, aunque presentan errores de 22,7 y de 50,2 respectivamente, por lo que, como está siendo común, el primer modelo parece más fiable.

El perfil muestra como todo su recorrido se desarrolla sobre el substrato calizo, que presenta resistividades superiores a los 3.000 ohm.m, indicativo de que se está ante la superficie rocosa de la ladera de la Sierra, alejada del área de influencia del Arroyo de la Propiedad, no documentando sedimentación ni coberteras superficiales significativas, al igual que ocurría con los perfiles 10 y 11. De la secuencia de resistividades del subsuelo proporcionada por el dispositivo Schlumberger-Wenner, lo más significativo es la presencia de una estructura cerrada, delimitada por valores de resistividades medias que van desde los 400 a los 1.000, entre las que debemos incluir los valores de 1.500 ohm.m que la envuelven de forma irregular, medidas todas ellas en principio relacionadas con la representación de calizas. Esta estructura, al igual que las descritas en los perfiles anteriores, debe corresponder con conductos que o bien son de pequeñas dimensiones o bien puede que estén cegados por espeleotemas.

La estructura se localiza entre las coordenadas superficiales de X: 457.314,7 Y: 4.689.142 y Z: 1.009,7 y X: 457.322,8 Y: 4.689.150,2 y Z: 1.010,4. Presenta una imagen cerrada de unos 12m de ancho y unos 6m de alto, cuyo techo aparece a cotas de entre 1.005-1.007 y su base en torno a 1.001m de altitud. Esta discontinuidad debe representar la existencia de un conducto, desarrollado en cotas altas del Nivel Intermedio del karst, por encima de la sección del enclave de Sima Norte, en el Complejo Galería, con el que casi con toda probabilidad puede tener relación topográfica teniendo en cuenta la proximidad de las dos secciones. Se está, pues, ante la detección de un conducto kárstico que se desarrolla en dirección E, y que aparece colmatado de terrígenos en el tramo seccionado por la Trinchera del antiguo ferrocarril minero, dando paso a un posible relleno por formación de espeleotemas, que explicaría la gama de valores entre 400-800 ohm.m, o a una posible fracturación de la roca a favor de la cual se desarrolló la entrada vertical de Sima Norte.

Por otra parte, en el extremo oriental del perfil, en el electrodo 35 (a unos 83m del inicio), aparece el comienzo de una discontinuidad resistiva con valores decrecientes que van desde los 1.500 a los 600 ohm.m, detectada en la coordenada X: 457.368,2 Y: 4.689.176 y Z: 1.018,3. En paralelo a esta discontinuidad se localiza la cavidad seccionada en el antiguo frente de cantera identificada como CR1 (BU-IV-A.28 en Martín *et al.*, 1981: 48), cuya bóveda se desarrolla a cotas de 1.021-1.022m y el suelo arcilloso presenta una pendiente entre los 1.020 a 1.019m de altitud, correspondiente al Nivel Superior del Karst de la Sierra de Atapuerca.

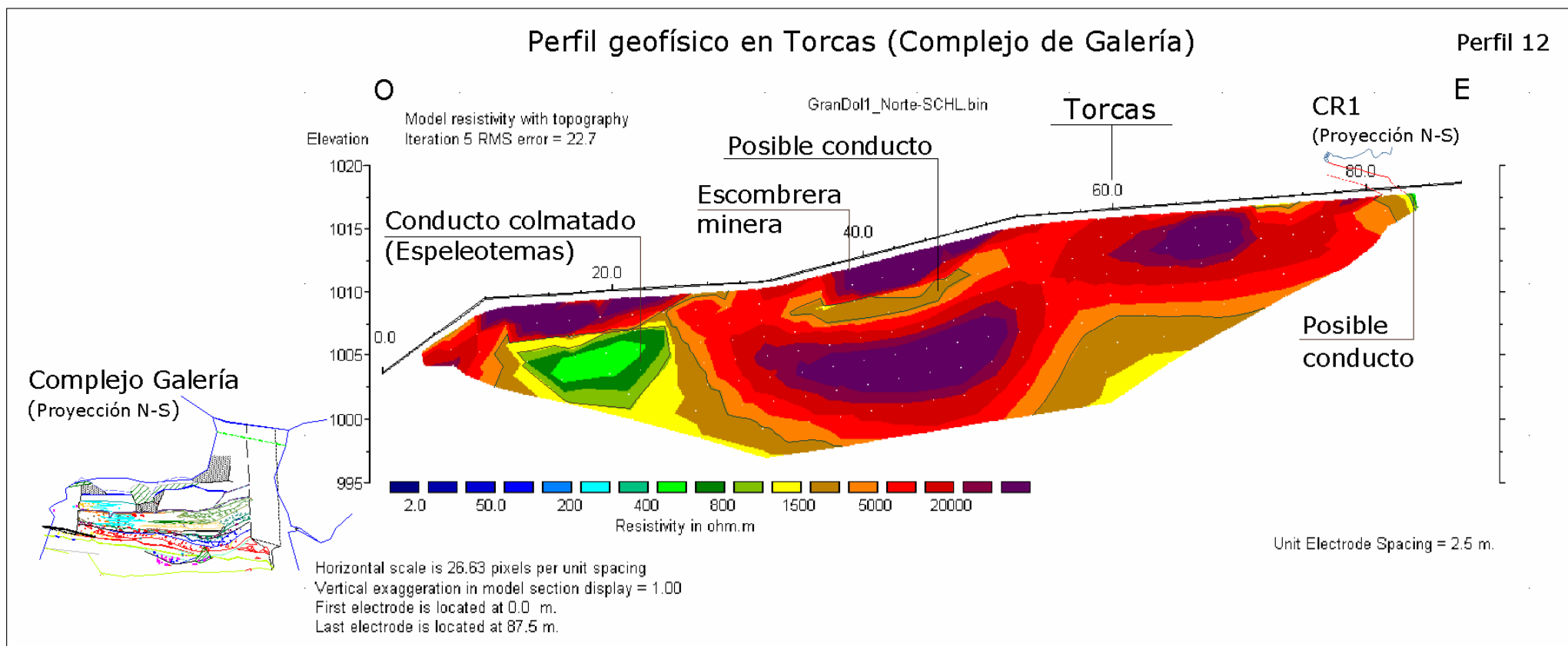


Figura 5.19 Imagen interpretada del Perfil 12, realizado sobre el término de Torcas, al Este del Complejo Galería.

La imagen proporcionada por el dispositivo Dipolo muestra, además, otra estructura cerrada que aparece a unos 3m de profundidad, en un punto central de X: 457.355,6 e Y: 4.689.172,4 con un techo a unos 1.014m y un muro a unos 1.010m de altitud. Estamos ante una posible discontinuidad reflejada únicamente con Dipolo, que de marcar un posible conducto se relacionaría con una galería intermedia entre el Primer y Segundo Nivel del karst, y que podría evidenciar continuidad con la sección alta de galerías detectada en el Perfil 11.

A modo de conclusión, podemos destacar la posible presencia de varios conductos kársticos en el término de Torcas en relación principal con el segundo nivel del Karst, al que pertenecen las galerías seccionadas en los enclaves arqueológicos de Dolina-Penal y Complejo Galería, con Sima Norte. También estos perfiles han reflejado la existencia de posibles conductos situados a cotas más altas relacionados con una posible transición entre el Nivel Superior y el Intermedio de este interesante karst, y que avalarían la posible relación entre la Galería de Estatuas con la paleosurgencia de Dolina-Penal (Ortega *et al.*, 2005: 166).

5.3.2.6. Tomografía Eléctrica en el Valle de Cueva Mayor (sector Cíclopes-Cueva del Silo (Perfiles 13-15))

Los perfiles eléctricos que han afectado a la ladera septentrional del Valle de Cueva Mayor, han afectado a los conductos de Cueva Mayor (Sala de los Cíclopes y Sima de los Huesos) y Cueva del Silo, situados en la margen izquierda del valle, en el sector proximal del pago del Alto del Caballo o Alto de la Senda (Plano 10 y Figuras 5.2). Estos perfiles se elaboraron con un doble objetivo, localizar el desarrollo de los tramos y galerías fosilizadas por la colmatación de sedimentos externos y conocer la orografía del Valle de Cueva Mayor en relación con la estructura mesozoica de la Sierra de Atapuerca. Para tal fin se realizaron tres sondeos, el primero en dirección NE-SO (Perfil 13) y dos paralelos a la ladera del valle (Perfiles 14-15).

La Sima de los Huesos constituye uno de los yacimientos fosilíferos más excepcionales del registro pleistoceno de la Sierra de Atapuerca, situado en el sector de Cíclopes, punto de conexión y enlace entre Cueva Mayor con Cueva del Silo, desarrollada en el nivel inferior del karst (Ortega *et al.*, 2005: 170-172). La estratigrafía endokárstica de este sector es compleja y muestra una clara evolución desde condiciones freáticas a fases vadosas, caracterizadas por la práctica colmatación de facies brechoides y reactivaciones con importantes procesos erosivos, que dan paso a una fase de inactividad en la que destaca la formación de espeleotemas y el uso de la cavidad por parte de osos, carnívoros, murciélagos y del hombre. En este contexto, uno de los problemas que plantea el yacimiento de la Sima de los Huesos es conocer la entrada primigenia por la que penetraron los *Homo heidelbergensis* hace unos 500.000 años para depositar a sus muertos en la Sima de los Huesos (Arsuaga *et al.*, 1997).

Con el objetivo de resolver en términos cuantitativos la existencia de antiguas entradas a este sector del Sistema Cueva Mayor–Cueva del Silo y determinar la localización de cada una de estas posibles entradas se realizaron 2 sondeos de tomografía eléctrica (Perfiles 13 y 14).

Otro de los objetivos era conocer la situación de las calizas cretácicas en relación con el paquete sedimentario mioceno que rellena del valle, con el fin de poder disponer de una secuencia

de resistividades eléctricas de la estratigrafía geológica que mostrará la profundidad en la que se localiza el substrato calizo mesozoico, en el que situar los vacíos y conductos kársticos de este sector. El interés por la profundidad a sondear condicionó la longitud de perfiles, de 355m, así como la distancia interelectrónica constante a 5m.

Para intentar cubrir estos objetivos se realizó el Perfil 13, con el que se quería conocer la relación de las cavidades del Sector de Cíclopes con el valle de Cueva Mayor. Los sondeos geofísicos 14 y 15, se ubicaron paralelos a los resaltes topográficos existentes en la orografía actual que marca el frente septentrional del Valle de Cueva Mayor, teniendo el primero el objetivo de reconocer la existencia de secciones aéreas de los conductos de Cíclopes y Cueva del Silo, así como las secciones colmatadas de nuevos conductos o la continuación de los conocidos en este sector. Con el Perfil 15 se ha querido evidenciar el contacto entre los materiales mesozoicos y terciarios, así como confrontar los datos proporcionados en el Perfil 13 que se desarrolla de forma transversal al valle.

De la secuencia de discontinuidades que proporciona la tomografía eléctrica del terreno, se debe indicar que, en el caso del Perfil 13, la utilización de los dispositivos Schlumberger-Wenner y Dipolo-Dipolo ha proporcionado imágenes discordantes entre sí, presentando mayor disparidad el segundo dispositivo. Por su parte, las imágenes de los Perfiles 14 y 15 han resultado ser similares entre los dos sistemas.

- *Perfil 13: Perfil transversal al Valle de Cueva Mayor (Galería del Silo-Valle del Arlanzón)*

El Perfil 13 se corresponde con un sondeo longitudinal al eje de la Sala de Cíclopes (Plano 10), oquedad que destaca por su imponente volumen, y su continuación en el Valle de Cueva Mayor. Presenta un total de 355m, con un espaciado de 5m entre electrodos, y un error RMS del 4,9 para el dispositivo Schlumberger-Wenner y 42,3 para el Dipolo-Dipolo, confirmando la confianza en el primer dispositivo. Este perfil se sitúa entre las coordenadas UTM X: 457.482,1 Y: 4.688.735,6 y Z: 1.026,6 del inicio del sondeo, al Noreste, y X: 457.279,9, Y: 4.688.442 y Z: 1.003,7 del extremo Suroeste (Figuras 5.2, 5.20 y 5.21). Con esta tomografía se pretendía conocer las características del Valle de Cueva Mayor, partiendo de la mitad de la Galería del Silo (que incluye toda la Sala de Cíclopes), con el fin de disponer de elementos conocidos que faciliten la interpretación de las imágenes resultantes.

En el caso concreto de este perfil debemos indicar que la utilización de los dispositivos Schlumberger-Wenner y Dipolo-Dipolo ha proporcionado imágenes muy dispares, presentando además un error muy alto la imagen resultante con Dipolo. Este aspecto, unido a que la secuencia de discontinuidades proporcionada con Schlumberger es más acorde con los datos que disponemos de los diferentes conductos topografiados, nos ha hecho optar por esta imagen.

El Perfil 13 va a desarrollarse a lo largo del lateral del Valle de Cueva Mayor, en dirección NE-SW, en relación con su frente septentrional, en donde destaca la presencia en profundidad de dos escalonamientos rocosos, relacionados con la topografía del fondo calizo de la Sierra de Atapuerca, base del lago mioceno sobre la que se depositaron los materiales margosos que afloran en la actualidad.



Figura 5.20 Situación del Perfil 13 transversal al Valle de Cueva Mayor (Fotografía: A. I. Ortega)

El escalón rocoso superior se sitúa en la coordenada próxima a X: 457.429 Y: 4.688.643, mostrando un salto entre los 1.010 y los 985m, con unos 25m de desnivel. Es de destacar que este salto se localiza muy próximo a uno de los tramos distales de la Sala de los Cíclopes (Lámina-Sección 29), entre 8-6m de distancia en la dirección del perfil geofísico, en un punto en el que los huecos del conducto se colmatan con sedimentos neógenos del exterior.

El segundo escalón calizo, localizado en una zona más central del vallejo de Cueva Mayor (coordenada aproximada de X: 457.400 e Y: 4.688.595), presenta una superficie superior próxima a los 985m y una inferior que debe superar los 955m, dado que el sondeo culmina en esta cota sin poder determinar su base, lo que proporcionaría un desnivel superior a los 30m.

La presencia del conducto de Cueva Mayor (Galería del Silo) únicamente aparece clara en el área del sector de la Sala de Cíclopes, cuya bóveda localiza sus techos en torno a unos 1.004m de altitud. Por el sondeo mecánico que se realizó en 1987 en el techo de este conducto, se conoce que, en el punto de dicha perforación, la roca caliza presenta unos 4m de potencia, situada en la base del sondeo, correspondiendo a las margas un espesor de 9m, hasta alcanzar la superficie en el punto de la perforación para el acceso del material de excavación, situado en la coordenada X: 457.444,3 Y: 4.688.668,8 y Z: 1.015,5. En este punto, la Sala de los Cíclopes presenta unos 12m de altura y una anchura variable entre los 10 y los 25m. Este importante conducto aparece reflejado en la imagen por la presencia de una forma oval, cuyos valores interiores superan los 5.000 ohm.m, que está delimitando el primer escalón rocoso (Figuras 5.21 y 5.22).

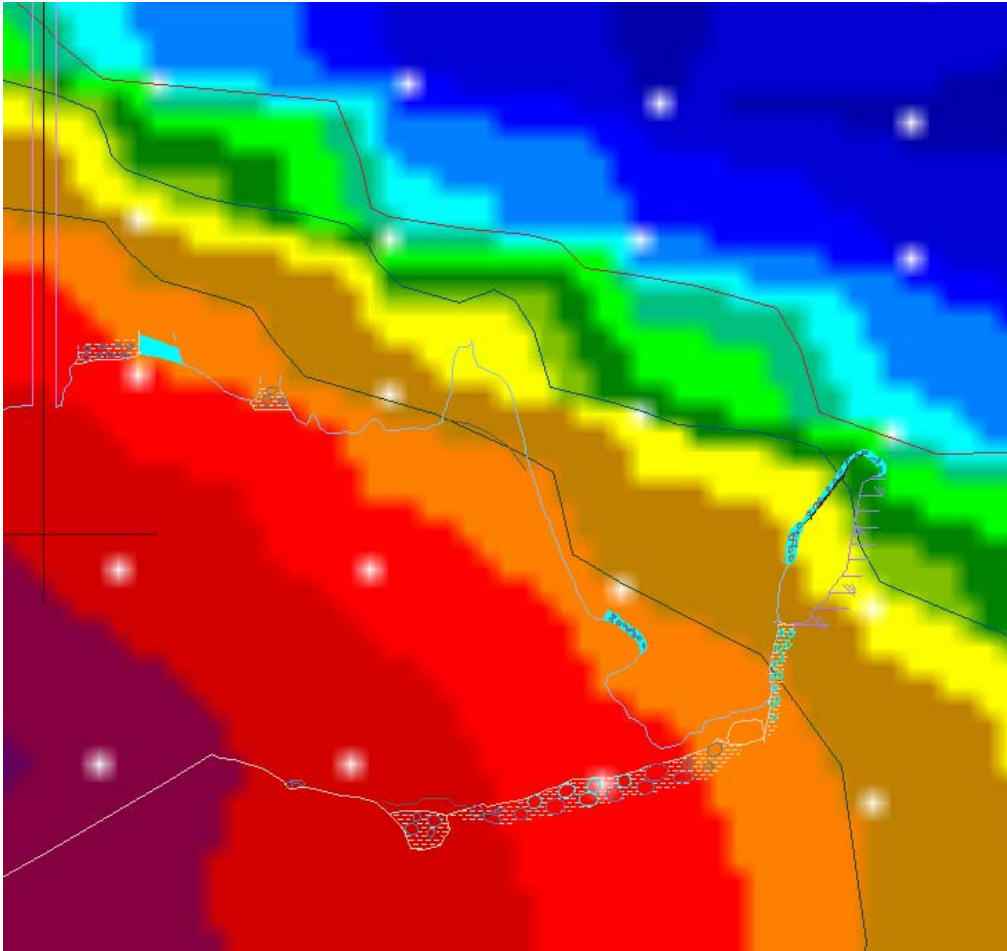
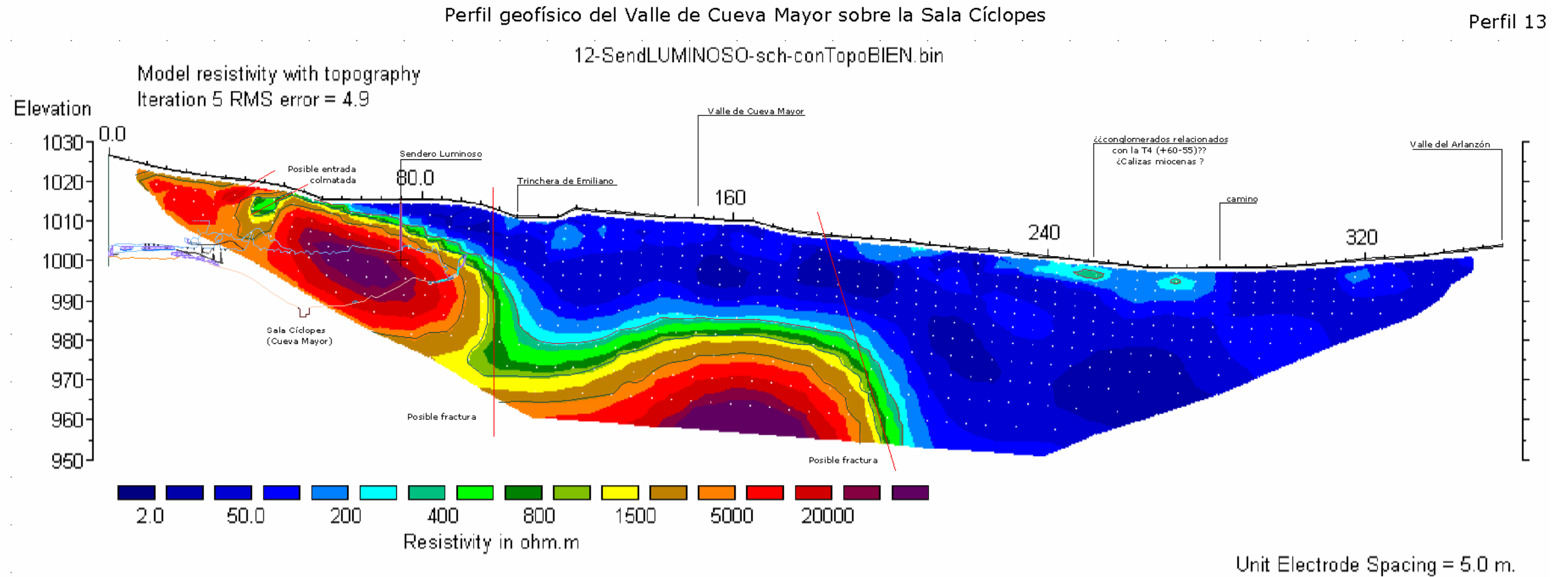


Figura 5.22 Detalle de la superposición del extremo sur de la Sala de los Cíclopes con la imagen de tomografía, en donde se observa como la topografía endokárstica se ajusta a la secuencia de contacto de valores resistivos que marcan el contacto de materiales mesozoicos y terciarios.

Debajo del segundo escalón aparece una incipiente forma circular, con valores relacionados con 20.000 ohm.m, propios de las rocas calizas fracturadas, aunque la marginalidad de la figura y su localización distal hace que no podamos interpretar a qué pueda corresponder.

Los materiales que se superponen al fondo calizo se relacionan con valores de 2-200 ohm.m, escasamente resistivos, relacionados con los materiales margosos del Neógeno. En el tramo más bajo de la topografía superficial del perfil, correspondiente al camino de acceso a los yacimientos desde Ibeas de Juarros, aparecen unos pequeños lentejones con valores de 200-400 ohm.m, que deben corresponder a estructuras de compactación del propio camino agrícola.



Horizontal scale is 13.13 pixels per unit spacing
 Vertical exaggeration in model section display = 1.00
 First electrode is located at 0.0 m.
 Last electrode is located at 355.0 m.

Figura 5.21 Imagen interpretada del Perfil 13, realizado en el Valle de Cueva Mayor, sobre el sector de la Sala de los Cíclopes

- *Perfil 14: Perfil paralelo a la ladera del Valle de Cueva Mayor I (Cíclopes-Cueva del Silo-Alto del Caballo)*

Perfil realizado en paralelo al límite Norte del Valle de Cueva Mayor (Figura 5.2 y Plano 10), desarrollado sobre el final del conducto de la Sala de Cíclopes y los diferentes conductos del sector meridional de Cueva del Silo. Presenta un total de 355m y un espaciado de 5m entre electrodos. Se localiza entre las coordenadas UTM X: 457.189,5 Y: 4.688,603 y Z: 998,3 del inicio del sondeo, al Oeste, y X: 457.527,4 Y: 4.688.676,2 y Z: 1.015,9 del extremo Este (Figura 5.23 y 5.24). Con este sondeo se quería conocer como quedaban reflejados los diferentes conductos kársticos conocidos, con el fin de disponer de elementos de valor conocidos que faciliten la interpretación de las imágenes resultantes.



Figura 5.23 Situación del perfil 14
(Fotografía: A. I. Ortega)

En el caso concreto de este perfil, debemos indicar que la utilización de los dispositivos de medida Schlumberger-Wenner y Dipolo-Dipolo ha proporcionado imágenes muy dispares en cuanto a la secuencia de valores, pero la imagen general de las discontinuidades es similar.

El Perfil 14 representa el corte del terreno en la línea recta que va desde un punto del Alto del Caballo, situado unos 103m al W-SW (Plano 10) de la parte superior de la Trinchera blanda del antiguo ferrocarril minero, hasta el inicio del camino que sube a Cueva Mayor, pasando por encima de los conductos más meridionales del Sistema Cueva Mayor-Cueva del Silo. Estamos ante un sector muy karstificado, caracterizado por la presencia del segundo y tercer nivel de galerías del karst, con chimeneas y pozos que interconectan los dos niveles, alcanzando el techo de las calizas, entrando en contacto con las margas neógenas.

Las imágenes resultantes han proporcionado una visión general sobre la relación topográfica de las calizas y dolomías cretácicas (representadas con los valores superiores a 400 ohm.m) y los materiales neógenos (poco resistivos con valores de 2-200 ohm.m). El contacto superficial de estos dos materiales se localiza en una coordenada próxima a X: 457.500 Y: 4.688.973 y Z: 1.014m de altitud. Los materiales escasamente resistivos van creciendo en profundidad y potencia hacia el Oeste (en dirección al centro de la cuenca), en relación con la suave pendiente que presenta la roca mesozoica, que en unos 85-90m desciende unos 29m, desde los 1.014m hasta los 985m de altitud aproximadamente, en un punto situado en torno a las coordenadas absolutas de X: 457.290,7 Y: 4.688.626,6 y Z: 985m (con algo menos de unos 20m de sedimentos margosos por debajo de la superficie del terreno).

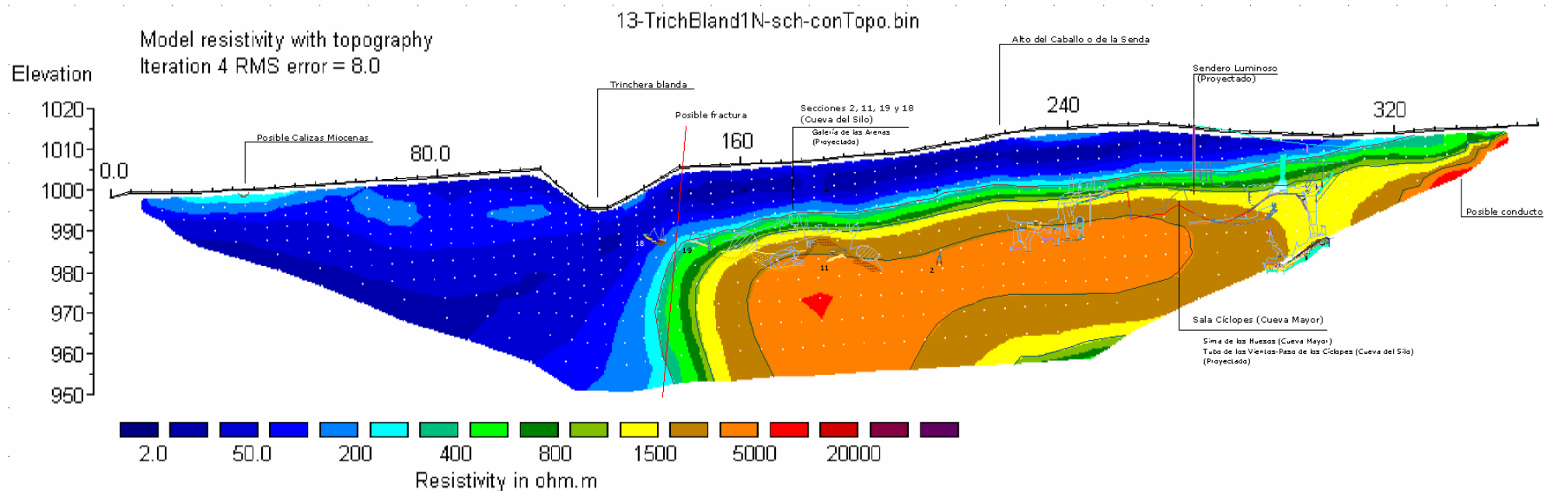
Lo que se observa, en relación al substrato calizo, es que el techo de las calizas mesozoicas presentan superficie con suave buzamiento hacia el W-SW y un importante corte vertical, posiblemente relacionado con una fractura o falla, que marca el final en este sector de las unidades estratigráficas cretácicas, en relación con la cuenca terciaria de la Meseta. En este punto, la unidad mesozoica presenta un plano vertical que cae en torno a los 985m de altitud, cota que se corresponde con el techo de la superficie detectada en el Perfil 13, entre el primer y segundo escalón (Figura 5.21).

El corte está representado por el descenso muy verticalizado de los sedimentos hasta alcanzar una profundidad que debe ser inferior a los 955m, altitud a la que la técnica de Tomografía ha sido capaz de sondear. A partir de este punto, la tomografía del terreno únicamente muestra materiales escasamente resistivos, que corresponden a las unidades sedimentarias terciarias del Alto del Caballo, compuestas por las facies detríticas y las calizas margosas y micríticas con nódulos de sílex del Mioceno medio (Astaraciense, UTS 2 de Mediavilla *et al.*, 1997), sobre las que se superponen las margas, calizas y yesos de la Facies Cuestas (Benito, 2004: 27-29), detectando en este perfil principalmente las primeras. Por tanto, podemos afirmar que el corte que aparece marcado en el Perfil 14 debe correlacionarse con el segundo escalón detectado en el Perfil 13, que podría estar relacionado con elementos estructurales que, de alguna forma, estarían vinculados con la formación del Valle.

Más problemática resulta la comprensión de las formas que aparecen en la masa caliza cretácica. Por topografía conocemos que el Perfil 14 pasa por encima del lateral, meridional de la Sala de los Cíclopes (Plano 10 y Figura 5.24), sobrepasando por la parte inicial de la rampa que da acceso a la Sima de los Huesos, al área de entrada a la Gatera de las Oseras y al entrante último del tapón final de Cíclopes que conecta con el Tubo de los Vientos (Lámina-Sección 29-31), cuyos huecos se localizan entre los 1.005-1.004 y los 983m. Este perfil también afecta a los conductos meridionales de Cueva del Silo, en concreto secciona la pequeña Galería de La Recta (Lámina-Sección 54: CS2) y su continuación con la del Enlace Recta-Tobogán, al Norte (Lámina-Sección 55: CS11), la pequeña lateral e inicio del conducto de la sima de la Galería Transversal (Lámina-Sección 58), a las que se podrían añadir las secciones que están próximas a la vertical del perfil (Lámina-Sección 56 y 57).

Perfil geofísico del Valle de Cueva Mayor. Eje EW (Sala Cíclopes/Cueva del Silo)

Perfil 14



Unit Electrode Spacing = 5.0 m.

Horizontal scale is 13.13 pixels per unit spacing
Vertical exaggeration in model section display = 1.00
First electrode is located at 0.0 m.
Last electrode is located at 355.0 m.

Figura 5.24 Imagen interpretada del Perfil 14, realizado en el eje Alto del Caballo-Acceso a Cueva Mayor.

Los conductos de Cueva del Silo situados bajo la vertical de este perfil, o muy próximos al mismo, se caracterizan por conductos subhorizontales de trazado laberíntico, pertenecientes al nivel inferior del karst, con secciones de formas freáticas y de reducidas dimensiones, que presentan huecos cuyos techos están situados entre 992-984m de altitud, con chimeneas que alcanzan los 999m de altitud. Estos conductos aparecen a profundidades que van incrementándose de Este a Oeste, localizándose a una profundidad de 13m en la perforación del Sendero Luminoso, de unos 26,7m en la vertical de la Galería de La Recta (chimenea de CS2 –Lámina-Sección 54), de unos 22,8m en la bóveda del sector que conecta este conducto con el del Enlace Tobogán (Lámina-Sección 55: CS11). La profundidad en la que se sitúan las secciones 18 y 19 (Lámina-Sección 58) se encuadra, respectivamente, entre los 15 y los 16,7m de la superficie.

Conociendo la existencia de los conductos topografiados, podemos comprobar como dichos huecos no aparecen diferenciados, dentro de la secuencia de valores de resistividad mostrados por los dispositivos Schlumberger-Wenner o Dipolo-Dipolo, que corresponden a la franja que va de 400-5.000 ohm.m, propia de los materiales calizos. La Lámina-Sección 58: CS18 se situaría topográficamente en esta sección de resistividades en los materiales terrígenos miocenos y la CS19 en un sector de contacto terrígenos/caliza. La resolución del método geofísico sobre la planimetría de los conductos conocidos en este perfil no parece reflejar la realidad endokárstica desde el modelo geológico, y dado que la tomografía eléctrica del terreno ha evidenciado la existencia en otros sondeos de los huecos del entorno, debemos intentar comprender por qué en este caso concreto ha sido incapaz de discernir los conductos que encuentra en el subsuelo, bajo su vertical, quedando diluidos en una extensa mancha uniforme y cerrada de 400-5.000 ohm.m.

Para intentar comprender la indiferenciación en el modelo bidimensional, proporcionado por el método de tomografía eléctrica 2D, de las anomalías resultantes por los conductos subterráneos, debe tenerse en cuenta, en primer lugar, la distancia interelectródica elegida con el fin de profundizar en la toma de datos y construir una pseudosección que permitiera conocer la base del lago mioceno, en contacto con las rocas carbonatadas mesozoicas. Para conseguir profundizar en la toma de datos del terreno deben realizarse perfiles muy grandes, con un espaciado entre electrodos también grande que, en el caso que nos ocupa, alcanzó 355m de longitud con 5m de separación de electrodos, con el fin de alcanzar una profundidad de 64m. Una de las desventajas del método geofísico es que la resolución decrece con la profundidad, al mismo tiempo que el número de mediciones disminuye y, con ello, la sensibilidad de las resistividades más profundas a medida que el espaciado entre electrodos aumenta, dado que los valores de mayor sensibilidad se encuentran cerca de los electrodos (López *et al.*, 2001: 16).

La falta de precisión con relación a la existencia de estos conductos puede deberse al tipo de sondeo que se efectuó, con gran desarrollo horizontal y amplio espaciado entre electrodos (5m), lo que junto a que los conductos de Cueva del Silo se encuentran a profundidades superiores a los 13m de la superficie, no permitió al sistema reflejar los huecos y las discontinuidades del subsuelo con detalle, plasmando generalidades sedimentológicas.

Hecha esta observación, podemos interpretar las imágenes (del dispositivo Schlumberger) indicando primero que los conductos conocidos localizan sus bóvedas a techo de los materiales cuyos valores se relacionan con los 800-1.000 ohm.m, superando la mayoría de las chimeneas los valores típicos de las calizas (400 ohm.m) para adentrarse en la secuencia marcada por los 300-200 ohm.m, secuencia que es concordante con la observada en Cueva del Silo, cuyas chimeneas aparecen normalmente cegadas por materiales margosos. Por contra, los conductos, tanto del Sector Cíclopes como de Cueva del Silo, se desarrollan, según estos perfiles, entre valores de 1.500-5.000 ohm.m. En la secuencia geofísica destaca la presencia de una figura cerrada con valores de 400-3.000 ohm.m, que incluye la mancha naranja que ostenta valores de 5.000 ohm.m, que a su vez incluye otra interior, situada al Oeste, más resistiva (10.000 ohm.m), en donde se evidencia la indefinición de huecos y conductos kársticos de este sector.

A partir de estos elementos se puede intuir la presencia de un conducto desconocido, situado en el tramo final del perfil, sector situado en el cruce de caminos que dan acceso, por un lado, a la perforación sobre la Sala del Cíclopes y, por otro, a la rampa de subida a Cueva Mayor, área en la que se documenta la caliza mesozoica en superficie, con presencia de lapiaz y abundante vegetación. En este sector parece intuirse la presencia de un conducto muy cortical, aunque la marginalidad de los datos por su posición distal hace que únicamente se señale aquí esta posibilidad.

El Perfil 14 se cruza con el anterior, Perfil 13, exactamente a su paso por la vertical de la Sala de Cíclopes, en el punto concreto de X: 457.440 Y: 4.688.662 y Z: 1.016. En las imágenes proporcionadas por los dos perfiles comprobamos como según profundiza el impulso electromagnético los valores de resistividad difieren, es decir que hasta unos 10-12m de profundidad los materiales presentan misma resistividad, correspondientes a los sedimentos de materiales neógenos y el techo de la caliza mesozoica, diferenciándose sus numerales en relación según se alcanza el conducto de la Sala de Cíclopes, cuya cota topográfica está situada a unos 1.002-1.003m de media. En este punto las imágenes del dispositivo Schlumberger de los perfiles 13 y 14 muestran, a una cota algo inferior a los 1.000m, el techo de una mancha circular cerrada pero que en el Perfil 13 representa a resistividades de 10.000 ohm.m o superiores y en el Perfil 14 corresponde a 3.000 ohm.m. La diferente resistividad que presentan los mismos materiales debe estar relacionada con el entorno, es decir el compute total de la secuencia muestreada, por ello, más que intentar hacer coincidir las resistividades, se debe hacer hincapié en los cambios o rupturas claras de resistividad, y dado que en principio estamos trabajando con un karst de origen freático relacionado con la evolución hidrogeológica de la red del Arlanzón, un dato a tener en consideración puede ser la aproximación de niveles generales de conductos, siendo conscientes de que este tipo de relaciones únicamente deben ser orientativas, para aquellos elementos de los que no dispongamos de correctas georeferencias.

El dispositivo Dipolo, en contraposición al Schlumberger-Wenner, define una forma ovalada y horizontal, con valores superiores a los 1.500 ohm.m, que debe estar relacionada con la presencia de los huecos detectados entre el final de la Sala de los Cíclopes y la conexión con Cueva del Silo, en el tramo del Tubo de los Vientos (secciones 44-49 de Cueva del Silo), un sector que presenta techos relacionados con el 2º y 3º nivel de galerías del karst,

presentando chimeneas que alcanzan los 1.006m de altitud y techos de los conductos inferiores de Cueva del Silo, que se sitúan entre los 996 y los 992m.

Además, este dispositivo (Dipolo) proporciona, en el límite inferior, el arranque de un posible conducto relleno con materiales poco resistivos (50-200 ohm.m), situado en una coordenada central de X: 457.475 Y: 4.688.669 con una Z de 980m que marca su techo. Se sitúa a unos 15m de la pared Este de la Rampa de Cíclopes que accede a la Sima de los Huesos, de la que se situaría a unos 15-20m del eje de la Sima en dirección SO y a unos 2-3m por debajo de ésta.

Este posible conducto debe relacionarse con los pertenecientes a un nivel más profundo que el del Tercer Piso del karst, dado que su bóveda (próxima a los 980m) se sitúa bastante por debajo de las de aquél. El Tercer Piso está compuesto por la Sima de los Huesos, Cueva del Silo y Cueva Peluda, cavidad esta última que presenta a su vez un subnivel inferior en donde se localiza la terraza fluvial. A este nivel también pertenecen las cavidades y galerías inferiores que se localizan en Trinchera, entre las que destaca la Cueva del Compresor. El Tercer Piso del karst se encuadra entre unas cotas medias que van desde 996-994m, con chimeneas ascendentes que superan los 1.000m (Ortega *et al.*, 2005: 173). En concreto, la Sima de los Huesos presenta un techo descendente, que va desde los 990m de la base del pozo hasta los 985m de su extremo distal, del que parten chimeneas que alcanzan los 992m, cuyo suelo, formado por una rampa descendente culmina en una cota de 983m. Por su parte, las bóvedas de los diferentes conductos de Cueva del Silo se localizan entre los 997 y los 985m, con chimeneas que pueden alcanzar hasta los 1.011m de altitud, presentando suelos entre los 989 y los 982m, correspondiendo el punto más bajo a 977m (sección 50 CS). Cotas similares se documentan en Cueva Peluda, cuyos techos se sitúan entre los 995 y los 989m, con chimeneas que alcanzan los 997 y los 1.003m, mientras que su suelo presenta una cota media de 987m, detectando a 985-986m de altitud la bóveda del piso inferior de esta cavidad, en donde aparece el punto más bajo a 978m (Plano 10 y Alzado 1). Por su parte, la Cueva del Compresor muestra en general cotas algo más bajas, abarcando el rango que va desde 987 a 972m para sus techos, con chimeneas que ascienden hasta los 992m, y desde los 980 hasta los 971m para sus suelos.

El posible conducto detectado en el Perfil 14 aparece colmatado con sedimentos poco resistivos. En un intento de interpretar estos sedimentos debemos en primer lugar conocer y georeferenciar los diferentes rellenos del tercer nivel del karst. La secuencia mejor conocida de un relleno del piso inferior del karst corresponde a la de la Sima de los Huesos, por la importancia paleontológica que contiene. Este yacimiento se localiza a unos 15m al SO de la vertical del Sendero Luminoso, y presenta una secuencia estratigráfica (Bischoff *et al.*, 1997) con tres episodios sedimentarios. El episodio I se caracteriza por ser erosivo y representa la base de la secuencia. Está compuesto por la presencia de materiales margosos miocenos redepositados en el interior del karst (Bischoff *et al.*, 1997: 133, 136 y 137). Estas margas representan la base conocida de la secuencia, con una marcada pendiente descendente hacia el fondo de la sima, presentando en la vertical del pozo de acceso una cota de 989m y de 982m la parte distal de la Sima, en donde se superpone un paquete de limos y arenas laminadas (Bischoff *et al.*, 2003: 276), cuyo techo se presenta a 983m. El segundo episodio muestra un nivel de arcillas estériles, negativas (Parés *et al.*, 2000), y el nivel fosilífero con

restos de *Homo heidelbergensis*, cerrando la secuencia una costra pavimentaria que caracteriza al Episodio III, datada en unos 500.000 años (Bischoff *et al.*, 2007: 767).

Destaca en este perfil la presencia de margas, arenas y limos, materiales poco resistivos localizados en una cota de 983 y 982m de altitud, unos tres-dos metros respectivamente por encima del relleno detectado en el Perfil 14 (Lámina-Sección 31).

Otro dato que podemos remarcar es la presencia de arenas y limos en los conductos de la Cueva del Silo localizados en las galerías meridionales de Las Arenas, a cotas vistas de 990-992 hasta 982m (Lámina-Sección 55-59). También el conducto principal o septentrional, de eje E-O, presenta sedimentos de arenas y limos a cotas de 987 y 984m, que se apoyan en gravas metamórficas procedentes del Arlanzón, que muestran un paquete cuyo techo se sitúa en 986m y el punto más bajo conocido en 983m (Lámina-Sección 49-53). El posible conducto dista unos 40-50m de las secciones CS36-38 (Lámina-Sección 49-51), y está a unos 3m por debajo de la base de la terraza fluvial.

Más alejado se encuentra el conducto inferior de Cueva Peluda (Lámina-Sección 68-69: CP14-16), en donde también aparecen las gravas metamórficas procedentes del Arlanzón, en relación con una apertura de una entrada directa al curso fluvial en las proximidades del Valle del Cueva Mayor, relacionada con la ladera suroccidental de la unidad de San Vicente. La terraza se localiza entre la cota de 984 del techo y los 978m del punto más bajo conocido.

Una vez vistas las relaciones topográficas tanto de los conductos como de los sedimentos de facies poco resistivas del nivel inferior del karst de Atapuerca, podemos indicar que la presencia del posible nuevo conducto está a cotas más bajas que los conductos conocidos de este nivel, así como de los sedimentos documentados finos en la Sima de los Huesos y Cueva del Silo. También el posible conducto colmatado aparece a una cota bastante inferior del techo del nivel de gravas fluviales de Cueva del Silo y del nivel inferior de Peluda. Por todo ello, dicha anomalía, de ser un conducto, debe pertenecer a un nivel más bajo del karst, del que desconocemos sus relaciones espaciales y sedimentológicas, pero puede que tenga una posible relación con los conductos de la Cueva del Compresor, con bóvedas que presentan cotas que van desde 987 a 972m, con chimeneas que ascienden hasta los 992m y suelos que se sitúan entre los 980 hasta los 969m. En esta cavidad, además, se han documentado marcas de niveles recientes de inundación, situadas a una cota de 969,2m.

- *Perfil 15: Perfil paralelo a la ladera del Valle de Cueva Mayor II (Alto del Caballo - Valle de Cueva Mayor)*

Perfil longitudinal al eje del Valle de Cueva Mayor, desarrollado en paralelo a la ladera norte (Figuras 5.2 y 5.25, Plano 10), presenta un total de 355m, situando sus coordenadas UTM entre el punto X: 457.228,8 Y: 4.688.552,5 y Z: 1.041 del inicio del sondeo, al Oeste, y el X: 457.562,3 Y: 4.688.636,6 y Z: 1.017 del extremo Este. El espaciado entre los electrodos fue de 5m. Con este perfil se querían conocer las características de la margen derecha del valle de Cueva Mayor (Figura 5.26).



Figura 5.25 Imagen del punto central del Perfil 15 (Fotografía: A. I. Ortega)

Al igual que en los sondeos anteriores, la utilización de los dos métodos (Schlumberger y Dipolo) han proporcionado imágenes similares.

El Perfil 15 es coincidente con el 13, afectando a la margen derecha del Vallejo de Cueva Mayor, en donde destaca la presencia de un escalonamiento rocoso localizado en la coordenada X: 457.400, Y: 4.688.595 y su salto desciende desde una cota de 974-975m hasta los 957-960m de altitud, resultando una pequeña grada de unos 5-7m de desnivel, que marca la base mesozoica de las calizas del Cretácico superior en este perfil. Este escalón puede relacionarse con la grada inferior detectada en el Perfil 13, cuyas cotas se sitúan entre los 985 y los 955m s.n.m.

Los materiales que se superponen a la roca caliza se relacionan con valores de 2-200 ohm.m, escasamente resistivos, relacionados con los materiales margosos del Neógeno. En la parte distal del perfil se documenta la presencia, a techo de la secuencia, de unos pequeños lentejones con valores de 200-400 ohm.m, que deben corresponder a las estructuras de materiales carbonatados, propios de la base mesozoica o quizá relacionados con posibles tramos de terraza del arroyo de Cueva Mayor.

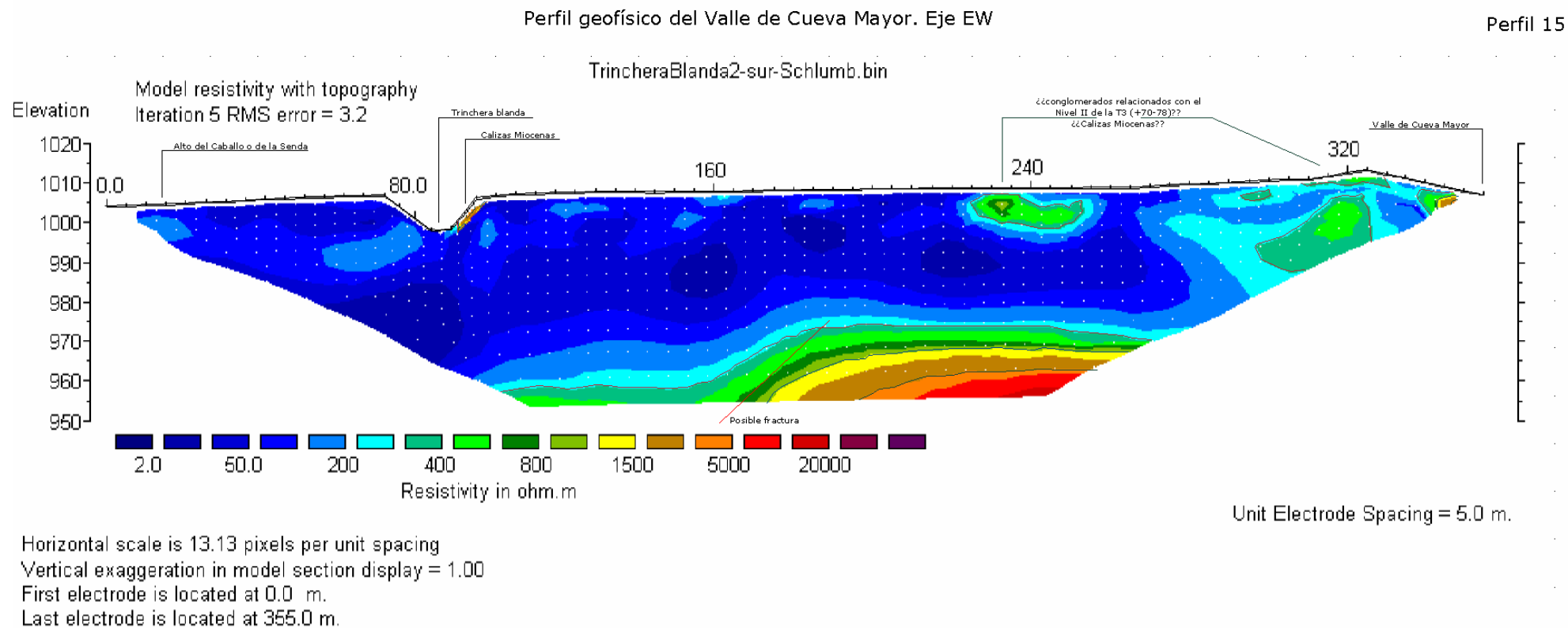


Figura 5.26 Imagen interpretada del Perfil 15, realizado en el frente norte del Valle de Cueva Mayor.

- *Conclusiones del Valle de Cueva Mayor*

A modo de resumen, se puede concluir que los perfiles geofísicos realizados en la ladera del Valle de Cueva Mayor han puesto de manifiesto la presencia en profundidad de escalones topográficos, en donde la continuidad de la presencia del escalón inferior puede interpretarse como de claro origen estructural, y confirma que los conductos de Cueva Mayor-Cueva del Silo evolucionan y se desarrollan en las calizas y dolomías mesozoicas hasta alcanzar dicho eskarpe, punto en el cual entran en contacto con las margas miocenas.

Por su parte, el escalón superior únicamente ha sido detectado en el Perfil 13, situándose en el límite en que las cavidades entran en contacto con las margas miocenas (Plano 10). Puede que se trate de un escalón estructural, pero también se puede estar ante un plano de debilidad relacionado con un colapso, por el que han podido penetrar los sedimentos margosos que se documentan en la base de la Sima de los Huesos. Este colapso debería relacionarse con la topografía deprimida sobre la que se sitúa la Sima de los Huesos, y cuya morfología se asimila a una dolina parcialmente desmantelada.

Otra conclusión que se observa es que la gran longitud de los perfiles ha permitido incrementar la profundidad de investigación, en donde únicamente van a destacar las importantes discontinuidades del terreno, en detrimento de las pequeñas anomalías que deberían corresponder a los conductos kársticos conocidos de Cueva del Silo.

En relación con la detección de galerías subterráneas debemos indicar que, muy posiblemente debido a la longitud y espaciado, únicamente han quedado reflejadas en los cortes geofísicos del terreno el conducto el sector de Cíclopes, caracterizado por ser una gran sala con un importante volumen aéreo (de unos 16.168m³). La secuencia del subsuelo refleja la existencia de una mancha cerrada de valores superiores a los 20.000 ohm.m que topográficamente es coincidente con la Sala Cíclopes. Esta mancha aparece encerrada en una estructura superior envolvente, marcada por valores de 1.500-5.000 ohm.m, que debe referenciar la existencia del conducto kárstico. Por el contrario, cuando las galerías conocidas son de pequeñas dimensiones, como ocurre con los conductos de Cueva del Silo, no aparecen reflejadas en la secuencia de discontinuidades del terreno.

5.4. Conclusiones

La realización de la serie de perfiles de tomografía eléctrica 2D realizados sobre el karst conocido de la Sierra de Atapuerca ha permitido contrastar tanto las hipótesis planteadas en esta investigación como la utilidad de la exploración geofísica para la detección de estructuras y anomalías geológicas subsuperficiales, entre las que destaca la existencia de cavidades.

La prospección geofísica empleada proporciona una imagen de la distribución de resistividades del subsuelo. Para convertir dicha imagen en una estructura geológica es necesario conocer la variación del parámetro de resistividad en los diferentes tipos de materiales que constituyen el subsuelo y en cada estructura geológica del área de estudio. La geología del sector

Suroeste de la Sierra de Atapuerca es bastante sencilla y se caracteriza por constituir el flanco superior de un anticlinal tumbado con vergencia al Norte, de calizas y dolomías del Cretácico superior, en la que se ha desarrollado un importante karst freático subhorizontal, cuyos sectores de entrada se encuentran, en la práctica totalidad, colmatados por sedimentos terrígenos y formaciones de espeleotemas. Este karst está delimitado entre los valles de Valdecuende-Hoyada-Bajera de Valdecuende y el Valle de Cueva Mayor-Chorruela/Arlanzón y aparece surcado por el Valle de la Propiedad y Valhondo.

El interés de la utilización de la metodología geofísica se ha centrado en conocer la existencia de nuevos conductos subterráneos o la continuidad de los conocidos, así como determinar el tipo de valle y la dinámica cuaternaria del Arroyo de la Propiedad y la ladera septentrional del Valle de Cueva Mayor, con el fin de caracterizar mejor la morfología endokárstica de la sierra.

Bajo estos condicionantes, se han realizado 15 perfiles de tomografía eléctrica 2D, empleando los dispositivos de medida Schlumberger-Wenner y Dipolo-Dipolo, que han mostrado variedad en los resultados en relación de los condicionantes topográficos, geológicos o físicos de las cavidades subterráneas, mostrándose más coherentes, con la planimetría del endokarst de la Sierra de Atapuerca las imágenes proporcionadas por la configuración Schlumberger.

El primero de los perfiles, de 53m de longitud y un espaciado interelectrónico de 1m, proporcionó una imagen de distribución de resistividad del subsuelo que puso de manifiesto el contorneado del conducto aéreo de Cueva Peluda, localizada apenas a un metro de profundidad de la base de la Trinchera del ferrocarril de la Sierra de la Demanda.

Los métodos geofísicos se han destacado por remarcar, con precisión, la existencia de pseudosecciones cerradas encuadradas en valores inferiores a 400 ohm.m, que han sido interpretadas como conductos colmatados con sedimentos terrígenos. Tales conductos son los detectados en la Campa del Silo (P.2), el Valle de la Propiedad (P.3-7 y 9) y el término de Torcas (P. 11), y están relacionados con los niveles intermedio e inferior del karst, en vinculación con galerías de Cueva Mayor, Silo, Peluda o los conductos de Dolina-Penal y Complejo Galería (Plano 10).

Interpretación más compleja presentan una serie de contornos cerrados, por mostrar una gradación continua de valores de resistividad eléctrica típicos de la caliza, formando sus valores inferiores, entre los 400 ohm.m y los 1.000/1.500 ohm.m, estructuras cerradas que deben indicar discontinuidades precisas. Estas anomalías pueden corresponder, bien a conductos o a fracturas, que están colmatados por formaciones estalagmíticas o calcáreas, cuya respuesta a la resistividad eléctrica debe ser similar a la caliza (ambas son formaciones compuestas por carbonato cálcico). En esta relación de resistividades debe resaltarse la existencia del hueco o conducto como una discontinuidad eléctrica que se evidencia dentro de la formación rocosa, como la presencia de una estructura cerrada (el conducto), caracterizada por resistividades que se enmarcan dentro de los valores propios de las rocas carbonatadas, cuya composición mineralógica es la calcita.

Otra posibilidad que podría interpretar la gradación continua de valores propios de las calizas es que estos perfiles hayan cortado conductos de pequeña sección o de sección alargada en la vertical, tipo diaclasa, o en la horizontal, tipo laminador. En estos casos la resistividad debería cambiar rápidamente en cortas distancias, no permitiendo a los dispositivos utilizados ser suficientemente precisos como para detectar toda la progresión de la resistividad del electrodo en la discontinuidad del subsuelo, pero sí evidenciar la presencia de dicha anomalía en la secuencia del substrato calizo. Los perfiles que han detectado este tipo de discontinuidades se localizan al Este de la Trinchera del ferrocarril abandonado en los términos de Torcas (P.10-12) y Valle de la Propiedad (P.8).

Peor definición presentan los conductos conocidos de las cavidades de la Sierra de Atapuerca, salvo la excepción del citado conducto de Cueva Peluda (P.1) y las secciones geofísicas realizadas sobre diferentes galerías de Cueva Mayor y Cueva del Silo, que se caracterizan por la indefinición de los vacíos en la secuencia de resistividades eléctricas. Una explicación a esta ambigüedad puede estar relacionada con la profundidad en la que se localizan los conductos dado que, como ocurría con el conducto de Peluda, situado a un metro escaso de la superficie, la secuencia geofísica refleja claramente su contorno, ya que los valores más altos de sensibilidad se encuentran cerca de los electrodos, potenciándose ésta cuando el espaciado entre ellos es menor a 5m.

Los conductos kársticos en la Sierra de Atapuerca evolucionan en tres niveles subhorizontales, desarrollados desde el Este hacia el Noroeste, hasta que abandonan la sierra en la zona surgente del karst, en la ladera de Valhondo, cuyas bóvedas se sitúan a profundidades superiores a los 40m en el extremo oriental (Galería del Sílex) y de unos 15m para el final de Estatuas en el tramo sur del Valle de la Propiedad (P.10), ambos conductos del Nivel Superior. El sector Cíclopes (Nivel Intermedio), investigado en los perfiles 13 y 14, se localiza a unos -13m de la superficie, presentando fosilizadas las paredes del mismo por la colmatación de sedimentos, mientras que los conductos del Silo, correspondientes al tercer nivel del karst, se encuentran entre los 27m de profundidad y los 15-18m, según el eje Este-Oeste (P.14). Este sector se caracteriza por representar a la zona surgente del karst, formando un laberinto de galerías, de pequeñas dimensiones, que terminan colmatándose con sedimentos del exterior.

La falta de resolución en la detección de conductos aéreos conocidos se observa en el Perfil 10, prospección de 142m de longitud con un espaciado interelectrónico de 2m, que corta una sección del tramo final de la Galería de las Estatuas, de unos 18,70m de largo, a una profundidad en sus extremos de entre 17 y 11,5m. El conducto se superpone a valores de resistividad eléctrica de 3.000 ohm.m, que delimitan una estructura cuyo rango inferior está marcado por 800 ohm.m. La coincidencia planimétrica de Estatuas con la anomalía en el substrato calizo debe ser el reflejo de la respuesta eléctrica al paso del conducto, que en este sector presenta un hueco de entre 2,5 y los 5m de altura.

Los conductos kársticos del Sector Cíclopes–Cueva del Silo se han cortado en los perfiles 13 y 14, ambos de 355m con separación entre electrodos de 5m, que se superponen a la altura de la perforación de Cíclopes. El contorno de las oquedades conocidas ofrece diferente definición según los perfiles, disparidad que debe estar en conexión con la profundidad, el tamaño de los

huecos y la secuencia de sensibilidad de resistividades. El Perfil 13 presenta una imagen de resistividades clara y coherente con la realidad geológica, en donde destacan, por un lado, el perfil escalonado del Valle de Cueva Mayor, colmatado de margas y, por otro, el contorno de una estructura muy resistiva, con valores superiores a 20.000 ohm.m, que enmarca topográficamente el hueco central de la Sala Cíclopes (con unos 15m de altura y unos 14m de anchura). Esta amplia estructura presenta, en su límite SO, un rápido tránsito de resistividades hasta conectar con los valores propios de los sedimentos terciarios (300-20 ohm.m), que coincide con el extremo del conducto, que aparece colmatado con una entrada de margas.

La entrada de margas y sedimentos fluviales concentra su origen en el sector final de Cíclopes, en donde el plano vertical detectado en el Perfil 13 puede estar en relación con una estructura de colapso, representadas generalmente con paredes muy verticalizadas, que han permitido la conexión y entrada de depósitos de exterior hacia el interior, salvando las secuencias margosas miocenas.

El problema lo plantea el Perfil 14, cuyo trazado cruza al anterior (P.13) al Sur de la perforación de Cíclopes, al no definir los huecos de los conductos conocidos. Este perfil corta lateralmente la Sala Cíclopes, afectando a una sección de bóveda irregular, a unos 13-15m de profundidad, que presenta 29,5m de largo por una altura de entre los 10,50 y los 6m, que no está individualizada en la secuencia de resistividades eléctrica, como tampoco están delimitados los pequeños conductos de Cueva del Silo. Esta imprecisión en la secuencia de discontinuidades eléctricas puede ser debida al tipo de perfil elegido, de 355m con un espaciado entre electrodos de 5m, con el que se consiguió alcanzar 58m de profundidad. Este criterio explicaría la falta de determinación de los pequeños conductos del Silo, pero no así el volumen de Cíclopes, detectado en el perfil anterior, de idénticas características. Un posible razonamiento sería indicar que al seccionar el perfil el borde sur de la Sala afectara marginalmente al mismo, tomando en consideración únicamente el hueco del corte concreto de la tomografía. En esta situación de pequeñas secciones de conductos aéreos situados a cierta profundidad y con un espaciado entre electrodos de 5m, la tomografía eléctrica no es capaz de determinar con precisión la existencia de los mismos (Plano 10).

En un ejercicio de composición donde superponemos la representación topográfica de los conductos con la pseudosección de resistividad eléctrica proporcionada por el Perfil 14, comprobamos como la mayoría de los conductos seccionados (todos excepto la sección CS18 y parte de la CS19 –Lámina-Sección 58), así como de la proyección de las galerías inmediatas al perfil, se localizan en los materiales cuyos valores superan los 400 ohm.m, propios de las calizas, así como que la parte superior de las chimeneas de este sector, colmatadas principalmente por sedimentos margosos, alcanzan los materiales terrígenos poco resistivos (100-300 ohm.m). De ello podemos inferir que la imagen se ajusta en lo general a las grandes discontinuidades de la secuencia geológica de este sector, caracterizada por la presencia de margas terciarias que se apoyan disconformemente sobre las calizas y dolomías de la serie cretácica del Turoniense-Santoniense inferior.

El reconocimiento del conducto de Cíclopes en el Perfil 13 contrasta con la indefinición de este espacio y de las diferentes galerías de Cueva del Silo en el Perfil 14, que debe estar

relacionado con el espaciado entre electrodos y la profundidad a la que se encuentran las anomalías, así como con el tamaño de los conductos, formando un conjunto de variables que restan precisión al método geofísico.

Por otra parte, la realización de la serie de sondeos de tomografía eléctrica ha proporcionado imágenes concluyentes sobre los valles de Valhondo (P.2), Propiedad (P.3-19) y Cueva Mayor (P. 13-15), caracterizados por la presencia de los depósitos poco resistivos (2-300 ohm.m), que representan las secuencias terciarias y cuaternarias, que se apoyan sobre las calizas cretácicas (valores de resistividad superiores a 400 ohm.m) que forman la Sierra de Atapuerca.

6. DISCUSIÓN Y SÍNTESIS DE RESULTADOS

6.1. Introducción

6.2. Génesis de la karstificación en la Sierra de Atapuerca

6.2.1. *El exokarst*

6.2.2. *El endokarst: las cavidades de la Sierra de Atapuerca*

6.2.2.1. *Matagrande: pequeños manantiales*

6.2.2.2. *San Vicente: cavidades multinivel, herencia de un paisaje kárstico*

A. *Zona de recarga del karst*

B. *Zona de descarga del karst*

C. *Los niveles del karst*

i. *Nivel de Cueva Ciega-Paredeja: herencia miocena*

ii. *Nivel Superior: el piso Sílex-Estatuas y su desarrollo plioceno*

iii. *Nivel Intermedio: el piso Silo-Baja y las cavidades de Trinchera durante el Pleistoceno inferior*

iv. *Nivel inferior: la terraza Silo-Peluda del Arlanzón*

6.3. Rellenos kársticos: registros cronoestratigráficos

a) *Los rellenos de la Sala de los Cíclopes*

b) *El relleno de Elefante*

c) *El relleno de Dolina-Penal*

d) *El Complejo de Galería*

e) *La Sima de los Huesos*

f) *La terraza de Cueva del Silo-Cueva Peluda*

6. DISCUSIÓN Y SÍNTESIS DE RESULTADOS

6.1. Introducción

En los paisajes kársticos de media montaña, como es el caso de la Sierra de Atapuerca, las aguas subterráneas tienen una importancia fundamental en la evolución de las regiones carbonatadas suficientemente fisuradas, por la formación de importantes superficies de contacto agua-roca que favorecen el desarrollo de cavidades. Esta formación está controlada por los parámetros de la estructura inicial, que son los que designan la disposición de las discontinuidades geológicas que conducen a formar el camino del agua en su fase inicial, y por los factores pasivos y activos, representados por las características de la roca y las propiedades físico-químicas del agua activa sobre la disolución endokárstica (Julian, 1992).

Toda karstificación representa a la estructura subterránea de drenaje, en donde las cavidades constituyen elementos claves de la organización espacial del mismo, desarrollada en paralelo con la evolución de la red hidrológica superficial. Por ello, los principales procesos de cavernación se relacionan con la evolución geomorfológica local, evolución que permite conocer las condiciones pretéritas que controlaban el comportamiento de los acuíferos y por tanto, por un lado, la existencia de antiguos niveles de base y paleosuperficies piezométricas y, por otro, el desarrollo y localización de los paleokarst, así como las variaciones en los mecanismos de recarga y descarga de los acuíferos.

En este apartado se quiere destacar el importante papel que juegan las cuevas en la evolución topográfica del paisaje de las regiones calcáreas debido, como se ha indicado anteriormente, a que su evolución está a menudo estrechamente relacionada con la posición del nivel de base local, delimitada por la más profunda incisión de los arroyos. Por ello, siempre que sus edades puedan ser determinadas, las cavidades que aparecen en las laderas de los valles pueden registrar el índice de incisión del río y por tanto el desarrollo de la topografía (Ford *et al.*, 1981; Granger *et al.*, 1997 y 2001; Despain y Stock, 2005; Stock *et al.*, 2005; Audra *et al.*, 2006).

Un desafío que hay que solventar en el conocimiento de la evolución del paisaje kárstico está en discernir la historia de la evolución y desarrollo de las cuevas, a través de observaciones, mediciones e interpretaciones de la morfología endokárstica, y para ello es indispensable determinar la edad de las cavidades. Si estos objetivos son satisfactoriamente resueltos, se debe efectuar la integración de la información espeleológica dentro de una historia geomorfológica comprensible, en cuya interpretación evolutiva las cavidades y el karst proporcionarán importantes

elementos de valor temporal, a veces esenciales, para el conocimiento de la evolución del paisaje montañoso, como lo han demostrado numerosos trabajos en todo tipo de regiones calizas del mundo (Ginés, 2000; Garay, 2001; Delanoy, 1997; Audra, 1994; Maire, 1992; Salomón y Maire 1992; Quinif, 1992 y 1998; Anthony y Granger, 2004; Stock *et al.*, 2006).

6.2. Génesis de la karstificación de la Sierra de Atapuerca

La historia de la evolución de todo sistema de cavidades está unida al marco físico local, siendo indispensable trazar los principales patrones del desarrollo kárstico en relación con la evolución regional del macizo estudiado y establecer las sucesivas fases y condiciones de espeleogénesis, desde el Terciario y especialmente desde el Plioceno.

Las cuevas, por su carácter conservador, registran evidencias que permiten conocer los paisajes del pasado y, en este sentido, el conjunto de cavidades de San Vicente, por su desarrollo y complejidad, aporta algunas claves para comprender el origen y la evolución del Karst de la Sierra de Atapuerca y su entorno, al menos durante el Plio-Cuaternario, debido a que, a medida que una red kárstica se desarrolla, se produce el ensanchamiento progresivo de los conductos (freáticos y vadosos) y el descenso del nivel piezométrico, que tiende a alcanzar su posición de equilibrio a la cota del nivel de base regional.

El trabajo de Zazo *et al.* (1983) apuntaba la existencia de procesos de karstificación en la Sierra de Atapuerca vinculados a fases neógenas del Mioceno superior, relacionadas con la formación de las calizas de los páramos ("Páramo inferior"), junto a un importante desarrollo durante el Cuaternario, impuesto por los procesos de descenso del nivel de base del Arlanzón. Pineda (1997a) y Olivé *et al.* (1990) reinciden en estos posicionamientos, mientras que Benito (2004) y Benito-Calvo y Pérez-González (2007) han puesto de manifiesto que será con la formación de la Superficie de Erosión SE3 / Superficie Poligénica del Páramo Superior (SPPS) (correlacionadas con fases transicionales del Mioceno final al Plioceno) y su arrasamiento posterior (que concluirá con la formación de la Superficie de Erosión SE4 y la Superficie Poligénica del Páramo Inferior (SPPI) de edad Plio-Pleistocena) cuando se desarrolle una prolongada fase de karstificación en las zonas emergidas, que marcarán los niveles de base en la cuenca lacustre y el origen de la red hidrológica cuaternaria.

Estos autores han definido como hacia el tránsito del Plioceno al Cuaternario se produce una cierta estabilidad geomorfológica, puesta de manifiesto por la superposición de las superficies de erosión pliocena a la superficie de erosión miocena, y como durante el Cuaternario las modificaciones del paisaje aparecen ligadas a un irregular pero progresivo descenso del nivel de base regional, fijado por el Arlanzón, correspondiendo al Pleistoceno los afloramientos detríticos conectados con el encajamiento de la red hidrográfica en relación con depósitos de ladera, niveles colgados de terrazas o terraza-glacis. Hay que destacar que los depósitos de terrazas atribuibles al Pleistoceno inferior están escasamente representados en el entorno de la Sierra de Atapuerca, limitando su presencia a enclaves concretos de Escampa Colina y Zaldundo, resultado del desmantelamiento por la propia evolución del sistema de la red hidrográfica local.

Como se ha visto en los apartados anteriores (apartado 4.3), los principales procesos de karstificación de la Sierra de Atapuerca se desarrollan en los materiales mesozoicos del Cretácico superior (calizas y dolomías del Turoniense-Santoniense inferior), en sectores de límite o borde del anticlinal, y se caracterizan por la importancia de las morfologías endokársticas, con típicas formas freáticas principalmente concentradas en el sector noroccidental de la unidad de San Vicente, que han producido un importante conjunto de cavidades escalonadas, que destacan por su extensión y volumen, en contraste con el escaso desarrollo de las morfologías exokársticas de infiltración, compuesto por la presencia de un lapiaz semicubierto poco llamativo y dolinas de pequeñas dimensiones.

6.2.1. El exokarst

Los principales procesos de karstificación exterior de la Sierra de Atapuerca se desarrollan en las superficies erosionadas que afectan a los materiales carbonatados de la misma, como consecuencia del modelado de vertientes (apartado 4.2), tan frecuente en los karst de media montaña. Entre las morfologías exokársticas de este enclave sobresalen las áreas de lapiaz semicubierto, de acanaladuras (*rillenkarren*) y surcos (*rinnenkarren*), que revelan una topografía irregular poco destacada, asociada al diaclasado y fracturación de la roca, formando pequeños y medianos volúmenes.

Por su parte, las depresiones kársticas están mejor representadas por dolinas de disolución, con forma de artesa, a favor de la estructura, que se localizan preferentemente en los rebordes de las diferentes superficies de erosión, a lo largo de los cauces de los cursos fluviales que drenan la sierra, en cuya acción remontante de sus cabeceras capturan o seccionan las dolinas, incorporando dichas depresiones a los perfiles longitudinales de la red fluvial de los valles de la sierra. Esta relación indica la sobreimposición del actual modelado fluvial sobre un modelado kárstico preexistente, apuntando la posibilidad de un origen precuaternario.

En este tipo de morfologías exokársticas destaca la unidad de Matagrande, con el conjunto de dolinas del Campo de las Brujas por constituir la mayor depresión kárstica, que aparece claramente encajada en la superficie de erosión SE1, dando paso su captura a la cabecera del valle de Valdecuende (Plano 1). Un segundo grupo de dolinas se localiza principalmente en la vertiente oriental de la Rasa de San Vicente, superficie que bordea este monte y que representa a la SE3, y al igual que en el caso anterior las cabeceras de los arroyos fluviales han alcanzado su base (Plano 2). Dolinas más dispersas se sitúan sobre la SE4 en el sector de la Curumacha de San Vicente o en diferentes superficies fluviales correlacionadas con las terrazas altas y medias del Arlanzón (Planos 1 y 2).

El valle de control litoestructural de Varones-Mina y Carcaje debió representar en origen a una posible depresión cerrada con funcionamiento tipo *polje* (Benito, 2004), en relación con un vaciado del núcleo anticlinal a modo de combe lateral, plenamente desarrollada para la fase de estabilidad de la superficie de erosión SE3, datada en el final del Mioceno superior. La apertura de esta cuenca endorreica se relaciona con el inicio del encajamiento de la red hidrográfica del Duero, durante las fases transicionales del Plioceno medio al Plio-Pleistoceno, coetánea con un

nivel de estabilidad que afectó a los procesos de cavernamiento del primer nivel del endokarst del sistema de Cueva Mayor-Cueva del Silo.

Pero la presencia de las morfologías exokársticas es mínima y de escasa significación si se tiene en cuenta el destacado papel que debió desempeñar la disolución kárstica en la formación de los diferentes tipos de superficies de erosión que caracterizan a la sierra y su entorno. Como hipótesis, podrían plantearse fases de escasez de agua, que no permiten a la sierra disponer de una cuenca de drenaje, tal y como apuntan las condiciones de aridez climática que desarrollaron las superficies SE3 y SE4 (Benito, 2004; Benito-Calvo y Pérez-González, 2007). Aunque la confirmación de la naturaleza de estos procesos erosivos está atestiguada por la presencia de arcillas rojas que sedimentan la cuenca, resultado de la descalcificación de los macizos carbonatados, constituyendo residuos insolubles procedentes principalmente de la karstificación de los relieves circundantes (Benito, 2004: 97). Además la topografía plana de los arrasamientos habría favorecido la acción de los procesos kársticos, al acumular más fácilmente las aguas en periodos de mayor humedad.

La ubicación de las morfologías de disolución sobre las superficies de erosión inscribe la evolución del exokarst en un marco temporal amplio desarrollado a partir de la formación de dichas superficies hasta la actualidad, disponiendo de una horquilla que abarca desde el Mioceno hasta el Cuaternario (Zazo *et al.*, 1983; Pérez-González *et al.*, 1994; Benito, 2004). Este proceso implica que, mientras existan las condiciones adecuadas para la karstificación, el desarrollo de formas de infiltración (tipo lapiaz y dolina o valles litoestructurales) se producirá como un proceso continuo en el que las erosiones arrasan morfologías antiguas, con superposición de las formas modernas sobre las preexistentes, siendo éstas últimas las más fácilmente reconocibles. Los datos disponibles apuntan la posibilidad de un origen precuaternario para las depresiones cerradas situadas en las superficies carbonatadas relacionadas con la SE1, SE2 y SE3, y quizá también sobre la SE4, mientras que las dolinas encajadas en las superficies vinculadas con antiguos niveles de aplanamiento de la red fluvial cuaternaria tienen un origen Pleistoceno.

Se dispone de un único dato cronológico para conocer o delimitar la evolución de las morfologías de infiltración o disolución exterior tipo lapiaz y procede del asentamiento al aire libre del yacimiento arqueológico de Orquídeas (apartado 4.2.1.2.), localizado en el lapiaz cubierto por *terra-rossa*, desarrollado en la cabecera del arroyo de Valdecuende. Este yacimiento muestra un conjunto de dataciones de Termoluminiscencia que ha proporcionado un momento de acumulación para las arcillas de descalcificación que cubren el lapiaz en torno a los 30.000 años, (Mosquera *et al.*, 2007).

La excavación en este sector ha aportado, junto a piezas de industrias líticas paleolíticas, abundantes fragmentos naturales de nódulos de sílex cretácicos, con claros signos de gelifración, incluidos dentro del depósito de suelos rojos, que apuntan a condiciones climáticas frías. La presencia de estos elementos sugiere que tanto los riñones de sílex como la *terra-rossa* y el lapiaz, con los que aparecen asociados, son el resultado de procesos erosivos que han desmantelado la superficie caliza, marcado el último avance importante de la karstificación en este sector, relacionada con el final del Estadio Marino Isotópico 3 (MIS3), fase que además desarrollaría la evolución de la cabecera del Valdecuende hacia la cima del Matagrande,

conectando con el campo de dolinas que se sitúa en su cumbre y capturando su depresión cerrada.

Este único ejemplo podría representar la evolución del desarrollo de las cabeceras de los arroyos transversales de la sierra en su avance hacia la cima, en donde se constata la captura de las dolinas o depresiones cerradas situadas en los bordes de las superficies erosionadas.

Por otra parte, entre las formas exokársticas es interesante constatar el reconocimiento de, al menos, dos dolinas de colapso, conectadas con las entradas de Cueva Mayor y la Galería del Sílex, desarrolladas en la Hombreira de Cueva Mayor que representa la superficie de erosión SE3 en dicho sector. La formación de estos hundimientos es consecuencia del desarrollo y evolución del conducto superior del Sistema de Cueva Mayor-Cueva del Silo, que implica un proceso gravitacional a favor de la estructura y la superficie de erosión, vinculado con un momento posterior a la formación del nivel superior del sistema dentro de la secuencia Plio-Pleistocena y, por los datos que disponemos en la actualidad en la secuencia del Portalón (ver apartado 4.3.1.1.2.B.a), podemos apuntar una relación con el Pleistoceno superior.

Los procesos erosivos de ladera impiden reconocer la morfología primigenia de algunos sectores, destacando como la topografía actual del Abrigo del Mirador puede corresponder con la tipología de una dolina de hundimiento, producto del colapso del techo de un antiguo conducto o del retroceso y evolución de la ladera, en un momento avanzado del Pleistoceno superior, según los datos que está proporcionando la intervención arqueológica, en donde se documenta una potente fase de derrumbe y relleno, con la presencia de bloques calizos, de más de 14m de potencia (J. M. Vergés *com. pers.*), profundizando hasta una cota próxima a los 1.010m s.n.m.

Estos datos, coincidentes con el transporte de *terra-rossa* en el sector del yacimiento de Orquídeas en la cabecera del arroyo del Valdecuende (Mosquera *et al.*, 2007) o en el techo del yacimiento de Dolina (Berger *et al.*, 2008), apuntan a la existencia de una importante fase de erosión mecánica en el karst de la sierra producida durante las fases frías del Pleistoceno superior.

Por último, se debe destacar la ausencia de morfologías exokársticas que indiquen la existencia pretérita de sumideros fluviales en la Sierra de Atapuerca, a excepción de las infiltraciones locales de aguas de escorrentía por diferentes dolinas. La topografía actual de este enclave no conserva vestigios de sumideros o ponors por donde se sumiesen los flujos de agua, ni señales o huellas de valles ciegos o muertos en los bordes de la sierra que indiquen la presencia de antiguos puntos de pérdidas o capturas totales o parciales de las corrientes fluviales, hacia el interior del karst, que potenciaron la intensa espeleogénesis durante el Pleistoceno. Este vacío morfológico únicamente puede explicarse con la presencia de acuíferos confinados cuyos puntos de origen estén fuera del ámbito local e inmediato de la sierra, constituyendo ésta el punto final de salida de las aguas.

6.2.2. *El endokarst: las cavidades de la Sierra de Atapuerca*

La morfología de los conductos se describe principalmente a partir de sus secciones transversales, por ser éstas el resultado de la actividad de la disolución y procesos de la erosión mecánica durante el desarrollo del sistema kárstico. La forma de los conductos está influenciada por la zona hidrológica y las propiedades del flujo y en consecuencia un perfil endokárstico podría ser freático o vadoso dependiendo de uno u otro tipo de flujo o, como suele ocurrir muy a menudo, la combinación de ambos proporcionando secciones mixtas poligenéticas.

La formación de los conductos situados en la zona freática (saturada) se caracteriza por presentar los pasajes completamente anegados, por lo que los procesos de disolución química pueden actuar en toda la sección del conducto, dando modelos de desarrollo circular o redondeado, mientras que la configuración de secciones elípticas está condicionada por la presencia de planos de estratificación o juntas (Gillieson, 1998). Por su parte, en la zona vadosa o de aireación del karst, no saturada, la disolución y erosión mecánica únicamente se produce en la parte en que la cavidad contiene agua. Los conductos se amplían hacia abajo y forman cañones subterráneos, que a menudo son sinuosos y similares a los que inciden los ríos superficiales. Por ello estrechos cañones vadosos se desarrollan frecuentemente en la base de los conductos freáticos generando secciones mixtas denominadas en la terminología inglesa “*Keyhole*”, que combinan las características de los tubos de conducción forzada, situados a techo de la sección, con la incisión de cañones en la base. El desarrollo de los perfiles mixtos, tan comunes en las cavidades subterráneas, puede ser el resultado del drenaje de la zona freática cuando, debido a cambios en el nivel de base externo, se produce el desarrollo de una nueva conductividad y el posterior descenso del nivel piezométrico o de la cantidad de agua que discurre por el karst, con lo que se modifica la capacidad de disolver y erosionar la roca carbonatada (Mihevc *et al.*, 2004).

Como se ha visto en los apartados anteriores (apartado 4.3) los principales procesos de karstificación y cavernamiento en la Sierra de Atapuerca se distinguen por desarrollarse en sectores de límite o borde de los materiales mesozoicos del Cretácico Superior (calizas y dolomías del Turoniense-Santoniense inferior). La morfología endokárstica del área de estudio se caracteriza por formas freáticas heredadas, no funcionales en la actualidad, con cavidades someras y corticales, controladas por la estructura y desarrolladas en relación con los valles transversales que afectan a la sierra, que fijan la evolución del nivel de base local.

6.2.2.1. *Matagrande: pequeños manantiales*

La unidad de Matagrande, localizada al Norte de la Sierra de Atapuerca e individualizada por la cabecera del río Pico, presenta escasas morfologías endokársticas, con la catalogación de cuatro pequeñas cavidades de desarrollo horizontal y el predominio absoluto de pequeños conductos freáticos colgados del actual nivel de base, en vinculación con los cauces fluviales que se desarrollan perpendicularmente en la sierra (Plano 1 y Lámina-Sección 91). Estas morfologías corresponden a puntos surgentes inactivos, cuyas alturas marcan la existencia de antiguos niveles de base a lo largo del tiempo (Audra *et al.*, 2006). El pequeño desarrollo y tamaño de los

conductos revela la presencia de fuentes que debieron aportar mínimos caudales, vinculados a la recarga autóctona producida por las aguas de lluvia infiltrada desde el exokarst de este monte.

De estas paleosurgencias, la Cueva de los Lobos está situada en el sector norte de Matagrande y pertenece a un pequeño conducto freático que drena al inicio del Valle de Paldeja o de la Mina (Olmos de Atapuerca), a cotas de 1.042m, en relación con la formación de la SE3. Esta relación vincula la formación de la surgencia con momentos finales del Mioceno superior en transición hacia el Plioceno (apartado 4.3) y establece una fase de cavernamiento claramente Pre-Cuaternaria, aunque de escaso desarrollo.

Por su parte, las surgencias de la Cueva de los Franceses o la Gatera del Valle se supeditan a la evolución del arroyo del Valle o Entremesado (Olmos de Atapuerca), en la confluencia con el río Vena. Localizadas a cotas de 1.005 y 986m s.n.m., respectivamente, presentan una relación altimétrica con la proyección de las superficies piezométricas de los niveles de base de las terrazas T2_{AZN} (+84-88m) y T3_{AZN} (+70-78m) del Arlanzón, atribuidas a fases del Pleistoceno inferior (Benito, 2004; Benito-Calvo *et al.*, 2007). La Cueva de La Revilla, situada a 960m de altitud, aguas arriba de la actual fuente del Cubillo en la localidad de Atapuerca, enlaza altiméricamente con la proyección del nivel de la T9_{AZN} (+19-30m) del Arlanzón, vinculado con fases finales del Pleistoceno medio (Benito-Calvo *et al.* 2007).



Figura 6.1 Fuentes del Avellano, Egipciaca y del Cubillo pertenecientes a la localidad de Atapuerca (Fotografías: L. Rodríguez y R. García)

Estas surgencias están relacionadas con la evolución fluvial Cuaternaria del entorno de la Sierra, destacando en la actualidad una serie de manantiales activos, como la surgencia kárstica de fuente del Cubillo en Atapuerca, situada aproximadamente a unos 951m de altitud, que marca el nivel de base actual a la altura de la llanura aluvial del Vena. En torno a estas cotas se localizan las fuentes de la Egipciaca y Avellano en Atapuerca (Figura 6.1), así como el abrevadero de la base del Valle de Paldeja de Olmos de Atapuerca y la Fuente Vieja de esta localidad, cuya actual captación de aguas se realiza a partir de la Fuente Nueva situada aguas abajo del pueblo a cotas de unos 930m de altitud. Por último una serie de pequeños manantiales se localizan en las vertientes o laderas de la unidad de Matagrande, en cotas próximas a los 980-975m s.n.m., que aportan aguas de escorrentía actual. Éstas son fuente Mentirosa, en las proximidades del Valle de Fuentecillas (Atapuerca), fuente Paldeja, en el valle del mismo nombre (Olmos de Atapuerca) y

fuentes Jordana en el término de Rubena. Otra serie de manantiales se desarrollan en los materiales terciarios que bordean la sierra (Plano 1). Todas estas fuentes marcan los puntos de emergencia del acuífero de la sierra, caracterizado por la captación de aguas de lluvia que se infiltran a través de la superficie exokárstica, en donde los manantiales más constantes (fuentes del Cubillo de Atapuerca o Nueva y Vieja de Olmos de Atapuerca) representan surgencias relacionadas con el actual acuífero del Vena.

Por último, entre las morfologías endokársticas de la unidad de Matagrande destaca la cavidad catalogada como Gatera de Mojón Blanco, localizada a una cota de 1.068m de altitud en las inmediaciones de dicho mojón, por la marginalidad, superficialidad y tendencia descendente de su reducido conducto, características que apuntan a una formación vadosa o epifreática del mismo, desarrollado a partir de la superficie de erosión SE2.

6.2.2.2. San Vicente: cavidades multinivel, herencia de un paisaje kárstico

La unidad de San Vicente destaca por la presencia de un importante conjunto de cavidades multinivel, que caracteriza un karst heredero de la evolución del nivel de base local. En general se trata de conductos horizontales desarrollados por disolución en el límite superior de la zona saturada, que forman *Cavernas de Nivel Freático* (Llopis Lladó, 1970) o *Water Table Cave* (Ford, 1977) durante un periodo de estabilidad de la superficie piezométrica o superficie freática (*Water Table*), donde los diferentes niveles endokársticos son el resultado de los episodios de descenso o encajamiento de la lámina de agua en respuesta a los cambios en el nivel de base local (White y White, 1970; Strahler, 1987; Palmer, 1987 y 1991, Gillieson 1996). En este sentido el nivel subterráneo hace referencia a fases específicas de desarrollo de conductos.

Todas las grandes redes subterráneas presentan distintas generaciones de conductos relacionadas con sucesivas fases de estabilización del nivel freático, por lo que es necesario identificar las antiguas posiciones del nivel de base local y relacionar los diferentes niveles de base con los conductos endokársticos asociados para reconocer la historia evolutiva del karst y su entorno.

La forma y configuración de los sistemas multinivel del sector noroccidental de San Vicente reflejan el proceso de continuos descensos del nivel de base y sugieren una historia común vinculada altimétricamente al cambio de posición del río Arlanzón y sus tributarios Vena y Pico, emplazando en la cabecera del arroyo de Valhondo las aguas de descarga kárstica. La situación de los conductos, colgados sobre la red hidrográfica actual, es indicativa de una génesis precoz de los mismos. La datación de los sedimentos de los diferentes niveles del sistema puede ayudar firmemente a establecer los límites de la historia evolutiva del karst y a concretar el tiempo necesario para la formación de los grandes conductos, así como de los niveles fluviales asociados.

Las cavidades escalonadas se caracterizan por presentar diferentes conductos horizontales conectados con estrechos pasajes verticales, constituyendo un patrón que se desarrolla en gran variedad de karst, constatando el papel de este tipo de cavidades en la evolución del paisaje (Anthony, 2004). En este proceso evolutivo es importante comprender la relación existente entre los conductos freáticos y el sistema hidrológico regional, dado que las

cavidades representan a veces el camino más rápido e incluso el más corto de las aguas superficiales en busca del nivel de base regional, definido por el mayor de los ríos, y como los conductos se han formado por la circulación de agua el desarrollo de éstos está fuertemente controlado por la elevación de aquellos.

El cavernamiento principal del modelo multinivel o multifase se desarrolla en la zona freática superficial durante largos periodos de estabilidad del nivel de base, dando como resultado la formación de grandes conductos subhorizontales de inundación, tipo túnel, a favor de un débil gradiente hidráulico, por donde los flujos subterráneos drenan las aguas lateralmente hacia las corrientes superficiales de la región, a través de los puntos de descarga o salida situados, en la mayoría de los casos, próximos al nivel de base local, dando origen a manantiales o fuentes. Nuevas condiciones paleogeográficas provocarán el descenso o la incisión del drenaje de los cauces fluviales, cavando valles más profundos y produciendo un nuevo gradiente gravitacional marcado por la diferencia de elevación entre la superficie (exokarst) y el Nivel Freático o Superficie Piezométrica, que conlleva un desequilibrio entre el arroyo subterráneo y el nuevo nivel de base derivado, ocasionando fases de profundización o verticalización del karst, en paralelo al encajamiento progresivo de la red hidrográfica regional, produciendo un nuevo régimen de flujo en los conductos kársticos que se reorientan hacia la nueva zona de descarga.

Por ello, los descensos que experimentan los niveles de base hacen que los pasajes formados en la zona de saturación entren a formar parte de la zona de aireación o zona vadosa del karst, situada sobre la superficie piezométrica o nivel freático, mientras que los arroyos subterráneos tallan estrechos cañones verticales, en la base de los conductos freáticos, que dirigen sus aguas rápidamente hacia abajo, hasta alcanzar la nueva zona freática, manteniendo el gradiente con el nivel de base establecido, en donde nuevamente formarán conductos que se desarrollarán horizontalmente hacia las nuevas surgencias, situadas a cotas inferiores en conexión con la imposición los nuevos niveles de base regionales (Figura 6.2). Estos procesos producen un sistema escalonado de pasajes subterráneos que atestiguan la presencia pretérita de antiguos niveles de base y marcan la evolución de la red hidrográfica regional, aunque será la disposición de la red de fisuras y la velocidad del descenso del nivel de base los condicionantes del modo de formación de los nuevos conductos y su relación con los precedentes.

La diferencia morfológica entre los tubos freáticos y los cañones vadosos frecuentemente es llamativa en los sistemas kársticos multiniveles, en donde las morfologías de transición freático-vadosa claramente indican la posición del nivel de base regional, debido a que las cavidades, excavadas inicialmente en régimen freático, se integran rápidamente al régimen vadoso, por el descenso del nivel de base, en donde se disolverá el nuevo conducto, dando secciones caracterizadas por el auto-mantenimiento de las macroformas, al perpetuar las morfologías iniciales (Julian, 1992).

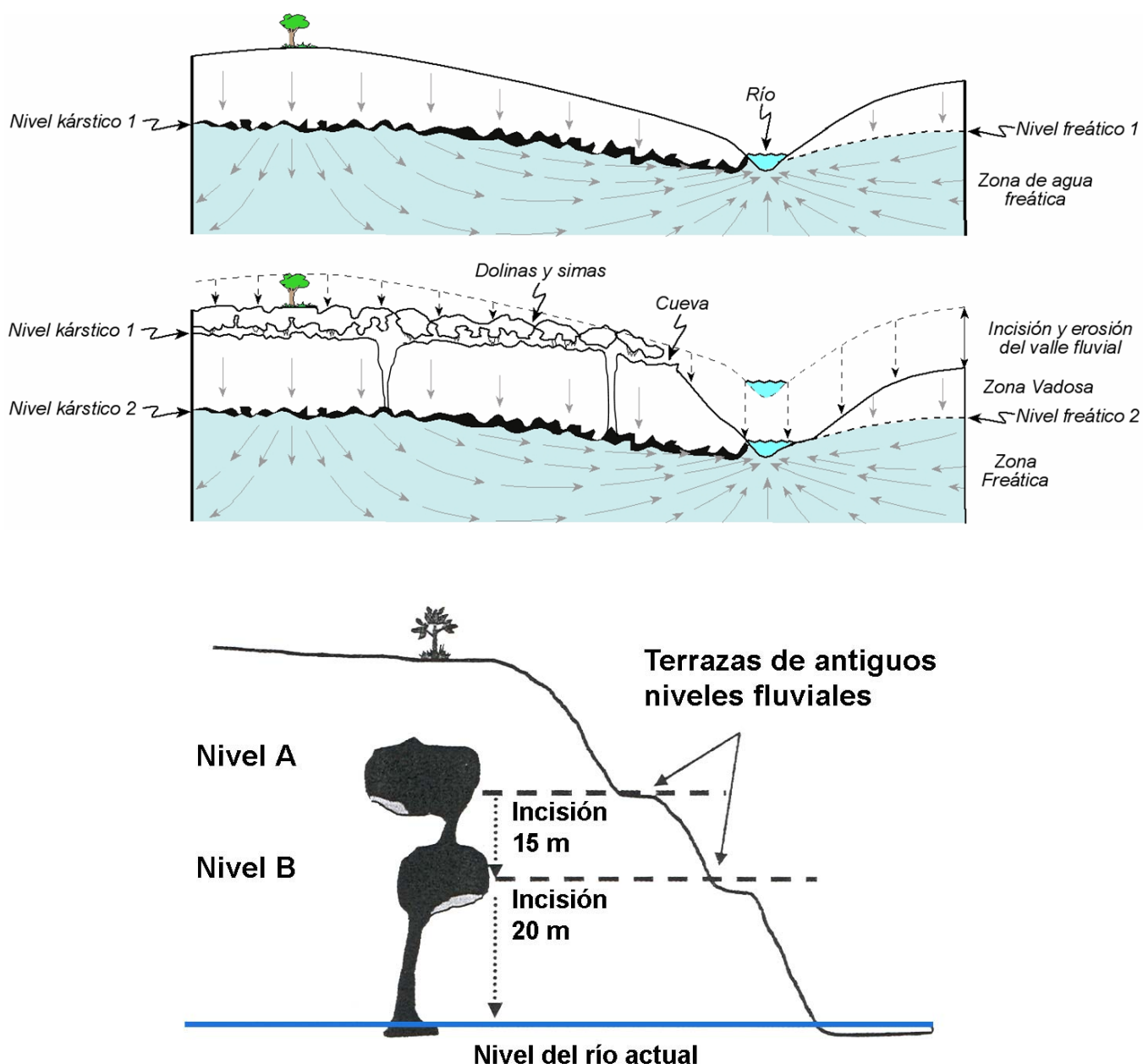


Figura 6.2 Esquema de cavidades multinivel y su relación con la evolución del nivel de base local, mostrando la formación de conductos horizontales durante grandes periodos de estabilidad, que son abandonados a favor del descenso de los niveles durante rápidos periodos de inciación fluvial (basado en: superior - Strahler, 1987: 405; inferior - Anthony, 2004: 397)

Con ello, en el examen de los niveles de cavidades y la evolución del paisaje puede encontrarse una conexión directa entre la inciación de los cursos fluviales superficiales y el descenso del nivel de base regional, ya que los ríos son por naturaleza una fuerza destructiva del paisaje, removiendo la mayoría de los rasgos deposicionales que marcan su paso. La reconstrucción de una superficie fluvial sobre un tiempo geológico determinado es compleja debido a la meteorización y la erosión de sus depósitos, así como por la ausencia de apropiados métodos de datación absoluta de los mismos. En contraposición, las cavidades multinivel aportan conductos y, lo que es más importante, potentes sedimentos inalterados depositados por los

arroyos kársticos (Anthony, 2004). La captura subterránea de arroyos superficiales a través de sumideros directos, permiten la entrada de gravas, arenas y limos, correspondientes a facies externas, transportados por las corrientes a lo largo de las galerías hacia la surgencia de salida, de la misma manera que sucede con los sedimentos de los cursos aéreos y, al igual que éstos, incluyen depósitos de inundación, canales, fases erosivas de *Cut and fill* y otros rasgos fluviales, indicativos de las fases de formación de las superficies de los ríos.

Debido al carácter conservador de las cavidades, cuando un arroyo subterráneo abandona un conducto a favor de un nivel inferior, los sedimentos dejados atrás podrían quedar inalterados por miles o incluso millones de años, al no afectarles los otros procesos erosivos o la meteorización tan común en el exterior (Anthony, 2004). Como los sedimentos conservados en los conductos fueron depositados por corrientes de agua, éstos representan el último momento en el que dicho conducto estuvo inundado, formando parte *activa* de un sistema hidrológico local. La elevación del pasaje y el tiempo de sedimentación de enterramiento sirven como aproximación para la paleoelevación de la superficie piezométrica o nivel de base sobre el tiempo geológico. Uno de los grandes problemas es conocer la edad de los depósitos antiguos, problemática que el desarrollo de nuevos métodos de datación radiométrica está permitiendo resolver, como el basado en Nucleidos Cosmogénicos desarrollado en USA, proporcionando hitos a los geomorfólogos del karst para interpretar la incisión fluvial en América del Norte a partir de los datos de enterramiento de los sedimentos en cuevas (Granger *et al.*, 1997 y 2001; Despain y Stock, 2005; Stock *et al.*, 2005; Anthony y Granger, 2004). Técnicas que en el área de estudio aquí analizada se están empezando a utilizar por parte de D. Granger, con los primeros resultados en el yacimiento de Elefante (Carbonell *et al.*, 2008) y se espera en un futuro cercano poder disponer de dataciones que permitan acotar la evolución de la incisión fluvial en el enclave de la Sierra de Atapuerca.

El conjunto de cavidades de San Vicente singulariza al karst de la Sierra de Atapuerca, por concentrar en su borde occidental un importante conjunto inactivo de más de 4km de desarrollo de cavidades exploradas y una treintena de conductos fosilizados, seccionados por la Trinchera del Ferrocarril, que contienen potentes registros arqueo-paleontológicos del Pleistoceno inferior y medio incluidos en la lista del Patrimonio Mundial, que van a marcar hitos o referencias de los eventos geomorfológicos en relación con la evolución del paisaje regional.

➤ *La asociación de las cavidades multinivel con la evolución del paisaje*

Para comprender todo karst multinivel hay que conocer la zona de recarga, la zona de descarga y los niveles del karst que lo componen, por ello a continuación se van a caracterizar estos sectores del karst de San Vicente.

A. Zona de recarga del karst

El karst de la Sierra de Atapuerca está mejor representado, por permitir su exploración, en el Sistema Cueva Mayor-Cueva del Silo y Cueva Peluda, que constituye el mayor sistema kárstico de la sierra y uno de los mayores de la Cuenca del Duero, con sus 3.700m de desarrollo. Muestra, en planta, una engañosa estructura cruzada en aspa, de tipología ramiforme, que en realidad corresponde a pasajes aislados y escalonados que drenan por el borde de la ladera de Torcas

hacia el Norte (en paralelo a la incisión del Arlanzón y a la ancha cabecera del valle de Valhondo), en donde se constata un general desarrollo angular a favor del control estructural, en el límite de las rocas carbonatadas del karst y la zona de contacto con los materiales insolubles terciarios, en la divisoria de las cuencas hidrográficas del Arlanzón y el Pico, formando los diferentes puntos de descarga del valle de Valhondo.

Junto al Sistema Cueva Mayor-Cueva del Silo y Cueva Peluda se encuentra el conjunto de galerías y cavidades seccionadas por la Trinchera del Ferrocarril, situadas al norte del arroyo de la Propiedad, entre las que destacan los sectores de entradas fosilizados de Dolina y Galería. La colmatación y fosilización de los sectores de entrada de estas cavidades impide conocer el desarrollo y extensión de las mismas y del sistema kárstico que conforman.

El volumen y características de estos conductos avalan una recarga del agua subterránea típicamente alógena al sistema kárstico, por pérdida directa de arroyos en las rocas carbonatadas, de las que existen muchos ejemplos de cursos fluviales que se sumen en un área de captación con litologías diferentes (Anthony y Granger, 2004) y en nuestra provincia destacan los modelos del karst de Ojo Guareña (Merindad de Sotoscueva) (Grupo Espeleológico Edelweiss, 1986) y de la serie karstificada del sector de Castro Valnera (Ruiz, 2006).

La exploración del karst del Monte San Vicente no permite determinar o conocer donde se localizarían los sumideros que aportan las aguas alógenas al sistema, aunque el gradiente de las galerías y la presencia, siempre escasa, de huellas de corriente, junto a la existencia de sedimentos alóctonos, indican que el flujo del agua subterránea se desarrolló en dirección S-N, formando galerías que evolucionan a diferentes alturas en el substrato calizo desde la ladera septentrional del Valle de Cueva Mayor hacia el pago de Torcas, cuyo proceso está controlado por el índice de incisión fluvial, estableciendo la zona de descarga en las proximidades de los valles transversales de la sierra (de La Propiedad y Bajera de Valdecuende). El importante caudal de las aguas subterráneas que aportan las surgencias kársticas de Torcas (seccionadas por la Trinchera del Ferrocarril) constituye el origen de la formación del valle de Valhondo, vinculando su evolución directamente a la fase activa del sistema kárstico.

Los datos que se disponen del Sistema Cueva Mayor-Cueva del Silo, para el Nivel Superior y el nivel intermedio, tanto de la topografía interior y la orografía exterior como de los sedimentos endokársticos conservados, no registran facies fluviales que indiquen la presencia de entradas alóctonas directas al karst en este sector, es decir la existencia de sumideros localizados en el valle de Cueva Mayor o valles colindantes de la Sierra de Atapuerca. El desarrollo de la Galería del Sílex, con una dirección general hacia el norte desde el interior del anticlinal de la sierra, junto a las secuencias sedimentarias localizadas en los vaciados presentes en su mitad inicial, de hasta 20 metros de altura, permiten comprobar la inexistencia de depósitos sedimentarios fluviales de origen alóctono (arenas y gravas metamórficas), estando representados por facies de interior, mayoritariamente arcillas de decantación y limos. Esto evidencia la ausencia, en estos niveles de la sierra, de sumideros próximos por los que un flujo hídrico se hubiese introducido directamente en el endokarst, dado que en ese caso hubieran aportado gravas o al menos sedimentos de una granulometría mayor que las arcillas y limos, por lo que la génesis del conducto de la Galería del Sílex y del Nivel Superior, no debe buscarse en posibles sumideros

localizados en el borde SE de la Sierra de Atapuerca, sino que debería corresponder a importantes flujos subterráneos, a través de conductos vaclusianos. Por otra parte, las infiltraciones desde la superficie de la unidad de San Vicente hacia el nivel superior no pueden ser muy importantes, dado que apenas 2,5km² de superficie y un espesor máximo de 55m de caliza y dolomías se localizan por encima de las bóvedas del nivel superior, lo que en principio no es compatible con la recarga necesaria para desarrollar los grandes volúmenes registrados en este nivel, dado que el proceso de karstificación está necesitado de la presencia de agua subterránea y de un potencial hidráulico suficiente (Quinif, 1998).

Estas consideraciones previas llevarían a pensar que el importante flujo subterráneo que originó la circulación de las aguas y la formación del nivel superior del Sistema Cueva Mayor-Cueva del Silo, tendría un origen vaclusiano, relacionado con un sistema artesiano, que afecta a flujos ascendentes a favor del eje del plegamiento de la sierra, desde un acuífero confinado por acuitados y la propia estructura geológica: un ligero domo anticlinal calcáreo que se hunde en ambos extremos, bajo un considerable espesor de margas impermeables terciarias suprayacentes.

De esta forma, las posibles infiltraciones que se hayan podido producir en similares litologías karstificables localizadas en afloramientos algo más lejanos, pero localizados por encima de los niveles impermeables margosos, podrían perfectamente alimentar ese acuífero confinado, cuyas aguas buscarían de nuevo el nivel piezométrico al emerger en el domo anticlinal citado de la Sierra de Atapuerca, originando un flujo hídrico horizontal al alcanzar el techo de la zona saturada, situado en relación con la bóveda que hoy conocemos como Galería del Sílex, y buscaría su salida hacia el borde de la sierra, a favor de la estructura y en asociación con la incisión del valle de la Propiedad.

Precisamente el área comprendida entre las localidades de Villasur de Herreros y Arlanzón, unos kilómetros al SE de la Sierra de Atapuerca y en su misma alineación, parece reunir las características apuntadas. De hecho, cuando el río Arlanzón, tras discurrir por su original lecho paleozoico, alcanza el mesozoico (calizas, arcillas y conglomerados de la facies Weald -Pineda, 1997a-) junto al pueblo de Villasur de Herreros se convierte bruscamente en subterráneo, favorecido por el buzamiento de los estratos calcáreos, siendo numerosos los sumideros existentes en su cauce y en su terraza de inundación en el término conocido como *Las Tragaderas* (Figuras 6.3-6.4). El curso actual no vuelve a resurgir hasta unos kilómetros más abajo, justo al pie del pueblo de Arlanzón, en el afloramiento calcáreo del Cretácico inferior, favorecido por la fracturación (Figura 6.5). La gente del lugar indica que, antes de la construcción de la presa nueva, las aguas resurgían algo más abajo de este lugar, debido a que la fuente de Arlanzón se llegaba a secar.



Figura 6.3 Calizas del Cretácico inferior de Villasur de Herreros, en el punto en el que se localizan las pérdidas del Arlanzón (Fotografía: M. A. Martín)



Figura 6.4 Pérdidas del Río Arlanzón en el término conocido como *Las Tragaderas* en Villasur de Herreros (Fotografías: M. A. Martín)



Figura 6.5 Punto surgente de las aguas del Arlanzón en la localidad homónima (Fotografías: M. A. Martín)

La incisión del Valle de Cueva Mayor no parece corresponder a un claro control estructural, aunque los datos aportados en esta tesis doctoral por los estudios geofísicos realizados en la base de este valle (apartado 5.3.2.6., Perfil 13) permiten indicar la presencia de una falla, localizada en el límite meridional del Plano Estructural del Alto del Caballo, en relación con un fuerte escalón que hunde claramente las calizas y dolomías del Cretácico superior, delimitando la rocas karstificables al flanco norte del valle. Este escalón puede interpretarse como la existencia de una fractura, que pudo tener influencia en la formación del Valle, o al menos pudo posibilitar el camino a favor del cual fluirían ascendentemente las aguas que formarían los diferentes conductos del sistema subterráneo.

De hecho, como se verá posteriormente al hablar de los niveles inferiores, esos conductos vauclusianos, con marcadas huellas de corriente ascendentes, son muy comunes en el Nivel Intermedio del Sistema de Cueva Mayor-Cueva del Silo y en las cavidades de Trinchera, localizados a cotas más bajas, con bóvedas próximas a los 1.000-1.005m s.n.m., que evidenciaría un momento evolutivo posterior, vinculado con la superficie piezométrica del nivel de terraza del Arlanzón T_{3AZN} (+70-78m). En el borde SO de la Sala de los Cíclopes se concentran los pozos-chimeneas del Paso de los Cíclopes y la Sima de los Huesos, a los que hay que añadir la existencia de flujos ascendentes en el nivel inferior del karst multinivel, como los detectados en Cueva del Silo, Cueva del Compresor y en la base de la sección de Penal, localizando no menos de 15 conductos verticales de importancia, junto a bastantes más de menor entidad, con marcadas huellas de corriente ascendentes, que indican claramente un flujo hídrico subterráneo de características artesianas a cotas de 1.000-1.008 y 990-995m de altitud, en relación con los niveles de las terrazas T_{3AZN} (+70-78m) y T_{4AZN} (+60-67m) – T_{5AZN} (+50-55m) del Arlanzón respectivamente (Figura 6.6).

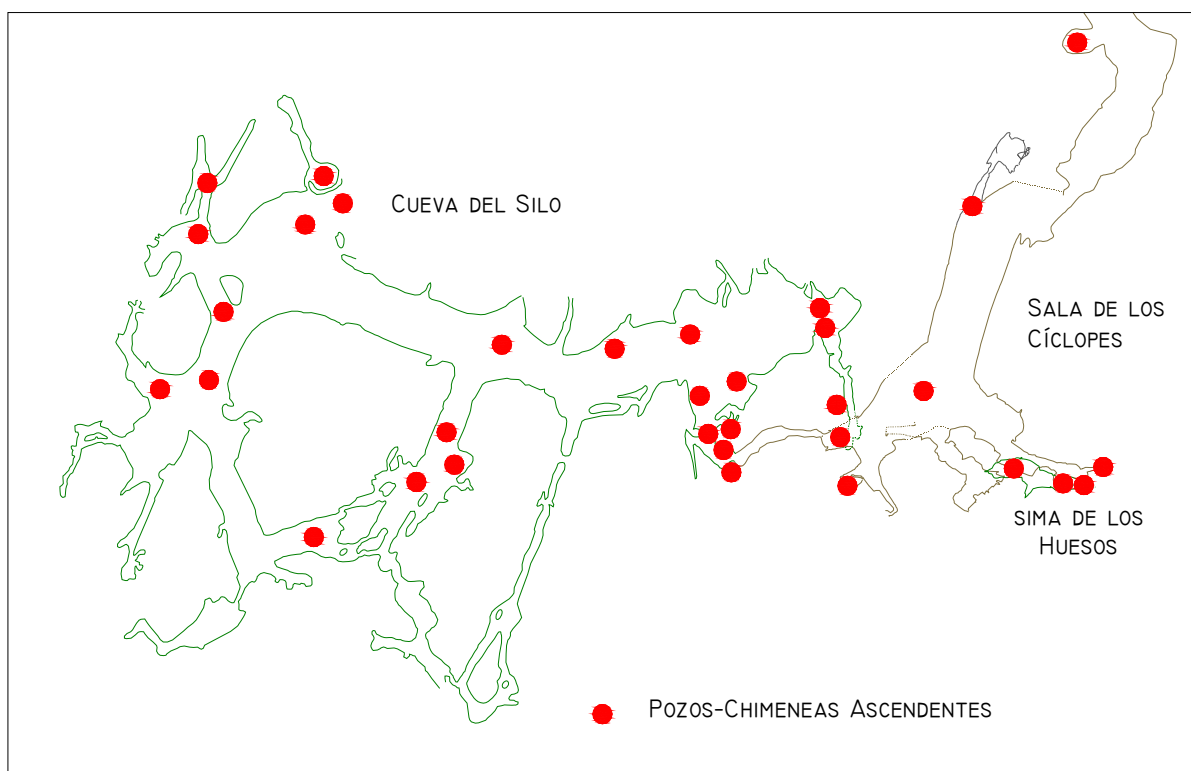


Figura 6.6 Plano de Cueva del Silo, Sima de los Huesos y Sala de los Cíclopes, con referencia a la posición de los principales pozos-chimeneas ascendentes (basado en planimetría del Grupo Espeleológico Edelweiss)

Los flujos de circulación subterránea, al alcanzar la superficie piezométrica, migran lateralmente, desarrollando en un primer momento el conducto subhorizontal del Nivel Superior, compuesto por la Galería del Sílex-Portalón-Salón del Coro-Galería de las Estatuas, hasta resurgir en la ladera de Torcas al exterior en las inmediaciones del Valle de la Propiedad, sector del final de la Galería de las Estatuas, a una cota aproximada de unos 1.018m de altitud, estableciendo la zona surgente o de descarga del karst en la ladera de Torcas, cuya evolución marcará el desarrollo de valle kárstico de Valhondo en conexión con el nivel de base local de la T2_{AZN} (+84-88m) del Arlanzón. Un segundo conducto subhorizontal caracteriza al Nivel Intermedio, formado por las galerías del Silo-Baja y los pasajes colmatados de Trinchera.

Se localizan sus paleosurgencias en torno a cotas de 1000m de altitud, en la cabecera del Valhondo con la ladera de Torcas, a favor del valle de la Propiedad, en las secciones de Elefante-TR4 para Cueva Mayor y Dolina-Penal-TR20-TR21 para las cavidades de Trinchera, mostrando una vinculación altimétrica con el nivel de base implantado por la T3_{AZN} (+70-78m) del Arlanzón. La formación de un tercer nivel aparece nítidamente establecido por los conductos de la base de la Sima de los Huesos y los de las cavidades del Silo y Peluda, que marca la formación de *cavidades de nivel freático* en relación con el nivel de estabilidad que fijaron las contiguas superficies piezométricas de las terrazas T4_{AZN} (+60-67m) y T5_{AZN} (+50-55m), mientras que la mayor parte de los conductos de la Cueva del Compresor, así como la Galería Inferior de Cueva Peluda o la Galería de la Recta y la Sima de Cueva del Silo marcan sus bóvedas por debajo de los 985m

s.n.m., altitud que referencia la existencia del nivel de base fijado por la T6_{AZN} (+44-46m) del Arlanzón.

La ausencia de sumideros, la limitación meridional que constituye el Valle de Cueva Mayor para el desarrollo del Sistema, la evolución de los conductos del Nivel Intermedio e Inferior bajo el subsuelo del plano estructural del Alto del Caballo (divisoria de cuenca hidrográfica Arlanzón-Pico) y la presencia de paleosurgencias en la ladera de Torcas-Campa del Silo en confluencia con el Valle de la Propiedad, formando la cabecera del valle de Valhondo (ambos pertenecientes a la cuenca del Pico), hablan de un origen de conductos del segundo y tercer nivel del sistema de Cueva Mayor-Cueva del Silo en relación con la estructura cretácica de la sierra situada bajo el Alto del Caballo, formando en el Nivel Intermedio del sistema un único conducto que se dirige hacia el Valle de la Propiedad, en donde se localizan las paleosurgencias, vinculado con la prolongación del relleno Elefante-TR4 hacia el valle de la Propiedad.

Tanto el tamaño del conducto intermedio como la localización de las paleosurgencias en el valle de la Propiedad (con reconocimiento de bocas de los niveles intermedios e inferior) indican un importante flujo hacia el norte que únicamente puede vincularse con el del Arlanzón, en el que las galerías presentan una dirección y sentido de circulación que en general se ajusta al tramo que exhibe este río entre las localidades de Villasur de Herreros y Arlanzón, antes de su quiebro en ésta última localidad, sentido que a su vez es coincidente con el que une las fuentes termales de Arlanzón y la Fuente del Rey, al norte de Rubena y el desarrollo del paleokarst de origen hidrotermal de Varones-La Mina (ver 4.2.1.1.; Plano 1).

Estas coincidencias, junto a la formación o inicio de los niveles inferiores del sistema en el límite de la sierra, bajo el plano estructural del Alto del Caballo, hace plantear la hipótesis de estar ante un acuífero confinado, originado en el contacto del Paleozoico-Cretácico, a favor del plegamiento de las calizas y dolomías mesozoicas y delimitado por los materiales terciarios de la Cuenca del Duero, para aflorar en el anticlinal de la Sierra de Atapuerca, a partir de la estructura y la existencia de fracturación en relación con el eje del Valle de Cueva Mayor y la evolución fluvial del Arlanzón, a favor de cuyo perfil se origina el karst multinivel conocido.

B. Zona de descarga del karst

Toda zona surgente del karst representa la salida de las aguas subterráneas, que evolucionan en paralelo a la incisión fluvial (Gillieson, 1998: 41), por ello la forma del actual valle de Valhondo constituye el desarrollo de los diferentes puntos surgentes a partir de la superposición de las sucesivas fuentes a favor del encajamiento de la superficie piezométrica y del nivel freático a lo largo del tiempo.

Por lo tanto, la morfología del valle de las regiones carbonatadas está definida como un continuo que refleja la variación del paisaje kárstico. El Karst de la Sierra de Atapuerca, desarrollado en la unidad de San Vicente, se caracteriza por un sistema multifase, compuesto por al menos tres niveles de galerías, con los manantiales propios de cada fase localizados en el término de Torcas en Valhondo, delimitando un valle de escasa pendiente formado en el borde de

la sierra, por la intersección de la superficie piezométrica del nivel freático principal con la superficie del terreno, a partir de un alineamiento surgente (Figura 6.7).



Figura 6.7 Valle de Valhondo con situación de las principales paleosurgencias (Fotografía: M. A. Martín, Archivo G.E.E.)

El carácter inactivo del karst de la Sierra de Atapuerca no permite determinar cuales han sido las paleosurgencias relacionadas con el Nivel Superior del karst, aunque se conoce, por las escasas huellas de corriente conservadas en las paredes del conducto del Sílex-Estatuas, una dirección del flujo hacia el norte (Ortega *et al.*, 2005), con lo que debió existir un manantial relacionado con el sector final de Estatuas y el Valle de la Propiedad, situado a cotas en torno a 1.020-1.018 m de altitud, elevaciones que están altimétricamente relacionadas con los niveles de base que marcan tanto la Superficie de Erosión SE4/SPPI como el nivel de la terraza más alta del Arlanzón en la unidad de San Vicente, la T2_{AZN} (+84-88m).

Sobre los puntos surgentes del nivel intermedio del karst conocemos, por el desarrollo de los conductos y las siempre escasas estaciones con huellas de corriente, que el sector de Elefante actuó en un primer momento como manantial, cuyo flujo drenaba hacia el Valle de la Propiedad, en el límite de la sierra, a cotas de unos 1.003m s.n.m., según el techo de este conducto.

Por su parte, la surgencia de Dolina-Penal, cuya bóveda aparece enrasada con la del conducto de Elefante a unos 1.002m de altitud, conserva una buena representación de estaciones de huellas de corriente, cuyo estudio ha estimado un flujo con paleovelocidades comprendidas entre 3,2 y 7,5cm/s, alcanzando la sección de Penal los 14,2cm/s (Eraso *et al.*, 1998a). Este manantial representa a una surgencia relacionada altimétricamente con el nivel de base local

fijado por la terraza T3_{AZN} (+70-78m) del Arlanzón, cuya proyección en este sector es de unos 1.008m s.n.m. La presencia de esta surgencia permite vincular estructuralmente el Nivel Intermedio del karst con el encajamiento del conducto superior Sílex-Estatuas, a través de una posible conexión de niveles que permite la existencia de un enlace localizado en los conductos detectados en los perfiles geofísicos 8-9 y 11-12, situados en la base del Valle de la Propiedad, en la continuidad de la Galería de las Estatuas, pero a cotas del nivel intermedio (capítulo 5, Figura 5.14-15 y 5.18-19).

Un punto surgente algo inferior lo representa el Complejo Galería, cuyas bóvedas, a cotas de 995m s.n.m., se enrasan con algunos de los techos de Cueva del Silo y del inicio conocido de Cueva Peluda. Las pocas huellas de corriente que presenta este conjunto muestran una dirección sur del drenaje, hacia el Valle de la Propiedad, y unas estimaciones de paleovelocidades de 4,6, 9 y 11cm/s (Eraso *et al.*, 1998a). En vinculación altimétrica con esta cota de fuentes se relaciona el pasaje inferior de Penal, dos pequeños divertículos con bóvedas ascendentes que se desarrollan hacia el oeste. Estas surgencias marcarían un descenso del nivel de base y por consiguiente un encajonamiento en los conductos kársticos existentes, destacando morfologías mixtas poligénicas (de *ojo de cerradura*) y cañones claramente documentadas en las secciones vistas en Trinchera de Dolina y Elefante, o en la Sala Cíclopes de Cueva Mayor, fijado por la formación de las terrazas T4_{AZN} (+60-67m) y T5_{AZN} (+50-55m) del Arlanzón, situadas en el entorno de la unidad de San Vicente en unos 995 y 993m de altitud respectivamente.

El tercer nivel de paleosurgencias se articula con el piso inferior del karst y está compuesto por los conductos de las cavidades del Silo, Peluda y Compresor, así como por las galerías seccionadas por la Trinchera del Ferrocarril, entre las que destacan el conducto situado al final de la obra férrea, compuesto por los rellenos identificados como TR26-30. Este nivel de manantiales está formado por las fuentes que constituyeron las salidas de las aguas de dichos conductos en relación con el nivel de base que marca el Arlanzón para la sexta terraza (+44-46m), situada a unos 985m de altitud, con la llanura aluvial del Valle de Valhondo, en relación con la confluencia de los valles de la Bajera de Valdecuende, de la Cantera de las Torcas (en donde se localiza la surgencia de TR30), de la Propiedad (en donde se concentran los exutorios del final de Cueva Peluda o de Cueva del Compresor, localizados en ambas márgenes del cauce), con el de Cueva del Silo (que conformará la Campa del Silo).

Entre las paleosurgencias del tercer nivel destaca la que da origen a la cabecera del actual arroyo de Valhondo, por nacer en la Cueva del Silo en el paraje de la Campa del Silo (Planos 1-3, Figura 6.8). La boca de esta surgencia fue destruida a principios del siglo XX por la Cantera del Silo, aunque la cartografía de este sector muestra evidencias topográficas que permiten caracterizar la presencia de un manantial que emerge verticalmente en la base del macizo a cotas de 996m de altitud, limitado en su cabecera por un escarpe en forma de circo o anfiteatro, a modo de *vallée close* o *reculée* de la terminología francesa (Choppy, 1985: 104) o un *steephead* de la inglesa (Gillieson, 1998: 312), cuyo desarrollo va a formar el pequeño valle de la Campa del Silo, hasta su confluencia con la llanura aluvial del Valle de Valhondo, situando aguas abajo de esta paleosurgencia, en la Fuente del Sapo (Plano 2), el nacimiento actual del arroyo de Valhondo a cotas de 960m s.n.m. La diferencia de cotas de estos manantiales permite relacionarlos con los niveles de base local que proyectan las terrazas desde T4_{AZN} (+62-65m), que marca la boca de

Cueva del Silo, hasta la llanura aluvial actual del Valhondo, que representan la evolución de este pequeño valle desde un momento avanzado del Pleistoceno inferior.

La presencia de surgencias a diferentes alturas es típica de regiones kársticas, que evidencian la jerarquización de los flujos de agua, drenando a partir de conductos subterráneos, en paralelo a la evolución de la incisión hidrológica, alimentando fuentes a diferentes niveles del valle, que pueden activarse a veces en un tiempo concreto. Las surgencias altas caracterizan el drenaje de aguas preferentemente procedentes de flujos de inundación, mientras que las fuentes de aguas bajas están alimentadas por los flujos de base, produciéndose una complementariedad de los puntos surgentes.

El análisis del conjunto de puntos surgentes del Valle de Valhondo marca un progresivo desplazamiento o evolución del valle hacia el sur, a medida que se profundizaba la red hidrológica, en donde el Plano Estructural del Alto del Caballo constituye el límite del valle y la divisoria de las aguas de las cuencas del Pico y del Arlanzón, evitando la captura del primero por el último (Figura 6.7).

C. Los niveles del karst

El endokarst de la unidad de San Vicente puede relacionarse con los grandes eventos geomorfológicos reconocidos en superficie, siendo necesario establecer un razonamiento de la espeleogénesis de este sector de la Sierra de Atapuerca en correspondencia con la altitud de las Superficies de Erosión y los potenciales niveles de base locales. El escalonamiento de las horizontales redes subterráneas, que aparecen colgadas sobre los *talwegs* o llanuras actuales, y sus rellenos, testimonian una evolución del karst en función de la sucesión de antiguos niveles de base locales. En donde la evolución altimétrica de los diferentes pisos marca una relación de dependencia con el encajamiento y reorganización hídrica regional, que en nuestro área de estudio está constituida por el sector nororiental de la Cuenca del Duero, dado que toda evolución de los sistemas kársticos está unida a la evolución del marco físico local, que incluye la altitud del macizo, su formación durante los sucesivos ascensos y su posición actual en relación con el nivel de base (Audra *et al.*, 2006).

En la unidad de San Vicente se identifica claramente una gran red de conductos horizontales sobredimensionados, elaborada en régimen inundado durante largas fases de estabilidad del nivel de base, cuya espeleogénesis ha pilotado en torno a la frecuencia de las oscilaciones y encajamiento del nivel de base. Este karst está formado por el escalonamiento de tres niveles de cavidades, situados en la mitad noroccidental de esta unidad entre los arroyos de Cueva Mayor (perteneciente a la cuenca del Arlanzón) y el que procedía de la Cantera de Torcas (cuenca hidrográfica del Pico), representado por el Sistema Cueva Mayor-Cueva del Silo y las cavidades de Trinchera (Figura 6.8-6.9). Un cuarto nivel, de menores dimensiones, que corresponde con el piso más alto del karst, puede diferenciarse en los pequeños conductos (Cueva Ciega y Cueva Paredeja) del sector de La Rasa-Paredeja en el vértice suroccidental de la Sierra (Figura 6.10-6.11).

i. Nivel de Cueva Ciega-Paredeja: herencia miocena

El modelo multinivel desarrollado en San Vicente permite relacionar los momentos iniciales del proceso de karstificación de las rocas carbonatadas de la Sierra de Atapuerca con el nivel de conductos horizontales más elevado de la unidad de San Vicente, desarrollado a cotas de 1.050m de altitud y suspendido unos 115m de altura sobre el cauce actual del río Arlanzón (Figura 4.34, 6.10-6.11). Este nivel está representado por el grupo de Cueva Ciega – Cueva de la Paredeja y se compone por dos pasajes subhorizontales, corticales y próximos entre sí, de algo más de un centenar de metros de desarrollo, localizado en la margen suroeste del anticlinal (Alzado 1). La proximidad y características de estas cavidades son indicativas de la pertenencia a un mismo conducto, en la actualidad fraccionado por la colmatación y fosilización de sedimentos.

La posición altimétrica del nivel de Cueva Ciega-Paredeja, encajada en la superficie de erosión SE2 y en cotas similares a algunas de las dolinas de la Rasa, muestra una vinculación con la superficie de erosión SE3, apuntando una espeleogénesis a partir de niveles de base que representan el arrasamiento generalizado de la superficie de erosión SE2 y producen el encajamiento y formación de la superficie de erosión SE3, cuya cronología ha sido propuesta con fases de transición del Mioceno superior al Plioceno (Turolense-Rusciniense) (Benito-Calvo y Pérez-González, 2007). Este evento va producir un pequeño nivel horizontalizado, conocido en el borde de la sierra, en proximidad con el valle del Arlanzón, que revela la existencia de fases de cavernación en momentos pre-cuaternarios, con los que se deben relacionar los conductos colmatados con rellenos detectados en la alineación de catas de prospección minera del término de la Paredeja (CR6) (Plano 2).

ii. Nivel Superior: el piso Sílex-Estatuas y su desarrollo plioceno

Mayor significación disponen los conductos del sector noroccidental de San Vicente, con el Sistema de Cueva Mayor-Cueva del Silo y las cavidades de Trinchera. Estos conductos establecen un escalonamiento de las redes horizontales elaboradas, en régimen activo o inundado, durante largas fases de estabilidad del nivel de base, cuyos pasajes se inician en la ladera septentrional del Valle de Cueva Mayor, desarrollando galerías que se dirigen al Norte, hacia la confluencia con los valles de la Propiedad y Valhondo. Este modelo, distribuido en unos 50m de potencia de Calizas y Dolomías del Cretácico superior, se caracteriza por grandes conductos formando tres pisos o niveles, que aparecen colgados sobre el actual nivel de base local, entre unos 88-92 y unos 42-48 m de altura del cauce del Arlanzón (Figura 6.9-6.11). Los diferentes niveles muestran tamaños decrecientes, según la profundidad, y aparecen conectados o vinculados por amplias salas y pequeños pozos y/o cañones verticales (Alzado 1, Figura 6.10-6.11).

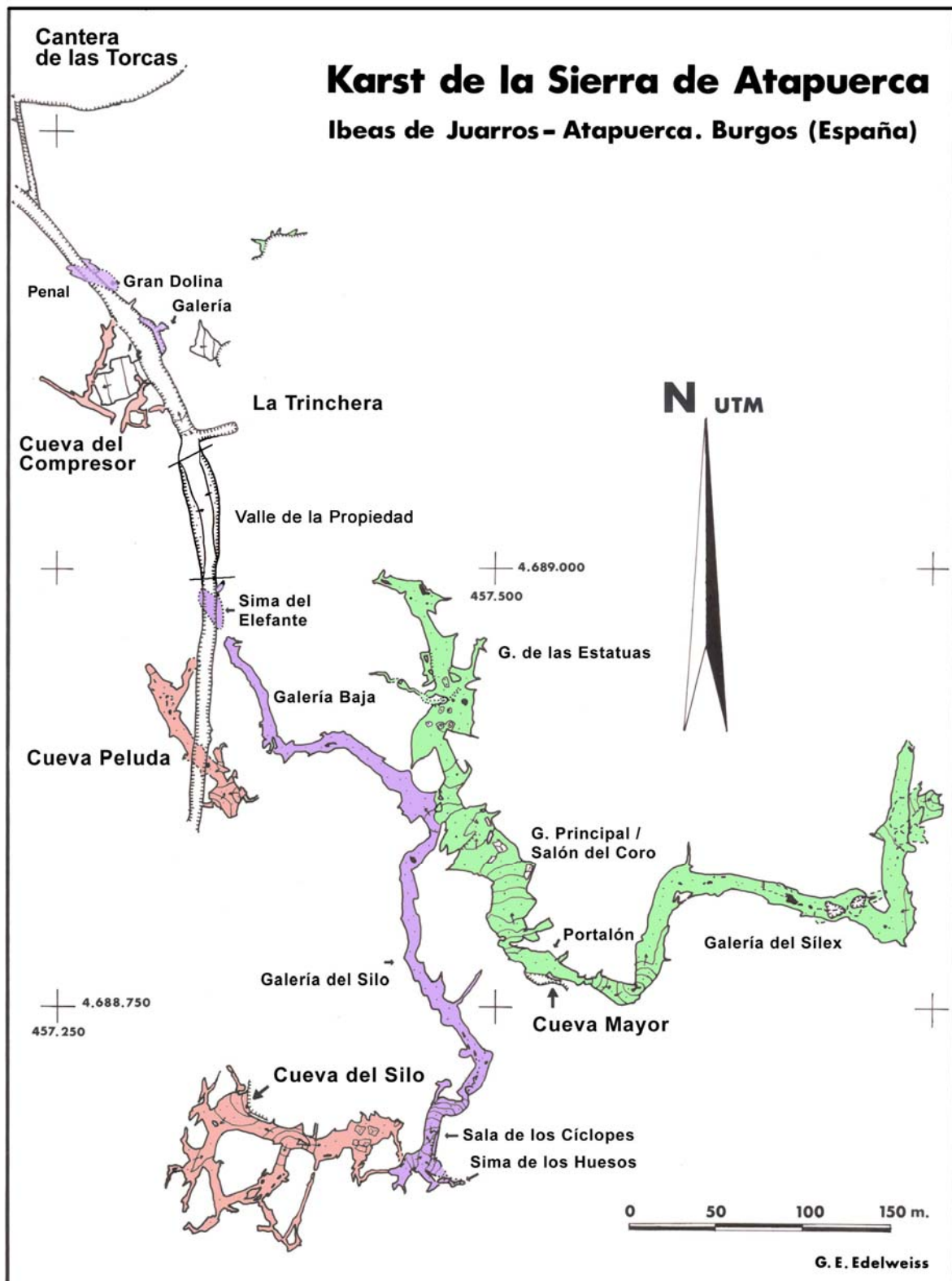


Figura 6.8 Plano del karst multinivel de la Unidad de San Vicente (Sierra de Atapuerca) (Archivo G.E.E.)
Verde: Nivel Superior (conducto Sílex-Estatuas)
Morado: Nivel Intermedio (conducto Silo- Baja-Elefante / Complejo Galería-Dolina-Penal)
Rosa: Nivel Inferior (conducto Cueva del Silo-Peluda/Cueva del Compresor)

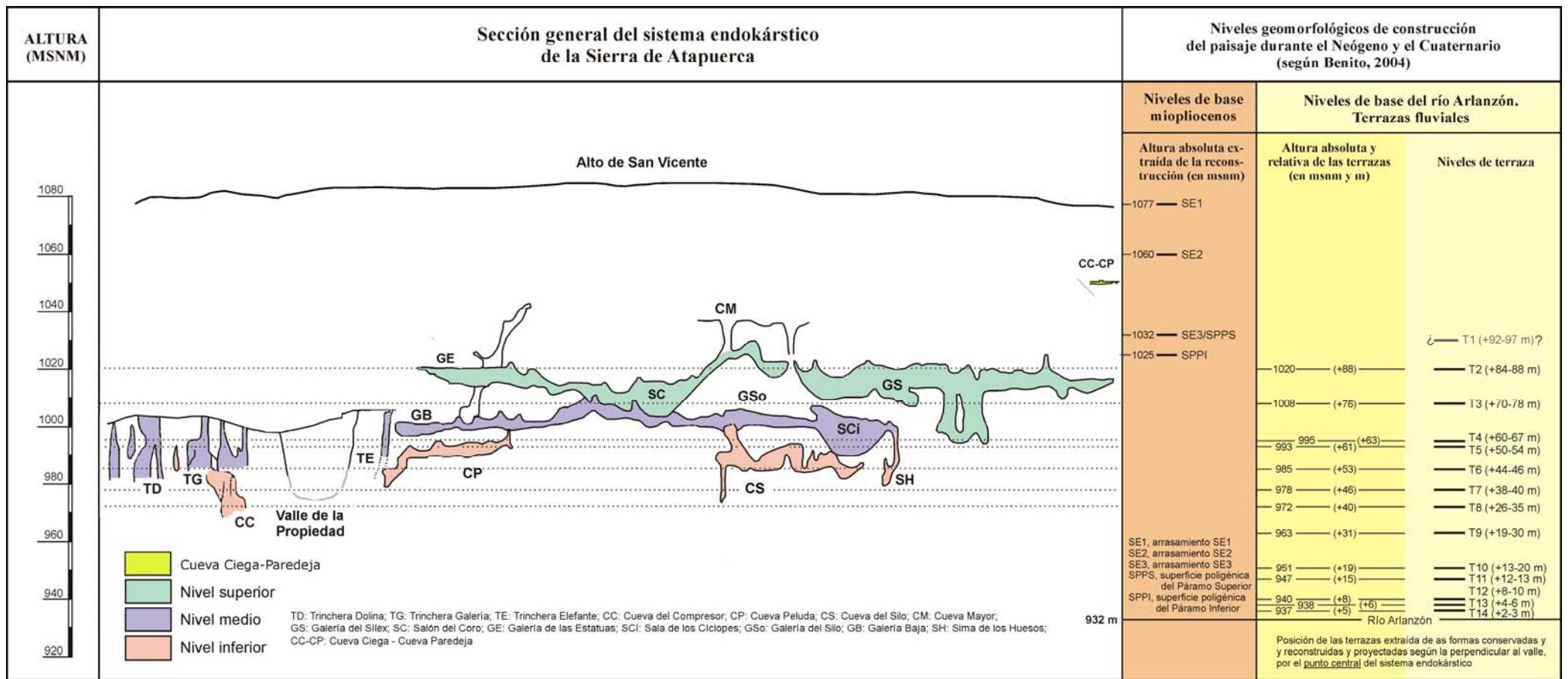


Figura 6.9 Esquema del karst multinivel de la Unidad de San Vicente (Sierra de Atapuerca) en relación con los niveles geológicos de construcción del paisaje durante el Neógeno y el Cuaternario. El conducto de Cueva Ciega-Cueva Paredeja está proyectado

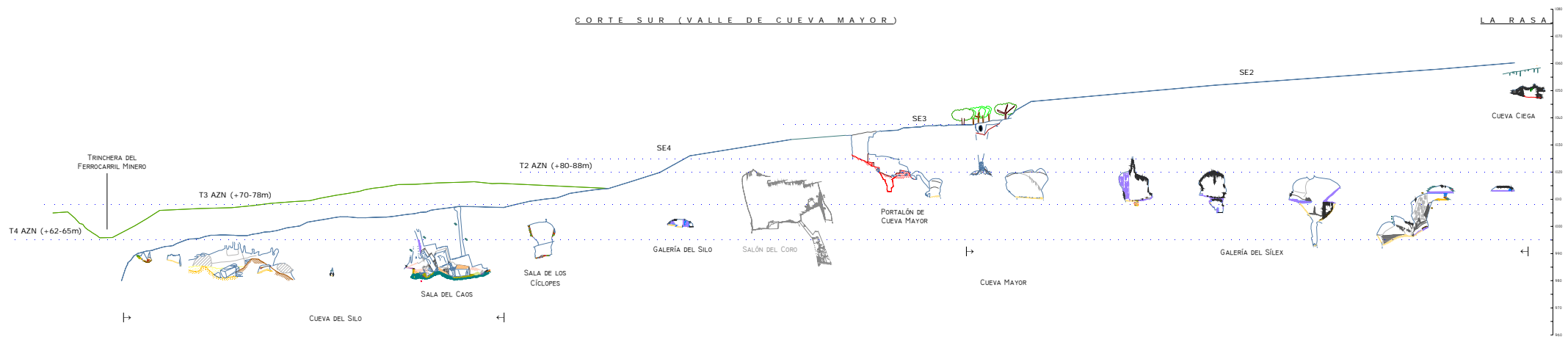


Figura 6.10 Corte E-O, paralelo al valle de Cueva Mayor, de las secciones del karst multinivel de la Unidad de San Vicente (Sierra de Atapuerca) y proyección de la Sección de Cueva Ciega, con relación de los antiguos niveles de base

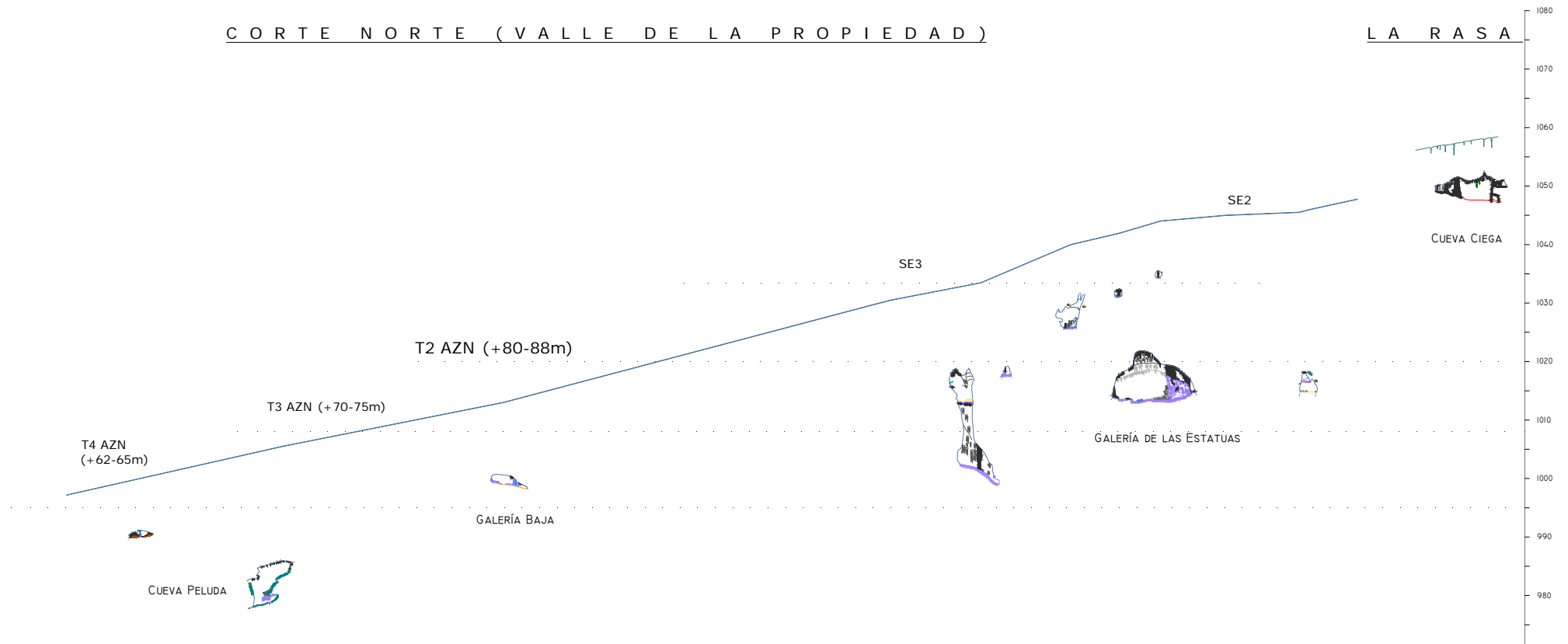


Figura 6.11 Corte E-O, paralelo al valle de la Propiedad, de las secciones del karst multinivel de la Unidad de San Vicente (Sierra de Atapuerca) y proyección de la Sección de Cueva Ciega, con relación con los antiguos niveles de base

La evolución de estos grandes conductos correlaciona su formación con periodos de estabilidad del nivel de base y su desarrollo y colmatación con el abandono de las aguas debido al encajamiento de la incisión fluvial. La red subterránea del sector noroccidental de San Vicente está distribuida en tres niveles cuyo escalonamiento coincide, de más alto a más bajo respectivamente, con la proyección de una fase de estabilidad marcada por los niveles de base de la superficie de erosión SE4/SPPI y las Superficies Piezométricas de las antiguas terrazas del Arlanzón T2_{AZN} (+84-88m) para el nivel superior, mientras que la superficie de la T6_{AZN} (+44-46m) aparece enrasada con el nivel inferior (Figuras 6.9-6.11).

En este esquema destaca el nivel superior del Sistema de Cueva Mayor – Cueva del Silo (Piso Sílex-Estatuas) (Plano 5 y 6, Alzado 1 y 5, Figuras 6.8-6.11), compuesto por los pasajes de la Galería del Sílex, Portalón de Cueva Mayor, Salón del Coro y Galería de las Estatuas, por mostrar un conducto de grandes dimensiones y bajo gradiente, muy horizontalizado propio de *cavernas de nivel freático*, que representa la mayor extensión del sistema kárstico, incluyendo el mayor volumen del karst, con el Salón del Coro, que corresponde al punto de enlace o conexión con el nivel intermedio, alcanzando su punto más bajo las cotas del nivel inferior.

Este nivel constituye un importante modelo angular, impuesto por el control de la estructura geológica, cuyo inicio conocido, la Galería del Sílex, traza un desarrollo perpendicular a la estructura de la Sierra, que es transversal al eje del anticlinal, al formarse dicho conducto en el interior de la unidad de San Vicente, en paralelo al eje del Valle de Cueva Mayor, cuyo origen puede estar relacionado con flujos de aguas vaclusianas a favor de fracturas, tal y como se ha discutido más arriba en el apartado dedicado a la recarga del Karst.

Es interesante resaltar como la dirección del conducto, transversal a la estructura principal, siguiendo la dirección del valle de Cueva Mayor, se quiebra al alcanzar el subsuelo de la Hombreira de Cueva Mayor (representante topográfico de la SE3), para tomar una dirección Norte, en paralelo a la ladera de Torcas y al valle de Valhondo, en busca del arroyo de la Propiedad, donde se localizaría el punto de descarga de las aguas subterráneas, representando la captura de las aguas del Arlanzón hacia el Pico (Plano 2-4, Alzado 1 y 5, Figura 6.8).

Como se ha indicado este conducto se caracteriza por ser un eje subhorizontal de bóvedas semicirculares, con chimeneas ascendentes, que evidencia una formación bajo régimen freático o inundado, en proximidad con el límite superior de la zona saturada, cuyas bóvedas se sitúan en torno a 1.015-1.023m de altitud y a unos 88-92m sobre el actual nivel de base.

Estas cotas se relacionan altimétricamente con los niveles de base que marcan tanto la unidad del techo de las Calizas del Páramo Inferior (situada en este entorno a 1.020-1.025m s.n.m.) como la Superficie de erosión SE4/SPPI (1.025m s.n.m.), y la terraza del Arlanzón T2_{AZN} (+84-88m), proyectada a unos 1.020m de altitud en la perpendicular a la Sierra de Atapuerca, propiciando la coincidencia de varios niveles de estabilidad en una misma cota el desarrollo de fases de cavernamiento, en las que indudablemente el incremento del gradiente hidráulico motivado por la formación de la red fluvial del Arlanzón aumentaría sensiblemente, por disolución y erosión, el tamaño de los conductos preexistentes (Figura 6.9). Esta coincidencia altimétrica de niveles de base ha establecido las condiciones idóneas para la sobredimensión que muestra el

nivel superior, representante del principal desarrollo endokárstico del todo el karst de la Sierra de Atapuerca (Láminas-Sección 1-28).

La concordancia de este nivel con las superficies piezométricas terciarias indica que la espeleogénesis del mismo pudo iniciarse de forma incipiente con la formación de la unidad de calizas del Páramo Inferior, correlacionada con la facies Vallesienses del Mioceno superior, momento en el que la sierra se vio afectada por importantes procesos de karstificación (Mediavilla y Dabrio, 1989; Pineda, 1996; Benito, 2004: 28-29), además de registrar un evento de gran expansión lacustre sobre el borde mesozoico de la cuenca (Mediavilla *et al.*, 1996; Benito-Calvo y Pérez-González, 2007), que pudo representar el inicio de la disolución subterránea, en una posible fase de *proto-cueva*.

La correlación que el Nivel Superior del Sistema de Cueva Mayor-Cueva del Silo presenta con el nivel de la superficie de erosión SE4 y su equivalente Superficie Poligénica del Páramo Inferior (SPPI), proyectada sobre este sector de la unidad de San Vicente a alturas de 1.025m, facilita una espeleogénesis vinculada con el encajamiento y desarrollo de la misma durante la fase del Villafranquiense medio, con la exhumación de las calizas del Páramo Superior, hasta la fase transicional del Plio-Pleistoceno. Hay que destacar la existencia de escalones hipsométricos en casi todos los valles de la sierra, a cotas entre 1.027 y 1.025m de altitud, que singularizan un nivel de estabilidad regional en dependencia con dicha superficie de erosión (Ver apartados 2.4.1, 2.4.2. y 4.1.2.1).

Condiciones climáticas favorables, junto a la reestructuración hídrica que experimenta la Cuenca del Duero, favorecerían los procesos de cavernamiento de este nivel con las posibles primeras pérdidas de las aguas fluviales del Arlanzón, capturadas hacia el interior del acuífero confinado, potenciando e incrementando la karstificación subterránea.

Por último, hay que indicar que el nivel de la superficie fluvial que constituye la terraza más alta del Arlanzón en el contacto con la Sierra, la T2_{AZN} (+84-88m), ha sido calculado a cotas de 1.020m s.n.m. para la proyección de la unidad de San Vicente, altura que se enrasa con el conducto superior del Sistema de Cueva Mayor-Cueva del Silo, cuya sección marca un desarrollado endokárstico próximo a la lámina de agua freática o *Water Table*. A pesar de no conocerse con exactitud la cronología de la segunda terraza del Arlanzón, todos los estudios geomorfológicos aportan una aproximación temporal de inicios del Pleistoceno inferior (Zazo *et al.*, 1983, Pineda, 1997a; Benito, 2004; Benito-Calvo y Pérez-González, 2002 y 2007; Benito-Calvo *et al.*, 2007). La posición relativa de esta terraza sitúa a la misma entre las más antiguas del encajamiento del Arlanzón en este sector, aunque la escasa representación de sus depósitos fluviales, únicamente conservados en el término de Escampa Colina, unido a la dificultad de datación de los sedimentos que la componen impide disponer de mayor concreción.

Como se ha indicado más arriba, las cavidades multifase determinan la posición previa de los niveles de base y se destacan por conservar en su interior importantes depósitos acumulados por los flujos de agua, cuya datación posibilita establecer un marco temporal a la incisión local. En la actualidad, en el karst de la Sierra de Atapuerca se está utilizando una novedosa línea de investigación en geocronología sobre la aplicación de métodos de Nucleidos Cosmogénicos,

dirigida por A. Pérez-González y J. M^a Parés y llevada a cabo por D. Granger, con el fin de controlar los datos de enterramiento de los sedimentos en cueva, conocer los momentos de ocupación e interpretar las fases de la incisión fluvial en esta región. A la espera de los resultados de estas nuevas investigaciones, podemos aportar algunos datos procedentes de estudios de Paleomagnetismo de las facies endokársticas para este nivel superior.

La mayor proporción de sedimentos que presentan los conductos paragenéticos del nivel superior del Sistema de Cueva Mayor-Cueva del Silo (Nivel Sílex-Estatuas) pertenece a depósitos de facies finas de interior, correspondientes al momento de formación del conducto bajo condiciones freáticas, que experimenta un incremento de la sección producto de los procesos de disolución y corrosión sobre el techo del conducto debido a la deposición de los sedimentos insolubles transportados (Renault, 1968-1969, Farrant, 2004). Estas facies llegan a alcanzar importantes potencias en los grandes conductos del piso superior de Cueva Mayor, documentando en la mitad oriental de la Galería del Sílex una serie de vaciados que muestran secciones vistas de entre los 6 y 2m de arcillas y limos de decantación. Resultados preliminares sobre las investigaciones paleomagnéticas en los depósitos localizados en la sima del final de la galería registran la presencia de un campo de polaridad magnética inversa (J. M^a Parés *com. pers.*) (Lámina-Sección 1).

Los datos aportados por los estudios de geomorfología regional vinculan la formación freática del conducto Sílex-Estatuas con el nivel de base establecido por la superficie de erosión SE4/SPPI y por la terraza superior del Arlanzón (T_{AZN}, +84-88m) (Figura 6.10), situados temporalmente la primera en fases del Villafranquiense medio y la segunda con las etapas antiguas del Pleistoceno inferior (Benito-Calvo *et al.*, 2007). Estas correlaciones emplazarían el dato preliminar de la polaridad negativa de los depósitos finos de la Galería del Sílex dentro del cron Matuyama (2,58-0,78 Ma), en correspondencia con la primera mitad del evento inverso. Por la morfología de las galerías y la cota de sus techos (situadas entre 1.015 y 1.020m) se puede determinar la formación del conducto dentro de los esquemas de evolución paragenética (Farrant, 2004: 570), mientras que las grandes dimensiones del mismo evidencian una formación que implica una amplia fase de estabilidad de un nivel de base local próximo a los 1.025-1.020m de altitud.

Este continuo nivel de base debe corresponderse con la superficie freática que en un primer momento arrasó las calizas del Páramo Superior y que formó la superficie de erosión la SE4/SPPI (1.025m s.n.m.), cuya propuesta cronológica ha sido establecida por Benito-Calvo y Pérez-González (2007) en un dilatado período que va desde el Villafranquiense medio a la transición con el Pleistoceno (2,5-1,8 Ma). En un momento posterior se estableció, en torno a los 1.020m de altitud, el nivel piezométrico de la segunda terraza del Arlanzón (T_{AZN}, +84-88m), perteneciente a una fase antigua del encajamiento de este río. La proximidad altimétrica de las superficies piezométricas aquí analizadas (1.025-SE4/SPPI y 1.020-T_{AZN}) puede ser indicativo de cierta proximidad temporal, máxime si se tiene en cuenta que se está ante un periodo de cambios ambientales que implican una continua incisión fluvial.

En un intento de acotar este proceso hay que situar en un primer momento el antiguo nivel de base de la T_{AZN} (+84-88m) en relación con la secuencia de aterramiento fluvial del Arlanzón,

en donde la presencia de polaridad normal dada para el nivel de terraza inferior T3_{AZN} (+70-78m) (Benito-Calvo *et al.*, 2007), la sitúa en un tiempo anterior al subcron Jaramillo (0,99-1,07 Ma), por ser ésta la última inversión del Matuyama, sin poder dar mayor precisión.

Con el fin de concretar aún más esta relación hay que indicar que el nivel de base que representó la T3_{AZN} (+70-78m) estableció la formación del nivel intermedio del karst de San Vicente, presentando los sectores de entrada de los yacimientos Elefante-TR4 y Dolina-Penal secciones mixtas relacionadas con la incisión del Arlanzón que marca el encajamiento de los niveles de terrazas T4_{AZN} (+60-67m) y T5_{AZN} (+50-55m), colmatadas con secuencias estratigráficas cuyos registros arqueo-paleontológicos datan del Pleistoceno inferior y medio (Carbonell *et al.*, 2008; Bermúdez de Castro *et al.*, 1997; Parés y Pérez-González, 1995; Falguères *et al.*, 1999; Berger *et al.*, 2008). Estas secuencias apuntan la entrada de facies de exterior en régimen vadoso o epifreático durante el Pleistoceno inferior, documentando en la Fase de Sedimentación I del relleno de Elefante (TE8-14) momentos vinculados con faunas Pre-Jaramillo, afines a los conjuntos faunísticos de micromamíferos que se encuadran en la fase *Waalian* (1,25-1,5 Ma) y con asociaciones de macromamíferos propias del *Epivillafranquiense* (1,2-0,9 Ma) (Cuenca-Bescós y García, 2007, Carbonell *et al.*, 2008). Por otra parte, recientes cronologías radiométricas, a partir del método de datación de la descomposición de los Nucleidos Cosmogénicos del ²⁹Al y del ¹⁰Be que contienen los granos de cuarzo, indican una edad de enterramiento para el nivel TE9b entorno a 1,22 +/-0,16 Ma (Carbonell *et al.*, 2008), nivel que al igual que toda la unidad sedimentaria inferior presenta un campo paleomagnético propio del Cron Matuyama, en cuya secuencia no se registran inversiones de polaridad normal, cuyo cambio se documenta a unos 11m de altura (Parés *et al.*, 2006; Carbonell *et al.*, 2008). En resumen se puede concluir que la formación vadosa del relleno inferior de Elefante debe supeditarse a una fase de polaridad inversa anterior al evento Jaramillo.

Por su parte, la sección de Dolina presenta en los sedimentos finos de interior de su base (nivel TD1), una inversión positiva dentro de la polaridad magnética negativa del Cron Matuyama, que ha sido publicada en relación con el subcron Jaramillo o Coob Mountain (Parés y Pérez-González, 1995; Pérez-González *et al.*, 2001), localizada en cotas algo superiores al techo de la superficie freática del nivel de terraza del Arlanzón T6_{AZN} (+40-46m), que ha sido proyectada a 985m de altitud en la perpendicular de la unidad de San Vicente.

Todos estos datos sitúan a la formación de los conductos freáticos del nivel intermedio del karst de San Vicente en relación con el nivel de estabilidad de la T3_{AZN} (+70-78m) del Arlanzón, cuya polaridad normal debe corresponder con eventos positivos acaecidos en fases anteriores a 1,22 Ma, vinculados con el subcron Gilsea (1,68 Ma) o Olduvai (1,77-1,95 Ma), o quizá Reunión (2,14 Ma), lo que implicaría que el nivel de terraza T2_{AZN} (+84-88m) del Arlanzón debería situarse en un momento bastante antiguo del Pleistoceno inferior si no en cronologías propias del Plioceno.

Ante esta secuencia no es descabellado plantear que la formación del conducto de Cueva-Ciega- Cueva Paredeja, anteriormente citado, situado 30m por encima del Piso Sílex-Estatuas en el sector meridional de San Vicente y a unos 20m de las cavidades del Abrigo del Mirador y CR7, represente al nivel más alto y antiguo del karst, cuyo desarrollo pone en evidencia que el cavernamiento más antiguo de la sierra debe iniciarse con la fase sedimentaria de las calizas de

los páramos (vinculadas con los niveles de base que están formando las Calizas del Páramo Superior) y su posterior dismantelamiento con la formación de la Superficie de Erosión SE3. Esta fase de espeleogénesis debe constituir en el sector de Cueva Mayor-Torcas al menos una fase de proto-cuevas claramente precuaternaria, para relacionar el inicio del escalonamiento del mismo con el dismantelamiento de la superficie de erosión SE3, consecuencia del descenso del nivel de base que implica el proceso formativo de la superficie SE4/SPPS y el posterior aterrazamiento de la T_{2AZN} (+84-88m) del Arlanzón. La estabilización del nuevo nivel de base, compuesto en realidad por la proximidad de las superficies piezométricas de la SE4 y la T_{2AZN} con el incremento temporal que representa, va a propiciar la mayor fase de espeleogénesis del karst de San Vicente caracterizada por el desarrollo del conducto Sílex-Estatuas y de forma marginal en el sector meridional de la unidad de San Vicente el Abrigo del Mirador y del conducto colmatado CR7. Estos conductos evidencian la existencia de un antiguo nivel de base que afecta al cavernamiento principal de la Sierra de Atapuerca (Alzado 1, Figura 6.10-11).

Por lo expuesto, se puede argumentar que la fase principal de cavernamiento se va a producir con la génesis del conducto superior del Sistema Cueva Mayor-Cueva del Silo, que muestra una red horizontal sobredimensionada en relación directa con el reajuste hídrico que representa la evolución del paisaje durante la formación de la Superficie de erosión SE4 y su complementaria Superficie Poligénica del Páramo Inferior (SPPI), incidiendo en este sentido el nivel de base local de una de las más antiguas terrazas del Arlanzón (la T_{2AZN} de +84-88m), todo ello formado, según los datos que se disponen en la actualidad, en un momento avanzado del Plioceno hacia la transición del Pleistoceno. A partir de la interpretación de los datos paleomagnéticos de que se dispone, se puede plantear que la sedimentación de los sedimentos que transportaba el flujo freático del conducto, se produjo dentro de una fase paleomagnética negativa. Las condiciones paragenéticas de la formación del conducto y la decantación de los sedimentos evidencian un periodo de polaridad inversa para la espeleogénesis del nivel superior del sistema de Cueva Mayor-Cueva del Silo dentro de las fases del cron Matuyama, al menos para la parte superior del mismo y de la formación de la costra estalagmítica que recubre su suelo.

El descenso de nivel freático que representa el inicio del encajamiento de la red fluvial de la terraza T_{2AZN} (+84-88m) a la T_{3AZN} (+70-78m) del Arlanzón conlleva aparejado la liberación de las aguas del primer piso del sistema y la incorporación de los conductos a la zona vadosa o epifreática, dando paso a fases de cierta inactividad hídrica, por la bajada de las aguas hacia cotas inferiores en donde se sitúa un nuevo nivel de base local. Una nueva etapa en el desarrollo de la karstificación se produce, caracterizada por la aireación de los conductos, en donde destaca el comienzo de los procesos gravitacionales, principalmente localizados en los sectores de entrada, junto a las periódicas o puntuales inundaciones producidas por épocas de aguas altas. Pero uno de los procesos formativos más destacables en los conductos localizados en la zona vadosa o no saturada es la formación de espeleotemas, caracterizados por la infiltración del agua a través de fisuras y fracturas. Es interesante constatar la presencia de importantes y potentes costras estalagmíticas (Lámina-Sección 1-9; 15-20 y 24-25), en numerosos sectores colgadas, que avalan la existencia de un clima cálido, relacionado con el Plioceno o fases antiguas del Pleistoceno inferior (Blanch, 1997).

Desde el inicio de la nueva fase vadosa, el Nivel Superior de Sílex-Estatuas va a destacar por la formación y profusión de espeleotemas, llegando a formar gruesas columnas estalagmitas, potentes coladas parietales y costras pavimentarias. Estudios de paleomagnetismo procedentes de la costra pavimentaria parcialmente erosionada en el tramo de la sima final de la Galería del Sílex y del potente cuerpo de columna estalagmítica corroída del final de la Galería de Estatuas, con un registro de más de un metro de potencia y 14 muestras, presentan un campo paleomagnético negativo (J. M^a Parés *com. pers.*). Este registro permite afirmar que el proceso de crecimiento estalagmítico se produjo durante un evento inverso, en el que no se ha registrado la presencia de inversiones positivas, estableciendo el desarrollo de espeleotemas dentro del cron Matuyama, en coincidencia con los datos aportados por el techo de los sedimentos finos de interior, infrayacentes, los estudios geomorfológicos regionales y su relación con los yacimientos de Trinchera. La posición altimétrica de la plancha estalagmítica, situada a cotas en torno a los 1.013-1.010m de altitud, incide en la formación de este conducto próximo al Nivel Freático, facilitando la formación de potentes espeleotemas de flujo situados por encima del drenaje del acuífero de la superficie piezométrica que marcaría la T3_{AZN} (+70-78m), cuya cota en la unidad de San Vicente ha sido proyectada a 1.008m de s.n.m. Esta precisa situación, unida a la presencia de corrosión de su superficie (y al vaciado de los sedimentos infrayacentes) como consecuencia de los procesos erosivos del encajamiento que experimenta el nivel de base local en relación con la incisión fluvial, hacen plantear para la fase de formación y desarrollo de la gran costra estalagmítica una relación de anterioridad a la fase de estabilidad del nivel de base que marca la tercera terraza del Arlanzón, en correspondencia con etapas antiguas del Pleistoceno o incluso de transición Plio-Pleistocena.

En un segundo momento, el descenso del nivel piezométrico genera el incremento de los procesos erosivos, tanto químicos como mecánicos, y la subsiguiente estabilidad del mismo da como resultado la formación o agrandamiento de los conductos del segundo nivel, así como el incremento o encajamiento de algunos tramos del primer piso, formando salas o tramos que ponen en conexión ambos niveles o diferentes sectores del conducto que estando aislados (o distanciados) topográficamente se relacionan altiméricamente con el segundo nivel, debido a la existencia de conductos inferiores en conexión directa, de los que en la actualidad no disponemos de información. Este proceso erosivo va a desarrollar una intensa disolución en las formaciones carbonatadas y la reactivación hídrica debe ser la causante del encajamiento y verticalización del conducto, eliminando parcialmente el pavimento estalagmítico que sellaba la sedimentación de facies de interior.

Durante el descenso del nuevo nivel de base, correlacionado con el encajamiento de la superficie piezométrica del Arlanzón que representa la T2_{AZN} (+84-88m) hacia la T3_{AZN} (+70-78m), se produce la incisión de la tabla de agua freática de cotas que van desde los 1.020m de altitud a los 1.008m respectivamente en la perpendicular de la unidad de San Vicente. Esta incisión va a provocar la consiguiente distribución vadosa del nivel superior y el desarrollo de los procesos erosivos que excavarán la base del nivel superior (Piso Sílex-Estatuas), produciendo la formación de cañones vadossos, que fijan una hendidura de unos 11-12m de profundidad (según se observa en los atrincheramientos del nivel superior Sílex-Estatuas), hasta alcanzar el nuevo nivel freático marcado por la T3_{AZN} (+70-78m), que van a originar algunas secciones mixtas poligénicas en las galerías del Sílex y de las Estatuas (Alzado 1, Lámina-Sección 1-6, Figura 6.10 y 6.12).

NIVEL SUPERIOR DEL SISTEMA DE CUEVA MAYOR-CUEVA DEL SILO

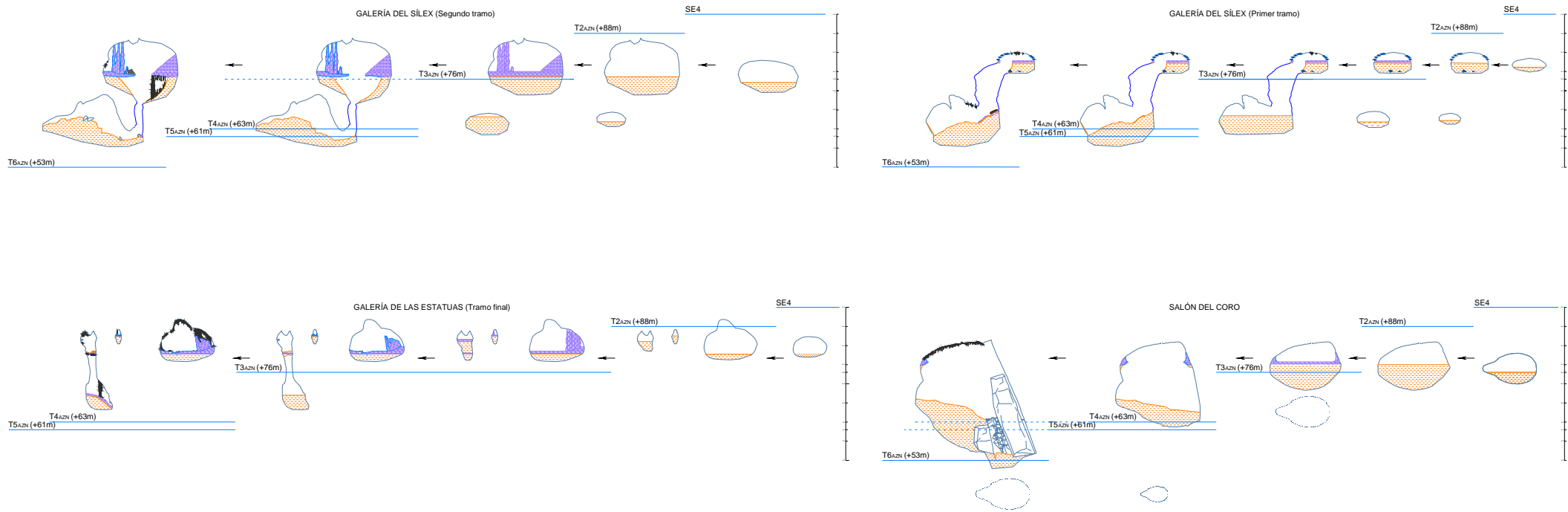


Figura 6.12 Modelo evolutivo de la formación del Nivel Superior del Sistema Cueva Mayor-Cueva del Silo (conducto Galería del Sílex–Salón del Coro–Galería de las Estatuas), con referencia a los niveles morfológicos de las superficies piezométricas de la Sierra de Atapuerca.

Estas secciones son el resultado de la incisión producida por el descenso del nivel de base en los procesos de reajuste hídrico regional, que provoca un incremento del gradiente hidráulico produciendo una fase erosiva que afecta tanto química como mecánicamente a la roca y a los sedimentos, resultando importantes vaciados y estrechos cañones en el suelo del conducto horizontal, relacionados con la formación del segundo nivel del karst.

Los procesos vadosos están claramente representados en todo el conducto superior, siendo especialmente vistoso en la corrosión por flujos de agua que muestran las superficies de los espeleotemas, documentando *scallops* en los perfiles disueltos de varias estalagmitas en donde se muestra la paleocirculación que las ha esculpido. Esto flujos han propiciado además importantes vaciados de los sedimentos de interior (finos y espeleotemas) en diferentes puntos del nivel del sector oriental del Sílex, con huecos/excavaciones de más de 15m de altura, que forman auténticos precipicios con pisos falsos, al quedar desmantelada o colgada la plancha estalagmítica. Evidencias de este proceso erosivo se conservan en el Salón del Coro al conservar aislados y suspendidos de la superficie entre 10 y 14m los restos de la plancha estalagmítica que cubría el suelo de este tramo del conducto, en continuidad altimétrica con la costra desarrollada a lo largo del todo el conducto (Sílex-Estatuas).

Además algunas de las secciones mixtas muestran en su base un nuevo cavernamiento horizontalizado propiciado por el nuevo periodo de estabilidad de la T3_{AZN} (+70-78m) que definirá el nivel intermedio del Sistema y que formará el conducto de las galerías Silo-Baja, así como los pasajes inferiores de la Galería del Sílex y la sima lateral de Estatuas (Alzado 1, Figura 6.12). Con la espeleogénesis de este nuevo nivel se relacionan la mayor parte de los conductos seccionados por la Trinchera del Ferrocarril, entre los que destacan Dolina y Galería.

Hay que constatar que estas morfologías vadosas se documentan en los extremos del nivel, destacando la Galería del Sílex por presentar un desarrollo verticalizado de la sección, con una serie de simas en el tramo oriental de la galería, caracterizadas por el vaciado y erosión de la roca subyacente produciendo estrechos cañones rocosos que alcanzan en algunos puntos cotas ortométricas de los 993m y proporcionan la típica sección en “ojo de *cerradura*”, junto a erosiones verticalizadas que se encajan en la roca y dan paso a pequeños pasajes subhorizontales, con bóvedas próximas a los 1.002-1.000m de altitud, en concordancia altimétrica con el nivel intermedio del sistema.

Todo el conducto permite disponer de elementos morfológicos que dan una aproximación sobre su configuración original, a partir de las evidencias conservadas en las secciones del mismo. El tramo del final de la Galería del Sílex documenta la presencia de importantes vaciados y profundización de la sección del conducto, en donde se constata la presencia de roca caliza correspondiente a la base del conducto paragenético y que indica el techo del atrincheramiento o pozo de conexión de niveles, situado a cotas de próximas a 1009-1003m de altitud absoluta. Esta roca debería representar a la base caliza del conducto, colmatada de sedimentos finos hasta alcanzar cotas en torno a 1.008-1.010m s.n.m., proporcionando una sección aérea o hueco de entre unos 5,5 y 14m de alto. La incisión del nivel de base estaría marcada por el atrincheramiento vertical, que presenta una altura de unos 8m en la sección GS2, hasta descender al tramo en el

que se produce el desarrollo horizontal del pasaje (a cotas medias de 1.002m de altitud), conformando una salita relacionada altimétricamente con el segundo nivel del karst, que evoluciona próximo al nivel de estabilidad de la superficie piezométrica de la tercera terraza del Arlanzón -T_{3AZN} (+70-78m)- (Alzado 1, Lámina-Sección 1 y 4, Figura 6.12). Los sedimentos, de facies de interior, que conforman la superficie de estos espacios presentan una topografía deprimida en forma de embudo, a favor de puntos de sumideros.

En el tramo final de la Galería de las Estatuas, de nuevo se documentan secciones verticalizadas y existen dos simas que atestiguan el descenso del nivel de base local hacia cotas próximas a los 1.000-1.005m de altitud, en conexión con la formación del segundo nivel del karst. De estas simas destaca la localizada en el último tercio de la galería por mostrar un desarrollo descendente, típico de formaciones vadosas, con dos claros aplanamientos escalonados, que evidencian la estabilidad del nivel de base y el desarrollo horizontal de los conductos, coincidente el primero con cotas próximas a los 1.018m que se enrasan con la bóveda de la Galería de las Estatuas, es decir del primer nivel del karst (Plano 6, Lámina-Sección 24-25). Por su parte el segundo desarrollo horizontal corresponde con la base de la sima citada, que evidencia la evolución del nivel intermedio, ajustándose a las bóvedas del conducto Silo-Baja, cuyas techos alcanzan cotas de 1.000-1.005m de altitud y se equiparan con el nivel de base que marca la terraza del Arlanzón T_{3AZN} (+70-75 m) (Figura 6.12).

Un tercer sector del nivel superior cuya morfología es producto del descenso del nivel freático se observa en el Salón del Coro. Este sector se localiza en el único punto de enlace con el nivel intermedio y presenta el mayor volumen de todo el karst, con 50.000m³ (Plano 4-6, Alzado 1, Lámina-Sección 15-20). Constituye además el punto más bajo del Piso Superior Sílex-Estatuas, descendiendo por debajo de un gran bloque hasta cotas cercanas a 986m de altitud, profundidad que debe ajustarse con las correspondientes al nivel inferior del karst.

La morfología y secuencia sedimentaria conservada en el Salón del Coro muestra un primer momento de formación del conducto paragenético en condiciones freáticas a partir de un nivel de base local, resultando un conducto paragenético subhorizontal de bajo gradiente y techos planos situados entre cotas absolutas de 1.020-1.015m, mientras que los sedimentos finos deben alcanzar los 1.009m, según los datos altimétricos de las arcillas conservados en la base de los restos de costra pavimentaria adosada en algunos puntos de las paredes de la sala. Estas arcillas en la galería del Sílex han proporcionado una polaridad paleomagnética negativa. Con el descenso del nivel de base se libera el conducto de las aguas y se inicia el desarrollo de espeleotemas, formándose una costra pavimentaria sobre los sedimentos finos situada a una cota próxima a los 1.010-1.013m de altitud, que debe presentar polaridad inversa al igual que los espeleotemas descritos tanto en la Galería del Sílex como del final de la Galería de las Estatuas.

Una fase erosiva relacionada con el descenso del nivel de base que origina la formación del tercera terraza del Arlanzón (T_{3AZN} +70-75m) y el cavernamiento del segundo nivel del karst, documenta en los tramos distales de las galerías del Sílex y de Estatuas importantes vaciados y va a ocasionar en el Salón del Coro un importante vaciado de sedimentos que además posiblemente debe ir acompañado del desplome de grandes bloques de la pared de conducto.

Es posible que nuevos descensos de nivel de base, unidos a eventos de grandes avenidas, hayan ocasionado nuevas fases erosivas relacionadas con cotas del nivel de base de las terrazas del Arlanzón T_{4AZN} (+60-67m) / T_{5AZN} (+50-55m), cuya superficie se proyectaría en el sector Noroccidental de la unidad de San Vicente a 995 y 993m s.n.m. respectivamente, presentando el Nivel Superior del karst inactivo en momentos posteriores al nivel local que marca la T_{6AZN} (+44-46m) / T_{7AZN} (+38-40m), según se desprende del punto más bajo conocido de esta sala, situado a 986m de altitud. Fases de formación de espeleotemas han debido desarrollarse a lo largo de estos ciclos, por lo que la presencia de restos de una costra estalagmítica, por encima del bloque desplazado en este sector, sujeto a una columna de aspecto joven, introduce un nuevo parámetro que podría indicar que el desplome de paredes no corresponde a un único momento y pudo iniciarse desde la primera fase de descenso del nivel de las aguas con la formación de la tercera terraza del Arlanzón, previa a la formación del espeleotema de suelo documentado de forma genérica en toda la cavidad, que indicaría un clima cálido (Plioceno o Pleistoceno antiguo). La caída de grandes bloques en este sector pudo incrementarse con el importante proceso de vaciado que erosionó tanto la costra pavimentaria, actualmente colgada casi a techo de las paredes, que debe relacionarse con el descenso del nivel de base local marcado por la formación de la terraza T_{3AZN} (+70-78m) y de ésta a la T_{4AZN} (+60-67m), que se vinculan con la formación del segundo nivel del karst y la profundización de éste hacia el tercer nivel del karst (Figura 6.12).

iii. Nivel Intermedio: el piso Silo-Baja y las cavidades de Trinchera durante el Pleistoceno inferior

El nivel intermedio del Karst de San Vicente-Torcas está representado por las galerías del Silo y Baja del Sistema de Cueva Mayor-Cueva del Silo, que corresponde a un conducto paragenético de génesis freática, subhorizontal, de bajo gradiente y trazado sinuoso, aunque menos anguloso que el nivel superior, con incisión vadosa en los extremos. Presenta un desarrollo lineal de unos 500m y su inicio se localiza en el sector de Cíclopes, adoptando un sentido de circulación NNE hasta alcanzar el Salón del Coro (del Nivel Superior del Sistema). En este sector el conducto continúa por la Galería Baja, dando un quiebro en dirección ONO sobre el pago de Torcas, hacia la confluencia con el Valle de la Propiedad, en donde se sitúa la zona de descarga del nivel intermedio, localizándose la paleosurgencia al final de la Galería Baja en el sector de Elefante (Plano 4, 5 y 7, Alzado 1 y 9).

A este nivel también pertenecen los pasajes inferiores desarrollados en la base de los cañones vadosos del nivel superior Sílex-Estatuas, descritos en el punto anterior, en donde se documenta la presencia de incisiones vadosas con formación de conductos horizontales en su base que ponen de manifiesto la existencia de una fase de estabilidad del nivel de base local o regional que propició el cavernamiento del Piso Silo-Baja.

El Nivel Intermedio incluye además los conductos seccionados por la Trinchera del Ferrocarril, identificados con el Complejo Galería (TR12-17), Dolina-Penal y las secciones TR20-24, desarrolladas en el pago de Torcas, que corresponde al municipio de Atapuerca, al norte del Valle de la Propiedad. Estos conductos constituyen sectores de antiguas paleosurgencias, entre las que destacan las secciones de Dolina-Penal por ser uno de los manantiales principales del

karst de Torcas y, al igual que el sector de Elefante, presenta un importante registro sedimentario arqueo-paleontológico (Ortega *et al.* 2005; Eraso *et al.*, 1998a; Parés y Pérez-González, 1995; Falguères *et al.*, 2001; Berger *et al.*, 2008).

Los conductos que constituyen el nivel intermedio del sistema multinivel de San Vicente - Torcas muestran techos planos subhorizontales, a cotas de 1.003-1.000m de altitud, con paleosurgencias situadas en el frente de cabecera del Valle de Valhondo a cotas de 1.000-1.001m s.n.m., en conexión altimétrica con la posición del nivel piezométrico que marcaría la terraza del Arlanzón T3_{AZN} (+70-78m), cuya superficie se proyecta en torno a 1.008m de altitud en la unidad de San Vicente (Ortega *et al.*, 2005, Benito-Calvo y Pérez-González, 2007). Benito (2004) y Benito *et al.* (2007) han propuesto una cronología del Pleistoceno inferior para la T3_{AZN} del Arlanzón en relación con el subcron Jaramillo, en base a la secuencia del conjunto de aterramiento de la Cuenca del Duero y a la presencia de polaridad positiva para uno de los depósitos de este nivel de aterramiento en el río Arlanza, polaridad que han ajustado con dicho subcron en comparación con la seriación de las terrazas del Tajo.

La ausencia de sumideros identificados en la Sierra de Atapuerca, junto a la limitación meridional que constituye el Valle de Cueva Mayor para el desarrollo del karst conocido, la evolución de los conductos del nivel intermedio en las calizas mesozoicas del anticlinal y la presencia de paleosurgencias en la ladera de Torcas, que constituyen la cabecera del arroyo de Valhondo, hablan de un origen de los conductos del segundo nivel del karst en relación con la estructura de la sierra, marcada por la Plataforma Estructural del Alto del Caballo que representa la divisoria de cuencas hidrográficas Arlanzón-Pico, aportando las aguas desde el Arlanzón hacia el arroyo de Valhondo, que a su vez forma parte de la cabecera del Pico.

El rejuvenecimiento subterráneo, como el que se produce con las cavidades multifase, puede ser uno de los requisitos necesarios para el rejuvenecimiento de la superficie topográfica (Ford y William, 2007: 397), que en el caso del karst multinivel de San Vicente-Torcas de la Sierra de Atapuerca podría converger con la evolución de la Plataforma Estructural del Alto del Caballo, producida entre la formación del nivel de aterramiento del Arlanzón de la T2_{AZN} (+84-88m) y la T3_{AZN} (+70-78m) (Benito, 2004, Benito-Calvo y Pérez-González, 2007), en consecuencia con el encajamiento de los conductos del Nivel superior y el desarrollo del Nivel Intermedio.

El desarrollo del Nivel Intermedio en un único conducto subhorizontal, del que se puede explorar el tramo de la Sala de los Cíclopes-Galería del Silo-Galería Baja del Sistema de Cueva Mayor-Cueva del Silo, muestra una dirección NNO desde el subsuelo del Alto del Caballo, al norte del Valle de Cueva Mayor, hasta el Valle de la Propiedad, en cuya confluencia con la cabecera de Valhondo se localiza la paleosurgencia, vinculada con la prolongación del relleno Elefante-TR4 hacia el Valle de la Propiedad. Otros conductos de desarrollo desconocido se conectan con las secciones vinculadas a la paleosurgencia formada por el relleno de Dolina-Penal, situados al norte de este valle.

Tanto el tamaño y posición de los conductos y de sus paleosurgencias indican la necesidad de un abundante flujo subterráneo capaz de generar la importante espeleogénesis de este nivel, cuyas dimensiones únicamente pueden originarse por una pérdida del caudal alóctono

del río Arlanzón, que marca el nivel de base local. En este sentido, es de destacar que los conductos presentan una dirección y sentido de circulación que se ajusta a la del anticlinorio, marcada por la tectónica, y a la del tramo del río Arlanzón entre las localidades de Villasur de Herreros y Arlanzón. Estas coincidencias, junto con la localización del inicio del nivel intermedio del sistema al norte del Valle de Cueva Mayor, en paralelo al origen del nivel superior, y en el límite de la sierra, bajo el plano estructural del Alto del Caballo, hacen nuevamente plantear la hipótesis de estar ante un acuífero confinado asociado a condiciones vauclicasianas a favor del plegamiento de las calizas mesozoicas y delimitado por los materiales terciarios de la Cuenca del Duero, que aflora en relación con el nivel de base local, a favor de planos de debilidad localizados en el anticlinal de la Sierra de Atapuerca, de forma similar a la descrita al referirnos al Nivel Superior del Sistema.

El Nivel Intermedio del karst de San Vicente-Torcas se desarrolla en las facies de borde del paquete de calizas y dolomías del Cretácico superior y, al igual que se describió en el Nivel Superior Sílex-Estatuas, corresponde a un único conducto que se origina en el extremo suroccidental del mismo, en el sector conocido como Cíclopes, y descarga en el extremo opuesto, en relación con la incisión del Valle de la Propiedad en la superficie de la ladera del pago de Torcas, conformando la cabecera del Valle de Valhondo.

El cavernamiento del Sector de Cíclopes, punto de partida del nivel intermedio del sistema, se sitúa en el flanco derecho del valle bajo de Cueva Mayor bajo la Plataforma Estructural del Alto del Caballo, en muy posible relación con la fractura detectada por la geofísica en este sector del valle. Este sector marca el límite de las calizas mesozoicas de la sierra y la zona de contacto con las margas terciarias, constituyendo el relieve del Alto del Caballo la divisoria de aguas del Arlanzón y Pico, en un sector en el que no se vislumbran morfologías que avalen la existencia de sumideros directos al endokarst.

El arranque del conducto está en relación con la existencia de varios pozos-chimeneas vauclicasianas alineados en el borde de las calizas con claras huellas de corriente verticales que marcan un flujo ascendente de las aguas. Entre estos pozos se identifican dos principales con el Paso de los Cíclopes y el pozo de la Sima de los Huesos. El régimen verticalizado de estos conductos produjo la espeleogénesis remontante, denominada por *ascensum* (Audra *et al.*, 2006), que, en el área de estudio, se estabiliza al alcanzar las cotas de un antiguo nivel piezométrico, indicado por la altura de las bóvedas de la Sala de los Cíclopes-Galería del Silo y Galería Baja, con techos entre los 1.000-1.003m de altitud y chimeneas que alcanzan los 1.008m s.n.m., en coincidencia altimétrica con la proyección de la superficie de la tercera terraza del Arlanzón, T3_{AZN} (+70-78m), para la unidad de San Vicente (Benito-Calvo *et al.*, 2007).

Por su parte la Sala de los Cíclopes destaca por presentar abundantes cúpulas corrosión que alcanzan los 1.003-1.006m de altitud, e incluso una de ellas los 1.008m s.n.m., que reinciden en la presencia de aguas ascendentes (Klimchouk, 2008). Esta sala da paso a la Galería del Silo, conducto horizontal representante de la espeleogénesis durante fases de estabilidad del nivel de base, caracterizada por secciones semicirculares en las que puntualmente y a favor de planos de debilidad se desarrollan chimeneas de equilibrio o pasajes laterales, con huellas de corriente también ascendentes, que remontan sus cúpulas hasta los 1.008m de altitud. La presencia de

cúpulas de techo en las inmediaciones de las galerías del Silo y Baja con el Salón del Coro representan evidentes fases de flujos ascendentes localizados en el sector de conexión de los niveles superior e intermedio.

En el nivel intermedio apenas se reconocen claras huellas de corriente, a excepción de los paneles ascendentes localizados en los conductos vaclusianos del sector de Cíclopes, próximos a los pozos-chimeneas de la Cueva del Silo en donde son habituales. Además las sucesivas reactivaciones que este nivel ha experimentado, con flujos procedentes desde ambos extremos, poca claridad aporta por el hecho de poder considerarlas pertenecientes tanto a la génesis inicial como a alguna de las posteriores reactivaciones del sistema.

Por el contrario, la Galería Baja muestra gran homogeneidad de secciones, con bóvedas de equilibrio en torno a los 1.000,5-1.001m y una única lateral conocida, que evoluciona a favor de planos de debilidad, reseñando la presencia en este área de cúpulas de techo o chimeneas que alcanzan los 1.003-1.005m de altitud. La morfología de este conducto evidencia una dirección de flujo hacia el NO, localizando en el sector del relleno arqueo-paleontológico de Elefante (TR3-4) el punto de descarga, aportando al Valhondo las aguas capturadas del Arlanzón, en donde los descensos del nivel de base van a permitir la entrada de sedimentos de facies de exterior y van a ocasionar la desconexión de la zona surgente del resto del endokarst, representando la fase totalmente inactiva del sistema, que quedará fosilizado al final del Pleistoceno medio.

Las galerías de este nivel, al igual que las del nivel superior, presentan una formación paragenética con decantación de facies finas en el fondo, bajo condiciones freáticas o anegadas, que muestran un suelo arcilloso más o menos plano, sin llegar a localizar en ningún sector la base rocosa del conducto. Un sondeo geofísico que afecta a la longitud del eje de Galería Baja, en proceso de estudio en la actualidad, ha puesto de manifiesta la presencia de una base rocosa horizontalizada que presenta fuertes desniveles en ambos extremos, en donde la potencia de los sedimentos se incrementa desde los 1-2m estimados para el sector central del conducto a los 5-7m de sus extremos, tras los cuales se detectan las resistividades propias de las rocas carbonatadas (J. A. Porres *com. pers.*). La profundización en la base rocosa de los extremos de Galería Baja debe ser explicada por procesos erosivos relacionados con fases de encajamiento del karst, claramente observables en el sector de Elefante, en continuidad con el final de la Galería Baja, cuyo tramo del conducto presenta secciones mixtas poligénicas propias de fases vadosas de encajamiento del nivel base. El inicio de la Galería Baja se sitúa en el punto de unión con el Salón de Coro, ajustándose la topografía al área de conexión de.

Un descenso del nivel de base local o regional, relacionado con la evolución de la red hidrográfica del Arlanzón, va a producir el ajuste del nivel freático y el abandono de las aguas del segundo piso, con la consiguiente incisión del arroyo subterráneo sobre el suelo del conducto desarrollando morfologías vadosas, tipo cañones verticales, que proporcionan las típicas secciones mixtas o *Keyhole pasajes* (de "ojo de cerradura") de la terminología inglesa (Cigna y Railton, 1977; Lowe y Waltham, 2002: 23). Estas morfologías muestran secciones poligénicas, que indican evolución histórica de la formación del conducto en dos fases, producto de la combinación de flujos freáticos (saturados) y vadosos (no saturados) (White, 1988; Ford y Williams, 1989). Una primera fase, freática, establece un pasaje tipo tubo o túnel, vinculado con el ciclo de estabilidad

de la superficie piezométrica, que en el nivel intermedio de San Vicente está relacionado con el nivel de base fijado por la T3_{AZN} (+70-78m) del Arlanzón y ocasiona (de igual modo que ocurre en el piso superior Sílex-Estatuas) conductos de génesis paragenética. Una fase vadosa posterior, compuesta por la continua acción erosiva que produce la incisión del nivel de base local, en correspondencia con la formación de los niveles de aterrazamiento T4_{AZN} (+60-67m) - T5_{AZN} (+50-55m) y T6_{AZN} (+44-46m) del Arlanzón, originando el encajamiento del arroyo endokárstico, principalmente observable en los extremos distales de los conductos, puntos que representan sectores de conexión con el nivel inferior.

La altura de estos atrincheramientos refleja la historia de la incisión del curso subterráneo, en donde la disolución de la zona vadosa únicamente aparece en la parte de la cavidad que contiene agua y por tanto marca la reordenación del camino del flujo, que en el caso del karst multinivel de San Vicente-Torcas va marcar un desplazamiento hacia el oeste en paralelo con la evolución del Arlanzón, creando nuevos pasajes que únicamente coinciden con los preexistentes en los extremos distales de ambos, en posible relación con el sector de origen de los conductos del Sistema Cueva Mayor-Cueva del Silo (a favor de la estructura) y de salida de las aguas (en relación con la incisión del arroyo de la Propiedad).

En el nivel intermedio del karst multinivel de San Vicente-Torcas el encajamiento observado en los sectores de la Sala de los Cíclopes, Elefante-TR4 y Dolina-Penal afecta a unos 7-10m de profundidad, destacando las últimas secciones (correspondientes a paleosurgencias) por mostrar dos estrechos cañones, cuyo escalón revela la incisión producida desde el nivel de terraza T4_{AZN} (+60-67m) hasta el de la terraza T6_{AZN} (+44-46m), determinando un proceso continuo, en donde quedaría enmascarada la fase de estabilidad del nivel de base de la T5_{AZN} (+50-55m) del Arlanzón. La morfología que presenta la sección de Elefante, con un ancho cañón inferior, pone en evidencia que el proceso de incisión vadosa debe haber estado favorecido por la acción erosiva de las aguas altas vadosas, que producen la inundación de los conductos circulando el agua en condiciones anegadas creando entornos parafreáticos (Despain y Stock, 2005). El tramo de Elefante se cierra verticalmente hacia el oeste, en donde el relleno de TR4, se caracteriza por la presencia del hueco del conducto freático superior y la incisión de dos estrechos cañones, morfología que debe estar condicionada por la estructura, aunque en el actual corte no puede observarse.

Por su parte, el cañón de la Sala de los Cíclopes, único tramo practicable o accesible en la actualidad, representa en planta un trazado circular que se asemeja a los meandros superficiales. Pero, a diferencia de éstos, está constreñido por el conducto previo que limita el espacio de la Sala, al no desarrollar el encajamiento al sur de la sala, donde la pared rocosa no ha sido corroída, mostrando que los cañones deben estar directamente relacionados con puntos de unión del nivel inferior, que en este sector deben corresponderse con el camino de circulación del agua que aportó las gravas fluviales a la Galería Principal de Cueva del Silo.

Destaca la concreta localización de las secciones vadosas, con morfologías de atrincheramiento en cañones, en los extremos distales del Nivel intermedio del Sistema de Cueva Mayor-Cueva del Silo, en relación con sectores de entradas o salidas de las aguas, y en el sector paleosurgente de Dolina-Penal del karst de Torcas. Esta localización se ve reforzada por la

ubicación, en los sectores analizados, de puntos de conexión con el nivel inferior (Plano 4-5). En concreto la Sala de los Cíclopes está relacionada con el tercer nivel del sistema a partir de la Galería inferior a Cíclopes de Cueva del Silo, localizada espacialmente por debajo de esta sala, que enlaza con el eje de esta cavidad en la Sala del Caos. Otro punto de enlace son los pozos-chimeneas del Paso de los Cíclopes y la Sima de los Huesos, que comunican lateralmente ambos niveles.

El sector de Elefante-TR4 está conectado con el nivel inferior de Cueva Peluda, que atraviesa oblicuamente el conducto, por debajo de la Trinchera, mientras que el conducto de Dolina-Penal presenta relación con la Galería Norte de Cueva del Compresor, así como con el desarrollo de los pequeños pasajes que se desarrollan en la parte inferior de Penal, pertenecientes altimétricamente con el nivel inferior y con posibles relaciones con la Galería Norte de Cueva del Compresor (Plano 4-5 y 9, Alzado 10).

Además, hay que indicar la presencia de grandes volúmenes, favorecidos por la acción erosiva y de espeleogénesis vadosa, en correspondencia con la incisión y encajamiento fluvial arriba expuesta, que es claramente observable en la amplitud de la Sala de los Cíclopes. Estos volúmenes, debemos hacerlos extensivos a las secciones de los rellenos de Elefante-TR4 y Dolina-Penal según ponen de manifiesto sus morfologías, caracterizadas por la confluencia de varios conductos de grandes dimensiones seccionados por la obra férrea, dividiendo o escindiendo el espacio primigenio de posibles salas existentes en el tramo de la Trinchera. Posiblemente la ubicación de la trinchera pudo estar marcada por el claro reconocimiento de antiguas de entradas de cuevas colmatadas con rellenos, que proporcionó a todo este sector el apelativo de Torcas (*dolinas de colapso*) y condicionó el trazado férreo, por el eje que marcaban dichas antiguas entradas. En el caso de Elefante-TR4 este espacio se complementa con las secciones TR6, TR7 y TR8, que debió conformar una amplia zona de entrada con laterales o ramificaciones, típica de muchas cuevas. Por su parte, con el conducto de Dolina-Penal convergen dos grandes pasajes seccionados por la Trinchera, identificados con los rellenos TR20 y TR21, cuya unión conformaría un importante volumen tridimensional tipo sala.

En relación con el encajamiento del nivel de base local y posterior estabilización del nivel freático que marca la superficie piezométrica del nivel T4_{AZN} (+60-66m) del Arlanzón se vinculan los pasajes del Complejo Galería. Esta cavidad presenta una bóveda plana, con cúpulas de techo de características freáticas, situada a unos 995m s.n.m., y una clara muesca de incisión vadosa a cota de 993m s.n.m., estando su formación fijada por el nivel de estabilidad que representa la T4_{AZN} (+60-66m), y su posterior evolución hacia el nivel de la T5_{AZN} (+50-54m) del Arlanzón.

Estudios paleomagnéticos y radiométricos de los sedimentos y espeleotemas proporcionan un marco de relaciones mínimas de las diferentes fases espeleogenéticas de la evolución del nivel intermedio del karst, cuyos estudios, realizados por Josep M^a Parés, aportan datos preliminares que van a permitir acotar de modo provisional un marco temporal amplio.

Para conocer la evolución del nivel intermedio del karst los conductos de la Galería del Silo y la Galería Baja aportan mayor simplificación, al representar galerías accesibles de formación paragenética sencilla. De los estudios paleomagnéticos procedentes de la Galería del Silo y la

Galería Baja hay que indicar que los sedimentos de interior muestreados en dos de los silos prehistóricos excavados en estas galerías, el silo 34 con 1,7m de profundidad y silo 13 con 1,3m de profundidad respectivamente, han proporcionado un registro caracterizado por presentar un campo paleomagnético negativo en la mayor parte de la secuencia vista, constatando polaridad positiva en la parte superior de la misma, en donde se documentan restos faunísticos y líticos pleistocenos, así como cantos blandos de margas y restos de espeleotemas erosionados (ver apartado 4.3.2.1.b). Estos sedimentos aparecen sellados por una colada estalagmítica, que incluye o aparece en contacto con algunos restos faunísticos entre los que destacan la presencia de *Ursus deningeri*, que presenta polaridad normal, proporcionando una formación de la plancha estalagmítica dentro de las fases del Pleistoceno medio, cronología que avala la relación de Pleistoceno inferior para la fase freática de decantación de los depósitos finos de interior de las galerías del Silo-Baja, vinculada con la tercera terraza Arlanzón.

Otra de las consecuencias del descenso de las aguas es el aporte de facies de exterior al interior del nivel, concentradas principalmente en los sectores con bocas abiertas al exterior (zonas de entrada al karst), que conlleva la acumulación de importantes depósitos en los sectores Cíclopes y Elefante-TR4 en el nivel intermedio del Sistema de Cueva Mayor o los rellenos de Dolina-Penal, o los conductos seccionados por la trinchera del ferrocarril, como los identificados como TR20-21 relacionados con Dolina. Por su parte en la zona vadosa del interior del conducto se van a desarrollar depósitos de interior con la formación de espeleotemas y costras estalagmíticas, cuya profusión llega a cegar algunos puntos del conducto, como es el caso de la gatera de acceso a la Sima, en la Galería del Silo.

Resultado de los procesos de reactivación kárstica consecuencia de cambios ambientales es la existencia de eventos erosivos con importantes corrosiones que presentan los espeleotemas antiguos y transporte mecánico de sedimentos que provocan vaciados bajo las costras pavimentarias e incluso la excavación de conductos freáticos en los propios mantos estalagmíticos, con importantes desplomes y colapsos. Estos sedimentos se agradan en el interior del conducto, sobre los que se depositarán un nuevo concrecionamiento con polaridad positiva que pone en evidencia la existencia de dos fases de espeleotemas, una antigua (Pleistoceno inferior) y una segunda fase vinculada con el Pleistoceno medio (Figura 6.13).

En un intento de situar esta secuencia en el marco general del karst de la Sierra, hay que apuntar que los sedimentos finos son indicativos de fases de formación freáticas relacionados con el origen paragenético del conducto Silo-Baja, en correspondencia con el nivel de estabilidad de la terraza T3_{AZN} (+70-78m) que, como se ha definido en el apartado anterior (ver *Nivel Superior*), presenta una cronología claramente anterior al subcron Jaramillo por el registro faunístico y al subcron Coob Mountain por dataciones radiométricas de cosmogénicos procedentes del yacimiento de Elefante (Rosas *et al.*, 2006; Parés *et al.*, 2006; Cuenca-Bescós y García, 2007; Carbonell *et al.*, 2008), pudiendo hacer corresponder la polaridad positiva que se relaciona con esta terraza con inversiones positivas del Gilsea u Olduvay. La ausencia de inversiones paleomagnéticas en las secuencias muestreadas en los silos prehistóricos de las galerías del Silo (silo 34) o Baja (silo 13), deben indicar que la inversión positiva detectada en la Terraza del Arlanza debió tener poca representación o significación en el Arlanzón, al no quedar marcada, o no disponer de correspondencia con los aterrazamientos conservados.

LA EVOLUCIÓN GEOMORFOLÓGICA DEL KARST DE LA SIERRA DE ATAPUERCA

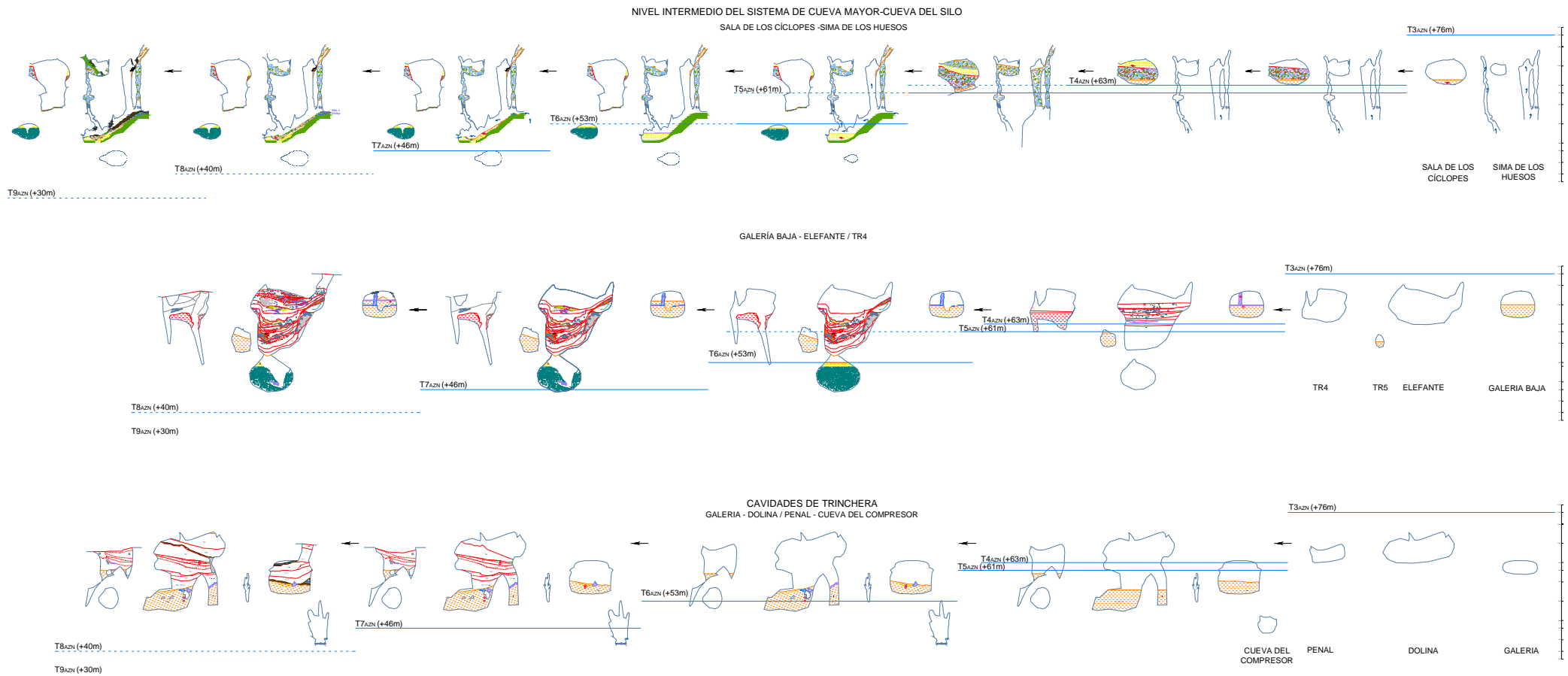


Figura 6.13 Modelo evolutivo de la formación del Nivel Intermedio del Sistema Cueva Mayor-Cueva del Silo (conducto Galería del Silo-Galería Baja) y cavidades de Trinchera (Complejo Galería-Dolina-Penal y Cueva del Compressor del nivel inferior), con referencia a los niveles morfológicos de las superficies piezométricas de la Sierra de Atapuerca.

La presencia de una antigua columna estalagmítica, formada durante una fase paleomagnética negativa (J. M^a Parés *com. pers.*), en el segundo nivel del sistema de Cueva Mayor (Galería Baja) evidencia la presencia de una fase vadosa, que debe relacionarse por cotas con el descenso de las aguas producido por la incisión que marca el encajamiento de la T3_{AZN} (+70-78m) a la T4_{AZN} (+60-67m), cuyas superficies en el sector de San Vicente han sido proyectadas a 1.008m y 995m de altitudes respectivas.

Además, esta antigua columna estalagmítica aparece erosionada, presentando su superficie corroída por flujo de agua, conservando suaves *scallops* en su perfil disuelto. También está desplazada y parcialmente recubierta de sedimentos finos de decantación que avalan la presencia, más o menos temporal, de las aguas, que han ocasionado por un lado la erosión y corrosión de la superficie de esta concreción y de otras del conducto, así como vaciados de los sedimentos subyacentes que provocan el colapso o desplazamiento de los cuerpos estalagmíticos, seguido de una fase de agradación, con deposición de facies finas, que deben corresponder con fases de polaridad normal.

El estado preliminar de los estudios de paleomagnetismo, unido a la uniformidad litológica de las secuencias de sedimentos finos de interior puestas al descubierto por los silos prehistóricos, no permiten conocer si estas facies corresponden a la fase de formación del conducto o a la agradación producida por fuertes crecidas cuando el conducto se encontraba en la zona de aireación o vadosa. Ahora bien, la secuencia de polaridad negativa observada en los sedimentos de interior del conducto de Silo-Baja, tanto de sedimentos finos como de una antigua columna desplazada y corroída de la Galería Baja, es indicativa de la formación de los mismos durante el cron Matuyama.

Con el fin de definir el esquema de espeleogénesis que nos muestra la secuencia del conducto Silo-Baja, hay que indicar que la columna negativa, situada en la sección CM14 de la Galería Baja, permite disponer de un esquema sencillo y básico. La formación de este espeleotema se produjo en una fase vadosa del cron Matuyama (2,58-0.78 Ma) dentro del Pleistoceno inferior, que representa el inicio del encajamiento de la Tercera terraza del Arlanzón, en base a la contextualización con los datos aportados en el nivel superior y las relaciones geomorfológicas del exterior (Figura 6.13).

Si relacionamos este espeleotema con la secuencia del relleno de Elefante, se puede observar como la cota inferior conocida de la columna estalagmítica, dado que está enterrada por sedimentos, está próxima a los 999,5m s.n.m., cota mínima que se situaría en el tercio inferior del conducto freático original, localizado en la parte superior de la sección mixta de Elefante, en relación con los sedimentos horizontalizados del nivel TE16. Esta unidad representa al último nivel que muestra polaridad negativa del relleno de Elefante y se caracteriza por estar compuesto por facies de exterior de origen hidrodinámico, con la peculiaridad de no presentar restos arqueopaleontológicos. Esta sencilla relación altimétrica únicamente indica la ubicación del conducto en una fase vadosa, que en los sectores de entrada propician el aporte de materiales de exterior y en el interior posibilitan la formación de espeleotemas, todo ello dentro de un periodo con campo magnético inverso del Pleistoceno Inferior.

Por otra parte, la corrosión que presenta el espeleotema, unido al desplazamiento del techo de unos 30cm, es indicativo de la presencia de una fase erosiva que anega todo el conducto, relacionada con fuertes crecidas, capaz de disolver la superficie de los espeleotemas así como de provocar el vacío de los sedimentos de su base, produciendo el desplome parcial del mismo. Todo evento erosivo lleva consigo la agradación de sedimentos en su fase final, por lo que no es imprudente pensar que, al menos los sedimentos que colmatan parcialmente esta columna, correspondan al mismo evento.

La secuencia mostrada en los sedimentos finos de la Galería Baja, en coincidencia con los proporcionados por los silo 34 de la Galería del Silo y 13 de la Galería Baja, fijan el cambio de polaridad magnética en torno a los 30cm superiores (J. M^a Parés *com. pers.*). Hay que recordar que el tramo superior contiene restos faunísticos y líticos, junto a cantos blandos de margas, cuya dispersión localiza su origen en el norte de la Galería Baja, en muy posible relación con el sector de Elefante. Destaca la presencia en este relleno de varias unidades (TE15, TE16 y TE17) que constituyen aportes de exterior con dinámicas hídricas que permiten establecer la erosión de los espeleotemas con el aporte de arroyadas e importantes crecidas. La presencia de polaridad positiva en las facies finas de interior de Galería Baja y Galería del Silo, que contienen restos faunísticos e industrias líticas, muestra una relación en donde la existencia de piezas líticas, con elementos de clara adscripción tipológica dentro de los conjuntos del Modo Técnico 2 y 3, aportan una edad mínima al evento erosivo durante fases del Pleistoceno medio, en relación con las industrias identificadas en el yacimiento de Elefante con los niveles TE18 y TE19 (Rosas *et al.*, 2006), destacando el carácter erosivo del nivel TE18. Conjuntos tipológicos que también se han reconocido en el nivel TD10 del yacimiento de Dolina (Carbonell *et al.*, 2001b).

Por los datos que disponemos en la actualidad, se puede afirmar que estas avenidas no corresponden a un único evento sino que deben relacionarse con un periodo de inestabilidad climática, propia de las fases pleistocenas, marcado por el cambio de polaridad magnética. Es interesante constatar que en la secuencia de Elefante el cambio de polaridad se documenta en el techo de TE16 con TE17, dos unidades con evidentes signos de corrientes de agua, presentado el campo positivo una pequeña plancha estalagmítica situada en la base de TE17 (Rosas *et al.*, 2006). En la sección de Dolina la inversión del campo magnético se documenta en el techo del paquete de calcarenitas bien estructuradas que evidencia una clara circulación de agua en el nivel de TD7, en donde además se localizaron carcacas de animales completos, posiblemente ahogados, sellando este depósito una brecha del tamaño de gravas, (Pérez-González *et al.*, 2001; Huguet, 2007). El yacimiento de Galería muestra el cambio de polaridad magnética en relación con un evento erosivo de origen fluvial, destacando como los primeros sedimentos con polaridad normal corresponden con finos de interior bioturbados, característicos de fases de agradación fluvial, que incluyen bloques erosionados de antiguos espeleotemas (Pérez-González *et al.*, 1999).

El esquema de todas estas secuencias tiene en común que el cambio de polaridad magnética está relacionado con una fase erosiva con corriente de agua, en donde los primeros depósitos con polaridad normal muestran continuidad sedimentaria, llegando incluso a formar parte de una misma unidad como ocurre en el nivel TD7 de Dolina o en TGI. Ante este esquema se puede indicar que los sedimentos finos que sellan y parcialmente colmatan la columna

estalagmítica analizada en la Galería Baja, pueden corresponder a una fase de agradación relacionada con fases erosivas de polaridad normal, en correspondencia con los sedimentos de polaridad normal que muestran las secuencias de los silos 34 de la Galería del Silo y 13 de la Baja, distinguiendo a depósitos correspondientes a un evento erosivo de origen hídrico.

La existencia de importantes procesos de reactivación se evidencia tanto en los vaciados producidos en los sedimentos que colmataban en parte del sector de Cíclopes, como en el arrastre de materiales arqueo-paleontológicos, desde el relleno del Elefante hasta el primer tramo de la Galería del Silo. La dirección de estos flujos (desde Elefante hacia el interior) indica que la surgencia de Elefante actuó como colector de las aguas de escorrentía, funcionando como un sumidero en época de fuertes lluvias, arrastrando parte de los sedimentos que se encuentran en la zona de entrada hacia el interior del karst.

La presencia de restos arqueo-paleontológicos en los sedimentos de interior de la Galería Baja, y en menor medida de la Galería del Silo, permiten plantear a modo de hipótesis de trabajo una posible relación del evento de reactivación kárstica (producida durante una polaridad normal) con los niveles positivos de la secuencia de Elefante, situados con las unidades TE17 a TE19. La riada erosionó sedimentos situados en las zonas de entrada y su entorno, resedimentando parte de los mismos a lo largo del conducto endokárstico de la Galería Baja-Galería del Silo, redepositando algunas de las piezas líticas y restos óseos de sus rellenos. Las industrias líticas se caracterizan, principalmente, por su muy reducido formato (como las BP2^aG) o por presentar una sección delgada que propició una mínima resistencia hidrodinámica facilitando su transporte fluvial, como parece indicar la presencia de BP y las BN2^aG y BN1^aG recuperadas. La presencia de los únicos restos identificados de équidos, junto con un conjunto más diversificado de industrias líticas, aparecen selladas por la conservación en el techo de la secuencia descubierta de evidencias de ocupación del *Ursus deningeri*, indicando que el conjunto sedimentario de la reactivación kárstica tenga que ser anterior, o al menos coetáneo, a la presencia de esta última especie.

Si cruzamos la información disponible de los niveles superiores de la fase II de Elefante con los datos del interior, se puede poner un límite relacionado con el nivel TE19, dado que representa la colmatación del conducto principal de esta entrada. En este sentido es interesante indicar la existencia de un tapón de sedimentos del final de la Galería Baja, que altimétricamente están por encima de las facies limosas, que contienen restos faunísticos de *Ursus deningeri* y de *Crocota crocuta*, especies también identificadas en el nivel TE19. Esta relación permite indicar que el nivel TE19 puede ser contemporáneo con la presencia de los restos óseos que ocupan la superficie pleistocena del endokarst, y por lo tanto posterior al evento de reactivación kárstica, en donde la datación preliminar de la costra de la base de TE19, en torno a 300.000 años (Bischoff *com. personal*), sería concordante con los datos radiométricos que presenta algunos individuos de esta especie en la Sima de los Huesos y la Sala de los Cíclopes.

En la secuencia de Elefante destacan los niveles TE16-18 por rellenos de origen hidrodinámico, representando las unidades TE17 y TE18 polaridad normal e indicando la presencia marginal de industrias líticas procedentes de la última unidad una posible correlación con el evento erosivo, actuando el antiguo sector paleosurgente de Elefante, en un momento

vadoso, como sumidero (Ortega *et al.*, 2005), al estar el nivel del base del arroyo del Valhondo-Propiedad, así como el nivel intermedio del sistema, altimétricamente colgado sobre nivel de base del Arlanzón durante el Pleistoceno medio.

En concreto el nivel TE18 se caracteriza por la presencia de varios canales erosivos, así como de una plancha estalagmítica, que aparece erosionada y transportada como bloques de concreción, que Rosas *et al.* (2006: 332) interpreta como surgencia, pero los datos aportados en este trabajo (como la presencia de sedimentos y materiales de arrastre en el interior del Piso Silo-Baja), así como la altura en la que se encuentran dichos espeleotemas (a unos 9,5m del suelo de la Trinchera, en una cota próxima a los 1.000m s.n.m. y por lo tanto colgados de los niveles de base locales correspondientes al Pleistoceno medio) avalan un funcionamiento como sumidero, relacionado con depósitos fluviales de aguas torrenciales, asociados a fuertes y temporales lluvias.

La relación entre las cuencas hidrográficas del Pico-Arlanzón estuvo sujeta a la evolución de los niveles del Sistema Cueva Mayor-Cueva del Silo y, como se ha descrito en el apartado 4.1.2.4., la capacidad erosiva del arroyo de Valhondo radicaba en la conexión hidrogeológica del nivel piezométrico del Arlanzón a través del sistema endokárstico, que localizó en el extremo occidental del macizo de San Vicente importantes paleosurgencias, que forman la cabecera del Valle de Valhondo, relacionando al relleno de Elefante con el manantial principal del nivel intermedio (Ortega *et al.*, 2005). La conexión hidrológica entre los ríos Arlanzón y Pico durante el nivel intermedio del karst pudo desarrollarse desde los niveles altos del Arlanzón, presentando el nivel que marca la terraza T3_{AZN} (+70-78m) el conducto anegado, en condiciones de freático superficial, a cotas de 1.006m de altitud (Figura 4.11: 4). Con los niveles de la T4_{AZN} (+60-67m) y la T5_{AZN} (+50-54m) el nivel intermedio se encontraría en una fase vadosa, al alcanzar sus superficies cotas de 994 y 991m de altitud respectivamente, representando para Benito (2004) la última terraza una fase claramente mesopleistocena (Figura 6.13).

Además, la terraza T5_{AZN} se ha relacionado con el escalón detectado en el tramo bajo del arroyo de la Propiedad, a cota de 1.000m de altitud (apartado 4.1.2.2.), que llega a enrasar con un replano situado aguas abajo de la Trinchera del Ferrocarril, localizado en la confluencia con el Valle de Valhondo (Benito, 2004: 249). Este nivel es coincidente con la posición de las unidades sedimentarias **d** y **e** que colmatan el valle de la Propiedad, con características aluviales (Benito, 2004: 247), situadas a techo de la secuencia a 998-1000m s.n.m.

Los niveles de terrazas TE6_{AZN} (+44-46m) y T7_{AZN} (+38-40m) presentan superficies piezométricas de 984m y 977m de altitud, correspondiendo el nivel que marca la terraza T8_{AZN} (+26-35m), en cotas próximas a los 972m, la correlación con el primer nivel de la secuencia de terrazas del Pico, T1_P (+8-20m), y a la terraza T9_{AZN} (+19-30m) con una llanura aluvial en torno a los 963m (Benito, 2004: 225), datada varios metros por debajo del punto inferior del karst conocido, localizado en el conducto meridional de la Cueva del Compresor, aguas abajo del Valle de la Propiedad (Ortega *et al.*, 2005: 173).

La unidad **g** de la secuencia estratigráfica principal del Valle de la Propiedad se caracteriza por ser un conjunto de margas que incluyen gravas y algunos bloques, en cuyo techo inciden canales semicirculares de clastos calcáreos que componen la unidad **h**, cuyos sedimentos

se apoyan sobre el escarpe calcáreo del valle (Benito, 2004) (Figura 4.12). Una relación de estas unidades con la secuencia de Elefante puede establecer la correspondencia de la potente unidad **g** con los TE15-17, mientras que los canales erosivos de la unidad **h** deben relacionarse con la unidad TE18, con la que presenta coincidencia altimétrica y geomorfológica, con especial incidencia de los canales erosivos. Con esta fase erosiva se puede vincular el evento fluvial que introduce al karst restos arqueo-paleontológicos, cuya situación, a techo de la secuencia fluvial del arroyo de la Propiedad, en posible vinculación con el nivel TE18 de Elefante, y cuya morfología (pequeños canales erosivos) están evidenciando pequeños o puntuales eventos, que afectan de forma concreta al endokarst, con mayor incidencia en la Galería Baja, sector próximo a la entrada de Elefante.

Por otra parte, el descenso del nivel de base conlleva la relocalización de los conductos en la zona de aireación, libres de las aguas, propiciando el desarrollo de los procesos gravitacionales que podrán provocar con el tiempo el desplome de techos y bóvedas e irán creando nuevos sectores de entrada y conexión entre el exokarst y el endokarst, facilitando y posibilitando el acceso tanto de sedimentos como de animales y humanos al interior de las cavidades, aunque únicamente se limite a los sectores próximos a las entradas. Este proceso no es único y se constata cierta evolución temporal y espacial que, en el Nivel Intermedio del karst Multinivel de San Vicente-Torcas, se localiza en los extremos de los conductos, lo que sugiere mecanismos de erosión relacionados con la evolución de las laderas.

Un primer punto de apertura del Nivel Intermedio del Karst Multinivel debe corresponder al sector de la Sala de los Cíclopes, en concordancia con los sedimentos alóctonos que se localizan en las paredes de esta sala, al SO del Piso Silo-Baja, con la entrada de coladas o brechas de exterior, que no contienen restos arqueopaleontológicos pero que deben corresponder a desplomes verticalizados de depósitos de ladera a favor de rejuegos de fracturas y fallas. Estas brechas aparecen intercaladas con limos fluviales, de los que por el momento se desconocen concretas referencias cronológicas a excepción de presentar polaridad magnética negativa, vinculadas a fases iniciales del Pleistoceno inferior (Figura 6.13: superior).

Una segunda apertura o punto de conexión con el exterior se restringe al sector paleosurgente de Elefante-TR4, cuyo tramo conserva influencias externas de en torno a 1,2 Ma como mínimo, según muestra el registro faunístico y radiométrico excavado en TE9 (Carbonell *et al.*, 2008). Para esta fecha el sector paleosurgente de Elefante debería estar libre de las aguas o por lo menos mostrar actividad intermitente vinculada con avenidas o épocas de fuertes lluvias, en donde quizá pudiese actuar en algunos momentos como sumidero o entrada de las aguas de escorrentía. El carácter de reactivación kárstica de la surgencia se ha puesto de manifiesto con las discontinuidades secundarias de la estratigrafía y con los procesos erosivos tipo *Cut and fill* claramente observables en el tramo inferior de Elefante en los primeros años de excavación (Rosas *et al.*, 2001 y 2004), así como por la presencia de sedimentos margosos que muestran las secuencias de los conductos en este sector (Figura 6.13: centro).

Un tercer momento de apertura o sector de entrada a los conductos intermedios del endokarst de San Vicente se relaciona con los rellenos de Dolina-Penal, situados al norte del Valle de la Propiedad y por tanto al norte del Sistema Cueva Mayor-Cueva del Silo, y en parte aislados

del mismo, cuyos primeros sedimentos alóctonos se encuadran en conexión con los conjuntos faunísticos post-Jaramillo que representa la base del Complejo Cromer. Esta cronología proporciona un momento de entrada de sedimentos y animales posterior a la detectada en las facies de exterior de Elefante, revelando que este tramo del conducto permaneció más tiempo cerrado, dado que morfológicamente ambos conductos (Elefante-TR4 y Dolina-Penal) son coetáneos. Se trata de dos paleosurgencias cuyo origen está conectado con el nivel de base local que fija la T3_{AZN} (+84-88m) y su evolución hacia las superficies piezométricas de la T4_{AZN} (+60-67m)-T5_{AZN} (+50-55m) del Arlanzón. La diferente cronología de los sedimentos de exterior puede ser explicada por el retroceso desigual de la bocas de las surgencias, producida por la acción remontante de la cabecera pequeños valles tallados en el macizo kárstico (a modo de *valle reculée* o *steephead/pocket valley*), durante el proceso de encajamiento de la red fluvial y la evolución geomorfológica del valle de Valhondo (Figura 6.13: inferior).

Un cuarto momento de apertura de los conductos correspondientes al Nivel Intermedio se relaciona con una serie generalizada de colapsos y desplomes de techo de las bóvedas de Dolina, del Complejo Galería (en relación con los sectores de Zarpazos, la sima al norte de Galería - TN/TR14-), de posiblemente Elefante y del sector meridional de la Sala de los Cíclopes próximo a la boca de la Sima de los Huesos (Ortega *et al.*, 2005). A estos momentos corresponden los niveles de TD10 de Dolina, TGII-TGIV de Galería, TE19 de Elefante y las arcillas fosilíferas de la Sima de los Huesos, relacionados con cronologías en torno a los 500.000 años o algo más modernas, hasta que los sectores de entrada se fosilizan con el inicio del Pleistoceno superior (Pérez-González *et al.*, 2001; Berger *et al.*, 2008; Falguères *et al.*, 2001; Bischoff *et al.*, 2006).

Para comprender esta última apertura, el yacimiento de Dolina presenta un importante registro que pone de manifiesto que la sedimentación de la secuencia inferior TD3-TD8 (Pleistoceno inferior e inicio del Pleistoceno medio) revela cierta estabilidad climática, marcada por el periodo interglaciar del Complejo Cromeriense, que favorece la colmatación y sedimentación, y será al final de este periodo y con las condiciones extremas de la Gran Glaciación EIO12 (Glaciar Mindel-Elster) cuando se constate la última apertura del conducto, permitiendo y posibilitando la entrada, en torno a los 400.000 años (Berger *et al.*, 2008; Falguères *et al.*, 2001), de sedimentos y el uso de los animales y humanos de las zonas cercanas a las entradas durante tramo central del Pleistoceno medio.

Por ello, esta última apertura debe ser interpretada como consecuencia de evento erosivo general relacionado con condiciones climáticas frías que experimenta Europa durante el EIO 12, descrito como una glaciación excepcionalmente larga (Shakelton 1987: 187), y tras el cual se producen interesantes relaciones bioestratigráficas que constatan la dispersión de *Homo heidelbergensis* hacia el oeste de Europa, favorecida por el periodo interglaciar del Complejo Hostienniense y por la capacidad colonizadora de estos homínidos del Pleistoceno medio a partir de 500.000 años (Gamble, 2001). Para este período, los yacimientos de la Sierra de Atapuerca muestran la existencia de un paisaje abierto y un conjunto faunístico nuevo definido como sexta unidad faunística (ATA UF 6), caracterizada por un cambio rotundo en las faunas, en donde destaca la sustitución de la hiena por el león, del *Ursus dolinensis* por el *Ursus deningeri* o del *Homo antecessor* por el *Homo heidelbergensis* (Cuenca-Bescós y García, 2007). Además, el registro arqueosedimentario de estos yacimientos refleja una mayor intensidad en las

ocupaciones de las cavidades así como diversificación de los usos y actividades documentadas, con conjuntos industriales propios de los tecnocomplejos líticos del Modo Técnico 2. Las excavaciones están sacando a la luz la presencia de campamentos, al menos estacionales, en Dolina (TD10), o la constatación de sistemáticas visitas para aprovisionamiento de carne en la cavidad de Galería (TGSU1-12), mientras que en la Sima de los Huesos se documentan las primeras manifestaciones de la deposición especial de los cadáveres (Arcillas fosilíferas) (Carbonell *et al.*, 1999, 2001 y 2003; Carbonell y Mosquera, 2006; Arsuaga *et al.*, 1993; 1997b, 1999; Bermúdez de Castro y Nicolás, 1997; Bermúdez de Castro *et al.*, 2004)

iv. Nivel Inferior: la terraza Silo-Peluda del Arlanzón

El Nivel Inferior del karst de San Vicente está representado por la Sima de los Huesos de Cueva Mayor y las cavidades de Cueva del Silo, Peluda, Compresor y Cueva de las Torcas, así como por los conductos seccionados por la Trinchera (TR23, TR26-30, TR31 y Gatera de Trinchera) (Plano 4, 5, 8 y 9, Alzado 1 y 9) . Hay que destacar como el Valle de la Propiedad divide claramente los conductos del nivel inferior en dos conjuntos, individualizando la red de cavidades de Trinchera Norte del Sistema de Cueva Mayor-Cueva del Silo/Peluda, a partir de la importante incisión de su arroyo en el tramo inferior de su perfil. Los datos proporcionados por la geofísica (apartado 5.3.3.) permiten conocer que este sector de Trinchera presenta un cañón de unos 25m de altura por unos 47m de anchura, que profundiza hasta cotas de 980-982m s.n.m (Figuras 5.8-5.15 y 6.9).

La evolución de este cañón va a intersectar diferentes niveles de base locales a medida que van descendiendo las cotas de drenaje del acuífero a partir de la superficie piezométrica que fija la T3_{AZN} (+70-78m). Los estudios geofísicos realizados en el tramo bajo del arroyo, sector de Trinchera (perfil 4, figura 5.10), han proporcionado una imagen longitudinal del cauce caracterizada por presentar dos saltos o escalones en la base rocosa, que aparecen colmatados por sedimentos, resultando una topografía superficial que refleja los escalones inferiores. Benito (2004) ha relacionado estos saltos con las rupturas isométricas que fijan los niveles de base de las terrazas del Arlanzón T4_{AZN} (+60-67m) y T5_{AZN} (+50-55m).

Es interesante destacar como los sondeos geofísicos realizados longitudinalmente al Valle de la Propiedad (capítulo 5, perfiles 9 y 10, figuras 5.14 y 5.15) muestran las dos rupturas isométricas mencionadas, con un primer escalón de unos 11m marcado por el desnivel que va desde los 1.007-1.005m de la superficie caliza hasta los 996-995m de la base rocosa, para representar el segundo escalón en el escarpe desarrollado desde la última altitud a los 984m. El salto inferior se localiza en el corte de Trinchera, donde el perfil geofísico 5 (figura 5.11), perpendicular al eje del valle, refleja una morfología verticalizada cuyo substrato rocoso se documenta a una cota próxima a los 980m s.n.m. En este punto, el valle aparece totalmente colmatado por sedimentos, alcanzando una cota de 1.003,5m de altitud, que debe correlacionarse con la agradación que presenta el nivel de la Terraza T4_{AZN} (+60-67m) (Benito, 2004). La sección del corte de Trinchera proporciona una imagen de un valle en forma de "U" de unos 25m de altura, que marca el encajamiento de un cañón a favor del descenso de los niveles de base. Este cañón se debe desarrollar en paralelo con el atrincheramiento de los conductos mixtos de Elefante y de

Dolina, ambos del Nivel Intermedio del endokarst, a partir de la caída del nivel piezométrico que fija la evolución de las superficies de la terraza $T_{4_{AZN}}-T_{5_{AZN}}$, para proyectar su base rocosa en una cota próxima a los 980m s.n.m., es decir a unos 48m sobre el actual cauce del Arlanzón, altitud que se ajusta altimétricamente mejor con el nivel de base que constituyó la $T_{6_{AZN}}$ (+44-46m).

La presencia del arroyo de la Propiedad, y su cañón, va a condicionar la ubicación de los sectores surgentes y con ello la dirección de los flujos freáticos y los conductos kársticos, situando en sus inmediaciones los puntos de descarga de las aguas capturadas al Arlanzón, entendiéndolos como los lugares por donde el agua subterránea fluía al exterior como consecuencia de la intersección de la superficie con los conductos activos del nivel freático, a favor de la incisión que experimentan los arroyos de la sierra y, en concreto, el arroyo de la Propiedad. Dicha incisión impide la posibilidad de continuidad entre los conductos de ambos márgenes, al menos desde el cavernamiento vadoso del Nivel Intermedio, que va a estar marcado por el encajamiento de los sectores paleosurgentes en paralelo al descenso de la $T_{4_{AZN}}-T_{5_{AZN}}$, favoreciendo la espeleogénesis del Nivel Inferior. La desconexión debió de ser total para las fases de formación de los conductos inferiores del Tercer Nivel, que en este sector están representados por la Galería Inferior de Cueva Peluda (desarrollados en la margen meridional del arroyo) y por los conductos de Cueva del Compresor (que evolucionan al norte del cañón), cuyas bóvedas en torno a 980-985m de altitud se enrasarían o estarían algo por encima de la base proyectada por los sondeos geofísicos para el cauce rocoso del Valle de la Propiedad. En conclusión, se puede indicar que la evolución del encajamiento de este arroyo a partir del descenso del nivel de base local de la $T_{4_{AZN}}-T_{5_{AZN}}$ constituyó la individualización de la red de cavidades de Torcas en dos conjuntos, separando definitivamente los conductos de Trinchera Norte del Sistema de Cueva Mayor-Cueva del Silo/Peluda al sur, para marcar la terraza $T_{6_{AZN}}$ la última fase de espeleogénesis del karst conocido en la unidad de San Vicente.

En general, las cavidades del nivel inferior presentan un patrón reticulado favorecido por la fracturación y la fisuración (Palmer, 1991), en donde Cueva del Silo presenta una red mallada (*Network*) de conductos interconectados adaptada a la estructura geológica, jerarquizada por un eje principal de mayor tamaño al que confluyen todos los flujos de los pasajes laterales, y que determina la situación de las descargas del nivel, con la existencia de la paleosurgencia localizada en la actual entrada de Cueva del Silo y que proporciona una morfología de *Vallé reculée* o *Steephead* en la Campa del Silo. Este conducto se extenderá hacia el norte, por el subsuelo de la Campa del Silo, formando Cueva Peluda, en donde se localiza el punto surgente vinculado con la margen meridional del valle bajo de la Propiedad (ver capítulo 5, Plano 10).

Los conductos del Nivel Inferior presentan cierto desnivel, acomodando la media de las bóvedas freáticas de Cueva del Silo (Alzado 3) y Cueva Peluda (Alzado) a unos 990m de altitud, con chimeneas ascendentes que alcanzan e incluso superan los 995m s.n.m, cotas que presentan también los sectores que conectan con el Nivel Intermedio del karst. Hay que indicar la presencia de los pozos-chimeneas del sector oriental de Cueva del Silo, que ascienden hasta cotas de 1.008m de altitud y que propiciaron la formación del Nivel Intermedio del sistema descrito anteriormente. Por su parte, la Cueva del Compresor (Alzado 1 y 10), localizada al norte del Valle de la Propiedad, exhibe techos abovedados algo más bajos, en torno a los 980-985m de altitud, vinculados altimétricamente con el conducto inferior de Cueva Peluda o las galerías de La Recta y

de las Arenas o La Sima de Cueva del Silo, así como con la base de la Sima de los Huesos de Cueva Mayor. Estos conductos aparecen respectivamente a unos 60m y unos 50m sobre el cauce del Arlanzón y apenas a unos 33m y unos 23m de la Fuente del Sapo, actual manantial temporal del arroyo de Valhondo, reflejando antiguos niveles del base equivalentes con las proyecciones en la unidad de San Vicente de las superficies piezométricas de las terrazas T5 (+50-55m) y T6 (+40-46m) del Arlanzón, situadas a 993 y 985m de altitud respectivamente (Ortega *et al.*, 2005; Benito-Calvo y Pérez-González 2007).

El origen del Nivel Inferior de cavidades está nuevamente situado bajo el Plano Estructural del Alto del Caballo, en el límite de las calizas y dolomías del Cretácico Superior, en relación con la estructura fracturada que delimita el valle bajo de Cueva Mayor. La distribución en planta de los conductos del nivel inferior constatan un nuevo desplazamiento de la red de galerías hacia el occidente (Alzado 9), reflejo de la retirada que está experimentando el curso del Arlanzón hacia el Sur y de la evolución del descenso del nivel de base local, que conlleva un reajuste y relocalización de las surgencias o puntos de descarga del karst a cotas inferiores, indicando direcciones de flujos N-S, con sentidos hacia el norte.

Los conductos del nivel inferior representan secciones propias de pasajes freáticos, caracterizados por morfologías redondeadas y pequeñas dimensiones, así como por presentar sedimentos finos en la base, observando en algunos sectores morfologías de disolución tipo *pendant* (Galería de las Arenas de Cueva del Silo o Galería Transversal de Cueva del Compresor) (Alzado 7). Es también destacable la existencia de importantes colapsos del techo, principalmente producidos en el eje principal de Cueva del Silo (Sala del Caos y en la Galería Principal), de mayores dimensiones, así como la presencia de significativos vaciados que han dejado al descubierto la entrada de sedimentos fluviales alógenos. Estos depósitos clásticos están compuestos por arenas y cantos redondeados, como resultado del transporte por flujos turbulentos y vadosos que introducen gravas metamórficas de una de las terrazas del Arlanzón al interior del karst (Cueva del Silo -Galería Principal y Galería de las Arenas-, Cueva Peluda –Galería Inferior- y conducto inferior al relleno de Elefante). La presencia de esta terraza marca un antiguo nivel de superficie piezométrica o *Water Table*, indicando el techo de las gravas cotas próximas entre los 985 y los 981m de altitud, cotas que deben equipararse altimétricamente como mínimo con el nivel fijado por la terraza del Arlanzón T6_{AZN} (+44-46m), cuya superficie piezométrica aparece proyectada a unos 985m s.n.m. (Figura 6.14)

Hay que destacar la distribución de los sedimentos alógenos de origen fluvial, claramente representados en Cueva del Silo, especialmente en su eje principal que se extiende desde la Sala del Caos hasta el sector de entrada. La Sala del Caos representa el extremo oriental de Cueva del Silo y en ella confluyen los pasajes relacionados con la Sala de los Cíclopes, el Paso de los Cíclopes – Tubo de los Vientos y la Galería Inferior a Cíclopes (plano niveles), que sirven de unión y conexión entre el nivel intermedio con el inferior, constituyendo un sector de borde o límite del karst en contacto con el Valle de Cueva Mayor. En este sector, tanto los estudios geofísicos como los aportes de colapso y entradas de margas avalan la existencia de un plano de debilidad o fractura, localizada en su frente meridional en relación con el espacio sondeado por Emiliano Aguirre en los años ochenta, que ha debido condicionar la espeleogénesis del segundo y tercer nivel del karst de San Vicente.

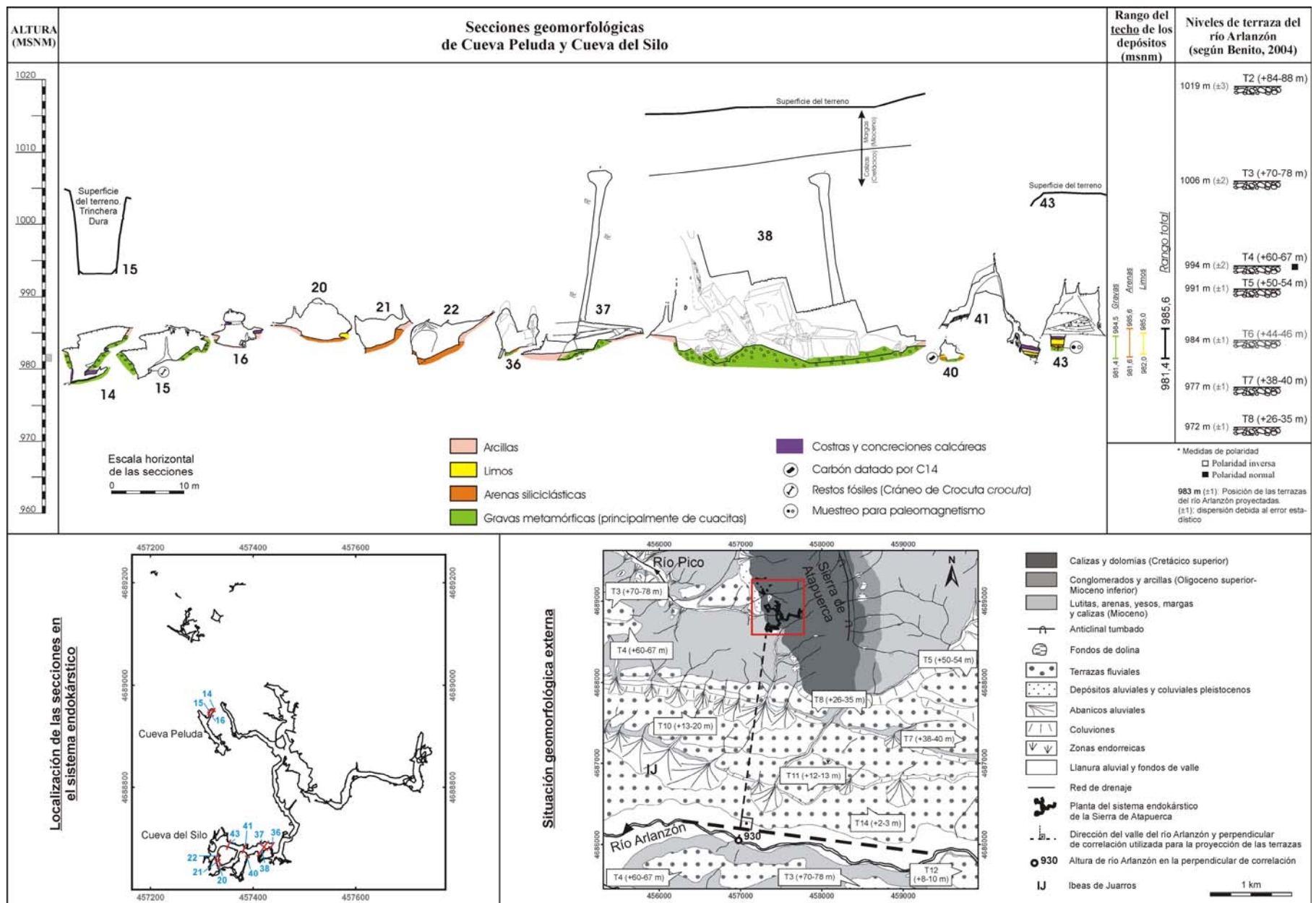


Figura 6.14 Representación del nivel de terraza de interior en Cueva del Silo y Cueva Peluda en relación con los niveles de base del río Arlanzón

Las facies fluviales que se encuentran en el interior de Cueva del Silo presentan una diferente naturaleza, localizándose las secuencias con gravas metamórficas únicamente en el tramo comprendido entre la Sala del Caos y la actual entrada de Cueva del Silo, más concretamente en los vaciados naturales o antrópicos existentes en este sector. Otro punto en el que se ha localizado la continuidad de esta terraza fluvial es en el conducto inferior de Cueva Peluda y, gracias a los sondeos, en su continuación bajo el relleno de Elefante. Esta facies se compone de gravas, cuyos techos se localizan a cotas de 984-981,5 m de altitud, y arenas y limos que alcanzan cotas a 982-985m, sobre las que aparece un paquete de arcillas sellado por una irregular costra estalagmítica (Alzado 1 y Lámina-Sección 49-54 y 68-69) (Figura 6.14). Por su parte facies arenosas fluviales, sin constatación de gravas metamórficas, se sitúan en los conductos secundarios al eje principal, entre los que destaca la Galería de las Arenas cuyos depósitos alcanzan cotas de 983-985,5m de altitud.

Las series fluviales parecen corresponder con un mismo evento de entrada de caudal, que forma una terraza fluvial en el interior del nivel inferior en el que la agradación de arenas y limos alcanza cotas máximas algo inferiores a los 985m de altitud, que los sitúa en una cota relativa de +53m sobre el cauce del río Arlanzón y, por tanto, correlacionables con el nivel piezométrico de la terraza T6 (+ 44-46m) proyectada a estas cotas (985m s.n.m.) en su contacto con la sierra.

Por encima de este nivel quedan las facies arenosas del techo de la Galería de los Pendants, que aparecen en torno a los 988m de cota ortométrica. Este tramo se localiza en el extremo SO del sistema, en el borde de las calizas cretácicas con los depósitos neógenos, en relación con el importante escalón (fractura) detectado por la geofísica (aparato 5.3.6, perfil 14). En cotas próximas a los 992m se sitúan restos aislados de arenas y limos que aparecen colgados en las paredes del Paso de los Cíclopes, aunque la altitud de los sedimentos y la ubicación de este sector en el nexo de unión con la Sala de los Cíclopes del segundo nivel de conductos hace que se pueda plantear la posibilidad de que estos depósitos tengan relación con los procesos erosivos que formaron el cañón kárstico desarrollado en la Sala de los Cíclopes a partir del descenso freático que marca la incisión de los niveles de terraza T4, T5 y T6 del Arlanzón.

Uno de los problemas que plantean estos aportes es situar el origen de la pérdida directa del Arlanzón, es decir localizar el sumidero, así como conocer la posición y dirección del conducto subterráneo que condujo los conglomerados metamórficos hasta la Sala del Caos. Dado que la presencia de cantos rodados en el interior de un conducto implica flujos epifreáticos o vadosos de carácter turbulento, capaces de transportar la carga pesada de las gravas fluviales, la pérdida de las aguas y carga del Arlanzón debe situarse en un sector de límite del cauce que se encuentre en contacto con las calizas y dolomías de la Sierra de Atapuerca. La evolución del valle del Arlanzón muestra como las extensas llanuras aluviales desarrolladas a lo largo del Pleistoceno inferior bordean la Sierra de Atapuerca, afectando principalmente a la mitad suroccidental Monte de San Vicente (Benito-Calvo *et al.*, 2007).

Si se observa el plano geomorfológico de la Sierra de Atapuerca (Benito, 2004) se comprueba como el único nivel de terraza pleistocena del río Arlanzón que en la actualidad se adosa a la sierra es la T8_{AZN} (+26-35m), en el extremo SO. También hay que destacar como en el

entorno próximo a este sector meridional se conservan plataformas fluviales de los niveles de las antiguas terrazas del Arlanzón de la T3_{AZN} a la T8_{AZN}, destacando por su extensión la T5_{AZN} (+50-54), la T7_{AZN} (+38-40m) y la T8_{AZN} (+26-35m) (Figura 6.15).

Replanos y rellenos fluviales vinculados a los arroyos tributarios del Arlanzón en la unidad de San Vicente se documentan en los pequeños valles que inciden transversalmente en ella, pero éstos presentan la peculiaridad de contener exclusivamente arenas, gravas y cantos calcáreos. Ante la ausencia de cantos calizos entre las gravas que conforman el nivel de terraza del conducto de Cueva del Silo-Peluda habría que descartar la ubicación en el entorno de estos valles del sumidero que capturó la pérdida del caudal y carga del Arlanzón, a no ser que se esté ante la posibilidad de una apertura puntual en un momento antiguo del que no se conserva ningún registro de los sedimentos metamórficos debido a procesos erosivos posteriores. A este respecto hay que indicar la ausencia de evidencias morfológicas en el relieve actual que muestren indicios de la existencia de antiguos sumideros, lo que puede sugerir que, de existir éstos, fueron muy puntuales y no representaron un sector o punto de pérdida fijo y permanente a favor de la estructura.

En el análisis del valle de Cueva Mayor se han documentado antiguas superficies piezométricas y niveles sedimentarios, que caracterizan la evolución del perfil longitudinal de su arroyo, destacando la existencia de dos niveles sedimentarios antiguos: el Nivel I de cronología Miocena y el Nivel II del Pleistoceno inferior, encajado en la superficie de la terraza T2_{AZN} del Arlanzón. Estos niveles sedimentarios se caracterizan por contener únicamente arenas y cantos calizos, precisando que el Nivel II está compuesto por gravas y clastos miocenos procedentes del entorno inmediato, aunque su formación se adapta mejor a génesis de colapso. Estos niveles no han capturado facies alóctonas metamórficas aportadas por el Arlanzón, lo que puede sugerir una acción erosiva. Ante este posible entorno, habría que plantear que si el sumidero que permitió la entrada de gravas metamórficas al interior del karst se localizó en el Valle de Cueva Mayor, la erosión es la causante de la total ausencia de este tipo de depósitos fluviales en la actualidad.

Los perfiles geofísicos de Cueva Mayor, números 13 y 15, permiten interpretar la existencia de dos escalones, relacionados con fracturas, que sitúan las calizas mesozoicas karstificables a cotas de 985m y por debajo de los 955m de altitud, cubiertas por un potente paquete de margas terciarias. Dicha situación del estrato calizo imposibilita una conexión directa con el exterior en el eje del valle de Cueva Mayor, planteando la necesidad de disponer de un conducto que se desarrolle en el borde de las calizas actualmente aflorante y el valle (en sentido E), bajo la zona en la que entran en contacto las calizas con las tierras de labor. En la actualidad todo este sector de contacto se sitúa a cotas próximas a los 1.010m de altitud para las tierras de labor, localizando el punto más bajo del valle, junto al paso del puente del ferrocarril, a unos 989m. Este tramo del valle no contiene gravas metamórficas, al tratarse de una estructura coluvial con cantos calizos procedentes de la sierra, documentando los cantos metamórficos en el antiguo talweg del Arlanzón a cotas de 980m s.n.m., al Oeste del trazado férreo o en el sector SO de la sierra, a los pies del término de La Paredaja. Por todo ello parece lógico sugerir que la pérdida directa del Arlanzón debe de haberse producido en un punto algo más alejado, en relación con el extremo suroeste de la unidad de San Vicente, en el que el cauce del Arlanzón entrase en contacto directo con las calizas cretácicas de la Sierra (Figura 6.15).

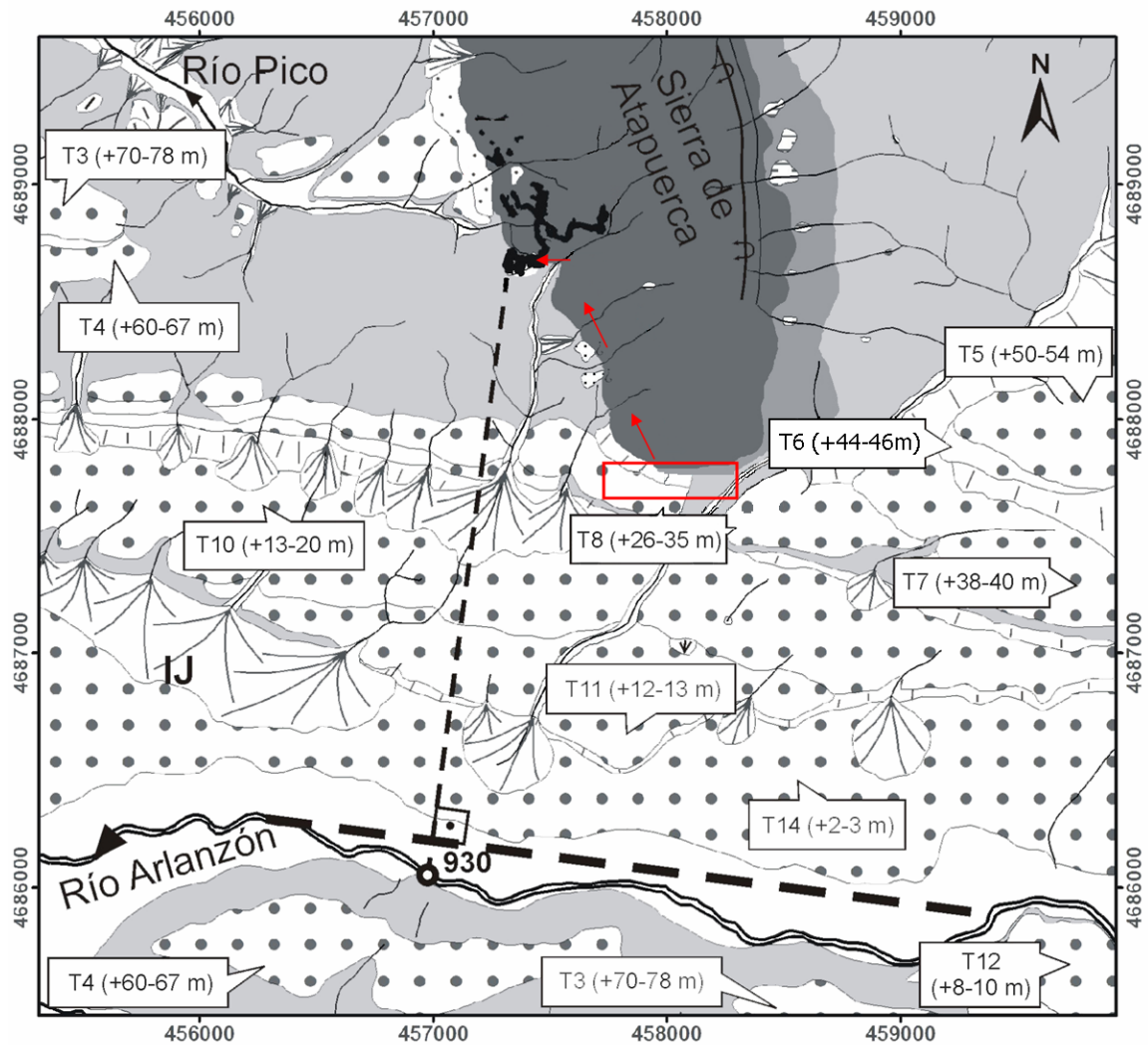


Figura 6.15 Posible ubicación de la zona de sumideros del Arlanzón y dirección del flujo que propició la entrada de gravas metamórficas hacia el interior del karst de la Sierra de Atapuerca (en rojo), con indicación de los niveles de aterrazamiento del río Arlanzón (basado en Benito, 2004; ver leyenda en Figura 6.14: situación geomorfológica externa)

En el sector meridional del Monte de San Vicente se localiza el Abrigo del Mirador y los trabajos de excavación arqueológica que se están realizando en su interior han sacado a la luz unos 20m de potencia estratigráfica, alcanzando una cota próxima a los 1.010m s.n.m., registrando un importante colapso de bloques calizos de cronología pleistocena (J. M^a Vergès *com. pers.*). Esta secuencia sugiere la existencia de una boca de cueva de unos 25m de altura mínima, dado que los trabajos arqueológicos no han alcanzado la base del conducto. De confirmarse estos datos, se estaría ante una amplia boca de entrada, cuyas características verticales serían más propias de surgencias que de sumideros, y la colmatación por colapso de bloques puede apuntar a procesos sedimentarios relacionados con retrocesos de ladera. El sondeo arqueológico no ha proporcionado depósitos fluviales que indiquen circulación de agua y por tanto un funcionamiento como sumidero de la cavidad, aunque a este respecto se debe ser cauto debido a la marginalidad de la intervención, un pequeño sondeo que no ha alcanzado a registrar la totalidad de la sección de entrada.

Por otra parte, el tramo bajo del Valle de Cueva Mayor, en relación con la Plataforma Estructural del Alto del Caballo, representa un sector de contacto de las calizas y dolomías mesozoicas con las margas y calizas miocenas, localizándose en el borde de la estructura cretácica el Sistema Cueva Mayor-Cueva del Silo. La presencia en el base de la Sima de los Huesos de margas resedimentadas en cotas de 987,5m de altitud o los depósitos de margas a cotas de 992m en el Paso de los Cícopes, así como los observados en otros puntos distales de Cueva del Silo en torno a los 989-990m, indican una entrada lateral de los depósitos neógenos a este sector del sistema. La constatación del episodio I de la secuencia sedimentaria de la Sima de los Huesos muestra una relación temporal en donde las margas son anteriores a la deposición de las facies de arenas y limos de origen fluvial, aunque estas arenas puedan corresponderse con la resedimentación de facies precedentes localizadas en el nivel intermedio, o incluso en el superior. Tal vez estén en relación con el evento erosivo que marca el posible momento de la entrada de gravas metamórficas al interior de Cueva del Silo y Cueva Peluda, con el que presentan coincidencia altimétrica, por lo que la entrada de las margas en la Sima de los Huesos puede deberse a la apertura de la cavidad, provocada por un colapso, en un momento próximo a la entrada de gravas y posiblemente favorecido por la alta energía del flujo que las introdujo.

La deposición de esta terraza en los conductos de la Sala del Caos-Galería Principal de Cueva del Silo y Galería Inferior de Cueva Peluda indica, además de la entrada directa de una pérdida del flujo hídrico y carga del Arlanzón, un sentido de circulación del flujo S-N a través de un conducto que debía presentar proximidad con el sector de Cíclopes, aunque inferior en cotas a la base de éste. Esta corriente debe tener relación con la reactivación que motivó la reexcavación observada en los depósitos sedimentarios del Nivel Intermedio y especialmente en el vaciado último de la Sala de los Cíclopes, cuya incisión ha fijado su superficie a 988m de altitud, unos tres metros por encima del nivel de terraza de interior localizada en la Sala del Caos y a escasos 14 metros de distancia (Plano 5, Alzado 2). La presencia de una única terraza en el interior del karst parece indicar que el sumidero se abrió en el lecho del río y en contacto con las calizas, aunque su funcionamiento debió quedar restringido a la actividad de la terraza T6_{AZN} del Arlanzón, que está escasamente representada en el entorno de la sierra (Benito, 2004). Este sumidero pudo quedar inoperativo por colmatación o agradación de sedimentos de todo su conducto o como mínimo de su sector de entrada, con la consiguiente merma de la zona de recarga y del caudal capturado. Posiblemente esta disminución en la recarga, unido a la posterior incisión del nivel de base, deban ser la causa del declive de la espeleogénesis en la unidad de San Vicente.

La incisión del nivel de base de la sexta terraza va a ocasionar secciones con claras morfologías poligénicas mixtas, tipo *keyhole*, documentándose procesos erosivos de disolución vertical de carácter vadoso, claramente observables en la segunda mitad de la Galería Frontal de Cueva del Silo (Lámina-Sección 62), con cotas que marcan la incisión del cañón kárstico en torno a 985m de altitud, relacionado con los niveles piezométricos del freático de la T6_{AZN} a la T7_{AZN} del Arlanzón, y tal vez pudiera relacionarse con las morfologías deprimidas y encajadas que presentan los tramos distales de la terraza fluvial subterránea (sector Sala del Caos de Cueva del Silo y Galería inferior de Peluda) (Figura 6.16).

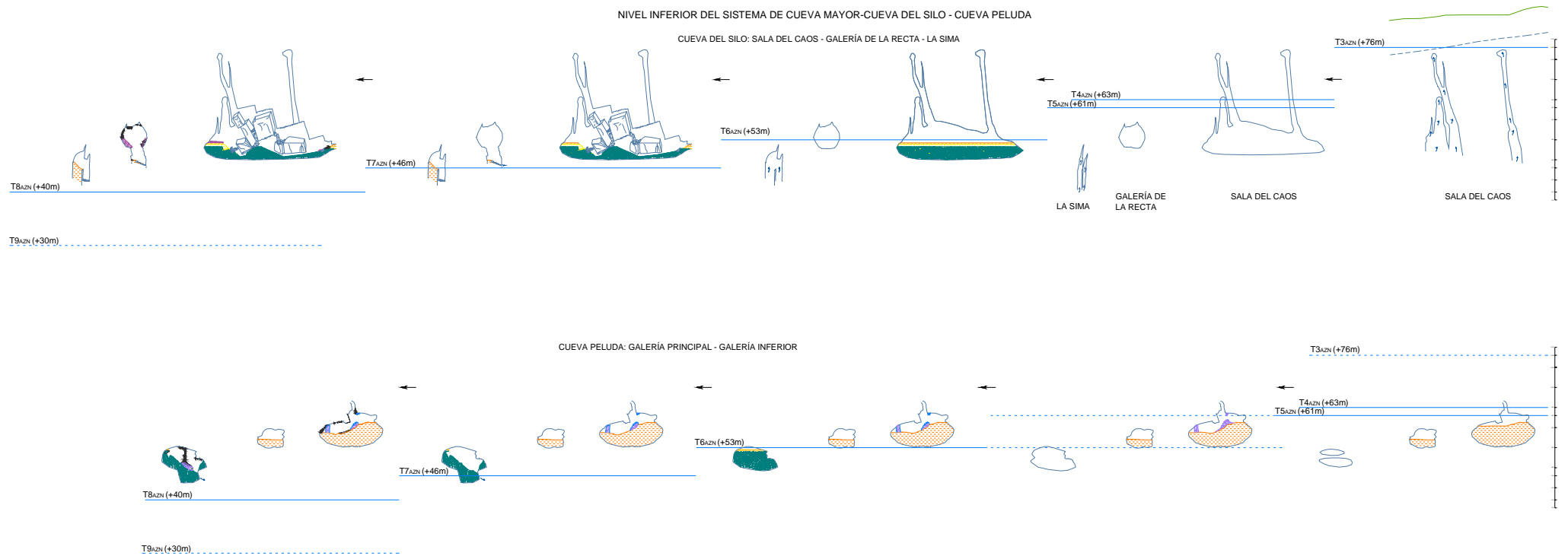


Figura 6.16 Modelo evolutivo de la formación del Nivel Inferior del Sistema Cueva Mayor-Cueva del Silo (Sala del Caos–Galería de la Recta–La Sima) y Cueva Peluda (Galería Principal–Galería Inferior), con referencia a los niveles morfológicos de las superficies piezométricas de la Sierra de Atapuerca.

En un intento de relacionar las fases de espeleogénesis de las cavidades y conductos de la unidad de San Vicente con los eventos geomorfológicos registrados en superficie, debemos indicar que la entrada de depósitos fluviales de canal representa a periodos de incisión y formación de terrazas fluviales desarrolladas en fases de estabilidad del nivel de base local. Los cantos metamórficos del conducto principal de Cueva del Silo y de la Galería Inferior de Cueva Peluda indican una entrada directa del río Arlanzón al karst desde un punto desconocido del frente suroccidental de la Unidad de San Vicente, constituyendo un incremento del flujo subterráneo y una nueva apertura en el área de recarga próxima o inmediata al sistema (Figura 6.15 y 6.16). Esta nueva apertura o sumidero favoreció la captura de parte del flujo superficial del río Arlanzón y con ello el acrecentamiento y/o formación de los pasajes inferiores, que posteriormente quedarían abandonados a raíz de una nueva incisión del nivel del base, cuya evolución está marcada por el alejamiento del cauce del Arlanzón hacia el sur.

La presencia de sedimentos alóctonos de origen fluvial indica fases de actividad hídrica del conducto, en relación con procesos de cavernamiento y acrecentamiento. La existencia de cantos y arenas metamórficas de barras de canal en el interior de los conductos evidencia la última vez que el río pasó por ellos, además de ofrecer una conexión de continuidad entre los conductos con sedimentos fluviales que se encuentren a la misma cota. Ante estas premisas se puede afirmar: 1º que las gravas metamórficas del interior de Cueva del Silo y Cueva Peluda pertenecen a terrazas del río Arlanzón; 2º que existe una conexión directa entre la Galería Principal de Cueva del Silo y la Galería Inferior de Cueva Peluda; 3º que la dirección general del flujo que aportó las gravas fluviales es del sur hacia el norte; 4º que, por la cota que presenta el techo de las gravas, estos sedimentos deben corresponderse con una pérdida de carga del cauce del Arlanzón relacionada con la terraza T6_{AZN} del Arlanzón; 5º que la liberación de las aguas va a producir en los sectores distales de este conducto una incisión de unos 5-8m de desnivel, que evidencia el descenso del nivel de base local hacia la T7_{AZN} (Figura 6.16)

6.3. Rellenos kársticos: registros cronoestratigráficos

Las cavidades tienen la capacidad de conservar sedimentos y rellenos durante gran cantidad de tiempo, por lo que han sido objeto de atención por parte de los prehistoriadores especializados en las etapas más antiguas de la humanidad desde los albores de esta rama de la ciencia. La Sierra de Atapuerca se caracteriza por contener una importante cantidad de rellenos con un inusual y excepcional registro de secuencias arqueo-paleontológicas del Pleistoceno inferior y medio que le han otorgado la inclusión en el Patrimonio de la Humanidad.

A pesar de la riqueza de rellenos, la secuencia de colmatación de las cavidades kársticas frecuentemente nos depara sistemas incompletos, en donde se documentan los registros de factores naturales (hidrológicos, climatológicos y tectónicos) que nos ayudan a comprender el conocimiento de la historia de la dinámica del endokarst y del entorno que habitó el hombre prehistórico. La acción climática, erosiva y de sedimentación o colmatación, debe ponerse en relación con las fluctuaciones de los antiguos niveles de base kársticos, reglamentados sobre las oscilaciones de las subidas y bajadas del nivel de base local o general (Blanc, 1997).

A continuación, incidiremos en las secuencias más representativas de los conductos kársticos del karst de San Vicente, dado que van a proporcionar elementos de valor en la contextualización de la génesis y evolución de este enclave.

a) *Los rellenos de la Sala de los Cíclopes*

Es interesante constatar como el conducto paragenético del nivel intermedio presenta en sus extremos sectores de antiguas entradas, que constituyeron puntos de conexión con el mundo exterior por donde penetraron hacia el endokarst sedimentos, faunas y humanos, hasta que los aportes llegaron a colmatar y fosilizar sus secciones. Este es el caso del sector de la Sala de los Cíclopes, caracterizada por constituir un importante volumen tridimensional producido por la acción erosiva y encajante del descenso del nivel de base local, que ha provocado la incisión de la T3_{AZN} a la T6_{AZN} del Arlanzón. Esta sala presenta morfologías poligénicas que conservan en la sección freática superior interesantes secuencias estratigráficas, colgadas entre 8,5 y 2m de la irregular superficie topográfica actual (Alzado 2, Figura 6.17). Estas secuencias avalan la existencia de rellenos que colmataron el conducto freático primigenio y que posteriormente fueron diseccionados a partir del encajamiento del nivel de base que conformó la morfología actual, propia de *ojo de cerradura* o *keyhole* pasajes, que desarrolló el cañón vadoso que caracteriza a la sala (Figura 6.13).

La dificultad de acceso a los sedimentos y la suciedad de los cortes han impedido realizar un análisis de detalle de las secuencias, disponiendo de un esquema estratigráfico tipo a partir del frente oeste de la sala (Figura 6.18). Dicho esquema se inicia con facies finas de interior, compuesta por arcillas y limos que conservan una potencia vista de 180cm, relacionada con los momentos freáticos de formación de la sala y por extensión del conducto intermedio, previos a la entrada de brechas y arenas y limos laminados, y por tanto anterior a la incisión vadosa que excava un cañón en su base. Estas facies de interior se depositaron durante un campo magnético inverso (J. M^a Parés *com. pers.*), vinculado con momentos antiguos del Pleistoceno inferior, dentro del cron Matuyama, en relación con el nivel de estabilidad de la terraza fluvial T3_{AZN} del Arlanzón.

La secuencia continúa con la deposición de una potente brecha, de unos 460cm de espesor visto, compuesta por cantos calizos miocenos soportados por una matriz de arcillas rojizas y margas blanquecinas, formando éstas últimas bolsadas, en donde la ordenación y disposición de algunos conjuntos de cantos parecen indicar un buzamiento aproximado de unos 26-31°, para el conjunto situado al norte de la sección del frente Oeste. A pesar de que la suciedad e inaccesibilidad del corte no permite conocer la composición interna del afloramiento, éste representa a depósitos de tipo colada de fangos, con cantos calizos angulosos o subangulosos y muy heterométricos (cuyos valores van desde los 3cm de diámetro hasta bloques de 30cm de eje mayor), que incluyen también algunos cantos blandos de margas. Este depósito representa a brechas coluviales procedentes de la ladera y entorno inmediato a la cavidad.

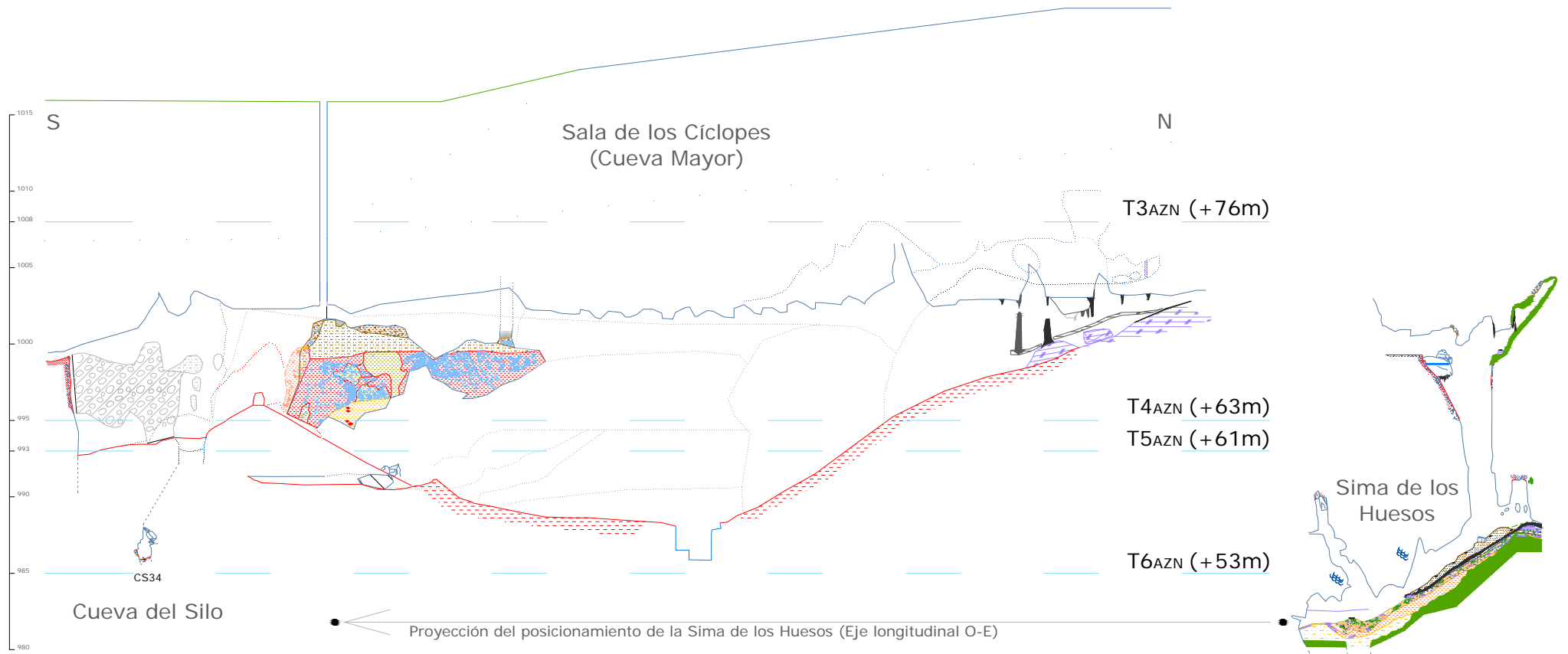


Figura 6.17 Proyección longitudinal de la Sala de los Cíclopes y la Sima de los Huesos, con referencia a los niveles de base.

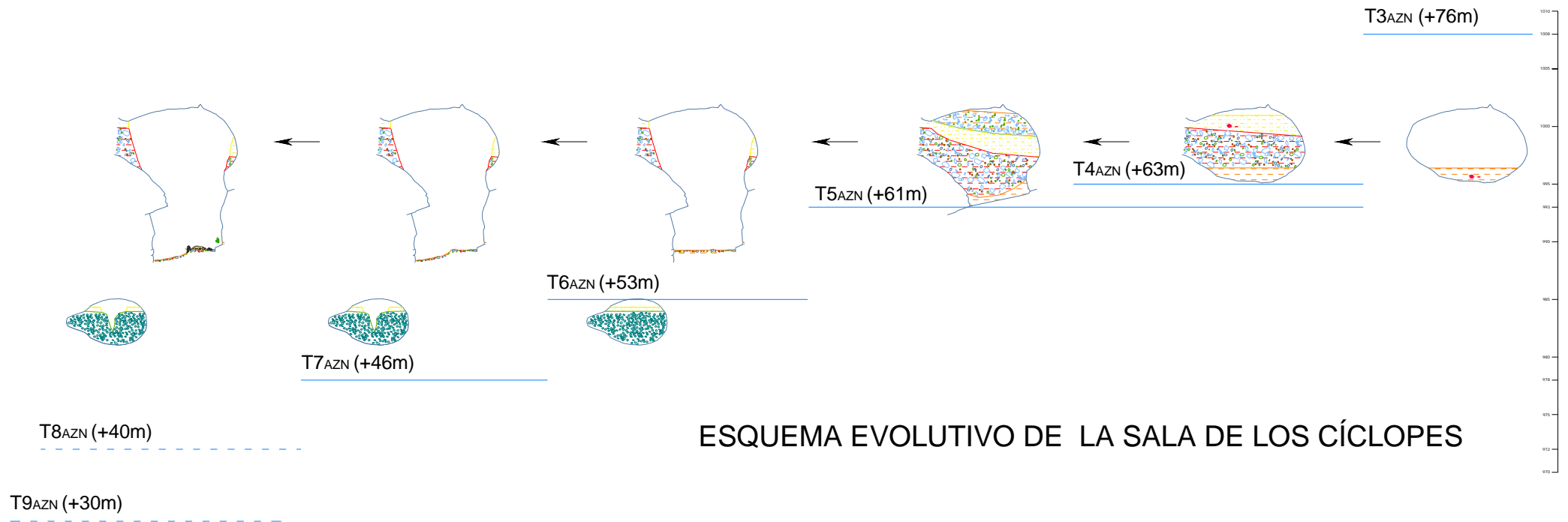


Figura 6.18 Modelo de formación y evolución de la Sala de los Cíclopes, Nivel intermedio del Sistema Cueva Mayor–Cueva del Silo.

La presencia exclusiva de cantos miocenos, relaciona este afloramiento con el identificado como Nivel II del Valle de Cueva Mayor (*apartado 4.1.2.1*), caracterizado por la alternancia de brechas distinguidas por el predominio absoluto de clastos calizos palustres, de carácter gravitacional y discordancia angular progresiva, vinculado a la existencia de un escalón (tipo falla) que fue subsidiendo, y cuyos clastos deben proceder de la exhumación de las calizas del Páramo Inferior /facies Cuesta. La formación de este nivel debe estar correlacionado con el proceso de desmantelamiento de la Plataforma Estructural del Alto del Caballo por la acción erosiva de la evolución fluvial Cuaternaria, que representa la formación de la terraza T3_{AZN} (+70-78m). Por su parte, como se ha visto en el *apartado 4.1.2.1*, el Nivel II de Valle de Cueva Mayor está además relacionado con procesos sedimentarios gravitacionales de eventos de tectónica y colapsos recientes, vinculados con la presencia del escalón rocoso detectado en el sondeo geofísico 12 y el frente verticalizado existente en el sondeo mecánico de Emiliano Aguirre, que marcaría la presencia de una fractura (falla). Esta fractura se adivina en el interior del karst con la zona de colapso de bloques y margas que llegan a colmar varios conductos o pasajes al SE de la Sala de los Cíclopes y la Sima de los Huesos, así como los tramos orientales de Cueva del Silo.

Por todo ello, es muy sugerente pensar sobre la hipótesis de que el afloramiento de la brecha rojiza detectada en el frente de la Sala de los Cíclopes pueda estar relacionado con el colapso del Nivel II (en la Trinchera de Emiliano) producido genéticamente en el momento de abandono de las aguas que formaron el conducto freático del Nivel intermedio del Sistema Cueva Mayor-Cueva del Silo, vinculado con el nivel de base de la T3_{AZN} (+70-78m), cuyo descenso ocasionó la incisión exterior y colapso interior de parte del techo de la Sala de los Cíclopes y posiblemente la reactivación de la posible falla o escarpe que dio lugar a procesos gravitacionales por la pérdida de presión, ocasionando el brusco hundimiento de la caliza cretácica y la consiguiente entrada de la base de los sedimentos del Nivel II.

En conclusión, se puede interpretar que estos depósitos representan la apertura de este sector al exterior y el inicio de los rellenos para-autóctonos tras el descenso de la superficie freática. Representan la entrada de coluviones o coladas de cantos y barro durante una fase vadosa del karst, en la que el conducto debe localizarse en la zona epifreática próxima al nivel de base, marcada por la zona de fluctuación estacional, en posible relación con el inicio del descenso del nivel de base de la tercera terraza del Arlanzón (T3_{AZN} (+70-77m), en donde el conducto podría haber quedado algo por encima de la lámina de agua de la superficie piezométrica o *Water Table*. Estos depósitos no contienen suficiente matriz fina como para poder realizar estudios de paleomagnetismo, pero los trabajos de gravimetría y magnetometría realizados en la superficie de este sector (Bergamín *et al.* 1994), así como los descritos para los depósitos del Nivel II del valle de Cueva Mayor (*apartado 4.1.2.1*) sugieren la presencia de colapsos, por derrumbes del techo de la bóveda. En este mismo sentido apuntan los datos de petrología de los cantos calizos que componen esta brecha y que corresponden a facies miocenas, lo que unido a la indicativa presencia de margas y cantos blandos margosos avalan el planteamiento de estar ante la entrada verticalizada de materiales del exterior, a favor de una zona fracturada detectada tanto en la trinchera realizada por Emiliano Aguirre en la ladera del Plano Estructural del Alto del Caballo con el Valle bajo de Cueva Mayor, como por los datos aportados por la geofísica en este sector (*apartados 4.1.2.1 y 5.3.6: Perfil 13*).

El conjunto de los rellenos de la Sala de los Cíclopes presenta una siguiente fase, caracterizada por sedimentos alóctonos de limos y arenas, con laminación planar, que según el gran relleno occidental sugieren aportes de carácter fluvial con flujos horizontales, procedentes del Arlanzón. El contacto de estos limos sobre la brecha subyacente es neto y erosivo, llegando la agradación de los sedimentos finos a colmatar el techo del conducto, tal y como se documenta en el frente oeste del gran relleno, con valores máximos de unos 215cm de potencia (Alzado 2, Figura 6.16 y 6.17). Estudios de paleomagnetismo sugieren que estos limos y arenas se depositaron durante una fase de polaridad magnética negativa del Cron Matuyama (J. M^a Parés *com. pers.*), relacionada altiméricamente con el nivel que marcaría el descenso de la T3_{AZN} (+70-78m) del Arlanzón o con avenidas de aguas altas de la T4_{AZN} (+60-66m), que fijan una cronología del Pleistoceno inferior a los depósitos fluviales.

Una segunda fase erosiva se observa en el frente meridional del gran relleno de Cíclopes, así como en el relleno situado en la pared opuesta de la sala, en donde se documenta como el depósito alóctono de limos y arenas aparece acuñado a cotas más bajas, presentando una disconformidad sedimentaria, con techos entre 1.000m para el retazo occidental y algo inferior a los 998m s.n.m. en el oriental (Lámina-Sección 30). La laminación paralela presenta una inclinación de unos 20° hacia el oeste, cuyo techo aparece erosionado por un pequeño nivel de calcarenitas compuesto por arenas gruesas calcáreas de unos 5cm de potencia (Figura 6.19).



Figura 6.19 Nivel de calcarenitas que se localiza a techo de la unidad de limos y arenas de la secuencia de la Sala de los Cíclopes (Fotografía: A. Aramburu).

Este nivel se adapta a un nuevo plano de estratificación, que sugiere la presencia previa de un vaciado parcial de los rellenos, especialmente observado en la mitad sur de la Sala de los Cíclopes, producido por un proceso hídrico de circulación de corriente de agua, en avenidas de aguas altas. La litología caliza de estas arenas sugiere un origen propio de la sierra, cuyo aporte debe proceder de la escorrentía de las laderas, en relación con momentos de avenidas o lluvias. Estos flujos deben erosionar los sedimentos inferiores, deformando y reacomodando los sedimentos a la nueva topografía resultante. Hay que indicar que en el sector meridional de la Sala de los Cíclopes se localiza una estructura circular, en forma de embudo, abierta en la brecha inferior a unos 994,5m s.n.m., con la superficie pulida efecto que únicamente puede deberse a la acción erosiva del trasiego del agua (Lámina-Sección: 29). Esta brecha se localiza encima del

conducto oriental de Cueva del Silo, representando una conexión directa entre los niveles del karst, por donde los sedimentos han podido evacuarse (Figura 6.17).

La secuencia sedimentaria finaliza con una brecha de cantos calizos miocenos, subangulosos y heterométricos, junto a cantos blandos de arenas y margas, con matriz arcillosa, que llega a colmatar todo el conducto, ocupando los huecos existentes. Esta brecha representa una fase vadosa con aportes gravitacionales que introducen coluviones al endokarst, en donde las facies miocenas inciden en aportes del exterior procedentes del entorno inmediato de la galería, directamente situados en la vertical, en relación con el Plano Estructural del Alto del Caballo y Nivel II del Valle de Cueva Mayor, a favor de la zona fracturada detectada en este sector, ya señalada anteriormente.

La entrada de estos aportes debió provocar la fosilización de la Sala de los Cíclopes, aislándola por colmatación del resto del conducto hasta que una nueva fase erosiva, a favor de los pozos-chimeneas ascendentes que facilitaron la génesis del nivel intermedio y que posteriormente, en épocas de aguas altas o deshielos, facilitó las subidas de los flujos, produciendo la erosión remontante de las aguas la consiguiente reexcavación de los rellenos que la colmataban.

A esta importante fase erosiva se debe, además del gran vaciado de los rellenos, la excavación o incisión de la base del conducto, conformando la topografía actual y proporcionando el gran volumen tridimensional de la Sala de los Cíclopes, con la morfología de cañón vadoso y secciones en forma de *ojo de cerradura* o *Keyhole* propias del encajamiento del nivel de base local y de las avenidas de las aguas de inundación vadosas y parafreáticas (Despain y Stock, 2005).

La Sala de los Cíclopes muestra en planta una subdivisión en dos sectores, de trazado ligeramente sinuoso, caracterizados por morfologías deprimidas en formas de embudo que marcan dos sumideros a diferente cota. En el sector meridional, que ocupa una tercera parte de la Sala, aparece la morfología deprimida caracterizada por la estructura circular ya indicada, de unos 2,80m de diámetro, localizada a unos 995m de altitud, que representa a un sumidero que incide en la brecha inferior (Lámina-Sección 29, Alzado 2). Es interesante constatar que por debajo de este punto, a una cota de unos 986m de altitud, se localiza el conducto de Cueva del Silo, identificado como la Galería Inferior a Cíclopes, que en la actualidad aparece cegada por la colmatación de sedimentos y bloques colapsados (Figura 6.17). Este conducto presenta continuidad con la Galería Principal de Cueva del Silo en el inicio de la Sala del Caos, gran volumen situado al oeste, en donde se documenta la presencia de sedimentos fluviales del Arlanzón, a una cota de 986m s.n.m. Ambas cotas (995 y 986m) marcan el desnivel proyectado en la unidad de San Vicente para las superficies piezométricas de la cuarta y sexta terraza del Arlanzón respectivamente (Alzado 2).

El segundo sector deprimido de la Sala de los Cíclopes ocupa los dos tercios septentrionales de la misma y se caracteriza por alcanzar mayor profundidad, debido a una mayor incisión del cañón vadoso con claras secciones mixtas (Lámina-Sección 33-34), cuyo punto bajo, situado a unos 988m s.n.m., se aproxima a las cotas de las superficies piezométricas del nivel de la terraza T6_{AZN} (+44-46m). La sección de este sector presenta una tipología en *ojo de cerradura* o *Keyhole*, que marca la incisión a partir de cotas próximas a los 998-995m s.n.m., relacionadas con la formación de la terraza T4_{ZN} (+60-65m) del Arlanzón (Figura 6.18).

Por los datos espeleogenéticos que disponemos en el interior del karst, puede establecerse que la fase erosiva que remarca el cambio de polaridad puede estar relacionada con la entrada de gravas fluviales al interior del karst, enrasada con el nivel de terraza T6_{AZN}, que implican importante carga energética.

En la base del tramo septentrional de la Sala de los Cíclopes, una cata de control estratigráfico ha puesto de manifiesto la presencia de depósitos de coluvión, compuestos por una brecha para-autóctona de cantos calizos miocenos y cantos blandos de arcillas y margas, que caracterizan a sedimentos resedimentados por la gran fase erosiva que ha encajado el conducto, formando el cañón vadoso. Esta brecha puede corresponder con la entrada de materiales del exterior que colmata la secuencia vista en los frentes occidental y oriental de la sala y que se observa en el gran cono de derrubios que casi llega a colmatar el conducto hacia la gatera de la Galería del Silo. La resedimentación y situación de estos depósitos establece una relación con la gran fase erosiva que conformó la morfología vadosa actual (Figura 6.17).

La morfología erosiva de la Sala de los Cíclopes presenta coincidencias con la evolución de los puntos distales del nivel intermedio de Cueva Mayor, con el Sector de Elefante, y de Trinchera con el tramo de Dolina-Penal o el Complejo Galería, avalando la formación vadosa general en relación con la incisión del nivel de base local que marca la incisión de la T4_{AZN} (+60-65m) hasta la estabilización de la sexta terraza del Arlanzón (T6_{AZN} de +40-45m).

La siguiente fase sedimentaria se relaciona con aportes resedimentados que incluyen restos faunísticos de úrsidos (*Ursus deningeri*), presentando a techo de la secuencia huesos en semi-conexión anatómica, que indican el nivel de suelo que ocupó el oso. Toda la secuencia aparece sellada por una costra estalagmítica, que incluye en su interior al menos un resto óseo de oso, cuya datación por Series de Uranio-Torio ha dado una fecha de 248 +/- 11 Ka (J. Bischoff *com. pers.*). Tanto la información proporcionada por el registro faunístico, un úrsido del Pleistoceno medio que según N. García (2003) corresponde a momentos avanzados de la especie, como el dato radiométrico indican que para el Pleistoceno medio la cavidad estaba inactiva mostrando la topografía actual, en donde únicamente actúa la sedimentación endokárstica no detrítica, desarrollándose los depósitos químicos de espeleotemas y la actividad faunística de la vida en las cuevas de los animales, registrada en las improntas de yacijas y zarpazos, o en la acumulación de restos óseos y depósitos orgánicos como el guano.

b) *El relleno de Elefante*

Otro importante registro sedimentario corresponde con el sector paleosurgente del Nivel Intermedio del Sistema Cueva Mayor-Cueva del Silo, localizado al final de la Galería Baja y seccionado por la Trinchera del Ferrocarril Minero, formado durante la estabilización del nivel de base fijado por la T3_{AZN} (+70-78m) del Arlanzón. Este sector está representado por el relleno de Elefante y su continuidad occidental identificada con la sección TR4 (BU-IV.A.8), en donde desde 1996 se están llevando a cabo intervenciones arqueológicas.

El sector paleosurgente de Elefante-TR4 caracteriza a un conducto de típica sección mixta, que presenta a techo la morfología freática, propia de las bóvedas de la Galería Baja, y una incisión vadosa en su base, a favor de la fracturación. Además destaca este sector por aparecer su sección totalmente colmatada con sedimentos de exterior. Los trabajos arqueológicos han puesto de manifiesto una interesante secuencia cuya seriación está aportando datos crono y bioestratigráficos que permiten delimitar el marco temporal mínimo de la posición de los diferentes niveles de base que le afectan.

La secuencia del relleno de Elefante presenta 21m de sedimentos divididos en tres grandes unidades o fases sedimentarias, pertenecientes a fases vadosas o epifreáticas del karst, con eventos erosivos que han provocado discontinuidades y reajustes postsedimentarios (Rosas *et al.*, 2004 y 2006).

La base de la secuencia está muestreada a partir de dos perforaciones mecánicas (Lámina-Sección 46) que han sacado a la luz un paquete sedimentario, de unos 6m de potencia, constituido por cinco estratos diferentes de limos con fragmentos de roca y limos, en principio estériles en restos arqueo-paleontológicos. El estrato basal está formado por limos y guano que se apoyan directamente sobre la base rocosa del conducto. Tras unos 40cm de roca caliza aparece el techo de un conducto inferior, relacionado con la Galería Inferior de Cueva Peluda, que aparece totalmente colmatado con gravas metamórficas que indican la presencia de una terraza fluvial del Arlanzón (Rosas *et al.*, 2006), en relación con el nivel de terraza fluvial detectado en Cueva Peluda y Cueva del Silo (Ortega *et al.*, 2005).

La secuencia excavada se inicia con la fase sedimentaria I, compuesta por depósitos de la Unidad Roja Inferior, que incluye los niveles que van del TE8 al TE14, caracterizados por coladas gravitacionales de arcillas y clastos del entorno inmediato, con aportes hídricos a partir de la unidad TE10 (TE10-14), que exhiben polaridad negativa (Parés *et al.*, 2006; Rosas *et al.*, 2006; Huguet, 2007). Estos niveles contienen restos arqueo-paleontológicos relacionados con registros faunísticos pre-Jaramillo, afines a los conjuntos de micromamíferos que se encuadran en la fase *Waalian* (1,25-1,5 Ma) y las asociaciones de macromamíferos propias del *Epivillafrankiense* (1,2-0,9 Ma) (Cuenca-Bescós y García, 2007, Carbonell *et al.*, 2008). Este registro se completa con la aparición de restos humanos de *Homo antecessor* en el nivel TE9c, junto a la presencia de actividades humanas e industrias líticas arcaicas, que recientes cronologías radiométricas, a partir de Nucleidos Cosmogénicos del ^{29}Al y del ^{10}Be del nivel TE9b, han proporcionado una edad de enterramiento en torno a 1,22 +/-0,16 Ma (Carbonell *et al.*, 2008). El campo paleomagnético que presenta la unidad inferior es negativo, propio del cron Matuyama, no registrando inversiones de polaridad normal hasta el cambio que representa el límite con el cron Bruhnes localizado a unos 11m de altura, en la base del TE17 (Parés *et al.*, 2006; Carbonell *et al.*, 2008).

En resumen, el conjunto de la Fase I presenta evidencias paleoambientales que sugieren un episodio generalmente cálido y húmedo del Pleistoceno inferior, que presenta cambios hacia ambientes más secos y fríos, datado en un momento pre-Jaramillo, entre 1,5 y 1,2 Ma (Carbonell *et al.*, 2008, Rosas *et al.*, 2007; Huguet, 2007). La existencia de carcasas en semiconexión anatómica y de especies relacionadas con biotopos de aguas interiores, como hipopótamos, pigargos, castores y mustélidos tipo nutria, evidencian la necesidad de importantes y permanentes

masas de agua, que avalan la hipótesis de carácter de manantial, en relación con la evolución del Valle de Valhondo. El desarrollo topográfico de este valle muestra una zona deprimida en la confluencia con el río Pico (Figura 6.20), que facilitaría la formación de aguas lagunares o pantanosas a favor de la importante descarga kárstica facilitada por las surgencias (Ortega *et al.*, 2005, Calvo-Benito *et al.*, 2007). Esta zona pantanosa propiciaría en momentos vadosos del karst un flujo de aguas y materiales hacia el interior del karst, relacionados con el encajamiento y descenso de la superficie piezométrica de la cuarta-quinta terraza del Arlanzón, al funcionar al menos temporalmente la boca de Elefante-TR4 como sumidero.

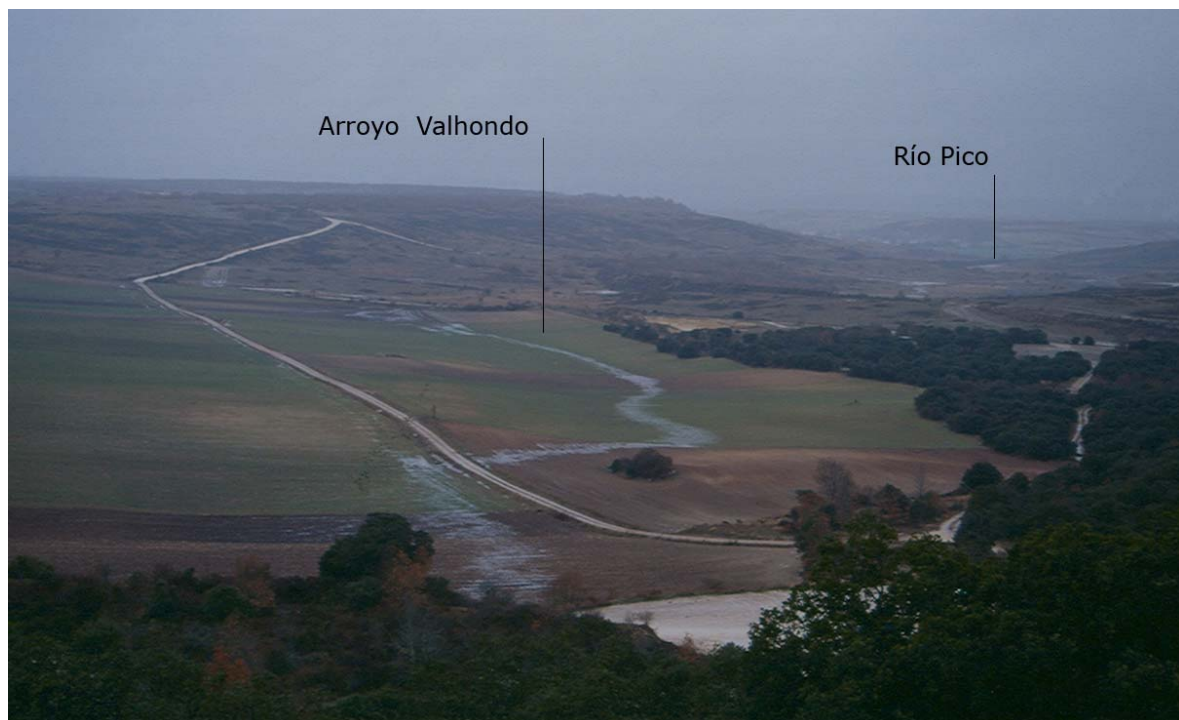


Figura 6.20: Cierre del Valle de Valhondo y Valle del Pico que forman estructuras cerradas deprimidas, que facilitarían el embalsamiento de las aguas (Fotografías: M. A. Martín)

En dependencia con la espeleogénesis del sector paleosurgente de Elefante-TR4 (Nivel Intermedio del karst Multinivel de San Vicente-Torcas) destaca la ausencia de facies de interior en el registro estudiado, posiblemente debido al carácter de descarga de este tramo del conducto paragenético de Galería Baja, como consecuencia del mayor gradiente y flujo que representa la emisión de las aguas. En segundo lugar, la secuencia de las unidades de la Fase Sedimentaria I o Unidad Roja Inferior permite situar la sedimentación vadosa en fases del Pleistoceno inferior, relacionadas con cronologías mínimas próximas a 1,1-1,2 Ma, para los niveles TE7 y TE9 según Carbonell *et al.* (2008), lo que fija el nivel de estabilidad que formó el conducto, perteneciente a la superficie piezométrica de la terraza del Arlanzón T3_{AZN} (+70-78m), en momentos anteriores.

Es necesario reconocer si estos sedimentos corresponden a la colmatación del conducto freático superior o de la sección resultante de la incisión vadosa. Para poder dar precisión a este respecto hay que destacar la presencia de importantes discordancias erosivas y fracturas o desplomes postsedimentarios que afectan, tanto a la unidad sedimentaria inferior (niveles excavados TE9-14), como a los niveles basales de la Fase Sedimentaria II (nivel TE16 y posible TE17). La topografía estratigráfica del relleno de Elefante muestra como estos niveles presentan una anomalía sedimentaria al conservar adosada en la pared septentrional del conducto una secuencia horizontalizada de los estratos TE17, TE16, TE14 y TE13 situados en cotas en torno a 1.000,5m de altitud para el techo del nivel TE17 y 997,8m del TE13, cuyos cuerpos caen y se pliegan entre los 2m y 3,7m hasta alcanzar cotas de 998 y 994,2m s.n.m., respectivamente, con deformaciones típicas por rejuego de fallas (Fillatre, 2000).

La estratificación original de estas unidades se conserva en los sedimentos adosados a la pared norte del relleno de Elefante, que claramente establecen las unidades TE16 a TE13. El nivel TE16 está compuesto por flujos detríticos con depósitos de gravas laminadas, que evidencia el aporte de flujos hídricos, mientras que el nivel TE14 está constituido por al menos tres coladas detríticas con matriz arcillosa con laminación planar. Los patrones de sedimentación de la fase sedimentaria I (TE8-TE14) incluyen coladas de barros a techo y niveles de activación hidráulica en la base de la secuencia, con alternancia de sedimentos gravitacionales, presentando la secuencia una discontinuidad lateral, producida por un set de fallas locales e interpretada como consecuencia de una fase erosiva producida por el vaciado y el colapso de una galería inferior, a partir de importantes corrientes de agua o riadas (Rosas *et al.*, 2008). Estos depósitos alcanzan junto a la pared norte cotas de 1.000,4m de altitud para el techo de la unidad TE16, de unos 999m altitud para TE14 y de unos 998m para el techo de TE13, alturas que se asientan en la parte superior de la sección mixta, correspondiente al conducto freático (Figura 6.21).

Las características sedimentológicas y los datos altimétricos sitúan estos niveles con fases sedimentarias de exterior pertenecientes a una etapa vadosa del conducto intermedio, que colmatan parcialmente la sección mixta. La entrada de facies externas en este conducto se produce desde el momento en que la antigua surgencia deja de ser activa, por lo menos temporalmente, al localizarse en la zona epifreática del karst. Esto sucede a partir del inicio del descenso del nivel de base de la tercera terraza del Arlanzón (T3_{AZN} (+70-78m), que fija el nivel de cavernamiento intermedio, en donde el conducto podría haber quedado próximo y algo superior a la superficie de piezométrica del acuífero kárstico o *Water Table*, dentro de la zona de aireación, presentando en épocas de aguas altas condiciones para-freáticas o de saturación. La colmatación

del conducto se produjo a lo largo del Pleistoceno inferior y medio, presentando además modificaciones topográficas y discontinuidades erosivas, principalmente registradas en fases de polaridad negativa.

La presencia de limos procedentes de la secuencia sedimentaria situada bajo el suelo de la Trinchera del Ferrocarril, con 6m de potencia, evidencia la existencia de flujos, posiblemente de baja energía, que deben relacionarse, si se efectúa la corrección de cotas de unos 3m indicada anteriormente, con el nivel de base local que implanta la T4_{AZN} (+60-67m)–T5_{AZN} (+50-55m) y la T6_{AZN} (+44-46m), representando un desarrollo vadoso, o al menos parafreático, produciendo durante los periodos de inundación condiciones anegadas, que conllevan alternancias de vadoso y freático.

Los niveles del Pleistoceno inferior (TED8-TE16) conservan sedimentos deformados y hundidos con contactos laterales erosivos, resultado de procesos que lavaron parte de estos sedimentos y vaciaron parcialmente la cavidad (Rosas *et al.*, 2006). Ante esta hipótesis es consistente plantear que los niveles basales del relleno de Elefante, detectados en los sondeos geológicos, en origen debieron situarse a cotas algo más altas, como mínimo la altura reflejada por la discordancia lateral de los niveles superiores (unos 3m), como consecuencia de la fases erosiva que afecta a la fases sedimentaria I y II resultado del colapso de la galería inferior, situando aproximadamente el nivel de limos y de limos con guano (niveles 3 y 5 de Rosas *et al.*, 2006) en alturas medias que se situarían en torno a 992m s.n.m. y 988m s.n.m del techo y muro de la secuencia respectivamente.

En este sentido hay que citar aquí que la discusión actual está en conocer si los sedimentos de TE9, que muestran un inclinación de 38° hacia el NNE, corresponden con un buzamiento primario o corresponden a una discordancia secundaria, debido al colapso o desplome por el vaciado o erosión de los depósitos inferiores. La lógica sedimentaria parece indicar que la estratificación actual es resultado de los procesos de reajuste sedimentario consecuencia de la fase erosiva claramente descrita en los niveles inmediatamente superiores, pero los trabajos de paleomagnetismo de Parés *et al.*, (2006) demuestran direcciones de magnetización remanente conformes con una sedimentación primaria, planteando que los depósitos “toblerone” de TE9 conservan la superficie paleodeposicional original, aunque advierten no poder descartar la posibilidad de un retraso en la adquisición de la magnetización de estos sedimentos.

Por otro lado, el conducto kárstico del sector paleosurgente de Elefante se caracteriza por presentar un claro desarrollo vadoso, con una marcada incisión que exhibe en la sección de Elefante una anchura similar al conducto freático superior, mientras que hacia el exterior de la surgencia, unos 8,5m hacia el oeste, se cierra, presentando en la sección TR4 dos estrechos cañones encajados en la roca. Esta morfología parece haber estado favorecida por la ubicación del sector de Elefante de una zona de conexión con el nivel inferior del karst, incluida en la zona epifreática así como por el estímulo que debió representar la acción erosiva de las avenidas, cuando por el conducto inferior de Peluda circulaba la pesada carga de gravas metamórficas que produjo la entrada de la terraza del Arlanzón al interior del karst. Este evento debió ocasionar la apertura del techo de conducto de Peluda y el vaciado y remoción de sedimentos de Elefante.

Por todo lo expuesto, la sección de Elefante marca una relación espeleogenética en donde la sección mixta se compone de un conducto superior, de morfología freática y sección ovalada, cuya bóveda aparece a cotas de 1.003-1.000m de altitud y su base entre 997-998m, que está relacionada con el nivel de terraza T3 del Arlanzón (Figura 6.21), en donde la corrección sencilla de las cotas de deposición de los niveles alóctonos TE9-TE16, realizada a partir de las secuencias horizontalizadas conservadas en la pared norte del conducto, marcaría una sedimentación dentro del rango altimétrico de la sección freática de Elefante y el carácter de sedimentos de exterior avalaría su formación en un momento en que el conducto primigenio se localizaba en la zona de aireación del karst o por lo menos en la zona de fluctuación de las aguas altas del nivel freático, es decir zona epifreática, lo que explicaría las numerosas evidencias, tanto faunísticas como sedimentarias, de la presencia de agua. La forma actual que presentan estos estratos debe ser atribuida a procesos postsedimentarios, en relación con vaciados de la base del conducto producidos por la presencia de flujos o corrientes.

Este proceso de vaciado generalmente es el resultado de un periodo de inestabilidad que provoca un descenso de del nivel de base kárstico y la formación de una nueva fase de cavernamiento, posiblemente relacionada con el encajamiento de la red fluvial del Arlanzón, en donde la entrada de gravas metamórficas al conducto inferior de Cueva Peluda (Ortega *et al.*, 2005), situado a unos 986m s.n.m., bajo la Trinchera del Ferrocarril en el sector paleosurgente de Elefante, indica un enorme incremento del flujo y de su capacidad erosiva, abriendo nuevos caminos y reajustando el sistema de conductos activos, entrando en funcionamiento *-trop plein-* la antigua surgencia. Estas gravas fluviales están equiparadas altimétricamente con el nivel de terraza T6_{AZN} (+44-46m).

El proceso formativo de la nueva fase de cavernamiento que produce la incisión de la red fluvial en este tramo distal del conducto intermedio, se caracteriza por el encajamiento del conducto en el sector paleosurgente de Elefante-TR4, marcando la altura del encajamiento verticalizado de la sección vadosa a unos 996,5m s.n.m., que evidencia el descenso iniciado por la terraza T4_{AZN} (+60-65m), en donde la base del conducto propuesta por las prospecciones geofísicas (ver capítulo 5) está fijada en torno a unos 988m de altitud, por encima del nivel de base que establece la terraza del Arlanzón la T6_{AZN} (+40-45m) y el conducto inferior de Peluda con el que presenta algún tipo de comunicación.

Es interesante destacar como en la sección TR4, correspondiente al corte occidental del sector paleosurgente de Elefante, el descenso del nivel de base produce un encajamiento vertical doble dando lugar a una sección de características mixtas (freáticas y vadosas de encajamiento) que se asemeja a la conservada en la sección de Dolina, con la morfología del pasaje freático superior que no presenta bóveda, a semejanza de la sección de Penal, marcando el tramo abierto del manantial estrechas grietas vadosas en el atrincheramiento inferior, como consecuencia del encajamiento de los cursos activos.

ELEFANTE / TR4

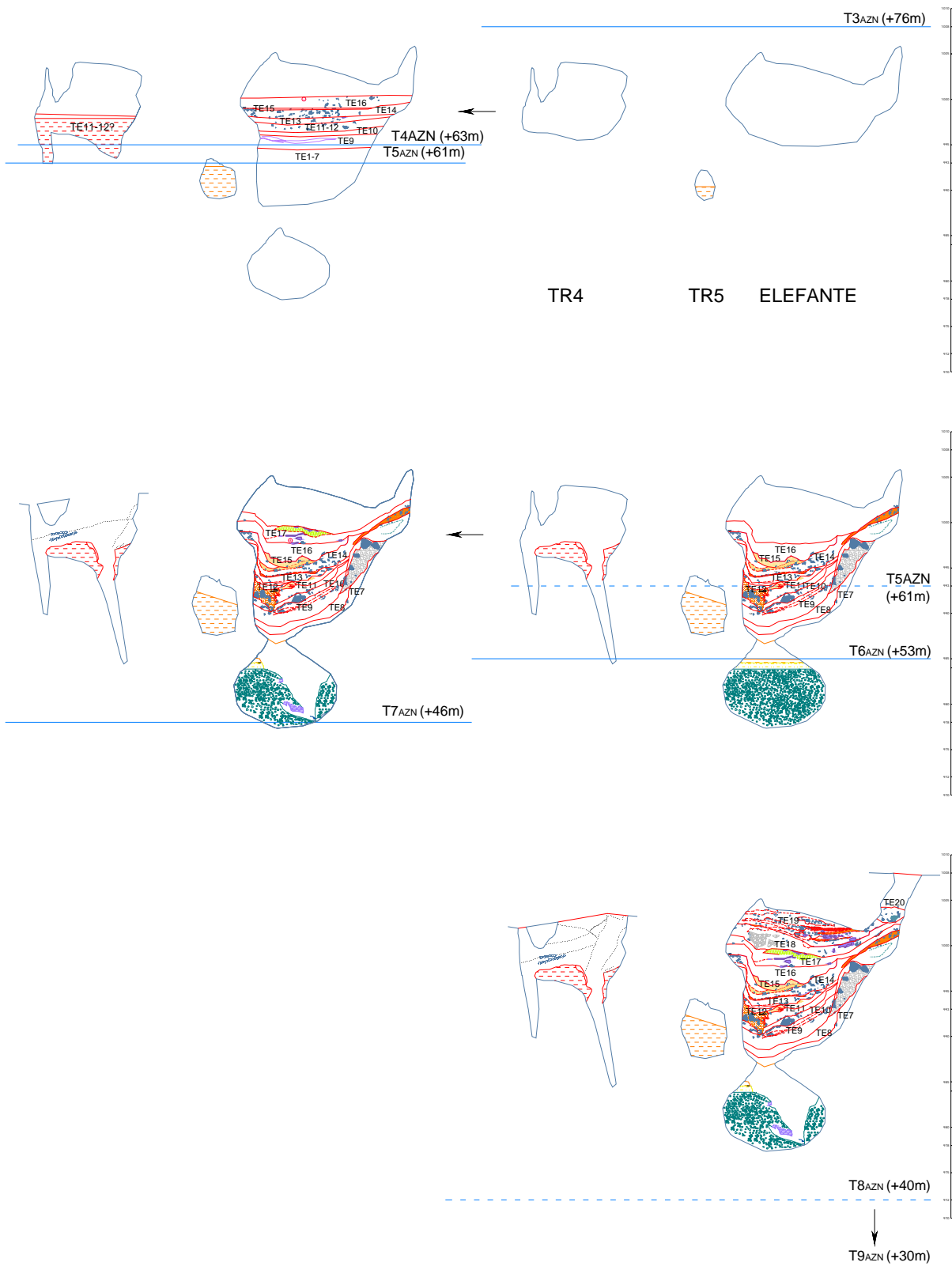


Figura 6.21: Modelo espeleogenético del sector paleosurgente de Elefante-TR4, Nivel intermedio del Sistema Cueva Mayor-Cueva del Silo (Piso Silo-Baja)

La cronología del nivel TE9, de 1,22 Ma, indica que, de ser ciertos estos planteamientos, los procesos postdeposicionales se produjeron en un momento posterior a dicha fecha. En esta relación habría que situar los sedimentos de TE8 y TE7, localizados en una relación espacial lateral, proporcionando el nivel TE7 una fecha de 1,13 +/- 0,16 Ma (Carbonell *et al.*, 2008). Por otro lado, el registro paleomagnético de la secuencia de Elefante muestra un campo negativo relacionado con el cron Matuyama desde el nivel TE7 hasta el nivel TE16, con la presencia de polaridad normal en una costra estalagmítica situada en la base de TE17, que incluye una pequeña inversión negativa (Páres *et al.*, 2006; Carbonell *et al.*, 2008). Estos datos podrían indicar que la estabilidad de los sedimentos se establece a partir del nivel TE17, correspondiente a depósitos del Pleistoceno medio. La secuencia continúa con los niveles TE18 y TE19 hasta colmatar completamente este sector del nivel intermedio del karst, conservando un interesante registro faunístico con restos de *Ursus deningeri* y grandes herbívoros mesopleistocenos, junto a tecnocomplejos líticos del Modo III, que evidencia una datación del Pleistoceno medio-final para el nivel TE19 (Rosas *et al.*, 2006). Estos depósitos corresponden a rellenos vadosos, colgados de los niveles de base kársticos del Pleistoceno medio, presentando TE18 características de depósitos fluviales de canal, con desarrollo de costras estalagmíticas que aparecen erosionadas, fragmentadas y transportadas hacia el interior del endokarst, junto a cantos blandos de arcillas y margas, elementos de cultura material y restos faunísticos, como materiales de arrastre identificados en las galerías Baja y del Silo, que avalan la presencia de corrientes de agua y el funcionamiento como sumidero del sector de Elefante-TR4 (Figura 6.13), en relación con aguas torrenciales asociadas a intensas precipitaciones durante la parte central del Pleistoceno medio, hasta llegar a colmatar la sección en este punto.

c) *El relleno de Dolina-Penal*

El conducto seccionado por la Trinchera del Ferrocarril Minero conocido como Dolina-Penal representa a una importante paleosurgencia de la red de conductos desarrollada en el término de Torcas, al norte del arroyo de la Propiedad. Este punto de descarga se caracteriza por conservar una morfología mixta, típica de secciones vadosas, que habla de la evolución espeleogenética del nivel intermedio del karst, a partir de la estabilización del nivel de base de la terraza T3_{AZN} (+70-78m) del Arlanzón y el posterior descenso de la superficie del acuífero kárstico, correlacionado con la sucesiva erosión y estabilidad de las terrazas T4_{AZN} (+60-65m)-T5_{AZN} (+50-55m), cuya incisión da paso al encajonamiento de fases vadosas, que propician la formación de dos estrechos cañones que evolucionan hacia el oeste en pequeños pasajes subterráneos, vistos en la sección de Penal, relacionados con el nivel de base local que forma el piso inferior del karst y la Cueva del Compresor.

El encajamiento de las secciones del conducto Dolina-Penal afecta a unos 10m de profundidad, con un resalte rocoso a unos 6m de altura que divide el conducto en dos estrechos pasillos, cuyo escalón revela la incisión producida desde el nivel de terraza T4_{AZN} hasta el de la terraza T6_{AZN}, determinando un proceso continuo, en donde la fase de estabilidad del nivel de base de la T5_{AZN} del Arlanzón marca el techo del resalte rocoso en el que se encajan los cañones vadosos.

Las secciones del sector paleosurgente de Dolina-Penal presentan características similares a los tramos distales del conducto intermedio del Sistema Cueva Mayor-Cueva del Silo (Sala de los Cíclopes y sector Elefante-TR4). Se compone de un conducto de desarrollo vertical con la típica sección mixta, que presenta a techo una morfología freática cuya bóveda se sitúa en torno a los 1.000m de altitud y una incisión vadosa a partir de los 996m s.n.m, que origina dos estrechos cañones.

Al igual que la paleosurgencia de Elefante, este tramo aparece totalmente colmatado con sedimentos de exterior, en donde los trabajos de excavaciones arqueo-paleontológicas han puesto de manifiesto una interesante secuencia cuya seriación crono y bioestratigráfica permite completar el marco temporal de las fases de espeleogénesis del karst de San Vicente-Torcas, ya que la secuencia de Dolina presenta significativas diferencias temporales con el registro de Elefante.

La secuencia sedimentaria de Dolina se caracteriza por la presencia de facies de interior, situadas en la base de los estrechos cañones que caracterizan la sección mixta, representadas en los niveles TD1 y TD2 (Parés y Pérez-González, 1995 y 1999; Pérez-González *et al.*, 2001). El nivel TD1 está compuesto por facies finas de interior de 1,5m de potencia vista, cuyo techo se localiza, en el cañón septentrional, a una cota de 987,5m s.n.m., caracterizadas por arcillas y arenas laminadas, que presenta una pequeña inversión del campo magnético normal, lo que para Parés y Pérez-González (1999) estaría relacionado con el evento Jaramillo o incluso con el Coob Mountain según Pérez-González *et al.* (2001).

Encima del nivel TD1 se localiza la unidad TD2, facies clástica de aspecto masivo constituida por el colapso por gravedad de las paredes y techos del conducto y por el desarrollo a techo de una costra pavimentaria, cuya superficie aparece muy erosionada (Pérez-González *et al.*, 2001: 37). Este hecho es significativo para conocer que, en una fase posterior a la pequeña inversión magnética positiva de la base de Dolina TD1 el nivel de base local habría liberado el conducto de Dolina permitiendo la formación de la unidad TD2. Estos procesos vadosos implican el encajamiento del nivel de base kárstico, que decantó los depósitos finos de interior de TD1 (posiblemente relacionado con la T4_{AZN}-T5_{AZN} del Arlanzón), y la inclusión del conducto en la zona de aireación a partir del descenso de la T5_{AZN}, propiciando el desarrollo de espeleotemas de flujo basales.

La superficie piezométrica del nivel de terraza del Arlanzón, que aparece claramente por debajo de estas formaciones (situadas a una cota media de unos 988m de altitud), es la que corresponde con la T6_{AZN} (+44-46m), cuya proyección se sitúa en este sector de la sierra a unos 985m s.n.m. (Benito-Calvo y Pérez-González, 2007), mostrándose como más coherente para la fase de formación de espeleotemas desarrollados en la base de los cañones del nivel intermedio. En consecuencia, la posterior erosión que presentan estos espeleotemas debe constituir el resultado de corrosiones de fases de aguas altas que ocasionan el ascenso o subida de la superficie del nivel del acuífero kárstico, correlacionados altimétricamente con la zona de fluctuación de la superficie piezométrica de la sexta terraza del Arlanzón, cuya estabilidad posibilita nuevas fases de cavernación en el nivel inferior del karst y el desarrollo de formaciones vadosas en los pasajes del nivel intermedio.

Una fase erosiva que afecta a facies de interior y espeleotemas se constata también en la unidad de sedimentos de interior de TGI de Galería, que además marca la inversión hacia la polaridad normal. En la base de este yacimiento (TGI inferior) se constata la presencia de costras estalagmíticas caracterizadas por aparecer selladas de sedimentos finos con polaridad negativa. Secuencia que se repite en el registro de la columna estalagmítica erosionada de Galería Baja, en donde el espeleotema negativo aparece erosionado y en parte recubierto de sedimentos que a techo presentan polaridad normal.

Teniendo en cuenta que el nivel TD2 de Dolina presenta una polaridad magnética inversa, relacionada con fases del cron Matuyama, igual que la documentada en el tramo inferior de la unidad TGI, se puede vincular una formación antigua de espeleotemas a cotas de unos 987m de altitud, en correspondencia con la situación de los conductos en la zona epifreática del nivel de base marcado por la terraza T5_{AZN} o T6_{AZN} del Arlanzón, durante el Pleistoceno inferior, con procesos de reactivación kárstica evidenciados en los diferentes niveles del Sistema Cueva Mayor-Cueva del Silo, destacando la corrosión de espeleotemas del nivel intermedio (Ortega *et al.*, 2005).

La secuencia y registro proporcionado por el sector de la Sala de los Cíclopes y del interior de la Galería Baja, muestran la presencia de depósitos fluviales en el nivel de limos y arenas de Cíclopes, en fases que el conducto estaba situado en la zona de fluctuación del nivel base del karst fijado por la terraza T3_{AZN}, con fases erosivas producidas por el encajamiento de los niveles fluviales T4_{AZN} y T5_{AZN}, marcando un último e importante proceso erosivo el proceso de caída y estabilización del nivel de terraza T6_{AZN}. Proceso que también observa en el sector paleosurgente de Elefante-TR4, en donde se han producido reajustes post-sedimentarios como consecuencia de vaciados erosivos posiblemente relacionados con el encajamiento del nivel freático.

La presencia de una inversión positiva en el campo magnético negativo del nivel TD1, debe situarse en relación con momentos de deposición de las arcillas y arenas laminadas, que como se ha discutido en este apartado, deben afectar a fases de estabilidad de la terraza T6_{AZN} (+44-46m). El registro de Dolina aporta un límite superior a esta relación. La sección mixta indica la deposición de los sedimentos finos de TD1 en una fase vadosa en relación con el descenso del nivel de base del karst y la zona de fluctuación, en donde se incluye el nivel TD2, con deposición de espeleotemas de flujo erosionados, lo que implica avenidas en una fase claramente vadosa, y el final de los aportes de interior (Figura 6.13).

El nivel TD3-TD4 marca la entrada de facies de exterior por la apertura del conducto, posiblemente por un retroceso de ladera y caída o desplome de la bóveda, a modo de evolución remontante de la boca de la surgencia, con tipologías de *Vallée reculée*. Este nivel presenta un registro paleomagnético negativo (Parés y Pérez-González 1995 y 1999; Pérez-González *et al.*, 2001), y una secuencia bioestratigráfica relacionada con conjuntos faunísticos pleistocenos post-Jaramillo, caracterizada por la aparición de *Crocota crocota*, *Iberomis huescarensis* y *Allocricetus* (Cuenca-Bescós y García, 2007), constituyendo las primeras representaciones del conjunto faunístico *Galeriense* que dará origen a la renovación de grandes faunas que culminó en el Pleistoceno medio. El conjunto de macromamíferos se relaciona con la base del Complejo Cromer,

y documenta la primera aparición en Europa de *Crocota crocuta* y de *Ursus dolinensis* (García y Arsuaga, 1999 y 2001; Made, 1999), coincidiendo en las mismas relaciones bioestratigráficas. Destaca la presencia de *Homo antecessor* en el conjunto arqueostratigráfico Aurora de la unidad TD6 (Carbonell *et al.*, 1995), interpretado como una secuencia de diferentes niveles depositados durante un determinado periodo de tiempo (Bermúdez de Castro *et al.*, 2008).

Con esta unidad se inicia una fase de aportes externos, con litologías alógenas para-autóctonas, que alcanza hasta la unidad TD11. El registro paleomagnético marca el límite Bruhnes-Matuyama en el techo del nivel TD7, lo que aporta a las unidades inferiores una antigüedad mayor de 780.000 años, disponiendo de Series de Uranio y ESR que sitúan el Estrato Aurora de TD6 en torno a 730 +/- 63ka (Falguères *et al.*, 1999 y 2001), aunque recientes dataciones por Termoluminiscencia han deparado una fecha de 960 +/- 120ka para la base del nivel TD7 (Berger *et al.*, 2008).

Todos estos datos indican que los rellenos de exterior han entrado en este sector del conducto de Dolina-Penal desde una fase del Pleistoceno inferior, posterior al subcron Jaramillo (1,07-0,99 Ma) con TD3-4, hasta la colmatación total del conducto, durante la sedimentación de la unidad TD11 a finales del Pleistoceno medio (Berger *et al.*, 2008; Falguères *et al.*, 2001). Ello implica que los niveles TD1 y TD2 deben corresponder a facies anteriores, posiblemente relacionando la inversión positiva detectada en la unidad TD1 con el subcron Jaramillo (0,99-1,07Ma) / Coob Mountain (1,22-1,24Ma), evento que aportaría una cronología al nivel de base que provoca el encajamiento de la sección mixta de Dolina y el aporte de los sedimentos, relacionados con el nivel de encajamiento que evoluciona a partir de la T_{4AZN}-T_{5AZN} hacia la T_{6AZN}, indicando la fase erosiva sobre los espeleotemas el nivel de fluctuación de las aguas altas que fija la sexta terraza del Arlanzón (de +44-46m), cuya proyección para este sector de la sierra se sitúa a unos 985m de altitud, apenas a unos 3-4m por debajo de los sedimentos de interior de TD2.

Estas correlaciones implican una mayor antigüedad a la formación de las terrazas, aunque mientras se está en espera de los resultados radiométricos sobre Nucleidos Cosmogénicos muestreados en TD1 durante la campaña de 2008, no se puede determinar si la pequeña inversión detectada en este nivel corresponde al subcron Coob Mountain o Jaramillo, constatando que la apertura e influencia de este sector al exterior se produce en una fase post-Jaramillo en relación al registro arqueopaleontológico (Carbonell *et al.* 1995, Cuenca-Bescós *et al.*, 2004). Recientes resultados sobre dataciones a partir de Termoluminiscencia de Berger *et al.* (2008) han proporcionado una edad a la base de la unidad TD7 en unos 960 +/- 120ka, dando un corto margen temporal para la sedimentación de los niveles TD3-4 a TD6, que implicaría una sedimentación rápida de estos depósitos, caracterizados por coladas y brechas, que contienen un conjunto faunístico identificado con las asociaciones de mamíferos del finales del Pleistoceno inferior (Cuenca-Bescós *et al.*, 2004,) representativos de la base del Complejo Cromer, y que agrupan a las unidades faunísticas 2-4 de Cuenca-Bescós y García (2007).

En este contexto, el nivel TD7, interpretado como depósitos detríticos de borde que pasan lateralmente a facies de calcilutidas digitadas (Parés y Pérez-González, 1999), indica la presencia de pequeños cursos fluviales de aguas torrenciales, provenientes de corrientes que discurren ladera abajo y entran en la cavidad, formando pequeños abanicos. Esta entrada aporta un carácter

de sumidero temporal al sector de Dolina-Penal, correspondiendo con este evento la incorporación de las carcasas de grandes herbívoros, que aparecen en posición anatómica y sin ningún tipo de actuación o intervención animal o humana sobre ellos (Huguet, 2007), en donde los cuerpos se vieron atrapados por las aguas, depositándolos y enterrándolos.

La relación de formación de TD7 debe establecerse a partir del nivel de estabilidad piezométrica de la terraza T6_{AZN} (+44-46m), cuyo nivel de base (985m s.n.m.) es similar al de la cota del suelo de la Trinchera, lo que evidencia que para ese momento la incisión vadosa del conducto estaba formada y el nivel intermedio estaba liberado de las aguas, formando parte de la zona de aireación del karst. Además, esta terraza se equipara altimétricamente con el techo de los depósitos de canal fluvial, de conglomerados y arenas metamórficas, depositados en el interior del Sistema Cueva Mayor-Cueva del Silo y de Cueva Peluda, lo que indica una concordancia formativa. Esta opción marca un envejecimiento de la secuencia cronológica actual de las terrazas del Arlanzón, ya que se incluiría a la T6_{AZN} (+44-46m) claramente dentro de las fases del Pleistoceno inferior.

Los sedimentos de la sección de Penal, continuación occidental de Dolina, se correlacionarían faunísticamente con las unidades del Pleistoceno inferior de Dolina, principalmente con los niveles TD5 y TD6, lo que indica una continuidad sedimentaria entre las secciones de Dolina y Penal, por lo menos para los tramos inferior y medio de la secuencia, alcanzando un techo en relación con el nivel TD8, momento en que el tramo de Dolina aparecía cerrado, hasta su posterior reapertura posiblemente por colapso del techo de la cavidad con el nivel de TD10 (Mallol y Carbonell, 2008).

Por otra parte, la secuencia sedimentaria de Dolina apenas presenta grandes alteraciones postsedimentarias, con la excepción de un vaciado erosivo localizado en el sector sur de la sección, sobre el cañón vadoso meridional, relacionado con una discontinuidad secundaria, de morfología negativa de unos 4,5m de profundidad y diámetro de unos 3m en la parte superior y de 1m en la base, formada por un pozo vertical colmatado por limos y arcillas masivas (Pérez-González *et al.*, 2001). Esta discontinuidad negativa afecta a las unidades de TD8 a TD5 y está sellada por el nivel de murcielaguina TD9, evidenciando que el evento erosivo se produjo bajo condiciones vadosas y que representa una reactivación kárstica, en el intervalo que marca entre la superficie de agradación o interfaces de periodo del TD8, sobre la que se desarrolla, y la formación del nivel TD9, que la sella, intervalo que aparece delimitado cronológicamente entre unos 480 +/- 130 ka, según los resultados aportados por Berger *et al.* (2008) por los trabajos de luminiscencia para los sedimentos de TD9, y los 602 +/- 52 ka que marcan los sedimentos del techo de la unidad TD8, a partir de Series de Uranio y ESR (Falguères *et al.*, 1999), con los que se llega a colmatar el conducto. Es decir, que este evento erosivo está marcando un lapsus sedimentario de algo más de unos 100.000 años, en los que este sector de la cavidad permanece cerrado y prácticamente inactivo.

La discordancia erosiva, en primer lugar erosiona, forzando un conducto ascendente que está colmatado con sedimentos finos de interior, marcando un ascenso del flujo de agua en condiciones vadosas con subida del nivel freático, cuyo relleno presenta una superficie uniforme con el techo de la unidad TD8. Sobre esta superficie se van a desarrollar espeleotemas de flujo y

la acumulación de depósitos de origen orgánico, guano con un espesor de 40cm, que conforman la unidad TD9 y evidencian la instalación de una colonia de murciélagos en este sector. Estas formaciones (espeleotemas y sedimentos coprogénicos) indican la existencia de características propias de ambientes cerrados endokársticos, ambiente confirmado por la gran abundancia de murciélagos en la base de la unidad TD8 o la escasa representación de micromamíferos a techo de esta unidad, así como la ausencia de registro fósil de TD9, caracterizado por guano de murciélago (Hoyos y Aguirre, 1995; Fernández-Jalvo, 1995 y 1998; López-Antoñanzas y Cuenca-Bescós, 2002). Por encima de este nivel se deposita el nivel TD10, caracterizado por coladas que aportan facies de exterior, junto a un registro faunístico y lítico propio del Pleistoceno medio, evidenciando una nueva apertura del conducto, por colapso del techo y retroceso de la ladera en fases frías (EIO 12).

En relación con la fase erosiva que afecta a los sedimentos de TD8-TD5, así como con la presencia de los depósitos de guano de TD9, destaca la secuencia representada en el yacimiento de Galería, en donde en una fase erosiva y de ambiente cerrado se localizan finos niveles de murcielaguina, correspondientes a la unidad TGI superior del yacimiento de Galería. Pero sobre todo el nivel TD9 se equipara con los depósitos de la base de la unidad TGII, en donde se constata una acumulación de excrementos de murciélago que se interstratifican con arcillas marrones, alcanzando un espesor de 40cm de potencia, que envuelve el desplome del techo que permitió la apertura al exterior del Complejo Galería al formar la sima norte (TN). La base de la unidad TGII ha sido recientemente datada en torno a unos 503 +/- 95 ka según los estudios publicados por Berger *et al.* (2008), lo que proporciona una cronología anterior al evento erosivo que marca el techo de TGI, en coincidencia con la polaridad normal del cron Bruhnes, que establece el límite de polaridad Brunhes-Matuyama en este relleno y que puede estar relacionado con la discordancia secundaria de Dolina, proporcionando una fecha que sería algo anterior a los 480.000-500.000 años.

Este evento erosivo y ocupación de la cueva en condiciones de ambiente cerrado está motivado por una nueva apertura de la cavidad, con la entrada de sedimentos del exterior que conforman el nivel TD10, caracterizado por la intensa ocupación de los homínidos en torno a los 400.000 años (Carbonell *et al.*, 2001b; Falguères *et al.*, 2001; Berger *et al.*, 2008). La cavidad se colmata totalmente en la sección de Dolina con el nivel TD11 a finales de del Pleistoceno medio (Pérez-González *et al.*, 2001; Berger *et al.*, 2008).

d) *El Complejo de Galería*

El Complejo de Galería, compuesto por las secciones TR12-17 (ver apartado 4.3.2.2), se caracteriza por mostrar una morfología freática y corresponder a uno de los sectores distales de las cavidades desarrolladas en el paraje de Torcas. Representa a un conducto formado durante la evolución del encajamiento del nivel intermedio, vinculado con la formación de cañones vadosos desarrollados en este nivel (Sala de los Cíclopes, Elefante o Dolina), en relación con el descenso del nivel de base local de la tercera terraza del Arlanzón -T3_{AZN} (+70-78m)- y posterior estabilización del nivel freático que marca la superficie piezométrica del nivel T4_{AZN} (+60-65m) / T5_{AZN} (+50-55m) del Arlanzón.

Este complejo, seccionado longitudinalmente por la Trinchera del Ferrocarril, está compuesto por las secciones colmatadas de Tres Simas (TR12-14), el yacimiento de Galería y la oquedad de Zarpazos, que en realidad conforman una amplia sala de un mismo conducto, que también afecta a la sección TR17. Dicha cavidad presenta una bóveda plana, con cúpulas de techo de características freáticas, situada a unos 995m s.n.m. Altitud que se enrasa con el nivel de base regional marcado por la proyección del nivel de terraza T4_{AZN} (+60-66m) del Arlanzón, presentando una clara muesca a cota de 993 s.n.m. en coincidencia con la superficie proyectada en la unidad de San Vicente del nivel de estabilidad de la T5_{AZN} (+50-54m), claramente observable en el sector de Galería-Zarpazos. Los puntos bajos observados en las secciones TR12 y TR17, deben reflejar sectores laterales del conducto o pasaje del Complejo Galería, en relación con el pasaje BU-IV.A.13, que representa una entrada meridional de la Cueva del Compresor, correspondiente al Nivel Inferior del Karst de San Vicente.

Este conducto se ha formado en relación con el nivel de estabilidad que representa la T4_{AZN} (+60-66m), y su posterior evolución hacia el nivel de la T5_{AZN} (+50-54m) del Arlanzón, configurando un conducto en ambiente freático o anegado, con deposición de arcillas de descalcificación en la base, que testimonian condiciones paragenéticas (Figura 6.13). Elementos de valor que permiten conocer la cronología de este nivel de estabilidad están en relación con la decantación de los sedimentos finos de interior que componen la Unidad TGI de la sección de Galería. Esta unidad está caracterizada por la presencia de dos grandes subunidades delimitadas por una fase erosiva localizada en su tercio superior, que ha evacuado parte los sedimentos basales y corroído espeleotemas, además de marcar el cambio de polaridad Matuyama-Brunhes (Pérez-González *et al.* 1999).

El tramo inferior de la unidad TGI está compuesto por facies de lutitas-arenitas bien estructuradas, de laminación laminar paralela de muy bajo ángulo, de polaridad inversa, mientras que el tercio superior, de polaridad normal, se compone de una fase erosiva y de colmatación de depósitos de interior, caracterizados por facies arenosas muy finas, limosas o limo-arcillo-arenosas, que presentan una estratificación de apariencia masiva con cantos bioturbados, de arcillas laminadas de la subunidad inferior, junto a cantos calizos muy alterados y bloques erosionados de espeleotemas, con intercalaciones de pequeños niveles oscuros de origen coprogénico y de finas e irregulares coladas de espeleotemas.

La secuencia del campo paleomagnético de Galería está definida con un evento erosivo y ha sido relacionada con el límite del cron Matuyama al cron Brunhes (Parés y Pérez-González, 1995), cuya correspondencia es coincidente con el paleomagnetismo propuesto por Benito-Calvo *et al.* (2007) para la secuencia de los niveles de las terrazas del Arlanzón, en donde la T4_{AZN}, negativa, marca el último nivel fluvial del Pleistoceno inferior, correspondiendo a la T5_{AZN} la primera terraza del Pleistoceno medio.

Toda fase erosiva marca un proceso de aumento de energía que debe estar vinculado con los flujos vadosos del encajamiento del nivel de base local. El Complejo Galería, donde el subnivel superior TGI incorpora espeleotemas corroídos y desplazados, debe verse afectado por el descenso de la superficie freática del karst, implantado primero por la formación de la T5_{AZN}, que

daría paso a fases vadosas con desarrollo de espeleotemas y, en segundo lugar, con el encajamiento de la terraza T6_{AZN}, cuya proyección de la superficie piezométrica en la Sierra es de 985m de altitud. El conducto de Galería habría estado en condiciones totalmente vadosas, propicias para la formación de nuevos espeleotemas y el inicio de procesos gravitacionales, con la presencia de eventuales inundaciones propiciadas por riadas o arroyadas.

Estos datos, inmersos en la secuencia pleistocena de los yacimientos de la Sierra de Atapuerca, avalan una relación con el Pleistoceno inferior para el periodo de estabilidad de la cuarta terraza del Arlanzón, que potencia, en un primer momento, la formación del conducto del Complejo Galería y, en un segundo momento aparece relacionado con el encajamiento de la misma, la profundización del conducto y del Nivel Intermedio del Karst de San Vicente-Torcas, y el inicio de la incisión de los cañones excavados en Dolina, Elefante y Sala de los Cíclopes. El desarrollo de esta fase de espelogenésis está marcado por el encajamiento de los conductos que fijan el tránsito del Nivel Intermedio al Inferior, que presenta una profundidad definida por un salto de unos 10-12m, desde aproximadamente los 998-996m a los 986m de altitud, reflejo directo del desnivel de las superficies piezométricas de la T4_{AZN} a la T6_{AZN} del Arlanzón.

Una segunda fase en el desarrollo del Complejo de Galería viene caracterizada por un conducto cerrado e inactivo, colgado del nivel de base, que atestigua el inicio de procesos gravitacionales y de colapso que propician la apertura al exterior. La apertura de este conducto con el exterior se documenta en la Unidad TGI superior, al presentar a techo desplomes de la bóveda, a favor de fisuras, que van a producir una conexión directa con el exokarst, a través de pequeñas simas de colapso (sector Tres Simas-TR13-15), que permiten la entrada de sedimentos para-autóctonos del entorno inmediato (unidades TGII-TGV) y el uso de la cavidad por parte de animales y humanos, durante fases centrales del Pleistoceno medio (Pérez-González *et al.*, 2001; Carbonell *et al.*, 1999a; Berger *et al.*, 2008; Cuenca-Bescós y García, 2007).

La unidad TGII representa a los primeros depósitos alóctonos, marcando el comienzo de la segunda fase sedimentaria, caracterizada por la entrada de coladas clásticas con matrices arcillo-limosas de tonos rojizos, producidos por gravedad, con algunos aportes hídricos, que presentan un marco cronológico posterior a los 500.000 años y próximo a los 450.000 años, en base al registro bioestratigráfico, radiométrico (Series de Uranio y termoluminiscencia) y cultural (Falguères *et al.*, 2001; Berger *et al.*, 2008; Cuenca-Bescós y García, 2006; Carbonell *et al.*, 1999b). En este conducto se documentan varias aperturas verticales, originadas por el colapso de la bóveda, que han originado pequeñas simas o torcas de hundimiento (destacando TN- Tres Simas Norte), vinculadas con procesos gravitacionales favorecidos durante fases frías posiblemente relacionadas, por los datos radiométricos de Berger *et al.* (2008), con el Estadio Isotópico 12 (OIE12) y el glaciar Mindel/Elster, cuyas extremas condiciones climáticas debieron producir una importante erosión con retroceso de ladera y la posterior apertura sistemática de nuevas entradas al endokarst.

A partir de estas aperturas, la entrada de sedimentos alóctonos al conducto es continua, formando las unidades TGII y TGIII durante el Pleistoceno medio, que se caracterizan por la ocupación de la cavidad por parte de humanos y animales, para conformar las unidades TGIV y TGV, alcanzando la colmatación y fosilización de este sector a finales del Pleistoceno medio o

inicios del Pleistoceno superior (Carbonell *et al.*, 1999b; Pérez-González *et al.*, 2001; Falguères *et al.*, 2001; Berger *et al.*, 2008).

El trazado de la Trinchera del Ferrocarril ha afectado de una forma más o menos longitudinal al conducto, no pudiendo disponer de secciones transversales que permitan el estudio o conocimiento de la evolución de la morfología de la galería en relación con el encajamiento del nivel de base local, analizado en otros puntos del karst de San Vicente-Torcas.

e) *La Sima de los Huesos*

La Sima de los Huesos representa un pasaje del nivel inferior del Sistema Cueva Mayor-Cueva del Silo, situada en el borde septentrional del Valle de Cueva Mayor, en el límite de las litologías carbonatadas mesozoicas con las margas miocenas, sector marcado por la presencia de un escalón calizo, a favor de una fractura o falla, que delimita el desarrollo del karst hacia el sur (apartado 5.3.6). La Sima de los Huesos está compuesta por un pozo-chimenea ascendente de unos 13m de profundidad, localizado en el extremo SE de la Sala de los Cíclopes, en cuya base (próxima a unos 988m de altitud) se abre un conducto que desciende hasta alcanzar un pasaje horizontalizado, con techo abovedado y cúpulas a cotas próximas a los 983-984m de altitud. La presencia en estas chimeneas y pozos-chimeneas de marcadas huellas de corriente ascendentes indican el sentido del flujo hídrico que los originó, relacionado con la espeleogénesis remontante por *ascensum* (Audra *et al.*, 2006) que propició la formación del Segundo Nivel del Sistema y que posteriormente favorecería la subida de aguas vadasas que erosionaron y vaciaron los rellenos sedimentarios que llegaron a colmatar la Sala de los Cíclopes.

Hay que indicar que los pozos-chimeneas que se desarrollan en la Sima de los Huesos, excepto El Silo o sima de acceso, aparecen sellados con brechas calizas de matriz arcillosa, a una cota próxima a los 990-991m de altitud. La situación de estos sedimentos, brechas calizas con matriz arcillosa en la parte alta de estrechas chimeneas o pozos de menos de 1m de anchura, ha imposibilitado la toma de muestras para poder conocer la litología y naturaleza de los mismos con el fin de establecer posibles relaciones con la secuencia estratigráfica conservada en las paredes de la Sala de los Cíclopes. La alineación de estos pozos-chimeneas en relación con zonas de colapso y entrada de materiales del exterior evidencia el control estructural de los mismos, a favor de la fracturación detectada en los estudios geofísicos en este sector del Valle de Cueva Mayor (Bergamín *et al.*, 1994, capítulos 4.1.2, 4.3.2.1 y 5.3.6). Por otra parte, la existencia de improntas de las garras de un oso en la matriz arcillosa de la brecha que colmata el pozo paralelo a la sima de acceso indica la búsqueda de una salida por parte uno de los osos que quedó atrapado en la sima, pero además proporciona una relación de anterioridad a la presencia de úrsidos en este sector de Cueva Mayor, relacionados con la especie *Ursus deningeri* del Pleistoceno medio, que se encuentran en la base de la sima entre los 500.000 años y los 200.000 años (Bischoff *et al.*, 1997 y 2007), lo que indica una edad mínima a las brechas anteriores al OIE13-15 del Pleistoceno medio.

Esta relación es concordante con la secuencia establecida para la formación de la sección mixta de la Sala de los Cíclopes, cuya formación culminó con la incisión vadosa que erosionó la

base de la sala hasta cotas próximas a los 988m s.n.m., en relación con el descenso del nivel de base local que marcó el nivel T4_{AZN}/T5_{AZN} (+55m) a la T6_{AZN} (+44-46m). Durante el período de estabilidad que marcó la terraza T6 del Arlanzón, se desarrolló la última fase de espeleogénesis del karst de San Vicente explorado, cuya superficie piezométrica se sitúa en la unidad de San Vicente en cotas de 985m de altitud, asociada a la formación de los conductos más bajos del Sistema Cueva Mayor-Cueva del Silo y Cueva Peluda, situados al sur del Valle de la Propiedad, y se enrasa con los pasajes de la Cueva del Compresor, al norte del citado valle. En conexión con este periodo de estabilidad y la consecuente fase espeleogenética, hay que supeditar la formación del conducto de la base de la Sima de los Huesos, cuyas bóvedas se horizontalizan a los 984m s.n.m. Esta relación debe proporcionar una misma cronología a la espeleogénesis y a la terraza sexta del Arlanzón, para la que Benito (2004) y Benito-Calvo *et al.* (2007) han establecido una cronología mesopleistocena.

El registro sedimentario que presenta el conducto de la Sima de los Huesos va a proporcionar elementos de relación cronológica mínima. La secuencia estratigráfica del yacimiento de la Sima de los Huesos publicada por Bischof *et al.* (1997) ha puesto de manifiesto la existencia de tres episodios sedimentarios interrumpidos, al menos, por un periodo erosivo.

La secuencia se inicia con el primer episodio sedimentario compuesto por depósitos resedimentados, estériles en restos paleontológicos. La unidad inferior está representada por una brecha de margas blancas masivas, estériles en restos paleontológicos del Pleistoceno, que se detecta en todo el conducto, formando una rampa o cono cuyo techo aparece en la base del pozo de acceso y la parte inferior se sitúa al final del conducto. En este tramo del conducto horizontal (Área A de la excavación) el techo el depósito de margas aparece interestratificado por niveles fluviales de arenas y limos laminados, con una inclinación de 10° hacia el NW, que incluyen cantos blandos de arcillas y margas, evidenciando procesos de resedimentación. Los estudios de paleomagnetismo realizados en la unidad de arenas y limos indican un campo paleomagnético negativo vinculado al cron Matuyama (Parés *et al.*, 2000).

Este primer episodio sedimentario presenta un evento erosivo que afecta tanto a las margas resedimentadas como a las arenas y limos (Bischoff *et al.*, 1997: 135), evento que también actuó sobre una fina plancha estalagmítica cuyos restos colgados y aislados se conservan en la pared del conducto, y que debió representar el techo de este episodio sedimentario desarrollando un espeleotema de flujo (*cornflake*) a partir de la liberación de las aguas que posicionó el conducto en la zona epifreática o vadosa del karst. Muestras de Series de Uranio de esta costra realizadas por R. Grün proporcionaron un registro de 333 +/-50 ka para la muestra 117 y equilibrio isotópico U/Th para la 121, evidenciando un límite superior de 350 ka para la formación de esta costra (Aguirre, 1992: 256 y fig.10). Fragmentos resedimentados de este espeleotema también aparecen en las brechas fosilíferas del Episodio Sedimentario II y todos ellos presentan equilibrio isotópico en U-Th, indicando una edad superior a 350ka (Bischoff *et al.*, 1997).

Para conocer la cronología del Primer Episodio Sedimentario hay que destacar, en primer lugar, la posición que presentan los depósitos que lo componen, cuya base margosa está sellada por los depósitos fluviales de arenas y limos o por las facies de interior de arcillas rojas estériles, que presentan ambas un campo paleomagnético negativo del cron Matuyama (Parés *et al.* 2000).

La deposición de las arenas y limos debió estar sellada por el desarrollo de un espeleotema de flujo, que presenta equilibrio isotópico U/Th, que posteriormente fue arrasado por un evento erosivo. Fragmentos de este espeleotema aparecen en posición secundaria acomodándose a la superficie de contacto entre los episodios sedimentarios I y II de la parte distal del conducto (área A-B y SRB), o incluidos dentro de la brecha fosilífera (“*café con leche*” de la Rampa SRB y “*arcilla roja*” del área A-B de excavación), pero nunca en las arcillas rojas estériles de la Rampa (Bischoff *et al.*, 1997:135-138). Esta relación podría indicar, por un lado, que la deposición del nivel de arcillas es posterior al evento erosivo, dado que en el sector de la Rampa SRB aparece un fragmento de costra pavimentaria y limos cementados, que evidencian la relación de anterioridad. En segundo lugar, la relación expuesta puede sugerir que la costra pavimentaria tipo “*cornflake*” se desarrolló únicamente en la base del conducto, a favor de una topografía deprimida previa, en donde se acumulaban las aguas formando charcas tranquilas (Hill, 1976) que facilitasen la carbonatación y cementación de planchas de espeleotemas, tal y como reflejan los restos de concreción que se conservan colgados en la pared del conducto a cotas de unos 982,5m s.n.m. y a unos 95cm por encima del punto más alto del depósito de arenas y limos del área A de excavación o a tan sólo unos 30cm del techo de las arenas en la cata baja o SRB (Lámina-Sección 31).

Con el fin de conocer las posibles entradas de estos sedimentos, los depósitos de la Sima de los Huesos aportan algunas luces. Los sedimentos de las margas resedimentadas forman un cono descendente, con el techo de la acumulación situado en el pasaje al este de la base del pozo de acceso y el punto bajo en la base del conducto horizontal, proporcionando una morfología deprimida tipo sumidero. Esta distribución indica una dirección de entrada desde el pasaje oriental, en donde las margas llegan a colmatar toda la sección vista. Dicho pasaje se localiza en el extremo oriental de la Sima de los Huesos, en contacto con el pozo de acceso, y al sureste de la Sala de los Cíclopes, situando su vertical en la ladera del Valle de Cueva Mayor, bajo las margas miocenas de superficie.

La presencia de este origen está remarcando la posición de margen o límite del conducto, en contacto con las facies litológicas miocenas, en donde se documenta la existencia de margas resedimentadas en el sector de la Sala de los Cíclopes relacionadas con la vertical de la Sima de los Huesos, y la ausencia de este tipo de depósitos en los sedimentos que colmatan el techo del pozo-chimenea que se abre directamente sobre este pasaje apuntan a una relación lateral de colapso de los materiales terciarios profundos, que penetran en el karst posiblemente por erosión remontante de los pozos-chimeneas de la sima, a favor de la fase erosiva de la Sala de los Cíclopes (Alzado 2, Lámina-Sección 31), vinculada al proceso de encajamiento fluvial que marcan las terrazas T4/T5 a T6 del Arlanzón.

Por su parte, la redeposición de los limos y arenas con polaridad negativa, localizados en la parte basal del cono, evidencia una fase fluvial del Pleistoceno inferior, que alude a una posición epifreática del conducto en relación con el límite superior de la zona saturada y posible excavación fluvial o vadosa del mismo, desarrollando cavernas del nivel freático (Llopis Lladó, 1970) o *Water Table Cave* (Ford, 1977). Estos limos presentan similitud litológica e igual campo paleomagnético que los limos estratificados que aparecen en los rellenos de las paredes de la Sala de los Cíclopes

(relleno septentrional), por lo que, a modo de hipótesis, se pueden plantear como el origen del depósito resedimentado de la base de la Sima de los Huesos.

Con la liberación de las aguas, aunque con presencia de zonas encharcadas, se produce la formación de finos espeleotemas de flujo, que presentan equilibrio isotópico U-Th. En un momento posterior se desarrolla un evento erosivo que arrasa parte de la secuencia sedimentaria del Episodio I, destacando la fracturación y corrosión de la plancha estalagmítica, así como el vaciado parcial de las arenas y limos inferiores que son evacuados por el sector central del conducto, a favor de su pared septentrional, dando una topografía deprimida (área B de la excavación) relacionada con un posible sumidero de las aguas, a favor del contacto de los sedimentos con la pared norte, siguiendo las rutas de flujo del nivel inferior del karst. Sobre esta superficie erosionada se acomodaron los fragmentos de la costra y se depositó la brecha fosilífera que representa al segundo episodio sedimentario, correspondiente a fases del Pleistoceno medio. Este evento puede relacionarse temporalmente con el documentado en la Sala de los Cíclopes que propició la topografía actual, que utilizaron los *Ursus deningeri*.

En relación con este evento erosivo se sitúa la unidad de arcillas rojas estériles de la Rampa que compone la base del Episodio Sedimentario II. Esta unidad presenta un contacto neto y erosivo en relación a las unidades alóctonas inferiores del episodio I (depósitos resedimentados de margas y de arenas y limos), incluyendo en la parte basal limos y arenas finas así como cantos calizos de talla milimétrica, que sugieren arrastre de la superficie de la unidad inferior durante el emplazamiento (Bischoff *et al.*, 1997: 134-138). Este arrastre, junto a la deposición de la facies de interior de las arcillas estériles, apunta a aportes de agua que, por la secuencia expuesta, debe estar relacionada con ascensos del nivel freático durante el Pleistoceno inferior y sitúan al conducto horizontalizado de la Sima de los Huesos en la zona epifreática del tercer nivel del sistema de Cueva Mayor, en relación con los descensos de las superficies piezométricas de las terrazas del Arlanzón T4/T5_{AZN} a T6_{Azn}, que decantaron las facies de interior (arcillas rojas estériles) inferopleistocenas, indicando mayor antigüedad a las terrazas. Estos depósitos componen un primer episodio caracterizado por la colmatación de facies de exterior, margas y arenas relacionadas con eventos erosivos de carácter fluvial, probablemente vinculados con el incremento del importante flujo hídrico que depositó la terraza sedimentaria del nivel inferior del karst y que motivó la reexcavación y vaciado de la Sala de los Cíclopes.

Bischoff *et al.* (1997) caracterizan la secuencia del segundo episodio sedimentario por el predominio de brechas arcillosas, con arcillas rojas estériles basales a lo largo de la Rampa (SRA, SRM y SRB), de polaridad inversa, que dan paso gradual a las brechas fosilíferas (como la brecha superior “*café con leche*” de la Rampa, o la lateral de “*arcillas rojas*” del área de excavación A-B), que muestran polaridad normal del cron Bruhnes (Parés *et al.*, 2000). La diferencia de polaridad en las brechas marca diferencias temporales claras, así como diferencias sedimentarias en los procesos acumulativos, aunque éstas últimas no queden registradas en la composición mineralógica de las mismas.

Estas brechas fosilíferas presentan cierta identidad interna, sobre todo en relación a la deposición de huesos humanos, puesta de manifiesto en la relativa homogeneidad de la acumulación del Uranio en el tiempo, según se desprende de la muestra analizada para series de

Uranio, en contraste con lo observado entre los huesos de osos. Ante esta uniformidad, Bischoff *et al.* (1997: 147-148 y 152) sugieren que la acumulación de los osos se ha podido producir durante varios centenares o millares de años, mientras que la deposición de los restos humanos parece corresponder a un único evento producido en un corto lapso de tiempo o a un relativo periodo reducido de acumulación, con una edad mínima de 200 ka y una estimación probable de 320 ka. Cierta uniformidad sugiere también la dispersión espacial que muestran los restos esqueléticos humanos a lo largo de la Sima, al poder casar fragmentos óseos que provienen de diversos sectores de excavación, o al poder establecer a través de la identificación de restos esqueléticos individuos concretos, proporcionando cierto sincronismo y coetaneidad al depósito de huesos humanos. Los trabajos de Bischoff *et al.* (1997: 135) mostraron la unión entre tres restos humanos recuperados en SRB con un pequeño fragmento craneal procedente del área B o la conexión clara de uno de los fragmentos óseos de homínidos de la base de SRM con uno de los del área B. Por su parte, trabajos posteriores han establecido la identificación de diferentes restos craneales a un mismo individuo (el individuo 6) (Bermúdez *et al.*, 2004), al haber asociado al fragmento mandibular AT75, recuperado del área A y con una edad de $320 \pm 73 + 233$ ka (Falguères, 1986), cuatro piezas dentarias procedentes de las áreas de excavación A, B y SRB, al que en 2007 añadieron una pieza dentaria de SRA (Bischoff *et al.*, 2007: 764). Investigaciones radiométricas más recientes han aportado una edad mínima a la brecha fosilífera, y por lo tanto a la acumulación de restos humanos, al datar la costra estalagmítica que sella este depósito en la SRA, que se encuentra en equilibrio isotópico U-Th, con una edad de unos 530 ka (Bischoff *et al.*, 2007), indicando que este yacimiento se encuadra como uno de los yacimientos de *Homo heidelbergensis* más antiguos de Europa, dado que dicha edad representaría un techo o una edad mínima para la acumulación y el depósito.

En el área de excavación es interesante constatar la existencia de una fina película de arcilla sobre los huesos de la brecha fosilífera, recubriendo todas sus superficies, que sugiere la presencia de un nivel de agua encharcada y estancada, que marca la altura del epifreático y de la superficie de fluctuación en el pasado, al corresponder con uno de los puntos más bajos de la Sima de los Huesos. La morfología en pendiente hacia la pared norte de la Sima, que presenta el área de excavación, acumulando la mayor potencia de la brecha fosilífera en el cuadro Q, junto a la pared, es indicativa de una zona deprimida previa, por donde se evacuaron parte de los sedimentos de arenas y limos resedimentados, relacionada con un posible sumidero que debe comunicar con un conducto inferior, por donde ascendería el agua en épocas de crecidas.

El desarrollo de la colada estalagmítica que sella la brecha fosilífera es amplio y representa al Tercer Episodio Sedimentario. En la actualidad, esta colada aparece ocupando todo el desarrollo de la Rampa (SRA, SRM, SRB), mientras que únicamente se conserva un islote aislado en el tramo central del conducto horizontal (Área B). Presenta una cronología variada, relacionada con fases relativamente recientes del Pleistoceno superior, con valores en torno a 19ka a partir de las seguras edades aportadas por el ^{14}C , así como por los fragmentos de huesos de zorros que se encuentran incluidos en el techo de la colada, que han proporcionado una edad media de 25ka (Bischoff *et al.*, 1997: 144). Estos datos son contradictorios con los proporcionados por el resto aislado de costra que concreciona los huesos de osos del área central de excavación, cuyas series de Uranio aportan un rango de formación de 62-112ka, presentando el rango de edad de cinco piezas dentales de úrsidos situados bajo esta concreción entre 53-130ka, resultando ser

este espeleotema significativamente más viejo que la colada que recubre el techo de la rampa, representando a un elemento sin relación física e independiente de la colada, que ha sido roto por la actividad humana de los buscadores de colmillos, dificultando con ello su comprensión .

La formación de esta colada estalagmítica es reflejo de inactividad en el karst, así como de un entorno cerrado, en donde los únicos eventos están derivados de los procesos de infiltración y la sedimentación química, desarrollada en una fase avanzada del Pleistoceno, momento en que el karst de la Sierra de Atapuerca aparecía colmatado y fosilizado, a excepción de la entrada del Portalón de Cueva Mayor. Es interesante constatar que sobre este espeleotema de flujo se ha depositado un nivel de guano de murciélagos, en cuya superficie se han recuperado pequeños fragmentos de cerámicas prehistóricas, secuencia que presenta cierta similitud con la descubierta en el Portalón de Cueva Mayor, lo que podría sugerir que este depósito orgánico corresponda a un momento caracterizado por una mejora climática, posiblemente relacionado con el inicio del Holoceno, que anuncia la llegada de los hombres del Neolítico que aportan el nuevo utillaje cerámico consigo.

f) *La terraza de Cueva del Silo-Cueva Peluda*

Los conductos de Cueva del Silo y Cueva Peluda se caracterizan por conservar los depósitos de una terraza fluvial del Arlanzón. Unos de los problemas que presentan estos sedimentos es conocer o concretar la edad de la terraza, así como determinar el tiempo exacto del episodio de incisión, debido a la escasa representación de los registros y a la escasa existencia de métodos de datación válidos . En la actualidad se están aplicando novedosos métodos sobre Nucleidos Cosmogénicos en el yacimiento de Elefante (Carbonell *et al.*, 2008) y recientemente se han tomado muestras de los sedimentos fluviales de Cueva del Silo y Cueva Peluda, cuyos resultados están en proceso de estudio.

A pesar de no disponer todavía de edades de enterramiento concretas, la observación directa de los depósitos fluviales de Cueva del Silo-Cueva Peluda incluyen rasgos de erosión, secciones bien estratificadas con sedimentos imbricados que indican condiciones vadosas de canales abiertos durante la deposición del sedimento. Estos depósitos presentan varios ciclos de gradación o niveles, con una secuencia en donde los cantos redondeados metamórficos se localizan en la base, seguidos de arenas fluviales que constituyen facies de barra y canal. Sobre esta secuencia se documenta un paquete heterogéneo de limos y arcillas de inundación, indicando cierta periodicidad de crecidas que afectan al conducto. Todo el conjunto aparece sellado por costras estalagmíticas o espeleotemas de goteo.

Es interesante destacar la presencia de restos óseos de, al menos, una hiena adscritos a la especie *Crocuta crocuta* ssp, y de un lagomorfo localizados sobre la superficie erosiva que presenta el techo de la secuencia fluvial en el punto bajo de la Galería Inferior de Peluda. Estos restos aparecen recubiertos por una colada estalagmítica sobre la que se ha formado un importante conjunto de espeleotemas de goteo (estalagmita y columna) que cierra el esquema de la secuencia estratigráfica.

Tanto los restos de fauna como la costra estalagmítica aporta una relación de techo a la secuencia del depósito fluvial. Este depósito está caracterizado por el momento de enterramiento y formación de la terraza, seguido de la incisión y abandono de las aguas, que tiene como consecuencia un evento erosivo con evacuación de sedimentos observable en puntos distales del conducto (Sala del Caos de Cueva del Silo y Galería Inferior de Peluda), que han dejado una topografía deprimida tipo sumidero. En una fase posterior se produjo la entrada de fauna pleistocena, con representación de restos óseos de cráneo, parcialmente destruido por la acción antrópica moderna, y tibia de hiena, junto al esqueleto de un lagomorfo en conexión anatómica, que aparecen encostrados en la base de la colada estalagmítica que sella la secuencia.

La hiena de la Sierra de Atapuerca está representada por la especie *Crocota crocuta*, cuya aparición se documenta en el nivel TD3-4 de Dolina, enmarcado en el evento Matuyama relacionado con una cronología del Pleistoceno inferior y una edad estimada por bioestratigrafía en torno a 900 ka (García, 2003). Esta especie ocupa de forma constante este territorio a lo largo de medio millón de años, registrando sus restos y actividades a lo largo de la secuencia de Dolina hasta la unidad TD8b. Nivel que está situado justo encima del límite Matuyama-Bruhnes (TD7) y presenta edades por TL de 820 +/- 40ka y por ESR y U-Series de 602 +/- 52ka (Berger *et al.*, 2008; Falguères *et al.*, 1999; Parés y Pérez-González, 1999).

La hiena representa al principal predador del conjunto faunístico de los yacimientos de la Sierra de Atapuerca, relacionado con secuencias bioestratigráficas post-Jaramillo, vinculadas con el Complejo Cromeriense (Cuenca-Bescós y García, 2007), aunque restos aislados o de menor entidad van a aparecer en registros mesopleistocenos más recientes de los rellenos de Trinchera. Evidencias sobre la presencia de estos carroñeros proceden de la unidad GII del yacimiento de Galería, nivel TG10 (TG10C/D/TN5), en donde las marcas de mordeduras de un carnívoro de gran talla sugieren la posible actividad de hiénidos durante el Pleistoceno medio (Huguet *et al.*, 1999), sobre una edad próxima a los 450ka a la unidad GII (Berger *et al.*, 2008).

Por otra parte, el Nivel TE19 del yacimiento de Elefante ha aportado restos de un individuo inmaduro de *Crocota crocuta*, en un conjunto faunístico propio del Pleistoceno medio, relacionado con el OIE8-9 y una edad centrada en unos 300ka (Rosas *et al.*, 2006). En el final de la Galería Baja, a una decena de metros hacia el interior del yacimiento de Elefante, se realizó en 1990 una cata de control paleontológico que proporcionó restos de *Ursus deningeri* y de *Crocota crocuta*, correspondientes a individuos infantiles, que incide en el posible uso de la cavidad como cubil o guarida y relaciona el nivel TE19 con el techo de la secuencia colmatada del final de la Galería Baja, cuyo conducto se llega a fosilizar en un momento avanzado del Pleistoceno medio.

Nuevos restos de este predador se han recogido en el sector final de la Galería de las Estatuas de Cueva Mayor, aunque la marginalidad del resto sólo ha permitido precisar que pertenecen a *Crocota crocuta*, y la falta de colágeno de la mandíbula ha imposibilitado su datación por ¹⁴C. Ante estas deficiencias únicamente se puede sugerir la incursión de estos carroñeros en el entorno de boca de cueva relacionada con el conducto de Estatuas, en un espectro cronológico amplio dentro del Pleistoceno que, en relación con el registro controlado por las secuencias de Trinchera, debe relacionarse con el Complejo Cromeriense y las fases centrales del Pleistoceno

medio. Puede que a estos restos hiciese mención Carballo (1910) cuando indica la existencia de hienas en el interior de Cueva Mayor.

La recuperación de los fragmentos de la hiena de la Galería Inferior de Cueva Peluda presenta cierta semejanza con los restos procedentes de Estatuas, debido a que su adscripción es únicamente a nivel de género *Crocota crocuta* ssp., que la encuadran en los conjuntos faunísticos de los yacimientos de la Sierra de Atapuerca relacionados con secuencias bioestratigráficas post-Jaramillo, vinculadas con el Complejo Cromeriense, así como las faunas mesopleistocenas, es decir un marco temporal muy amplio que va, desde hace menos de un millón de años, hasta una fase intermedia de Pleistoceno medio.

La posición de la hiena en la parte superior de la terraza fluvial proporciona una relación mínima de anterioridad, en donde la hiena entró a la cavidad cuando la terraza estaba depositada y erosionada y las aguas habían abandonado el conducto. En un momento posterior al abandono de los restos faunísticos se desarrolló el espeleotema de goteo que cementó tanto a los restos óseos como a la terraza. Una dificultad más para conocer los límites cronológicos de esta secuencia viene de la mano del espeleotema que sella toda la secuencia, dado que la mala calidad de sus cristales ha imposibilitado su datación por Series de Uranio, con lo que no disponemos de elementos de valor que permitan acotar la serie estratigráfica del relleno de la Galería Inferior de Cueva Peluda.

Debido a estas dificultades en encontrar un método válido para conocer la edad de los diferentes niveles estratigráficos que caracterizan a la secuencia establecida en la terraza fluvial, recientemente se han incorporado nuevas técnicas radiométricas sobre Nucleidos Cosmogénicos que en el futuro próximo permitirán disponer de datos adecuados sobre la edad de enterramiento de los sedimentos fluviales. Mientras se esperan los resultados se intentará dar una aproximación temporal amplia a la formación del nivel de terraza a partir de los datos geomorfológicos que marcan la evolución fluvial del área de la Sierra de Atapuerca.

El nivel de terraza de interior del conducto Cueva del Silo-Peluda se ha formado con flujos vadosos de carácter turbulento que altimétricamente se relacionan con el nivel de base local fijado por la Superficie Piezométrica de la T6_{AZN}, con cotas próximas a los 985m de altitud en la perpendicular a la unidad de San Vicente. En primer lugar, no se conoce con exactitud la cronología de esta terraza, propuesta por Benito (2004) como del Pleistoceno medio. La topografía de la terraza en el tramo de la Galería Inferior de Peluda muestra un espacio deprimido con cortes verticalizados, de entre 6 y 8m de altura en donde se documentan las gravas metamórficas, indicativos de procesos erosivos de incisión de nivel de base y abandono de las aguas, que representa uno de los puntos más bajos del sistema (978m s.n.m.). Este proceso parece indicar que el nivel de terraza experimentó un evento erosivo, vinculado a la incisión de la T6_{AZN} a la T7_{AZN}, produciéndose el vaciado y reexcavación parcial de los sedimentos hasta conformar la topografía actual, en la que destaca un gran sector deprimido situado en el tramo central de la sala, que ha actuado como un sumidero. En uno de los frentes erosionados y algo desplazados es donde se localizan los restos de hiena y lagomorfo, este en conexión anatómica. La presencia de la hiena indica que la terraza es anterior a la entrada de este animal, aunque la amplitud de este predador en el registro faunístico de los yacimientos de Trinchera únicamente sugiere que puede

tener un límite inferior en relación con el evento Jaramillo, dado que la presencia más antigua de *Crocota* se haya en nivel TD3-TD4, caracterizando un conjunto faunístico post-Jaramillo, aunque se debe matizar dado que esta especie aparece hasta las fases centrales de Pleistoceno medio.

La situación de este conducto y su terraza fluvial, a escasos metros del conducto paleosurgente de Elefante y su relleno sedimentario, podría estar marcando cierta conexión entre la formación y erosión de la terraza fluvial de Peluda y el evento erosivo que colapsa la secuencia inferopleistocena de Elefante (TE9-16). La presencia de una estructura *cut and fill* en el sector central del área excavada que afecta a las unidades TE9-15 debe estar en relación con el colapso que muestran estos niveles y sugiere que el proceso de subsidencia debe corresponder con un evento único, o varios muy próximos, sin poder afirmar que se trate de un colapso instantáneo o de una pequeña secuencia de hundimientos. Si este planteamiento es cierto, la deposición e incisión de la terraza fluvial de Peluda debe ser posterior al último nivel colapsado, es decir al TE16/TE17, caracterizado por representar el cambio de polaridad Matuyama-Brunhes.

Esta relación sugiere que durante la agradación de la terraza fluvial, vinculada altimétricamente con el nivel T6_{AZN}, y la posterior incisión, relacionada con la T7_{AZN}, se debe producir el cavernamiento o agrandamiento de la Galería Inferior de Peluda, espeleogénesis que posibilitará la conexión con el conducto paleosurgente de Elefante y el posterior colapso y subsidencia de la parte central de los depósitos de Elefante (TE8-TE17), proporcionando una topografía deprimida cuyo techo representa un límite temporal mínimo. Esta secuencia sugiere que la entrada y/o la incisión de la terraza debe ser coetánea o algo posterior a la unidad TE16-17 situando este evento en un momento próximo al límite Matuyama-Brunhes. La presencia de costras estalagmíticas en la base de TE17 evidencia un periodo de inactividad hídrica, que podría sugerir que el evento erosivo se produjo en una fase anterior, que se relacionaría con el nivel TE6 y proporcionaría un marco temporal en posible relación con el evento negativo Matuyama más reciente de 1,22Ma, dado que esta edad ha sido atribuida por nucleidos cosmogénicos a la unidad TE9 (Carbonell *et al.*, 2008) de la base de los sedimentos deformados. Los datos publicados indican una agradación rápida y uniforme de la Unidad Roja Inferior de Elefante (TE9-14), así como la presencia en las unidades TE15-16, que incluye el TE17, de flujos hídricos que introducen sedimentos masivos a la cavidad, estériles, posiblemente procedentes del Valle de la Propiedad.

Otro importante evento de colapso se documenta en la Sala del Caos, sala situada en el extremo inicial del Tercer Piso, que representa al primer punto en donde se detecta la terraza fluvial, en relación con el sector de la Sala Cíclopes y la Sima de los Huesos (Figura 6.22). En realidad esta sala constituye el comienzo del eje principal explorado de Cueva del Silo, y representa el mayor volumen de la cavidad, debido al colapso sistemático de la bóveda a favor de planos de debilidad, que ha producido el desplome de importantes bloques de en torno a unos 6m altura por unos 4m de anchura y otros tantos de espesor, dando un espacio caótico y laberíntico. Este espacio se caracteriza por la presencia erosionada de la terraza fluvial de interior, mostrando una topografía deprimida, con un punto bajo cercano a los 980m de altitud que evidencia una morfología de sumidero, en la que se ajustan y acomodan los bloques colapsados.

MODELO EVOLUTIVO DEL SECTOR DE CÍCLOPES-SIMA DE LOS HUESOS Y CUEVA DEL SILO

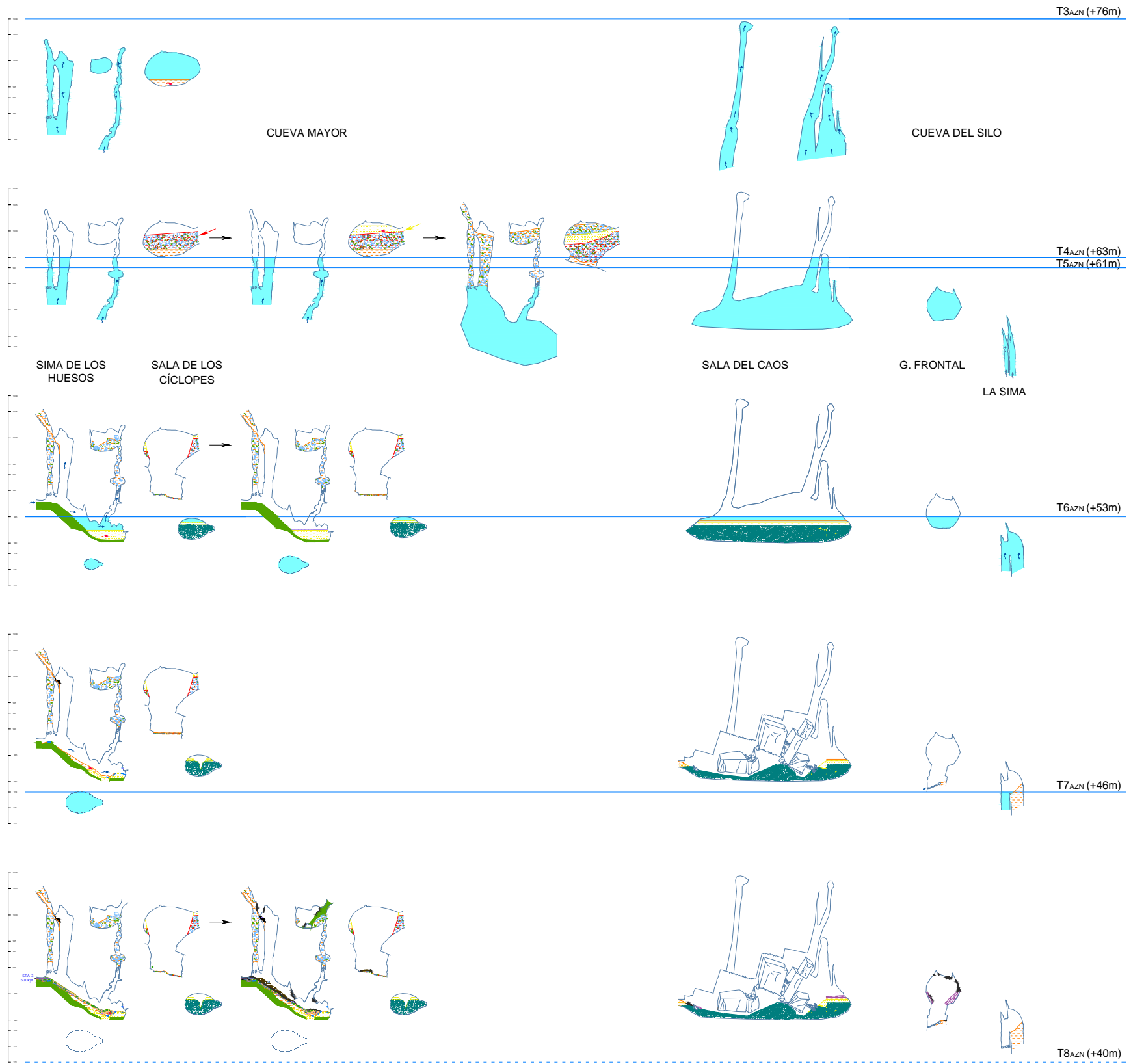


Figura 6.22: Modelo evolutivo del sector de Cueva del Silo en relación con el sector de la Sala de los Cíclopes y la Sima de los Huesos

Los sedimentos fluviales y el colapso del techo de la Sala del Caos sugieren una secuencia que se inicia durante la fase freática general que ha formado el nivel inferior del karst, favoreciendo su espeleogénesis o agrandamiento del conducto la deposición de las gravas fluviales metamórficas en régimen de cavidad de nivel freático o *Water Table* enrasada altimétricamente con el nivel de base que marca la T6_{AZN} (Figura 6.16 y 6.22). En un segundo momento se debe producir la incisión y erosión del nivel fluvial relacionado con el descenso que marca el paso de la T6_{AZN} a la T7_{AZN}, fase con la que puede estar vinculada el colapso generalizado de la bóveda del conducto.

En la secuencia de Dolina también se documenta un pequeño evento de colapso identificado con la base del nivel TD2, unidad con polaridad negativa a cuyo techo se desarrolla un espeleotema que aparece erosionado. Consecuencia del colapso de bloques de las paredes del conducto es la deformación que presentan el nivel inferior TD1, sedimentos finos de interior cuyo techo se sitúa en torno a los 987-988m de altitud. Este nivel registra una pequeña inversión positiva en el campo magnético que ha sido relacionada con el subcron Jaramillo o Coob Mountain. La deposición de estos sedimentos corresponde a fases vadosas relacionadas con el encajamiento del conducto vadoso por efecto del descenso del nivel freático que marcan la T4/T5_{AZN}, en donde las facies finas implican agradación fluvial (en posible vinculación con la T5_{AZN} o con posibles niveles altos de la T6_{AZN}), mientras que la acumulación gravitacional por colapso y formación de espeleotemas muestran conductos liberados de las aguas, que deben relacionarse con nuevos descensos de las aguas (T6_{AZN} o posterior, incisión de la T7_{AZN}).

Puede ayudar a conocer esta evolución vadosa la pequeña inversión positiva de los finos de TD1. La escasa representación de esta inversión en las secuencias estudiadas de Trinchera impide disponer de relaciones precisas y la ausencia de registro paleontológico no proporciona ningún elemento bioestratigráfico que acote esta inversión en el registro del Pleistoceno. Por ello, se podría considerar que esta inversión debió ser de corta duración y/o no tener representación en las facies de exterior. Los registros de Trinchera sitúan una secuencia bioestratigráfica contrastada con fases negativas claramente Matuyama definidas en un momento pre-Jaramillo con fechas de 1,22 ka (Unidad Inferior de Elefante) y post-Jaramillo (Unidad Inferior de Dolina) sin solución de continuidad, por ello, quizá no sería descabellado plantear que la polaridad normal de TD1 de Dolina se ajustase al subcron Jaramillo (0.99-1.07 Ma), dado que el evento Coob Mountain (1,22-1,24Ma) se relacionaría con el nivel TE9 de Elefante con un campo magnético claramente negativo (Parés et al. 2006). Secuencia en la que el nivel de terraza fluvial de Silo-Peluda se incluye en la fase erosiva que individualiza los registros pre y post-Jaramillo, es decir entre 1,2 y unos 0,9Ma, incorporando la terraza sexta dentro del Pleistoceno inferior.

Para confirmar esta propuesta es necesario esperar los resultados de las dataciones radiométricas de los nucleidos cosmogénicos de los sedimentos de cuarzo de las arenas de la terraza, así como los destinados a conocer el campo magnético que existió durante su deposición. La presencia de esta terraza en fases de polaridad negativa está avalada también con la secuencia estratigráfica de la Sima de los Huesos, en donde las arcillas de inundación de facies de interior, estériles en restos fósiles, presentan un campo magnético negativo relacionado con fases de inundación vinculadas altimétricamente con el nivel de terraza T6_{AZN} del Arlanzón, o con

la incisión de esta terraza a la inmediatamente inferior, la T7_{AZN}. Encima de estas arcillas se localizan las brechas fosilíferas con polaridad normal y relación bioestratigráfica y radiométrica mesopleistocenas, confirmando la secuencia aquí propuesta para la T6_{AZN}.

A modo de conclusión, se puede indicar que el techo del nivel de los depósitos fluviales de Silo-Peluda se enrasa a cotas en torno a los 985m, o algo inferiores, apareciendo a 53m sobre el nivel actual del río, en conexión altimétrica con el nivel de base que fija la terraza T6_{AZN} del Arlanzón que ha sido relacionada con una fase del Pleistoceno medio. Las secuencias estratigráficas de las secciones de Dolina y Penal y Sima de los Huesos presentan series cronológicas que van a permitir plantear un marco temporal de mínimos. El relleno de Elefante muestra una importante deformación secundaria de los niveles TE9-TE16, ocasionada por un colapso parcial de los sedimentos a favor de la subsidencia debida al desarrollo espeleogenético del conducto inferior de Cueva Peluda, que atraviesa transversalmente la paleosurgencia de Elefante y prácticamente acaba colmatado con las gravas y arenas fluviales. El relleno de Dolina muestra facies de interior, en relación los niveles TD1-TD2, previas a la apertura al exterior de este sector de la cavidad, y la Sima de los Huesos está caracterizada por un episodio fluvial previo a la entrada de la secuencia fosilífera.

Si esta relación es correcta, la deposición de la terraza debió motivar a la subsidencia de los sedimentos de Elefante, así como originar la deposición de los episodios sedimentarios de interior de Dolina y la Sima de los Huesos, que vinculan la deposición e incisión de la terraza fluvial de Silo-Peluda durante el cron Matuyama, en posible relación con fases Jaramillo, produciendo un evento erosivo generalizado en el nivel inferior e intermedio del karst de San Vicente.

7. CONCLUSIONES SOBRE LA EVOLUCIÓN GEOMORFOLÓGICA DEL KARST DE LA SIERRA DE ATAPUERCA Y SU RELACIÓN CON LA GÉNESIS DE LOS YACIMIENTOS PLEISTOCENOS QUE CONTIENE

7. CONCLUSIÓN SOBRE LA EVOLUCIÓN GEOMORFOLÓGICA DEL KARST DE LA SIERRA DE ATAPUERCA Y SU RELACIÓN CON LA GÉNESIS DE LOS YACIMIENTOS PLEISTOCENOS QUE CONTIENE

La Sierra de Atapuerca se distingue por ser un pequeño anticlinal tumbado de calizas mesozoicas, que conforma un relieve destacado, tipo *mont*, sobre la cuenca terciaria y la depresión de la red hidrográfica local, de la que apenas sobresale unos 150m de altitud. El karst de la sierra se concentra en el límite noroccidental de la unidad de San Vicente y presenta un claro registro de estadios kársticos caracterizados por distintos niveles de conductos (Plano 2, Alzado 1), formando una red de *Cavidades de Nivel Freático* o *Water Table* elaborada en régimen activo, desarrollados en proximidad con la superficie piezométrica durante largas fases de estabilidad del nivel de base.

Este karst corresponde a un sistema colgado o suspendido de la actual posición del nivel de base, constituyendo formas heredadas, no funcionales, cuya relación, en parte, debe reflejar una génesis precoz, en la que los procesos de karstificación subterránea más antiguos vendrían marcados por la elevada cota en que se desarrollan Cueva Ciega-Paredeja, al SO de San Vicente, o la Cueva de los Lobos, en Matagrande. Estos conductos de pequeño desarrollo están relacionados altimétricamente con niveles de base que representan el arrasamiento generalizado que sufre la sierra con la Superficie de Erosión SE3, a finales del Mioceno superior (Turolense/Rusciniense), a favor de un clima tropical húmedo (Blanche, 1997), anterior a la incisión inicial del valle actual del Arlanzón, constatando la existencia de fases iniciales de cavernamiento en momentos precuaternarios.

Pero el cavernamiento principal de la Sierra está representado por el sistema de cavidades de Cueva Mayor-Cueva del Silo y Cueva Peluda junto a la red de conductos de Trinchera y Torcas, que muestran un desarrollo kárstico propio de una zona de borde que evoluciona paralela a la reorganización y encajamiento fluvial de la Cuenca del Duero durante el Plio-Cuaternario conformando, por su desarrollo y complejidad, características propias de un karst horizontal de media montaña.

Por ello, la espeleogénesis de la Sierra de Atapuerca está principalmente controlada por la frecuencia de las oscilaciones del nivel de base del Arlanzón, que conllevan el encajamiento de la red fluvial, el vaciado parcial de los rellenos kársticos y la excavación de una nueva red vadosa (que utiliza en parte la red anterior), cuya consecuencia es la verticalización de los conductos y el escalonamiento de niveles que caracterizan a un karst multinivel o multifase. Estas redes están escalonadas en tres pisos horizontales principales de amplias galerías relacionadas entre sí por medio de pozos y salas, mostrando fases de estabilización del nivel de base con rápidas reactivaciones que conllevan reexcavaciones y vaciados que forman amplios volúmenes o salas, con sedimentos y costras suspendidos en las paredes del endokarst como testimonios de antiguos rellenos.

El análisis detallado de las planimetrías de las cavidades evidencia la identificación de diferentes patrones morfológicos para cada uno de los niveles kársticos, definidos por el desarrollo individualizado de formas simples de conductos paragenéticos, tipo túnel. Además, las galerías del Sistema Cueva Mayor-Cueva del Silo han experimentado un desplazamiento hacia el oeste, en relación directa con la profundidad, debido a los reajustes en el camino del flujo de las corrientes a favor de la evolución local del nivel de base y del encajamiento del valle del Arlanzón, drenando en la dirección más cercana a la incisión del mismo, siguiendo en paralelo la evolución topográfica de la cabecera del valle de Valhondo, en donde se localizan las paleosurgencias.

El origen de este karst debe estar fuertemente unido con entradas alogénicas, que deben situarse en la zona de contacto litológico del paleozoico con el mesozoico en las inmediaciones de Villasur de Herreros dando lugar a un acuífero confinado a favor de la estructura, asociado a condiciones artesianas, con la zona surgente en el anticlinal de la Sierra de Atapuerca. Por su parte, la contribución de los factores externos, especialmente la mayor entrada de aguas alógenas, y de la coincidencia altimétrica de los niveles de base deben ser las principales explicaciones para la sobredimensión o gran talla de los conductos, principalmente destacable para el nivel superior del Sistema Cueva Mayor-Cueva del Silo (Piso Sílex-Estatuas).

En general, durante la larga historia de la evolución o desarrollo del karst, la función hidrológica ha dependido de las variaciones en la naturaleza de las aguas que han entrado. Momentos de aguas altas pueden estar relacionados con patrones de precipitación de periodos húmedos o de deshielos de glaciares (Audra, 1997), destacando en la cabecera del Arlanzón la presencia del circo glaciar de Pineda. La concentración de las aguas durante estos breves periodos de tiempo causa el bloqueo de sedimentos y la reactivación de los pasajes más altos y de los drenajes colgados.

Las cavidades multinivel del borde de San Vicente se formaron durante el Plioceno-Pleistoceno inferior. El desarrollo y abandono de los pasajes horizontales en torno a concretas elevaciones de altura (de unos 90, 74 y 60-63m respectivamente) sobre el nivel de base actual es atribuido a distintos episodios de estabilidad y aceleración de la incisión Plio-Pleistocena del río Arlanzón y sus tributarios, representando el valle de Valhondo el punto surgente de las aguas capturadas por el endokarst, lo que constituye una buena evidencia geomorfológica y geológica que sugiere que la incisión fluvial marca la evolución del karst.

El resultado de la presente tesis doctoral es el planteamiento de una teoría de espeleogénesis del karst de Atapuerca dentro del contexto de la historia geológica de la región afectada, debido a que el karst no puede formarse nada más que con un aporte de energía, una vez formado sólo puede subsistir si éste persiste. Cuando el aporte de energía se suprime el sistema kárstico muere (Quinif, 1992), produciéndose la inactividad del endokarst y la fosilización de los sectores de entrada de las cavidades.

Las cavidades y conductos de la unidad de San Vicente pueden relacionarse con los grandes eventos reconocidos en superficie, proponiendo una estimación cronológica que el desarrollo de las investigaciones futuras debe ir concretando y matizando, especialmente cuando

se dispongan de más datos sobre el ajuste cronológico de los procesos de sedimentación y excavación de los depósitos kársticos en comparación con las variaciones regionales del área de estudio. Debido a que la datación de los sedimentos que conservan los diferentes conductos kársticos está proporcionando nuevos elementos de correlación de la evolución de las cavidades multinivel o multifase con el paisaje del entorno (determinando diferentes fases de desarrollo y abandono), pudiendo inferir además el tiempo de los principales procesos o eventos geomorfológicos regionales o globales en diferentes áreas, generalizándose el uso de los estudios de las cavidades multinivel en todo tipo de terrenos kársticos para conocer la evolución geomorfológica regional.

El trabajo de investigación que sobre el karst de la Sierra de Atapuerca se ha desarrollado en esta tesis doctoral ha permitido plantear el siguiente modelo evolutivo del mismo:

- Formación y abandono de las corticales y pequeñas cavidades Ciega-Paredeja a 1.050m de altitud y 115m sobre el cauce actual, en el extremo SO del San Vicente, encajadas en la Superficie de Erosión SE2. Este conducto forma el nivel más alto del karst multinivel y estaría relacionado con el nivel de estabilidad que marca la Superficie de Erosión SE3, en paralelo al desarrollo de depresiones kársticas (conjunto de Dolinas de La Rasa), evidenciando un origen terciario del karst (Mioceno final-Plioceno), relacionado con la red fluvial hídrica precuaternaria
- Formación del Nivel Superior del Sistema Cueva Mayor-Cueva del Silo (Piso Sílex-Estatuas), en posible relación con un acuífero confinado a favor de la tectónica, formando conductos lineales que sitúan las paleosurgencias en la confluencia del Valle de la Propiedad. No presenta conexión con el nivel de base actual, al estar suspendido unos 90m del cauce.

Conducto desarrollado durante la estabilidad de una antigua superficie del nivel freático, representada por la continuidad y proximidad de los niveles de base a la Superficie de Erosión SE4 y la superficie piezométrica de la terraza T2_{AZN} (+80-88m) del Arlanzón, enrasada en cotas de 1.025-1.020m de altitud. La continuidad de los niveles de base va a propiciar un amplio periodo de estabilidad del río Arlanzón y en consecuencia mayor tiempo de karstificación que se tradujo en una mayor capacidad de cavernamiento y de disolución de los conductos. Este nivel de estabilidad formó cavidades de nivel freático o *Water Table* de características paragenéticas, durante una fase Matuyama del Plioceno y transición al Pleistoceno, que representan la proximidad en el tiempo de los niveles de base durante la reorganización hídrica Plio-Cuaternaria.

En posible relación con la parte aérea del conducto, y la evolución de la superficie piezométrica, pudo desarrollarse una importante plancha estalagmítica que avanza por todo el nivel y posiblemente los primeros espeleotemas de goteo, con polaridad inversa, a favor de un clima cálido propio del Plioceno y fases antiguas del Pleistoceno. Este conducto se liberó de las aguas con el encajamiento o incisión que presenta el río Arlanzón con la formación de la terraza T3_{AZN} (+76m), que produjo la verticalización de los

sectores distales del conducto, que evidencia sectores de conexión con la reorganización hídrica que conlleva el descenso del nivel de base.

- Un segundo nivel de conductos horizontales (Piso Cíclopes-Baja y Dolina-TR19) se formó durante el tiempo de estabilidad del río Arlanzón que representa el nivel de terraza T3 (+76m), con una edad indeterminada y posiblemente relacionada con fases antiguas del Pleistoceno Inferior, anterior a 1,3Ma. La progresiva incisión que marcan las terrazas del río Arlanzón T4/T5AZN (+63/61m) a la T6AZN (+46m), van a marcar el proceso continuado de un nuevo encajamiento de los conductos, a partir del reajuste de los nuevos caminos de flujo que muestran un nuevo desplazamiento hacia el oeste a favor del nuevo nivel de base del arroyo de Valhondo, en cuya confluencia con el arroyo de la Propiedad se sitúan los nuevos puntos surgentes.

Reflejo de esta evolución será la formación de la red del Complejo Galería así como la verticalización que presentan los tramos distales del conducto del segundo nivel en relación con los sectores de estabilización de las aguas confinadas (sector de la Sala de los Cíclopes) o con los sectores paleosurgentes de las salidas de las aguas (Sector de Elefante o de Dolina-Penal), que dan morfologías mixtas con importantes procesos erosivos que permiten desarrollar amplios volúmenes endokársticos.

A partir de este evento se constata la liberación del conducto por las aguas, así como diferentes aperturas del karst con aporte de sedimentos de exterior (Sector de Cíclopes, Elefante y Dolina) aunque, sin embargo, los rellenos estudiados en la actualidad muestran una progresiva diacronía, en donde la entrada de sedimentos al sector de Cíclopes parece estar en relación con colapsos a favor de una zona de debilidad, seguidos con depósitos fluviales inferopleistocenos. Una segunda entrada la representa el sector paleosurgente de Elefante-TR4 con la liberación al menos estacional o parcial de las aguas, posibilitando el acceso y ocupación de este espacio por parte de animales y humanos así como una sedimentación continuada con facies de exterior desde hace al menos 1,3 Ma.

- Un tercer nivel de conductos horizontales será formado a partir de los periodos de estabilidad que marcan las superficies piezométricas del Arlanzón T5AZN (+61m) y T6AZN (+53m), como son la Sima de los Huesos, Cueva del Silo, Cueva Peluda y Cueva del Compresor, en un tiempo posterior a la agradación que presenta la unidad inferior del relleno de Elefante, con una edad mínima anterior a 1,3 Ma.
- El progresivo descenso de los niveles de base que marca la terraza T6AZN (+53m) introdujo en el endokarst las gravas metamórficas del Arlanzón, formando una terraza fluvial en el interior de Cueva del Silo-Peluda del Arlanzón, erosionando y agrandando los conductos y removiendo los sedimentos de la fase sedimentaria inferior de Elefante en un momento posterior a los 1,3 Ma. Este suceso produjo colapsos y alteraciones en las secuencias de entrada de Elefante y Sala Cíclopes, en posible relación con fases de polaridad positiva relacionadas con el evento Jaramillo, aunque sin poder descartar el Cobb Mountain. La liberación de las aguas del conducto inferior de karst multinivel de San

Vicente se produce con el descenso de nivel de esta terraza, en una posible fase del Pleistoceno medio.

- El desarrollo en la zona vadosa de aportes sedimentarios procedentes de la escorrentía se documenta en el sector paleosurgente de Elefante, con la entrada masiva de sedimentos de exterior con aporte hídrico, sin registro aqueo-paleontológico, durante un cambio de polaridad magnética positiva (TE16-TE17). Estos aportes corresponden a arroyadas y flujos de escorrentía que introducen los sedimentos margosos resedimentados en el Valle de la Propiedad.
- La incisión del nivel del Arlanzón a partir del nivel de terraza de T7AZN (+46m) va a producir la total desconexión del karst multinivel con la red fluvial del Arlanzón, posiblemente debido al desplazamiento hacia el sur que experimenta este curso fluvial, sobrepasando el límite de las calizas mesozoicas de la Sierra de Atapuerca. Por ello, a partir de este momento se va a producir una secuencia de colmatación y ocupación de los sectores de entrada situados en la zona vadosa, principalmente relacionada con el Nivel intermedio del karst. En esta fase se documenta la influencia de sedimentos de exterior en Dolina-Penal, con registros bioestratigráficos relacionados con fases del Complejo Cromer de entre hace 0.9 Ma hasta hace 0,6 Ma, presentando una secuencia bastante continua.
- Apertura generalizada de cavidades, por colapsos de bloques del techo de los sectores distales del nivel intermedio (Complejo Galería, Dolina, y entorno de la Sima de los Huesos) en un momento próximo a los 0,5 Ma, registrando un nuevo complejo arqueopaleontológico relacionado con el Pleistoceno medio, la presencia del *Homo heidelbergensis* y los tecnocomplejos achelenses. Esta secuencia va a presentar un interesante registro sedimentario cuya colmatación fosilizará los conductos de entrada en torno a los 0,2 Ma.
- Durante el Pleistoceno superior se constata la inactividad y fosilización del karst de San Vicente, con mínima actividad faunística y humana en las entradas del Portalón de Cueva Mayor y del Abrigo del Mirador, al final de este periodo.
- Ocupación general del karst por parte de los primeros pastores y agricultores de la Prehistoria reciente, utilizando para fines diversos todas las cavidades abiertas de la unidad de San Vicente, así como la Cueva de La Revilla de Atapuerca. Esta ocupación del espacio kárstico se extenderá a las fases de la Protohistoria e Historia (Roma), aunque restringiendo su presencia a la entrada del Portalón.
- Desde finales de la Edad Media se documenta el acceso de visitas al interior de Cueva Mayor, intensificándose las exploraciones e investigaciones de este karst desde el siglo de las luces (1795) hasta la actualidad.

8. BIBLIOGRAFÍA

8. BIBLIOGRAFÍA

- Abarquero, F. J., Palomino, A L. y Negrero, M. (2005): La Cueva de la Revilla, un enterramiento colectivo del Bronce Protocogotas en la Sierra de Atapuerca (Burgos): *BSAA arqueología*, **LXXI**, 89-136.
- Aguirre, E. (1976): *Excavaciones en el yacimiento de fósiles humanos de la Sierra de Atapuerca*. Informe de solicitud de subvención para el trienio 1977-1979, presentada ante la Comisión Asesora para el Desarrollo de la Investigación Científica y Técnica de la Presidencia del Gobierno. Madrid. *Inédito*.
- Aguirre, E. (1983): El Proyecto Atapuerca-2 y los pobladores de la Meseta en el Pleistoceno Medio. *Kaite, Estudios de Espeleología Burgalesa*, **3**, 71-89.
- Aguirre, E. (1987): Los yacimientos mesopleistocenos en cavidades de la Sierra de Atapuerca. En Aguirre, E.; Bermúdez de Castro, J. M. y Carbonell, E. (Eds.): El Hombre Fósil de Ibeas y el Pleistoceno de la Sierra de Atapuerca, *Monografías Investigaciones Arqueológicas en Castilla y León*, **I**. Junta de Castilla y León. 15-36.
- Aguirre, E. (Ed.) (1998): *Atapuerca y la Evolución Humana*. Ed. Fundación Ramón Areces. Madrid. 453 pp.
- Aguirre, E. y Hoyos, M. (1995): Registro paleoclimático Pleistoceno en la evolución del karst de Atapuerca (Burgos): el corte de Gran Dolina. *Trabajos de Prehistoria*, **52 (2)**, 31-45.
- Aguirre, E.; Basabe, J. M. y Torres, T. de (1976a): Los fósiles humanos de Atapuerca (Burgos): nota preliminar. *Zephyrus*, **XXVI-XXVII**, 486-511.
- Aguirre, E.; Díaz-Molina, M. y Pérez-González, A. (1976b): Datos paleomastológicos y fases tectónicas en el Neógeno de la Meseta sur española. *Trabajos Neógeno-Cuaternario*, **5**, 7-29.
- Aguirre, E.; Bermúdez de Castro, J. M. y Carbonell, E. (Eds.) (1987): El Hombre Fósil de Ibeas y el Pleistoceno de la Sierra de Atapuerca, *Monografías Investigaciones Arqueológicas en Castilla y León*, **I**. Junta de Castilla y León. 439 pp.
- Alonso-Gavilán, G.; Armenteros, I.; Carballeira, J.; Corrochano, A.; Huerta, P. y Rodríguez, J. M. (2004): Cuenca del Duero. En Vera J.A. (Ed.), *Geología de España*, Soc. Geol. España, IGME, Madrid, 550-556.
- Álvaro, M.; Capote, R. y Vegas, R. (1979): Un modelo de evolución geotectónica para la Cadena Celtibérica. *Acta Geológica Hispánica*, **14**, 172-177.
- Andreo, B. y Durán, J. J. (Eds.) (2004): Investigaciones en sistemas kársticos españoles. *Publicaciones del Instituto Geológico y Minero de España, Serie Hidrogeología y Aguas Subterráneas*, **12**. Ed. Instituto Geológico y Minero de España. Madrid. 504 pp.
- Andreo, B.; Carrasco, F. y Durán, J. J. (Eds.) (1999): *Contribución del estudio científico de las cavidades kársticas al conocimiento geológico*. Ed. Patronato de la Cueva de Nerja. Nerja (Málaga). 592 pp.
- Anthony, D. M. (2004): Multilevel Caves and Landscape Evolution. En Culver D. y White W.: *Encyclopedia of Caves*, Academia Press, 397-400.
- Anthony, D. M. y Granger, D. E. (2004): A late Tertiary origin for Multilevel Caves along the Western escarpment of the Cumberland Plateau, Tennessee and Kentucky, Established by Cosmogenic ²⁶Al and ¹⁰Be. *Journal of Cave and Karst Studies*, **66 (2)**, 46-55.
- Antón Palacios, T. (1977): Resultados de la Operación "Somo-75" (Puerto de las Estacas- Burgos). *Recull de Treballs Espeleològics SIS*, **5**, 73-84.
- Antón Palacios, T. (2001): El descubrimiento de la Galería del Sílex. Atapuerca. *Cubía, Boletín del Grupo Espeleológico Edelweiss*, **3**, 50-53.

- Antón Palacios, T. (2006): Karst de yesos en Burgos. I. Introducción. Briviesca-Belorado. *Cubía, Boletín del Grupo Espeleológico Edelweiss*, **9**, 42-43.
- Antón Palacios, T. y Rioseras Gómez, M. A. (2000a): Las cavidades de Monte Santiago (Partida BU-XI.B2). En Grupo Espeleológico Edelweiss (Ed.): El Karst de Monte Santiago, Sierra Salvada y Sierra de la Carbonilla. *Kaite, Estudios de Espeleología Burgalesa*, **7**, 51-95.
- Antón Palacios, T. y Rioseras Gómez, M. A. (2000b): Las cavidades de Sierra Salvada (Partida BU-XI.B1). En Grupo Espeleológico Edelweiss (Ed.): El Karst de Monte Santiago, Sierra Salvada y Sierra de la Carbonilla, *Kaite. Estudios de Espeleología Burgalesa*, **7**, 97-142.
- Antón Palacios, T.; Plana Panyart, P. y Liz Callejo, C. (1983): Estudios espeleológicos de las cavidades de Peña Cironte, Hozabejas (Burgos). *Kaite, Estudios de Espeleología Burgalesa*, **3**, 23-70.
- Apellániz, J. M. y Domingo, S. (Eds.) (1987): Estudios sobre Atapuerca (Burgos) II. Los materiales de superficie del Santuario de la Galería del Sílex. *Cuadernos de Arqueología de Deusto*, **10**. 342 pp.
- Apellániz, J. M. y Uribarri, J. L. (1976): Estudios sobre Atapuerca (Burgos) I. El Santuario de la Galería del Sílex. *Cuadernos de Arqueología de Deusto*, **5**, 201 pp.
- Apellániz, J. M., Domingo, S. y Marcos, J. L. (1983): Memoria de la X Campaña de Excavaciones Arqueológicas en la Cueva Mayor de Atapuerca. Excma. Diputación Provincial de Burgos. *Inédito*. **XXpp**
- A.R.E.S.D. (1974): *Compte rendu des activités de l'Association de Recherche et d'Explorations Souterraines. Expedition au Castro Valnera (Province de Burgos – Espagne). 1974 (juillet)*. Informe inédito. **XXPP**
- Armenteros, I.; Corrochano, A.; Alonso-Gavilán, G.; Carballeira, J. y Rodríguez, J. M. (2002): Duero Basin (nothern Spain). En W. Gibbons, y T. Moreno (Eds), *Geology of Spain*, Geol. Soc., London, 309-315.
- Arnáez-Vadillo, J. (1994): Las grandes unidades del relieve. La Sierra de la Demanda. *Geografía de la Rioja*, **1**, 35-50.
- Arsuaga, J. L.; Martínez, I.; Gracia, A.; Carretero, J. M. y Carbonell, E. (1993): Three new human skulls from the Sima de los Huesos site in Sierra de Atapuerca, Spain. *Nature*, **362**, 534-537.
- Arsuaga, J.L.; Bermúdez de Castro, J.M. y Carbonell, E. (Eds) (1997a): The Sima de los Huesos Hominid Site. *Journal of Human Evolution*, **33 (2/3)**, 105-421.
- Arsuaga, J. L.; Martínez, I.; Gracia, A.; Carretero, J. M.; Lorenzo, C.; García, N. y Ortega, A. I. (1997b): Sima de los Huesos (Sierra de Atapuerca, Spain). The site. *Journal of Human Evolution*, **33 (2/3)**, 109-127.
- Arsuaga, J. L.; Carbonell, E. y Bermúdez de Castro, J. M. (Eds.) (2003): *The First Europeans: Treasures from the Hills of Atapuerca*. Ed. Junta de Castilla y León y Federación de Cajas de Ahorros de Castilla y León. Madrid. 149 pp.
- Audra, Ph. (1994): Karst Alpin, genèse de grands reseaux souterrains. Exemples: le Tennengebirge (Autriche), l'Île de Crémérieu, La Chartreuse et le Vercors (France). Tesis Doctoral, Universidad de Grenoble, *Kartologia Mémoires*, **5**, 280 pp.
- Audra, Ph.; Quinif, Y. y Rochette, P (2002): The genesis of the Tennengebirge karst and caves (Salzburg, Austria). *Journal of Cave and Karst Studies*, **64 (3)**, 153-164.
- Audra, Ph.; Bini, A.; Gabrovsek, F.; Häuselmann, Ph.; Hobléa, F.; Jeannin, P.Y.; Kunaver, J.; Monbaron, M.; Sustersic, F.; Tognini, P.; Trimmel, H. y Wildberger, A. (2006): Cave genesis in the Alps between the Miocene and today: a review. *Z. Geomorph. N.F.* **50 (2)**: 153-176
- Ayala, J. (1988): *Atlas del medio físico de la ciudad de Burgos y su marco provincial*. Instituto Tecnológico Geominero de España.

- Ayala Carcedo, F. J.; Rodríguez Ortiz, J. M.; Prieto Alcolea, C.; Durán Valsero, J. J.; Val Melús, J. del y Rubio Amo, J. (1986): *Memoria del Mapa del Karst de España*, Ed. Instituto Geológico y Minero de España. Madrid. 68 pp.
- Bedoya, J.; García, G.; Lapido, L.; Navío, E.; Ortega, J. A.; Pericas, L.; Ruiz, A. y Seguro, F. (1991): El Pozo Azul, 1.780 m. Última exploración en la cavidad sumergida más larga de España. *Memoria I Encuentro Estatal de Espeleobuceo. Murcia, 6-8 diciembre 1991*, 28-42.
- Benito Calvo, A. (2004): *Análisis geomorfológico y reconstrucción de paleopaisajes neógenos y cuaternarios en la Sierra de Atapuerca y el valle medio del río Arlanzón*. Tesis Doctoral, Universidad Complutense, Madrid, España, 381 pp. ISBN 84-669-2585-6.
- Benito, A. y Pérez-González, A. (2002): Análisis geomorfológico de la Sierra de Atapuerca y del valle del río Arlanzón (Provincia de Burgos). En Pérez-González, A.; Vegas J. y Machado M.J. (Eds.) *Aportaciones a la Geomorfología de España en el inicio del Tercer Milenio. Geología*, **1**, 372-383.
- Benito, A. y Pérez-González, A. (2005a): Las superficies erosivas de los páramos en el sector NE de la Cuenca del Duero y sus implicaciones en la conexión Duero-Bureba. *Boletín Geológico y Minero*, **116** (4), 352-360.
- Benito, A. y Pérez-González, A. (2005b): Restitución estadística de los perfiles longitudinales fluviales en el valle medio del río Arlanzón: primeros resultados de la reconstrucción de paleo-relieves cuaternarios en la Sierra de Atapuerca. En M. Santonja, A. Pérez-González y M. Machado (Eds) *Geoarqueología y Patrimonio en la Península Ibérica y el entorno Mediterráneo*, ADEMA: Almazán, 449-459.
- Benito, A. y Pérez-González, A. (2005c): Clasificación del paisaje físico de la Sierra de Atapuerca según criterios morfométricos, geomorfológicos y geológicos, utilizando modelos digitales del terreno y sistemas de información geográfica. En M. Santonja, A. Pérez-González y M. Machado (Eds) *Geoarqueología y Patrimonio en la Península Ibérica y el entorno Mediterráneo*, ADEMA: Almazán, 63-78.
- Benito-Calvo, A. y Pérez-González, A. (2007): Erosion surfaces and Neogene landscape evolution in the NE Dueron Basin (north-central Spain). *Geomorphology*, **88**, 226-241.
- Benito-Calvo, A.; Pérez-González, A. y Parés, J. M. (2007): Quantitative reconstruction of Late Cenozoic landscape: a case study in the Sierra de Atapuerca (Burgos, Spain). *Earth Surface Processes and Landforms*, DOI: 10.1002/esp.1534.
- Beresnev, I.A.; Hruby, C. y Davis, C. (2002): Exploration Geophysics. *Journal of Applied Geophysics*, **49**, 245-254.
- Bergamín, J. F.; Sánchez, F.; Sánchez, N.; Souto, J. y Arsuaga, J. L. (1994): Primeros resultados de la prospección geofísica en la zona suroeste de la Cueva Mayor (Sima de los Huesos), Atapuerca (Burgos). *Geoarqueología (Actas de la 2ª Reunión Nacional de Geoarqueología). I.T.G.E.-AEQUA*, 449-456.
- Berger, G. W.; Pérez-González, A.; Carbonell, E.; Arsuaga, J. L.; Bermúdez de Castro, J. M. y Ku, T. L. (2008): Luminiscence chronology of cave sediments at the Atapuerca paleoanthropological site, Spain. *Journal of Human Evolution*, doi:10.1016/j.jhevol.2008.02.012
- Bermúdez de Castro, J. M. y Nicolás, E. (1997): Paleodemography of the Atapuerca-SH Middle Pleistocene hominid sample. *Journal of Human Evolution*, **33**, 333-335
- Bermúdez de Castro, J. M.; Arsuaga, J. L. y Carbonell, E. (Eds.) (1995): *Evolución Humana en Europa y los Yacimientos de la Sierra de Atapuerca, 1-2*. Ed. Junta de Castilla y León. Valladolid. 608 pp.
- Bermúdez de Castro, J. M.; Arsuaga, J. L.; Carbonell, E.; Rosas, A.; Martínez, I. y Mosquera, M. (1997): A hominid from the Lower Pleistocene of Atapuerca, Spain: possible ancestor to Neandertals and modern human. *Science*, **276**, 1392-1395.

- Bermúdez de Castro, J. M.; Carbonell, E. y Arsuaga, J. L. (Eds.) (1999a): Gran Dolina Site: TD6 Aurora Stratum (Burgos, Spain). *Journal of Human Evolution*, **37** (3/4), 309-700.
- Bermúdez de Castro, J. M.; Arsuaga, J. L.; Carbonell, E. y Rodríguez, J. (Eds.) (1999b): *Atapuerca nuestros antecesores*. Ed. Junta de Castilla y León, Museo Nacional de Ciencias Naturales y Fundación del Patrimonio Histórico de Castilla y León. Madrid. 221 pp.
- Bermúdez de Castro, J. M.; Arsuaga, J. L.; Carbonell, E. y Rodríguez, J. (Eds.) (2000): *Atapuerca un millón de años*. Ed. Junta de Castilla y León, Madrid. 221 pp.
- Bermúdez de Castro, J.M.; Martínón-Torres, M.; Lozano, M.; Sarmiento, S. y Muela, A. (2004): Paleodemography of the Atapuerca-Sima de los Huesos hominin sample: a revision and new approaches to the paleodemography of the European Middle Pleistocene population. *Journal of Anthropological Research*, **60**, 5-26
- Bermúdez de Castro, J. M.; Pérez-González, A.; Martínón-Torres, M.; Gómez-Robles, A.; Rosell, J.; Prado, L.; Sarmiento, S. y Carbonell, E. (2008): A new early Pleistocene hominid mandible from Atapuerca-TD6, Spain. *Journal of Human Evolution*, DOI:10.1016/j.jhevol.2008.02.012
- Berné Valero, J. L. (1999): *Redes geodésicas y sistemas de referencia*. Servicio de Publicaciones de la Universidad Politécnica de Valencia. SUPV: 1999. 4106.
- Bischoff, J. L.; Fitzpatrick, J. A.; León, L.; Arsuaga, J. L.; Falguères, C., Bahain, J. J. y Bullen, T. (1997): Geology and preliminary dating of the hominid-bearing sedimentary fill of the Sima de los Huesos Chamber, Cueva Mayor of the Sierra de Atapuerca, Burgos, Spain. *Journal of Human Evolution*, **33** (2/3), 129-154.
- Bischoff, J. L.; Shamp, D.; Aramburu, A.; Arsuaga, J. L.; Carbonell, E. y Bermúdez de Castro, J. M. (2003): Geology and preliminary dating of the hominid-bearing sedimentary fill of the Sima de los Huesos chamber, Cueva Mayor of the Sierra de Atapuerca, Burgos, Spain. *Journal Archaeological Science*, **20**, 275-280.
- Bischoff, J. L.; Williams R. W.; Rosenbauer, R. J.; Aramburu, A.; Arsuaga, J. L.; Gracia, N. y Cuenca-Bescós G. (2006): High-resolution U-series dates from the Sima de los Huesos hominids yields 600 + infinito/- 66 kyrs: implications for the evolution of the early Neanderthal lineage. *Journal Archaeological Science*, **34**, 763-770.
- Blanc, J. J. (1997): Geodinamique e Histoire du karst. Application au sud-est de la France. *Quaternaire*, **8** (2-3), 91-105.
- Bögli, A. (1980): *Karst hydrology and Physical Speleology*. Berlin: Springer. 295 pp.
- Boquera, J.; Gil, G. y Zubieta, F. (1978): *Mapa Geológico de España escala 1:50.000, 2ª Serie (MAGNA), Hoja de Pradoluengo, 239 (20-11)*. IGME. Serv. Pub. Mº Industria. Madrid. 48 pp.
- Bouillet-Roy, G. (1976) *La géologie dynamique chez les anciens Grecs et Latins d'après les textes*. Tesis Doctoral (Sección Ciencias) Universidad Pierre et Marie Curie (París VI). *Inédita*.
- Bretz, J. H. (1942): Vadose and phreatic features of limestones caves. *Journal of Geology*, **50**, 675-811.
- Breuil, H. (1920): Miscellanea d'art rupestre. *Boletín de la Real Sociedad Española de Historia Natural*, **20**, 322-333.
- Breuil, H. y Obermaier, H. (1913): Institut de Paléontologie Humaine. Travaux exécutés en 1912. *L'Anthropologie*, **XXIV**, 1-16.
- Cabrera, R.; Crespo, J L.; García, J. I.; Mediavilla, B. y Armenteros, I. (1997): *Mapa Geológico y Minero de Castilla y León, escala 1:400.000*. Junta de Castilla y León. Sociedad de explotación e Investigación Minera de Castilla y León, S.A. (SIEMCALSA). Valladolid. 459 pp.

- Cáceres, I., Lozano, M. y Saladié, P. (2007): Evidence for Bronze Age Cannibalism in El Mirador Cave (Sierra de Atapuerca, Burgos, Spain). *American Journal of Physycal Anthropology*, **133**: DOI:10.1002/ajpa.20610.
- Calvo, I. (1916): *Excavaciones en Clunia. Memoria de los trabajos realizados en el año 1915*. Ed. Junta Superior de Excavaciones y Antigüedades. Madrid. 26 pp.
- Calvo, J. P.; Daams, R.; Morales, J.; López-Martínez, N.; Agustí J.; Anadóm, P.; Armenteros, I.; Cabrera, L.; Civis, J.; Corrochano, A.; Díaz-Molina, M.; Elizaga, E.; Hoyos, M.; Martín-Suárez, E.; Martínez, J.; Moissenet, E.; Muñoz, E.; Pérez-García, A.; Pérez-González, A.; Portero, J.M.; Robles, F.; Santiteban, C.; Torres, T.; Van del Muelen, A. J.; Vera, J. A. y Mein, P. (1993): Up-to-date Spanish continental Neogene synthesis and palaeoclimatic interpretation. *Revista de la Sociedad Geológica de España*, **6 (3-4)**, 29-40.
- Camacho, A.I. (2000): La fauna cavernícola de Monte Santiago, Sierra Salvada y Sierra de la Carbonilla. En Grupo Espeleológico Edelweiss (Ed.): *El Karst de Monte Santiago, Sierra Salvada y Sierra de la Carbonilla. Kaite, Estudios de Espeleología Burgalesa*, **7** (1999), 291-301.
- Canals, A.; Valverdú, J. y Carbonell, E. (2003): New Archaeo-Stratigraphic Data for TD6 Level in relation to *Homo antecessor* (Lower Pleistocene) at the Site of Atapuerca, North-Central Spain. *Geoarchaeology: An International Journal*, **18 (5)**, 481-504
- Carballo, J. (1910): De Espeleología. *Boletín de la Real Sociedad Española de Historia Natural*, **X**, 468-481.
- Carballo, J. (1911): Conchas de Haro. Cavernas de Ameyugo. Macizo de Pancorbo. *Boletín de la Real Sociedad Española de Historia Natural*, **XI**, 148-154.
- Carballo, J. (1920): Las cuevas de Atapuerca y San García (Burgos). *Boletín de la Real Sociedad Española de Historia Natural*, **XXI**, 138-141.
- Carbonell, E. y Rodríguez, X. P. (1994): Early Middle Pleistocene deposits and artefacts in the Gran Dolina site (TD4) of the "Sierra de Atapuerca" (Burgos, Spain). *Journal of Human Evolution*, **26**, 291-311
- Carbonell E. y Mosquera, M. (2006): The emergente of a symbolic behaviour: the sepulcral pito of Sima de los Huesos, Sierra de Atapuerca, Burgos, Spain. *C. R. Palevol*, **5**,
- Carbonell, E.; Bermúdez de Castro, J. M.; Arsuaga, J. L.; Díez, J. C.; Rosas, A.; Cuenca-Bescós, G.; Sala, R.; Mosquera, M. y Rodríguez, X. P. (1995): Lower Pleistocene hominids and artefacts from Atapuerca-TD6 (Spain). *Science*, **269**, 826-829
- Carbonell, E.; Mosquera, M.; Rodríguez, X.P. y Sala, R. (1996): The first human settlement of Europe. *Journal Anthropological Research*, **52**, 107-114
- Carbonell Roura, E.; Rosas González, A. y Díez Fernández-Lomana, J. C. (Eds) (1999a): Atapuerca: Ocupaciones humanas y paleoecología del yacimiento de Galería, *Arqueología en Castilla y León*, **7**. Ed. Junta de Castilla y León. Zamora. 390 pp.
- Carbonell, E.; Márquez, B.; Mosquera, M.; Ollé, A.; Rodríguez, X. P.; Sala, R. y Vergés, J. M. (1999b): El Modo II en Galería. Análisis de la industria lítica y sus procesos técnicos. En Carbonell Roura, E.; Rosas González, A. y Díez Fernández-Lomana, J.C. (Eds) (1999a): *Atapuerca: Ocupaciones humanas y paleoecología del yacimiento de Galería, Arqueología en Castilla y León*, **7**. Ed. Junta de Castilla y León. Zamora. 299-352
- Carbonell, E.; Esteban, N.; Nájera, A.; Mosquera, M.; Rodríguez, X. P.; Ollé, A.; Sala, R.; Vergés, J. M.; Bermúdez de Castro, J. M. y Ortega, A. I. (1999c): The Pleistocene site of Gran Dolina, Sierra de Atapuerca, Spain: a History of the archaeological investigations. *Journal of Human Evolution* **37**, 313-324
- Carbonell, E.; García-Antón, M. D., Mallol, C.; Mosquera, M.; Ollé, A.; Rodríguez, X. P.; Sahnouni, M.; Sala, R. y Vergés, J. M. (1999d): The TD6 level lithic industry from Gran Dolina, Atapuerca (Burgos, Spain): *Journal of Human Evolution* **37**, 653-694

Carbonell, E.; Arsuaga, J. L. y Bermúdez de Castro, J. M. (Eds) (2001a): Atapuerca. *L'anthropologie*, **105 (1-2)**, 1-312

Carbonell, E.; Mosquera, M.; Ollé, A.; Rodríguez, X. P.; Sahnouni, M.; Sala, R. y Vergès, J. M. (2001b): Structure morphotecnique de l'industrie lithique du Pléistocène inférieur et moyen d'Atapuerca (Burgos, Espagne) *L'anthropologie*, **105 (2)**, 259-280

Carbonell, E.; Mosquera, M.; Ollé, A.; Rodríguez, X. P.; Sala, R.; Vergès, J. M.; Arsuaga, J. L. y Bermúdez de Castro, J. M. (2003): Les premiers comportements funéraires auriens-tils pris place à Atapuerca, il y a 350.000 ans? *L'anthropologie*, **107**, 1-14

Carbonell, E.; Bermúdez de Castro, J. M.; Arsuaga, J. L.; Allue, E.; Bastir, M.; Benito, A.; Cáceres I.; Canals, T.; Díez, J. C.; Made, J. van der; Mosquera, M.; Ollé, A.; Pérez-gonzález, A.; Rodríguez, J.; Rodríguez, X. P.; Rosas, A.; Rosell, J.; Sala, R.; Valverdú, J. y Vergés J. M. (2005): An Early Pleistocene hominid mandible from Atapuerca-TD6, Spain. *Proceeding of National Academy of Science*, **102**, 5674-5678.

Carbonell, E., Bermúdez de Castro, J. M., Parés, J.M., Pérez-González, A., Cuenca-Bescós, G., Ollé, A., Mosquera, M., Huguet, R. Made J van der, Rosas, A. Sala, R., Valjverde, J., García, N., Granger, D. E., Martínón-Torres, M., Rodríguez, X. P., Stock, G. M., Vergès, J. M., Allue, E., Burjachs, F., Cáceres, I., Canals, A., Benito, A., Díez, C., Lozano, M., Mateos, A., Navazo, M., Rodríguez, J., Rosell, J. & Arsuaga, J. L.: (2008): The first hominin of Europe. *Nature*, **425**, 465-470

Carrasco, F. y Durán, J. J. y Andreo, B. (Eds.) (2002): *Karst and Environment*. Ed. Fundación Cueva de Nerja. Nerja (Málaga). 565 pp.

Castaños, P. M. (1987): Estudio de la Fauna de la "Galería del Sílex" de Atapuerca (Burgos). En Apellániz J. M. y Domingo S. (Eds.): *Estudios sobre Atapuerca (Burgos): II. Los materiales de superficie del Santuario de la Galería del Sílex. Cuadernos de Arqueología de Deusto* **10**, 278-319

Cervera, J.; Arsuaga, J. L.; Carbonell, E.; Bermúdez de Castro, J. M. y Trueba, J. (1998): *Atapuerca un millón de años de historia*. Plot Ediciones y Editorial Complutense. Madrid. 240 pp.

Cervera, J.; García, N. y Arsuaga, J. L. (1999): Carnívoros del yacimiento de Galería (Sierra de Atapuerca, Burgos). En Carbonell Roura, E.; Rosas González, A. y Díez Fernández-Lomana, J.C. (Eds) (1999a): *Atapuerca: Ocupaciones humanas y paleoecología del yacimiento de Galería, Arqueología en Castilla y León*, **7**. Ed. Junta de Castilla y León. Zamora. 175-188.

Choppy, J. (1985): Dictionnaire de Speleologie Physique et Karstologie. *Phenomenes Karstiques Serie 9: Travaux de reference*. 153 pp.

Cigna, A. A. y Railton, C. L. (1977): Glossario speleologico – Speleological glossary: *Le Grotte d'Italia* **(4) – VII**: 215-236

Clark, G. A. (Ed.) (1979): The North Burgos Archaeological Survey. Bronze and Iron Age Archaeology on the Meseta del Norte (Province of Burgos, North-Central Spain). *Anthropological Research Papers*, **19**, 307 pp.

Clark, G. A.; Straus, L. G.; Uribarri, L. D.; Clark V. J. y Flataker, C. (1979): Informe sobre los materiales recogidos en el reconocimiento arqueológico de Burgos. En Clark G.A. (Ed) The North Burgos Archaeological Survey. Bronze and Iron Age Archaeology on the Meseta del Norte (Province of Burgos, North-Central Spain). *Anthropological Research Papers*, **19**, 261-286.

Coello, F. (1868): *Atlas de España y sus posesiones de Ultramar*. Burgos. Plano.

Collignon, B. (1988): *Spéléologie. Approches scientifiques*. Edisud. Aix-en-Provence. 238 pp.

- Cuadras, E. y Pérez, A. (2002): *Aplicación GPS en el entorno de los yacimientos arqueológicos de Atapuerca*. Proyecto fin de carrera. Escuela Técnica en Topografía. Universidad Politécnica de Cataluña. Barcelona. *Inédita*.
- Cuenca-Bescós, G. y García, N. (2007) Biostratigraphic sucesión on the Early and Middle Pleistocene mammals faunas of the Atapuerca cave site (Burgos, Spain). *Courier Forschung-Institut Senckenberg*, **259**, 99-110
- Cuenca-Bescós, G.; Laplana Conesa, C; Canudo J. I. y Arsuaga, J. L. (1997): Small mammals from Sima de los Huesos. *Journal of Human Evolution* **33**, 175-190
- Cuenca-Bescós, G.; Canudo J. I. y Laplana, C. (2001): La séquence des rongeurs (Mammalia) des sites du Pleistocène inférieur et moyen d'Atapuerca (Burgos, Espagne). *L'anthropologie* **105** (1), 115-130
- Cuenca-Bescós, G.; García, N. y Made J. van der (2004): Fossil mammals of the lower to Middle Pleistocene site of Trincheras Dolina, Atapuerca (Burgos, Spain). Miscelánea en Homenaje a Emiliano Aguirre, Volumen II (Paleontología). Museo Arqueológico Regional. Alcalá de Henares, *Zona Arqueológica*, **4**, 141-149
- Cvijic, J. (1893): Das Karstphänomen. *Geographische Abhandlungen von prof. A. Penck.*, **V** (3), 217-330.
- Cvijic, J. (1895): *Karst*. Belgrado. 439 pp.
- Cvijic, J. (1918): L'hydrographie souterraine et l'évolution morphologique du Karst, *Rev. Trav. Inst. Géographie Alpine*, **6** (4), 375-426.
- Davis, S. N. (1930): The origin of limestone caverns. *Geological Society of America Bulletin*, **41**, 475-628.
- Degouve, P. (2003): Recientes exploraciones en la red del río Gándara. *Boletín Cántabro de Espeleología*, **15**, 155-156.
- Degouve, P. y Simonnot, G. (1990): Las Cuevas de las Cabañas de Lunada (Espinosa, Province de Burgos). *Sous le Plancher*, **5**, 45-50.
- Degouve, P. y Simonnot, G. (1991): La Cueva del Lobo et le Karst de La Lusa. *Sous le Plancher*, **6**, 51-90.
- Degrassi, V. (2001): Dei ed eroi al Timavo. En Gruppo Speleologico Flondar (Coord.) *Roma ed il Timavo. Appunti di ricerca. Diuno-Aurisina*. 63-67.
- Delanoy, J. J. (1997): *Recherches géomorphologiques sur les massifs karstiques du Vercors et de la Transversale de Ronda (Andalousie). Les apports morphogéniques du karst*. Thèse d'Etat (Tesis Doctoral). Institut de géographie alpine, Universidad de Grenoble, 678 pp.
- Delanoy, J. J. y Cayllault, S. (1998): Les apports de l'endokarst dans la reconstitution morfogénicas d'un karst, exemple de l'Antre de Vénus (Vercors, France). *Karstologia* **31** (1), 27-41
- Despain, J.D. y Stock, G.M. (2005): Geomorphic history of Cristal Cave, Shouthern Sierra Nevada, California. *Journal of Cave and Karst Studies*, **67** (2), 92-102;
- Díaz Santana, E. y Pérez Martínez, R. (1998): *Intervenciones topográficas en la Sierra de Atapuerca*. Proyecto fin de carrera. Escuela Técnica en Topografía. Universidad Politécnica de Cataluña. Barcelona. *Inédita*.
- Díez, C.; Gracia, A.; Gil, E.; Jordá Pardo, J. F.; Ortega Martínez, A. I.; Sánchez, A. y Sánchez, B. (1991): La Cueva de Valdegoba (Burgos). Primera campaña de excavaciones *Zephyrus*, **XLI-XLII** (1988-89), 55-74.
- Díez, C.; Moreno, V.; Rodríguez, J.; Rosell, J.; Cáceres, I. y Huguet, R. (1999): Estudio Arqueológico de los restos de macrovertebrados de la Unidad GIII de Galería (Sierra de Atapuerca). En Carbonell Roura, E.; Rosas González, A. y Díez Fernández-Lomana, J. C. (Eds) (1999a): *Atapuerca: Ocupaciones humanas y*

paleoecología del yacimiento de Galería, Arqueología en Castilla y León, 7. Ed. Junta de Castilla y León. Zamora. 265-281

Durán Valsero, J. J. y López Martínez, J. (Eds.) (1989): *El Karst en España*, Monografía 4, Ed. Sociedad Española de Geomorfología. Madrid. 414 pp.

Durán, J. J.; López Martínez, J. y del Val, J. (1989): Perspectiva general del karst en España. En Durán, J.J. y López Martínez, J. (Eds.) (1989): *El Karst en España*, Monografía 4, Ed. Sociedad Española de Geomorfología. Madrid, 13-28.

Durán Valsero, J. J. y López Martínez, J. (Eds.) (1999): *El Karst en Andalucía*. Ed. Instituto Tecnológico Geominero de España. Madrid. 192 pp.

D.G. Patrimonio JCyL, (2007): *Plan de Adecuación y Usos del Espacio Cultural "Sierra de Atapuerca". Fase I: Análisis y diagnóstico preliminar*. Santos Ganges, L. (coord.). Enero de 2007. Dirección General de Patrimonio y Bienes Culturales. Consejería de Cultura y Turismo. Junta de Castilla y León. Valladolid. *Inédito*. 340 pp.

Ellenberger, F. (1989): *Historia de la Geología. Volumen 1. De la Antigüedad al siglo XVII*. Ed. Labor S.A. Ministerio de Educación y Ciencia. 282 pp.

Equipe Gándara 2003 (2003): *Gándara 2003, du 02 au 17 août 2003, La Gándara de Soba, Cantabria, Espagne*. *Inédito*. 46 pp.

Eraso, A. (1965): Introducción al estudio del Karst de Ojo Guareña. *Geo y Bio Karst*, 5-6, 1-31.

Eraso, A. (1981): Lapiaces, en *Introducción al Estudio del Karst*. Ed. Sección Regional Castellana-Centro de Espeleología. Madrid. pp. 63-91.

Eraso, A. (1986): El Karst del complejo de cavidades de Ojo Guareña (Burgos). En Grupo Espeleológico Edelweiss (Ed.): Monografía sobre Ojo Guareña. *Kaite, Estudios de Espeleología Burgalesa*, 4-5, 39-49.

Eraso, A. (1994): *El Karst*, Instituto Tecnológico Geominero de España, 17 pp.

Eraso, A. y Pulina, M. (1994): *Cuevas en hielo y ríos bajo los glaciares*. Ed. Mc Graw Hill. Madrid. 242 pp.

Eraso, A.; Domínguez, M. C.; Pérez González, A.; Martín Merino, M. A. y Ortega, A. I. (1998a): Estimación de las paleovelocidades y sentidos de circulación del agua en el karst donde se emplaza el yacimiento arqueológico de la Sierra de Atapuerca (Burgos). *Geogaceta*, 23, 39-42.

Eraso, A.; Domínguez, M. C.; Ortega, A. I.; Martín Merino, M. A.; Gavilán, C. J.; Paredes, C.; Gallego, N. y Giralt, S. (1998b): Ley de distribución de planos de debilidad en la Sierra de Atapuerca (Burgos): aplicación al drenaje del karst. *Geogaceta*, 23, 43-46.

Eraso, A.; Domínguez, M. C.; Ortega, A. I.; Martín-Merino, M. A.; Gavilán, C. J. Paredes, C.; Gallego, N. y Giralt, S. (2001a): Ley de distribución de planos de debilidad en la Sierra de Atapuerca (Burgos): aplicación al drenaje del karst. *Boletín de la Sociedad Española de Espeleología y Ciencias del Karst*, 2, 53-60.

Eraso, A.; Domínguez, M. C.; Ortega, A. I.; Martín-Merino, M. A. y Pérez-González, A. (2001b): Estimación de las paleovelocidades y sentidos de circulación del agua en el karst donde se emplaza el yacimiento arqueológico de la Sierra de Atapuerca (Burgos). *Boletín de la Sociedad Española de Espeleología y Ciencias del Karst*, 2, 61-68.

Eraso Romero, A.; Baquero Úbeda, J. C.; Opolka-Gadek, J. y Gadek, B. (2001): Investigación hidroquímica en el acuífero de Ojo Guareña. Repercusiones hidrogeológicas. *Boletín de la Sociedad Española de Espeleología y Ciencias del Karst*, 2, 21-28.

Falguères, C. (1986): *Datations de sites acheuléens et moustériens du midi méditerranéen par la méthode de résonance de spin électronique*. Thèse du Museum National d'Histoire Naturelle, Paris.

Falguères, C.; Bahain, J. J.; Yokohama, Y.; Arsuaga, J. L.; Bermúdez de Castro, J. M.; Carbonell, E.; Bischoff, J. L. y Dolo, J. M. (1999): Earliest humans in Europe: the age of the Gran Dolina, Atapuerca, Spain. *Journal of Human Evolution*, **37** (3-4), 343-352.

Falguères, C.; Bahain, J. J.; Yokohama, Y.; Bischoff, J. L.; Arsuaga, J. L.; Bermúdez de Castro, J. M.; Carbonell, E. y Dolo, J. M. (2001): Datation par RPE et U-Th des sites pléistocènes d'Atapuerca: Sima de los Huesos, Trinchera Dolina et Trinchera Galería. Bilan géochronologique. *L'anthropologie*, **105** (1), 71-81.

Farrant, A. (2004): Paragenesis. En John Gunn (ed.) *Encyclopedia of Caves and Karst Science*. Fitzroy Dearborn London. 569-571

Federación Española de Espeleología (2007): www.fedespeleo.com

Fernández-Jalvo, Y. (1995): Small mammal taphonomy at La Trinchera de Atapuerca (Burgos, Spain). A remarkable example of taphonomic criteria used for stratigraphic correlations and palaeoenvironment interpretations. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **114**, 167-195.

Fernández-Jalvo, Y. (1998): Interpretación paleoambiental y etológica en Atapuerca a través de métodos tafonómicos. En Aguirre, E. (ed.): *Atapuerca y la evolución humana*. Fundación Ramón Areces. 111-152.

Fernández-Jalvo, Y.; Díez, J. C.; Bermúdez de Castro, J.M.; Carbonell, E. y Arsuaga, J.L. (1996): Evidence of Early Cannibalism. *Science*, **271**, 277-278.

Fernández-Jalvo, Y.; Díez, J. C.; Cáceres, I. y Rosell, J. (1999): Human cannibalism in the Early Pleistocene of Europe (Gran Dolina, Sierra de Atapuerca, Burgos, Spain). *Journal of Human Evolution*, **37**, 591-622.

Fernández Tabera, M. y Bermejo, F. (1983): Exploraciones en el Karst de Río Lobos. *Boletín GET*, **2-3**, 3-64.

Fillatre, V. Le (2000): Signification des dépôts karstiques et dangers d'interprétation (Exemple du Périgord, du Quercy et des Grands Causes). *Travaux du laboratoire Géographie Appliquée*. Burdeos, **18**, 11-31.

Fornós, J. J. y Ginés, A. (eds) (1996): *Karren Landforms*. Universitat de les Illes Balears Press. Palma de Mallorca. 450 pp.

Ford, D. C. (1977): Genetic classification of solutional cave systems. *Proc. Of the 7th International Congress of Speleology*, Sheffield. 189-192.

Ford, D. C. (2000): Speleogenesis under unconfined settings. En Klimchouk, A.; Ford, D.C.; Palmer, A.N. y Dreybrodt, W. (eds): *Speleogenesis: Evolution of Karst Aquifers*. National Speleological Society, Huntsville. 319-324.

Ford, D. C. y Ewers, R.O. (1978): The development of limestone cave system in the dimensions of length and depth. *Canadian Journal of Earth Science*, **15**, 1783-1798.

Ford, D. C. y Williams, P. (1989): *Karst Hydrogeology and Geomorphology*. Ed. Unwin Hymaman Ltd. Primera edición. 601 pp.

Ford, D. C. y Williams, P. (2007): *Karst Hydrogeology and Geomorphology*. Ed. John Wily & Son, Ltd. Edición Revisada. 562 pp.

Ford, D. C.; Schwarz, H. P.; Drake, J. J.; Gascoyne, M.; Harmon, R.S. y Lathem, A.G. (1981): Estimates of the age of the existing relief within the southern Tocky Mountains of Canada. *Artic and Alpine Research*, **13**, 1-10.

Ford, D. C.; Palmer, A. N. y Dreybrodt, W. (eds) (2000): *Speleogenesis: Evolution of Karst Aquifers*. National Speleological Society, Huntsville 194-200. 528 pp.

- Galaz Villasante, J. S. (2002): Fotogrametría aérea aplicada a la situación de cavidades. *Cubía, Boletín del Grupo Espeleológico Edelweiss*, **5**, 14-23.
- Galera, V. (1987): Antropología de las gentes inhumadas en la Galería del Sílex (Atapuerca, Burgos). En J. M. Apellániz y S. Domingo (Eds): *Estudios sobre Atapuerca (Burgos): II. Los materiales de superficie del Santuario de la Galería del Sílex. Cuadernos de Arqueología de Deusto* **10**, 278-319.
- Gamble, C. (2001): *Las sociedades paleolíticas de Europa*. Ariel Prehistoria. Barcelona, 527 pp .
- Garay, P. (2001): *El dominio triásico Espadán-Calderona. Contribución a su conocimiento geológico e hidrogeológico*. Tesis Doctoral. Universitat de València. Servei de Publicacions, nº de serie 425-1. 828pp.
- Garay, P. (2004): Relieves kársticos en España: una evolución geomorfológica compleja. En Andreo B. y Durán J. J. (Eds.): *Investigaciones en sistemas kársticos españoles Publicaciones del Instituto Geológico y Minero de España, Serie Hidrogeología y Aguas Subterráneas*, **12**, Ed. Instituto Geológico y Minero de España. Madrid, 27-47.
- Garay, P. y Sendra, A. (1981): Notas sobre los rellenos del Complejo de Piscárciano-Vacas-Arenas (Burgos). *Lapiáz*, **8**, 39-43.
- García-Antón, M. D. (1998): Aproximación a las áreas de captación del sílex en el Pleistoceno Inferior y Medio de la Sierra de Atapuerca (Burgos, Spain). *Rubricatum (Gavà)*, **2**, 47-52.
- García-Antón, M. D.: Morant Sabater, N. y Mallol Duque, C. (2002): L'approvisionnement en matières premières lithiques au Pléistocène inférieur et moyen dans la Sierra de Atapuerca, Burgos (Espagne). *L'Anthropologie*, **106**, 41-55.
- García Cuartango, J. C. (2001): El descubrimiento de la mandíbula del Hombre de Atapuerca. Mis dos mandíbulas de Atapuerca. *Cubía, Boletín del Grupo Espeleológico Edelweiss*, **3**, 54-58.
- García Gómez, R. F. (1999): La Cueva de Paño. Una importante cavidad dentro del Karst de Ojo Guareña (Burgos). *Cubía, Boletín del Grupo Espeleológico Edelweiss*, **1**, 24-25.
- García Gómez, R. F. (2000a): Cueva Los Lagos. Una nueva entrada al Sistema Peña del Trillo – La Tramasquera. *Cubía, Boletín del Grupo Espeleológico Edelweiss*, **2**, 15-18.
- García Gómez, R. F. (2000b): Torca de Fuente del Rey. La Engaña, Montes del Somo, Merindad de Sotoscueva. *Cubía, Boletín del Grupo Espeleológico Edelweiss*, **2**, 19-21.
- García Gómez, R. F. (2000c): Sima del Portillo. El mayor desnivel del Cañón del río Lobos. *Subterránea*, **14**, 53-59.
- García Gómez, R.F. (2001): Los grandes abismos de la provincia burgalesa, *Subterránea*, **15**, 12-25.
- García Gómez, R. F. (2002a): Exploración de los sifones de la Sima del Portillo (Hontoria del Pinar. Burgos). *Cubía, Boletín del Grupo Espeleológico Edelweiss*, **4**, 32-33.
- García Gómez, R. F. (2002b): Sistema de la Cubada Grande (7.569m/-400m). Sector Valnera. Montes del Somo. Burgos. *Cubía, Boletín del Grupo Espeleológico Edelweiss*, **5**, 24-33.
- García Gómez, R. F. (2003a): Espeleobuceo en la provincia de Burgos. *Cubía, Boletín del Grupo Espeleológico Edelweiss*, **6**, 30-33.
- García Gómez, R. F. (2003b): Sistema Peña del Trillo – La Tramasquera. L.31-CT.3 – Cueva Los Lagos. *Boletín Cántabro de Espeleología*, **15**, 49-57.
- García Gómez, R. F. (2004): Espeleobuceo en la Cueva del Agua. Quincoces de Yuso. Valle de Losa. Burgos. *Cubía, Boletín del Grupo Espeleológico Edelweiss*, **7**, 16-17.

- García Gómez, R. F. y Hernando, M.L. (1999): Sistema Peña del Trillo-La Tramasquera (L.31-CT.3). *Cubía, Boletín del Grupo Espeleológico Edelweiss*, **1**, 27-33.
- García, A.; Cabra, P. y Sol, J. (1997): *Mapa Geológico del España escala 1:50.000, 2ª Serie (MAGNA). Hoja de Villagonzalo-Pedernales, 238 (19-11)*. IGME. Serv. Pub. Mº Industria. Madrid. 109 pp.
- García, N. (2003c): *Osos y otros carnívoros de la Sierra de Atapuerca*. Fundación Oso Asturias, Oviedo. 575 pp.
- García, N. y Arsuaga, J. L. (1999): Carnivores from the Early Pleistocene Hominid-bearing Trinchera Dolina 6 (Sierra de Atapuerca, Spain). *Journal of Human Evolution* **37**, 415-430.
- García, N. y Arsuaga, J. L. (2001): Les carnivores (*Mammalia*) des sites du Plèistocène ancien et moyen d'Atapuerca (Espagne). *L'anthropologie* **105** (1), 95-113.
- García, N.; Arsuaga, J. L. y Torres, T. (1997b): The carnivore remains from the Sima de los huesos Middle Pleistocene site (Sierra de Atapuerca, Spain). *Journal of Human Evolution* **33**, 155-175.
- García, M.; Ortega, A.I.; Martín Merino, M.A.; Hortolá, P. y Zuluaga, M.C. (2001): Arte Rupestre de estilo paleolítico del Portalón de Cueva Mayor de la Sierra de Atapuerca (Ibeas de Juarros, Burgos): ¿cronología paleolítica o contemporánea? *Trabajos de Prehistoria* **58** (1), 153-169.
- García, M.; Martín, J.; Ortega, A. I. y Martín, M. A. (2004): Grafismo rupestre postpaleolítico en la Sierra de Atapuerca (Burgos): Salón del Coro, Galería del Silo, Galería Baja, Galería de las Estatuas y Cueva del Silo. *Espacio, Tiempo y Forma, Serie I, Prehistoria y Arqueología*, **14** (2001), 227-259.
- García, M.; Martín, J.; Martín, M. A. y Ortega, A. I. (2005): The Galería del Sílex (Sierra de Atapuerca, Burgos, Spain): AMS radiocarbon dates of post-palaeolithic rock art. *Rock Art Research* **22**, 17-21.
- Géze, B. (1974): Relations entre les phénomènes karstiques du surfaces et de profondeur. *Memoires et Documentes, nouvel série, vol.15, Phénomènes Karstiques Tomo II*, 195-207.
- Gil, E.; Aguirre, E. y Hoyos, M. (1987): Contexto estratigráfico. En Aguirre, E.; Bermúdez de Castro, J.M. y Carbonell, E. (Eds.): *El Hombre Fósil de Ibeas y el Pleistoceno de la Sierra de Atapuerca. Monografías Investigaciones Arqueológicas en Castilla y León, I*. Ed. Junta de Castilla y León. Soria. 47-54.
- Gillieson, D. (1998): *Caves: Processes, Development and Management*. Ed. Blackwell Publishers. 324 pp.
- Ginés, A. (1999): *Morfología kárstica y vegetación en la Sierra de Tramontana. Una aproximación ecológica*. Universitat de les Illes Balears. Palma de Mallorca. *Inédita*. 581 pp.
- Ginés, J. (2000): *El Karst litoral en el levante de Mallorca: una aproximación al conocimiento de su morfogénesis y cronología*. Universitat de les Illes Balears. Palma de Mallorca. *Inédita*. 595 pp.
- Ginés, A. y Gines, J. (2007): Eugenic karst, glacioeustatic cave pools ans anchialine environments on Mallorca Island: a discussion of coastal speleogenesis. *International Journal of speleology*, **36** (2), 57-67.
- González Fabré, M. (2004): *Aportación científica del Ingeniero de Minas D. Casiano de Prado y Vallo (1797-1866) en su contexto histórico*. Tesis Doctoral. Universidad Politécnica de Madrid. Escuela Técnica Superior de Ingenieros de Minas. Madrid. *Inédita*. 603 pp.
- Gracia, F. J.; Gutiérrez, M. y Leranoz, B. (1988): Las superficies de erosión neógenas en el sector central de la Cordillera Ibérica. *Revista Sociedad Geológica de España*, **1** (1-2), 135-142.
- Gracia, F. J.; Nodal Martín, F. y Flores, J. (1990): Superficies de erosión neógenas y neotectónica en el borde NE de la Cuenca del Duero. *Geogaceta*, **7**, 287-308.

- Granger, D. E.; Kirchner, J. W. y Finkel, R. C. (1997): Quaternary downcutting of the Green River, Kentucky, determined from radioactive decay of cosmogenic ^{26}Al and ^{10}Be in cave-deposited alluvium. *Geology*, **25**, 107-110.
- Granger, D. E.; Fabel, D. y Palmer, A. N. (2001): Pliocene-Pleistocene incisión of the Green River, Kentucky, determined from radioactive decay of cosmogenic ^{26}Al and ^{10}Be in Mammoth Cave sediments. *Geological Society American Bulletin*, **113** (7), 825-836
- Griffiths D. H.; Turnbull J. y Olayinka A. I., (1990): Two-dimensional resistivity mapping with a computer-controlled array. *First Break*, **8**, 121-129.
- Grün, R. y Aguirre, E. (1987): "Datación por "ESR" y por la serie del "U", en los depósitos kársticos de Atapuerca", en E. Aguirre, E. Carbonel, y J.M. Bermúdez de Castro (Eds.): *El Hombre fósil de Ibeas y el Pleistoceno de la Sierra de Atapuerca*. Valladolid, Junta de Castilla y León. Consejería de Cultura y Bienestar Social, 201-204.
- Grund, A. (1903): Die karsthydrographie: Studien aus Westbosnien, *Geographischen Abhandlungen von prof. A. Penck*, **VII** (3), 103-200.
- Grund, A. (1914): Der geographische Zyklus im Karst. *Gesellschaft für Erdkunde* **52**, 621-640.
- Grupo Espeleoduro (1984): Campaña en la "Sierra Calva", Hontoria del Pinar (Burgos). *Mesetaria*, **1**, 68-79.
- Grupo Espeleoduro (1994): Avance al catálogo de cavidades de la Sierra Calva (Hontoria del Pinar, Burgos). *Mesetaria*, **5**, 3-14.
- Grupo Espeleológico Edelweiss (Ed.) (1986): Monografía sobre Ojo Guareña. *Kaite, Estudios de Espeleología Burgalesa*, **4-5**, 415 pp. más Atlas Cartográfico en DIN A-3.
- Grupo Espeleológico Edelweiss (Ed.) (1992): Monografía sobre Grandes Cavidades Burgalesas. *Kaite, Estudios de Espeleología Burgalesa*, **6**, 219 pp.
- Grupo Espeleológico Edelweiss (Ed.) (2000): Monografía sobre *El Karst de Monte Santiago, Sierra Salvada y Sierra de la Carbonilla*. *Kaite, Estudios de Espeleología Burgalesa*, **7** (1999), 312 pp.
- Grupo Espeleológico Edelweiss (2004a): Actualidad 2004. Cueva del Barbancho. Orbaneja del Castillo. *Cubía, Boletín del Grupo Espeleológico Edelweiss*, **7**, 43.
- Grupo Espeleológico Edelweiss (2004b): Actualidad 2004. Pozo Azul. Covanera. *Cubía, Boletín del Grupo Espeleológico Edelweiss*, **7**, 43.
- Grupo Espeleológico Niphargus (1989): Contribución al catálogo de cavidades de la Sierra de Tesla (Burgos). *Mesetaria*, **3**, 25-34.
- Grupo Espeleológico Niphargus (1990): Contribución al catálogo de cavidades del Páramo de Cubillos-Leva (Burgos). *Mesetaria*, **4**, 27-43.
- Grupo Espeleológico Niphargus (1994): *El Complejo Kárstico de Piscarciano-Vacas-Arenas*. Burgos. 129 pp.
- Grupo Espeleológico Ribereño (1982a): La Cueva de Román (avance). *Comunicaciones del I Simposium Regional de Espeleología*. Ed. Federación Castellano Norte de Espeleología. Logroño. *Inédito*. 9 pp.
- Grupo Espeleológico Ribereño (1982b): Cavidades en la zona del Mataviejas (Burgos), *Mesetaria*, **0**, 12-25.
- Grupo Espeleológico Ribereño (1986a): La Cueva de Román, Clunia. Objeto de una obra de ingeniería romana. *Comunicaciones 9º Congreso Internacional de Espeleología, España 1986*, **2**, 202-204.

- Grupo Espeleológico Ribereño (1986b): Un posible santuario priáptico en la Cueva de Román, Clunia. *Comunicaciones 9º Congreso Internacional de Espeleología, España 1986*, **2**, 205-207.
- Grupo Espeleológico Ribereño (1986c): La Cueva de Basconcillos del Tozo. Influencia de la estructura geológica en la génesis de una cavidad. Basconcillos del Tozo, Burgos. *Mesetaria*, **2**, 47-58.
- Grupo Espeleológico Tazzelgurm (1990): El Karst de Urrez. *Mesetaria*, **4**, 3-9.
- Gunn, J. (Ed.) (2004) *Encyclopedia of Cave and Karst Science*. Fitzroy Dearborn. An imprint of the Taylor and Frances Group. 902 pp.
- Gutiérrez, M. (1915): Paleogeografía de los alrededores de Oña (Burgos). *Congreso de Valladolid, sección 4ª Ciencias Naturales*. Ed. Asociación Española para el Progreso de las Ciencias. Valladolid. 279-305.
- Gutiérrez-Elorza, M. y Gracia, F. J. (1997): Environmental interpretation and evolution of the Tertiary erosion surfaces in the Iberian Range (Spain). En M.Widdowson (Ed). *Palaeosurfaces: Recognition, Reconstruction and Palaeoenvironmental Interpretation. Geological Society Publication*, **120**, 147-158.
- Heintz Loll, L. (1908): *La espeleología en Álava*. Tesis Doctoral. Universidad Central de Madrid. Imprenta del Asilo de Huérfanos del Sagrado Corazón. Madrid.
- Hernaiz, P. P. (1994): La falla de Ubierna (margen SO de la Cuenca Cantábrica). *Geogaceta*, **16**, 39-42.
- Hernaiz, P. P.; Serrano, A., Malagón, J. y Rodríguez Cañas, C. (1994): Evolución estructural del margen SO de la cuenca Vasco-Cantábrica. *Geogaceta*, **15**, 143-146.
- Hernández Pacheco, E. (1917): Los Grabados de la Cueva de Penches. *Comisión de Investigaciones Paleontológicas y Prehistóricas*, **17**. Ed. Junta para la ampliación de estudios e investigaciones científicas, Museo Nacional de Ciencias Naturales. Madrid. 34 pp.
- Hernández Pacheco, E. (1932): Síntesis Fisiográfica y Geológica de España. *Trabajos del Museo Nacional de Ciencias Naturales. Serie Geológica*, **38**. Madrid. 586 pp.
- Hernández Pacheco, E. (1955): Fisiografía del Solar Hispano. *Memorias de la Real Academia de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales de Madrid. Serie de Ciencias Naturales, Tomo XVI (I)*. Madrid. 657 pp.
- Hernanz López, A. (1969): Algunas reflexiones sobre el conocimiento científico y el Karst, *Kobie*, **1**, 9-14.
- Hernanz López, A. (1970a): Generalidades sobre las formas kársticas y el proceso de karstificación. *Curso de Hidrología General y Aplicada, (I)*. Ed. Escuela de Hidrología. Madrid. 36 pp.
- Hernanz López, A. (1970b): Aspectos generales de la Hidrología del Karst. *Curso de Hidrología General y Aplicada, (VI)*. Ed. Escuela de Hidrología. Madrid. 39 pp.
- Hill, C.A. (1976): *Cave Minerals*. Huntsville, Alabama. National Speleological Society, 253 pp
- Hill, C.A. Y Forti, P: (1986): *Caves Minerals of World*. National Speleological Society, 238 pp.
- Hinojal, V. (1914): Apuntes acerca de las ruinas de Clunia, *B.S.E.E.*, **XXI**, 239-240.
- Howard, A. D. (1964): Processes of limestone cave development, *International Journal o Speleology*, **1**, 47-60.
- Hoyos, M. y Aguirre, E. (1995): El registro paleoclimático Pleistoceno en la evolución del karst de Atapuerca (Burgos): el corte de Gran Dolina. *Trabajos de Prehistoria*, **52 (2)**, 31-45.
- Huguet, R.; Cáceres, I.; Díez, J. C. y Rosell, J. (1999): Estudio tafonómico y zooarqueológico de la unidad GII de Galería (Sierra de Atapuerca). En Carbonell Roura, E.; Rosas González, A. y Díez Fernández-Lomana, J. C. (Eds) (1999a): *Atapuerca: Ocupaciones humanas y paleoecología del yacimiento de Galería, Arqueología en Castilla y León*, **7**. Ed. Junta de Castilla y León. Zamora. 245-264.

- Huguet, R.; Díez, J. C.; Rosell, J.; Cáceres, I.; Moreno, V.; Ibáñez, N. y Saladié, P. (2001): Le gisement de Galería (Sierra de Atapuerca, Burgos, Espagne): un modèle archéologique de gestion du territoire au Pléistocène. *L'anthropologie* **105** (2), 237-257.
- Huguet, R. (2007): Primeras ocupaciones humanas en la Península Ibérica: paleoeconomía en la Sierra de Atapuerca (Burgos) y en la Cuenca de Guadix-Baza (Granada) durante el Pleistoceno Inferior. Tesis Doctoral, Universitat Rovira i Virgili, Tarragona, España. *Inédita*.
- Ibáñez, A. (1977): *Arquitectura civil del siglo XVI en Burgos*. Caja de Ahorros Municipal de Burgos. Burgos. 540 pp.
- Ibero, J.M. (1923): El Paleolítico de Oña y sus alrededores. *Razón y Fe*, **23** (67), 171-194.
- INIA (1973): *Estudio Agroclimático de la Cuenca del Duero*. Mapas del Ministerio de Agricultura. Madrid.
- Instituto Tecnológico GeoMinero de España (1998): *Atlas del medio hídrico de la provincia de Burgos*. Ed. I.T.G.E. y Diputación Provincial de Burgos. Burgos. 148 pp.
- Jakucs, L. (1977): *Morfogenetic of karst region: Variants of karst evolution*. Budapest.: Akademiai Kiado. 284 pp.
- Jennings, J. N. (1985): *Karst Geomorfology*. Basil Blackwell. Oxford. 293 pp.
- Jordá Cerdá, F. (1965): Comentarios y Actividades Arqueológicas. Excavaciones en la Cueva de la Trinchera de Atapuerca. *Zephyrus*, **XVI**, 149.
- Jordá Cerdá, F. (1969): Nuevas representaciones rupestres en Ojo Guareña (Burgos). *Zephyrus*, **XIX-XX**, 61-80.
- Juez, L. (2005): Estudio tipológico y contextualización de los materiales cerámicos recuperados en la campaña de 2000 en el yacimiento del Portalón de Cueva Mayor (Sierra de Atapuerca, Burgos). Trabajo de Investigación. Universidad de Burgos. *Inédito*. 330 pp.
- Julian, M. (1992): Quelques réflexions théoriques sur le karst. En Salomón, J.N. y Maire, R (Eds) (1992): *Karst et évolutions climatiques*. Hommage à Jean NICOD. Presses Universitaires de Bordeaux. 31-42.
- Katzer F. (1909): Karst und Karsthydrographie. *Zur Kunde der Balkan halbinsel*, **8**. (Sarajevo).
- Kranjc, A. (2004): Krass, Slovenia. En Gunn J. (Ed.) *Encyclopedia of Cave and Karst Science*. Fitzroy Dearborn. An imprint of the Taylor and Frances Group. 485-486 pp.
- Lemartinel, B. (1985): L'évolution morphologique de la Demanda et de ses piémonts durant le Néogène. *Revue Géographique des Pyrénées et du Sud-Ouest*, **56** (4), 471-490.
- Lemartinel, B. (1987): Relief de la Sierra de la Demanda. Chronique. *Revue Géographique des Pyrénées et du Sud-Ouest*, **58** (2), 185-200.
- Llopis Lladó, N. (1950): Sobre algunos principios fundamentales de Morfología e Hidrología Cárstica, *Estudios Geográficos*, **41**, 643-680.
- Llopis Lladó, N. (1954): *Nociones de Espeleología*. Ed. Alpina. Granollers. 72 pp.
- Llopis Lladó, N. (1970): *Fundamentos de Hidrogeología Cárstica (Introducción a la Geoespeleología)*. Ed. Blume. Madrid. 269 pp.
- Loke, M.H. (1994): *The inversion of two-dimensional resistivity data*. Unpubl. PhD thesis, University of Birmingham. Birmingham.

- López, T. (1773): *Diccionario Histórico-Geográfico de Burgos*. Biblioteca Nacional. Madrid. *Inédito*.
- López Alonso, C. (2001): El descubrimiento de la Galería de las Pinturas. Ojo Guareña. *Cubía, Boletín del Grupo Espeleológico Edelweiss*, **3**, 36-39.
- López Antoñanza, R. y Cuenca-Bescós G. (2001): The Atapuerca site (Coger to Middle Pleistocene, Atapuerca, Burgos, Spain): new palaeoenvironmental data based on the distribution of small mammals. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **186**, 322-334.
- López Hidalgo, A. A.; Loke, M.H.; Fanton, G. O. y Cara Rubí, E. (2001): Técnicas prácticas para la investigación de resistividad en dos y tres dimensiones (Tomografía Eléctrica 2D y 3D). *www.Geoelctrica.com*, 36 pp.
- López de Ipiña, J. M. y Alangua, F. (1984): La "SI-44". Una nueva gran red subterránea en el Karst de Sierra Salvada (Álava). *Cultura*, **6**, 1-9.
- López de Ipiña, J. M. y Pinedo Vadillo, R. (1986): El Karst de Sierra Salvada. *Estudios del Grupo Espeleológico Alavés*, **6** (1984). Ed. Diputación Foral de Álava. Vitoria. 244 pp.
- López Torrijos, R. (2006): Visitas a las cuevas de Atapuerca y Santander en el siglo XVI. *Boletín Museo e Instituto "Camón Aznar"*, **XCVII**, 185-204.
- Lorenzo, C. y Carbonell, E. (1999): Representación espacial de los suelos de ocupación del nivel TG11 de Trinchera Galería, Sierra de Atapuerca, Burgos. En Carbonell Roura, E.; Rosas González, A. y Díez Fernández-Lomana, J. C. (Eds) (1999a): *Atapuerca: Ocupaciones humanas y paleoecología del yacimiento de Galería, Arqueología en Castilla y León*, **7**. Ed. Junta de Castilla y León. Zamora. 79-94.
- Lowe, D. y Waltham, T. (2002): Dictionary of Karst and Caves. *BCRA Cave Studies Series*, **10**. 40 pp.
- Made, J. van der (2001): Les Ongolés d'Atapuerca. Stratigraphie et biogeographie. *L'anthropologie*, **105** (1), 95-113.
- Madoz, P. (1845-50): *Diccionario Geográfico-Estadístico-Histórico de España y sus posesiones de Ultramar*. Edición facsímil, tomo de Burgos (1984). Ed. Ámbito. Valladolid. 512 pp.
- Madoz, P. (1984): *Diccionario Geográfico-Estadístico-Histórico de España y sus posesiones de Ultramar. Burgos, edición facsímil*. Ed. Ámbito. Valladolid. 512 pp.
- Maire, R. (1990): La haute montagne calcaire. *Karstologie-Memoires*, **3**, 725 pp.
- Mallol, C. & Carbonell, E., 2008: The collapse of Gran Dolina cave, Sierra de Atapuerca, Spain: Site formation processes of layer TD10-1. *Geoarchaeology*, **23**, 13-41
- Marcos, F. J. (2006): La Sierra de Atapuerca y el Valle del Arlanzón. Patrones de asentamiento prehistóricos. Editorial Dossoles. 299pp.
- María Rubio, P. (1853) *Tratado completo de las fuentes minerales de España*. Establecimiento Tipográfico de D.R.R. de Rivera, Madrid.
- Martel, E. A. (1908): *L'évolution Souterraine*. Ed. E. Flammarion. París.
- Martel, E. A. (1921): *Nouveau traité des Eaux Souterraines*. Ed. Libr. Octave Doin. París. 824 pp.
- Martín Merino, M. A. (1979a): Situación de la topografía en Ojo Guareña a finales de 1977. *Kaite, Estudios de Espeleología Burgalesa*, **1** (1978), 9-25.
- Martín Merino, M. A. (1979b): Cavidades situadas en las inmediaciones del Monasterio de San Pedro de Arlanza (Valle del Arlanza). *Kaite, Estudios de Espeleología Burgalesa*, **1** (1978), 27-61.

- Martín Merino, M. A. (1986): Descripción preliminar del Karst de Ojo Guareña, en Grupo Espeleológico Edelweiss (Ed.): Monografía sobre Ojo Guareña. *Kaite, Estudios de Espeleología Burgalesa*, **4-5**, 53-72.
- Martín Merino, M. A. (1992): El Karst en la Provincia de Burgos. *Actas del VI Congreso Español de Espeleología. La Coruña, 10, 11 y 12 de octubre de 1992*. Ed. Federación Española de Espeleología. La Coruña, 69-72.
- Martín Merino, M. A. (2000a): Precedentes de las investigaciones en el Karst de Monte Santiago, Sierra Salvada y Sierra de la Carbonilla. En Grupo Espeleológico Edelweiss (Ed.): *El Karst de Monte Santiago, Sierra Salvada y Sierra de la Carbonilla. Kaite, Estudios de Espeleología Burgalesa*, **7** (1999), 13-16.
- Martín Merino, M. A. (2000b): Topografía espeleológica en Atapuerca. *Cubía, Boletín del Grupo Espeleológico Edelweiss*, **2**, 40-46.
- Martín Merino, M. A. (2000c): Aproximación al estudio sobre el Karst de Monte Santiago, Sierra Salvada y Sierra de la Carbonilla. En Grupo Espeleológico Edelweiss (Ed.): *El Karst de Monte Santiago, Sierra Salvada y Sierra de la Carbonilla. Kaite, Estudios de Espeleología Burgalesa*, **7** (1999), 29-50.
- Martín Merino, M. A. (2000d): La Cueva del Agua de Quincoces de Yuso (Valle de Losa, Burgos). En Grupo Espeleológico Edelweiss (Ed.): *El Karst de Monte Santiago, Sierra Salvada y Sierra de la Carbonilla. Kaite, Estudios de Espeleología Burgalesa*, **7** (1999), 197-202.
- Martín Merino, M. A. (2001): 50 Años de Exploraciones 1951-2001. Resumen de la Historia del Grupo Espeleológico Edelweiss. *Cubía, Boletín del Grupo Espeleológico Edelweiss*, **3**, 6-13.
- Martín Merino, M. A. y Antón Palacios, T. (2000): Las cavidades del sector Pozalagua de Sierra Salvada (Partida BU-XI.B1). *Kaite, Estudios de Espeleología Burgalesa*, **7** (1999), 143-195.
- Martín Merino, M.A. y Ortega Martínez, A.I. (2001): El Complejo Kárstico de Ojo Guareña (Merindad de Sotoscueva, Burgos). *Boletín de la SEDECK*, **2**, 36-42.
- Martín Merino, M. A. y Ruiz Vélez, I. (1983): Estudio de las cavidades burgalesas de la Zona BU-I.A2 (Sierra de Pradales). *Kaite, Estudios de Espeleología Burgalesa*, **3**, 7-21.
- Martín Merino, M. A.; Domingo Mena, S. y Antón Palacios, T. (1981): Estudio de las cavidades de la zona BU-IV-A (Sierra de Atapuerca). *Kaite, Estudios de Espeleología Burgalesa*, **2**, 41-76.
- Martín Pérez, D. y Antón González, S. (1884): *Análisis químico cualitativo y cuantitativo de las aguas minero-medicinales, Bicarbonatadas cálcico-nitrogenadas, de Arlanzón, (Provincia de Burgos). Memoria histórica y juicio clínico de las mismas*. Imprenta Timoteo Arnáiz, Burgos. 64 pp.
- Martínez de Cañas González, J. (1993): Análisis morfológico del Complejo Kárstico Piscarciano-Vacas-Arenas (Hoz de Arreba, Burgos). *Actas del VI Congreso Español de Espeleología*. Ed. Federación Española de Espeleología. La Coruña. 87-95.
- Martínez de Cañas González, J. y Renuncio Pérez, J. (1986): La Cueva de Fuentemolinos. *Mesetaria*, **2**, 5-34.
- Martínez de Cañas González, J.; Val Ontillera, L. C. del y Renuncio Pérez, J. (1992): Estudio preliminar del Complejo Kárstico de Piscarciano-Vacas-Arenas (Hoz de Arreba, Burgos). *Actas del V Congreso Español de Espeleología*. Ed. Federación Española de Espeleología. Santander. 316-324.
- Martínez Díez, G. (1982): *Fueros locales en el territorio de la provincia de Burgos*, Caja de Ahorros Municipal de Burgos. 231 pp.
- Martínez Santa-Olalla, J. (1925): Prehistoria Burgalesa. *Butlletí de l'Associació catalana d'Antropologia, Etnologia i Prehistoria*, **III** (2), 147-172.
- Martínez Santa-Olalla, J. (1926a): Prehistoria Burgalesa. Neolítico y Eneolítico, *Butlletí de l'Associació catalana d'Antropologia, Etnologia i Prehistoria*, **IV**, 85-109.

- Martínez Santa-Olalla, J. (1926b): El Arte Paleolítico, *Boletín de la Comisión Provincial de Monumentos Históricos y Artísticos de Burgos*, **V (17)**, 110-113 y **(19)**, dos láminas. Burgos.
- Martínez Santa-Olalla, J. (1930): Cerámica incisa y cerámica de la cultura del vaso campaniforme en Castilla la Vieja y Asturias. *Anuario de Prehistoria Madrileña*, **I**, 99-129.
- Mediavilla, R. M. y Dabrio, C.J. (1989): Las calizas del Páramo en el sur de la provincia de Palencia. *Studia Geologica Salmanticensis*, **5**, 273-291.
- Mediavilla, R.; Dabrio, C. J.; Martín-Serrano, A. y Santisteban, J. I. (1996): Lacustrine Neogeno systems of the Duero Basin: evolution and controls. In Friend, P. F. Dabrio, C. L. (Eds) *Tertiary basins of Spain: the stratigraphic record of curstal kinematics*. Cambridge Univerity Press, Cambrige, 228-236.
- Mihevč, A.; Slabe, T. y Sebela, S. T. (2004): Morphology of caves. En John Gunn (ed.) *Encyclopedia of Caves and Karst Science*. Fitzroy Dearborn London. 521-524
- Millán, A. y Beneítez, P. (2005): *Datación absoluta por termoluminiscencia (TL) de muestras geológicas del yacimiento de Atapuerca. Burgos. Campaña 2004*. Laboratorio de Datación y Radioquímica. Universidad Autónoma de Madrid. *Inédito*.
- Mínguez, M. (2005): Estudios sobre Atapuerca (Burgos): III. Los materiales del Bronce Final de “El Portalón” de Cueva Mayor. *Cuadernos de Arqueología de Deusto*, **20**, 384 pp.
- Miñarro, J. M. (1998): 50 años de grupos espeleológicos en España (1948-1998). *Subterránea. Revista de Espeleología*, **10**, 12-15.
- Moral, S. (2002): *La Cueva del Mirador. La Edad del Bronce en la Sierra de Atapuerca*. Colección Textos, 2. Ediciones Sierra de Atapuerca, 158 pp
- Moreno, I. (2001): *Descripción de las vías romanas de Italia a Hispania en las provincias de Burgos y Palencia*. Coedición de las Excmas. Diputaciones Provinciales de Burgos y Palencia, 155 pp.
- Mosquera, M.; Ollé, A. Pérez-González, A. Rodríguez, X. P.; Vaquero, M.; Vergès, J. M. y Carbonell, E. (2007): Valle de las Orquídeas: un yacimiento al aire libre del Pleistoceno superior en la Sierra de Atapuerca (Burgos). *Trabajos de Prehistoria*, **64 (2)**, 143-155.
- Moure, A. y Delibes, G. (1972): El yacimiento musteriense de la Cueva de la Ermita (Hortigüela, Burgos). *Noticiario Arqueológico Hispánico-Prehistoria*, **I**, 10-40 y 46-47.
- Moure, A. y García-Soto, E. (1983): Cueva Millán y la Ermita. Dos yacimientos musterienses en el Valle Medio del Arlanza. *Boletín del Seminario de Arte y Arqueología*, **XIX**, 5-30.
- Moure, A. y García-Soto, E. (1986): Los Grabados de la Cueva de San García. Santo Domingo de Silos (Burgos). *Numantia*, **II**, 193-213.
- Navazo M. (2006): *Sociedades Cazadoras-recolectoras en la Sierra de Atapuerca durante el Paleolítico medio: patrones de asentamiento y estrategias de movilidad*. Tesis Doctoral. Universidad de Burgos. Burgos. *Inédita*.
- Nicod, J. (1997): Les canyons karstiques “Nouvelles approches de problèmes géomorphologiques classiques” (spécialement dans les domaines méditerranéens et tropicaux). *Quaternaire*, **8 (2-3)**, 71-89.
- Nuño, J.; Eleta, J. y Ortiz, F. (1987): La Meseta de Soncarazo. *Biblioteca, Estudio e Investigación*, **2**, 47-59.
- Obermaier, H. (1916): El Hombre Fósil. *Comisión de Investigaciones Paleontológicas y Prehistóricas*, **9**. Ed. Junta para la Ampliación de Estudios e Investigaciones Científicas. Madrid. **Xxx pp.**

- Olivé, A.; Ramírez Merino, J. L.; Ortega, L. I.; Hernández Samaniego, A. y Álvaro Elorza, M. (1990): *Mapa Geológico del España escala 1:50.000, 2ª Serie (MAGNA). Hoja de Belorado, 201 (20-10)*. IGME. Serv. Pub. Mº Industria. Madrid. 38 pp.
- Osaba y Ruiz de Erenchun, B. (1963): Yacimiento neolítico en el centro de la ciudad de Burgos. *Boletín de la Institución Fernán González*, **161**, 653-661.
- Osaba y Ruiz de Erenchun, B. (1965): Objetos recientemente ingresados en el Museo. *Boletín de la Institución Fernán González*, **164**, 474-482.
- Osaba y Ruiz de Erenchun, B. (1979): Las Cuevas Prehistóricas Burgalesas en relación con el Museo Arqueológico. *Kaite, Estudios de Espeleología Burgalesa*, **1**, 71-82.
- Osaba y Ruiz de Erenchun, B. y Urizarri Angulo, J. L. (1968): *El arte rupestre en "Ojo Guareña"*. Sección pinturas. Ed. Diputación Provincial de Burgos. Burgos. 34 pp.
- Osborne, R.A.L. (1984): Lateral facies changes, unconformities and stratigraphic reversals: their significance for cave sediments stratigraphy. *Transactions British Cave Research Association*, **11 (3)**, 175-184.
- Ortega Martínez, A. I. (1992): *Inventario Arqueológico de la Sierra de Atapuerca (Burgos)*. Dirección General de Patrimonio y Promoción Cultural. Consejería de Cultura. Junta de Castilla y León, Valladolid, *Inédito*. 24 pp. 55 fichas de inventario arqueológico.
- Ortega Martínez, A. I. (1995): *Informe de actualización y readaptación del Museo Emiliano Aguirre en Aula Arqueológica*. Dirección General de Patrimonio y Promoción Cultural. Consejería de Cultura. Junta de Castilla y León, Valladolid, *Inédito*. 10 pp.
- Ortega Martínez, A. I. (1996): Informe arqueológico sobre la valoración de los daños producidos por las lluvias en el yacimiento de Tres Simas del Complejo Arqueológico de la Sierra de Atapuerca (Burgos). Dirección General de Patrimonio y Bienes Culturales. Consejería de Cultura y Bienestar Social. Junta de Castilla y León. Valladolid. *Inédito*. 17 pp.
- Ortega Martínez, A. I. (1997): Capítulo 11 Intervención Arqueológica 1993-1995. En M. Sainz (coord.) *Seminario sobre el Castillo de Burgos*. Ed. Excmo. Ayuntamiento de Burgos. Burgos. 465-508.
- Ortega Martínez, A. I. (1999): El yacimiento de Galería (Sierra de Atapuerca). Crónica de una intervención. En E. Carbonell, A. Rosas, J.C. Díez (Eds) *Atapuerca: Ocupaciones humanas de paleoecología del yacimiento de Galería*. Junta de Castilla y León *Memorias Arqueológicas*, **7**, 13-17.
- Ortega Martínez, A. I. (2000): Arqueología y Paleontología del Karst de Monte Santiago, Sierra Salvada y Sierra de la Carbonilla. *Kaite, Estudios de Espeleología Burgalesa*, **7 (1999)**, 243-281.
- Ortega Martínez, A. I. (2001): Los neandertales de la Cueva de Valdegoba. *Cubía, Boletín del Grupo Espeleológico Edelweiss*, **3**, 48-49.
- Ortega Martínez, A.I. (2004): Inscripciones romanas en la Cueva del Puente de Villalba de Losa (Sierra Salvada burgalesa). *Aunia*, **6**, 50-58.
- Ortega Martínez, A. I. (2006a): El descubrimiento de la Arqueología y la Prehistoria Burgalesa, *Historia de Burgos*, **IV, Edad Contemporánea (3)**. Ed. Caja de Burgos. Burgos. 471-542.
- Ortega Martínez, A.I. (2006b): Brazaletes de oro de la Edad del Bronce en Atapuerca. Un raro hallazgo en Cueva del Silo. *Cubía, Boletín del Grupo Espeleológico Edelweiss*, **9**, 44-46.
- Ortega Martínez, A. I. (2007): Identificación del Patrimonio cultural e interpretación de sus elementos y valores. En D.G. Patrimonio JCyL, (2007) *Plan de Adecuación y Usos del Espacio Cultural "Sierra de Atapuerca"*. Santos Ganges, L. (coord.). Abril de 2007. Dirección General de Patrimonio y Bienes Culturales. Consejería de Cultura y Turismo. Junta de Castilla y León. Valladolid. *Inédito*.

Ortega Martínez, A. I. y Martín Merino, M. A. (1986): La Arqueología del Karst de Ojo Guareña, en Grupo Espeleológico Edelweiss (Ed.): Monografía sobre Ojo Guareña. *Kaite, Estudios de Espeleología Burgalesa*, **4-5**, 331-389.

Ortega Martínez, A. I. y Martín Merino, M. A. (1998): La montaña sagrada en peligro. En Cervera, J.; Arsuaga, J. L.; Carbonell, E.; Bermúdez de Castro, J. M. y Trueba J. (Eds.): *Atapuerca un millón de años de historia*. Editorial Complutense. Madrid. 224-229.

Ortega Martínez, A. I. y Martín Merino, M. A. (2001): La Arqueología del Complejo Kárstico de Ojo Guareña (Merindad de Sotoscueva, Burgos). *Boletín de la SEDECK*, **2**, 29-35.

Ortega Martínez, A. I. y Martín Merino, M. A. (2003a): Las cavidades de Castrillo del Val. Partida BU-IV.B. *Cubía, Boletín del Grupo Espeleológico Edelweiss*, **6**, 14-20.

Ortega Martínez, A. I. y Martín Merino, M. A. (2003b): Dos documentos inéditos relacionados con la Cueva de Atapuerca. *Cubía, Boletín del Grupo Espeleológico Edelweiss*, **6**, 21-27.

Ortega Martínez, A. I. y Martín Merino, M. A. (2004a): Concesión de la Cueva de Atapuerca como mina de tierra casel titulada "Nueva Ventura" a D. Ramón Inclán Martínez, con fecha 14 de noviembre de 1890. *Cubía, Boletín del Grupo Espeleológico Edelweiss*, **7**, 12-15.

Ortega Martínez, A. I. y Martín Merino, M. A. (2004b): El Grupo Espeleológico Edelweiss y Atapuerca: primeros pasos de un yacimiento, en S. Escolar (Ed.): *El Hombre protohistórico en Atapuerca*. Burgos. 14-15.

Ortega Martínez, A. I. y Martín Merino, M. A. (2005): Visita a la Cueva de Atapuerca en 1527, según la "Crónica Burlesca del Emperador Carlos V" de don Francés de Zúñiga. *Cubía, Boletín del Grupo Espeleológico Edelweiss*, **8**, 26-31.

Ortega Martínez, A. I. y Martín Merino, M. A. (2007): Contribución del Grupo Espeleológico Edelweiss a los descubrimientos, conservación, divulgación e investigaciones del karst de la Sierra de Atapuerca. *Cubía, Boletín del Grupo Espeleológico Edelweiss*, **10**, 16-33.

Ortega Martínez, A. I. y Negro Cobo, M. (1997): El desarrollo urbano en relación al Monasterio de San Juan de Burgos. En S. López Santidrián *San Lesmes en su Tiempo*. Simposio IX Centenario de la muerte del Patrono de la Ciudad (1097-1997), 309-329.

Ortega Martínez, A. I.; Adrián, F.; Arsuaga, J. L.; Bermúdez de Castro, J. M. y Carbonell, E. (1993a): *Plan Director de los Yacimientos de Atapuerca*. Junta de Castilla y León. Valladolid. *Inédito*.

Ortega Martínez, A. I.; Martín Merino, M. A.; Camacho, A. I. y Eraso, A. (1993b): *Informe de viabilidad y alternativas de acondicionamiento turístico del Complejo Kárstico de Ojo Guareña (Merindad de Sotoscueva, Burgos)*. Junta de Castilla y León. Valladolid. *Inédito*.

Ortega Martínez, A. I.; Carretero, J. M.; Arsuaga J. A. y Martín Merino M. A. (1999): Antecedentes históricos de las intervenciones en los yacimientos de la Sierra de Atapuerca (Burgos). *Actas de XV Jornadas de Paleontología "Historia de la Paleontología Española" y Simposios de los Proyectos 393, 410 y 421*, Madrid del 28 al 30 de octubre de 1999, 95-98.

Ortega, A. I., Pérez-González, A., Martín-Merino, M. A., Carretero, J. M. y Arsuaga, J. L. (2000): El karst de la Sierra de Atapuerca (Burgos): el sistema de Cueva Mayor-Cueva del Silo y rellenos de Trinchera. Poster. *Actas de la VI Reunión Nacional de Geomorfología*, Sociedad Española de Geomorfología y el Departamento de Geodinámica de la Facultad de Ciencias Geológicas de la Universidad Complutense de Madrid. 17-20 de septiembre de 2000. Madrid. (ISSN / ISBN): 84-7840-381-74

Ortega, A. I.; Pérez-González, A.; Martín-Merino, M. A.; Carretero, J. M. & Arsuaga, J. L. (2005): El Sistema de Cueva Mayor-Cueva del Silo. Un estudio Morfológico del Endokarst de la Sierra de Atapuerca (Burgos, España). En M. Santonja, A. Pérez-González y M. Machado (Eds) *Geoarqueología y Patrimonio en la Península Ibérica y el entorno Mediterráneo*, ADEMA: Almazán, 161-179.

Ortega Martínez, A. I.; Rilova Pérez, I. y Martín Merino, M. A. (2006): Exploraciones de la Cueva Mayor de Atapuerca durante el siglo XVIII, por vecinos de Rubena, según un manuscrito de 1795 de la Biblioteca Nacional de Madrid. *Cubía, Boletín del Grupo Espeleológico Edelweiss*, **9**, 32-41.

Ortega, A. I.; Juez, L.; Carretero, J. M.; Ortega, M. C.; Arsuaga, J. L. & Pérez-González, A. (2008): El Neolítico en la nueva secuencia estratigráfica del yacimiento del Portalón de Cueva Mayor (Sierra de Atapuerca, Burgos). En M. S. Hernández, J. A. Soler., J. A. López (Editores): *IV Congreso de Arqueología Peninsular*. MARQ, Museo Arqueológico de Alicante. Diputación de Alicante, Alicante, pp. 221-229

Ortega, A. I., Juez, L., Carretero, J. M., Arsuaga, J. L., Pérez-González, A., Ortega, M. C., Pérez, A., Rodríguez, A. D., García, R., Gómez, A., Rodríguez, L., Santos, E., Pérez, R., & Martínez, I. (2008): A new Holocene archeological sequence from Portalón of Cueva Mayor (Sierra de Atapuerca, Burgos, Spain). *BAR International Series*, **1857**, *UISPP Proceedings of the XV World Congress, 18, (Early Neolithic in the Iberian Peninsula)*, 3-10

Palmer, A. N. (1987): Cave levels and their interpretation. *National Speleological Society Bulletin*, **49**, 50-66

Palmer, A. N. (1991): Origin and morphology of limestone caves. *Geological Society of America Bulletin*, **103**: 1-21

Palmer, A. N. (2000): Digital modelling of individual solutional conduits. En Klimchouk, A.; Ford, D.C.; Palmer, A. N. y Dreybrodt, W. (Eds): *Speleogenesis: Evolution of Karst Aquifers*. National Speleological Society, Huntsville. 194-200.

Palol, P. de (1994): *Clunia. Historia de la ciudad y guía de las excavaciones*. Ed. Diputación Provincial de Burgos. Burgos. 151 pp.

Palol, P. de y Vilella, J. (1986): ¿Un santuario priáptico en Clunia? *Koiné*, **2**: 15-25. Ed. Koiné. Madrid.

Palomino, A. L. y Abarquero, F. L. (1999): Informe técnico de la excavación arqueológica de la Cueva Barrio de la Revilla (Atapuerca, Burgos). Servicio Territorial de Cultura de Burgos, Junta de Castilla y León. *Inédito*.

Palomino, A. L. y Abarquero, F. L. (2000): Informe técnico de la excavación arqueológica de la Cueva Barrio de la Revilla (Atapuerca, Burgos). 2ª Fase. Servicio Territorial de Cultura de Burgos, Junta de Castilla y León. *Inédito*.

Parés, J. M. y Pérez González, A. (1995): Paleomagnetic ages for hominids at Atapuerca Archaeological site, Spain. *Science*, **269**, 830-832.

Parés, J. M. y Pérez González, A. (1998): Contexto estratigráfico y cronológico de Gran Dolina (Yacimiento de Atapuerca). En Aguirre, E. (Ed.): *Atapuerca y la Evolución Humana*. Ed. Fundación Ramón Areces. Madrid. 49-60.

Parés, J. M. y Pérez González, A. (1999): Magnetochronology and stratigraphy at Gran Dolina section, Atapuerca (Burgos, Spain). *Journal of Human Evolution*, **37** (3/4), 325-342.

Parés, J. M.; Pérez-González, A.; Weil, A. B. y Arsuaga, J. L. (2000): On the Age of the Hominid Fossil at the Sima de los Huesos, Sierra de Atapuerca, Spain: Paleomagnetic Evidence. *American Journal of Physical Anthropology*, **111**, 451-461.

Parés, J. M.; Pérez González, A.; Rosas, A.; Benito, A., Bermúdez de Castro, J. M.; Carbonell, E. y Huguet, R. (2006): Matuyama-age lithic tools from the Sima del Elefante site, Atapuerca (northern Spain). *Journal of Human Evolution*, **50**, 163-169.

Paula Castilla, M. F. de (1795): *Descripción de algunas cosas curiosas que hay en la Quadrilla de Gamonal*. Manuscrito 12978/4 de la Biblioteca Nacional de Madrid. Madrid.

- Pérez Arcas, L. (1872): *Elementos de Zoología*. Madrid.
- Pérez-González, A. (1979): El límite Plio-Pleistoceno en la submeseta meridional en base a los datos geomorfológicos y estratigráficos. *Trabajos sobre Neógeno-Cuaternario*, **9**, 23-36.
- Pérez-González, A. y Martín-Serrano, A. y Pol, C. (1994): Depresión del Duero. En M Gutiérrez (coord) *Geomorfología de España*. Editorial Rueda, Alarcón, Madrid, 351-388.
- Pérez-González, A.; Aleixandre, T.; Pinilla, A.; Gallardo, J.; Benayas, J.; Martínez, M. J. y Ortega, A. I. (1995): Aproximación a la estratigrafía de Galería en la Trinchera de la Sierra de Atapuerca (Burgos), En Bermúdez de Castro, J.M.; Arsuaga, J.L. y Carbonell E. (Eds.): *Simposium Evolución Humana en Europa y los Yacimientos de la Sierra de Atapuerca*. Castillo de la Mota, Medina del Campo, Valladolid, Junta de Castilla y León. **Vol. I**, 99-122.
- Pérez-González, A.; Parés, J.; Aleixandre, T.; Ortega, A. I. y Pinilla, A. (1999): Geología y Estratigrafía del relleno de Galería de la Sierra de Atapuerca (Burgos). En Carbonell, E.; Rosas A. y Díez (J.C.): *Atapuerca: Ocupaciones humanas y paleoecología del yacimiento de Galería*, Memorias 1999, *Arqueología en Castilla y León*, **7**, Junta de Castilla y León, 34-42.
- Pérez-González, A.; Parés, J. M.; Carbonell, E.; Aleixandre, T.; Ortega, A. I.; Benito, A. y Martín-Merino, M. A. (2001): Géologie de la Sierra de Atapuerca et stratigraphie des remplissages karstiques de Galería et Dolina (Burgos Espagne). *L'Anthropologie*, **105-1**, 27-44.
- Pinagua Espejel, J. I.; Díaz Muñoz, J. A. y Ruiz Hernández, J. M. (1998): Aguas Minerales. En López Geta, J. A.; Ballester Rodríguez, A.; Pinagua Espejel, J. I.; Bronchalo de la Vega, M.; Gutiérrez Peña, M.; Monasterio Pérea, S. y Cadenas Bernat, P. (Eds): *Atlas del medio hídrico de la Provincia de Burgos*. Instituto Tecnológico GeoMinero de España y Excma. Diputación Provincial de Burgos. 127-135 pp.
- Pineda, A. (1996): El enlace y la paleogeografía neógena entre las Cuencas del Duero y del Ebro en la Bureba (Burgos). *Boletín Geológico y Minero*, **107 (1)**, 14-28.
- Pineda, A. (1997a): *Mapa Geológico del España escala 1:50.000, 2ª Serie (MAGNA). Hoja de Burgos, 200 (19-10)*. IGME. Serv. Pub. Mº Industria. Madrid. 93 pp.
- Pineda, A. (1997b): *Mapa Geológico del España escala 1:50.000, 2ª Serie (MAGNA). Hoja de Montorio, 167 (19-9)*. IGME. Serv. Pub. Mº Industria. Madrid. 110 pp.
- Pla, R. (1964): Expedición alcoyana a la provincia de Burgos. *Geo y Bio Karst*, **1**, 4-8.
- Plana Panyart, P. (1965): Atapuerca: otra caverna en el Catálogo Mundial de Grandes Cuevas. *Geo y Bio Karst*, **8**, 20-21.
- Plana Panyart, P. (1967): La Cueva de Atapuerca. Con el descubrimiento de una intercomunicación alcanza 2.700 metros de desarrollo. *Geo y Bio Karst*, **10**, 21-23.
- Plana Panyart, P. (1979): Bibliografía de interés espeleológico sobre la provincia de Burgos (hasta el año 1972). *Kaite, Estudios de Espeleología Burgalesa*, **1 (1978)**, 117-133.
- Plana Panyart, P. (1981): Planteamiento general del Catastro Espeleológico de Burgos, *Kaite, Estudios de Espeleología Burgalesa*, **2**, 141-183.
- Plana Panyart, P. (1986): En torno a Ojo Guareña. En Grupo Espeleológico Edelweiss (Ed.): Monografía sobre Ojo Guareña. *Kaite, Estudios de Espeleología Burgalesa*, **4-5**, 21-37.
- Plana Panyart, P. y Martín Merino, M. A. (1979): Índice de las mayores cavidades de Burgos dentro de la relación nacional. *Kaite, Estudios de Espeleología Burgalesa*, **1 (1978)**, 109-115.
- Plana Panyart, P. y Rioseras Gómez, M. A. (2001): La topografía en el Karst de Ojo Guareña. *Boletín de la SEDECK*, **2**, 43-51.

- Plana Panyart, P. y Pérez Martínez, R. (2002): Trabajos de topografía espeleológica. *Cubía, Boletín del Grupo Espeleológico Edelweiss*, **4**, 34.
- Prado y Valle, C. de (1864): *Descripción Física y Geológica de la Provincia de Madrid. Apéndice B: Noticia sobre cavernas y minas primordiales de España*. Ed. Junta General de Estadística. Madrid. 219 pp, 3 láminas y 1 plano.
- Porres, J. A. (2003): *Caracterización de cavidades en el subsuelo mediante la interpretación de perfiles de Tomografía Eléctrica*. Tesis Doctoral. Universidad de Burgos. Biblioteca Central de la Universidad de Burgos. Burgos. *Inédita*.
- Portero, J. M.; Olmo, P.; Ramírez, J. y Vargas, A. (1982): Síntesis del Terciario Continental de la Cuenca del Duero. *Temas Geológico-Mineros*, **6**, 11-37.
- Portero, J. M.; Olmo, P. y Olivé, A., (1983): El Neógeno de la transversal norte-sur de la Cuenca del Duero. En Comba, J.A. (Ed.) *Libro Homenaje a J. M. Ríos, Geología de España II*. IGME, 494-502.
- Proctor, A.; Coghlan, A. J.; Checkley, D. y Murray, X. (1972): Expedition to the Cantabrian Mountains of Northern Spain. *Lancaster University Speleological Society Journal*, **2**, 12-22.
- Puch, C. (1981): Las Grandes Cavidades Españolas. *El Topo Loco*, **3/5**, 225 pp.
- Puch, C. (1987a): Atlas de las Grandes Cavidades Españolas. *Exploracions*, **11**. Ed. Espeleo Club de Gràcia. Badalona. 494 pp.
- Puch, C. (1987b): La Torca de los Morteros (Burgos, Espagne). *Spelunca*, **25**, 31-37.
- Puch, C. (1998): *Grandes Cuevas y Simas de España*. Ed. Espeleo Club de Gràcia. Badalona. 816 pp.
- Puig y Larraz, L. (1896): Cavernas y Simas de España, *Boletín de la Comisión del Mapa Geológico de España. Tomo XXI (I) Segunda serie* (1894), Madrid. 440 pp.
- Quam, R.; Arsuaga, J. L.; Bermúdez de Castro, J. M.; Díez, J. C.; Lorenzo, C.; Carretero, J. M.; García, N. y Ortega, A. I. (2001): Human remains from Valdegoba Cave (Huérmeces, Burgos, Spain). *Journal of Human Evolution*, **41**, 385-435.
- Quinif, Y. (1992): Les variations paléoclimatiques dans le domaine karstique intertropical (Bas Zaïre). En Salomón, J.N. y Maire, R (Eds) (1992): *Karst et évolutions climatiques*. Hommage à Jean NICOD. Presses Universitaires de Bordeaux. 115-134.
- Quinif, Y. (1998): Disipation d'energie et adaptabilité dans les systèmes karstiques. *Karstologia*, **31**, 1-11
- Renault, P. (1967-68): Contribution à l'étude des cation mécaniques et sédimentologiques dans la spélégenese. *Annales de Spéleologie* **22**: 5-21 y 209-267 **23**: 259-307 y 529-596, **24**: 317-337
- Renault, Ph. (1970): *La formation des cavernes*. Ed. PUF. Paris. 128 pp.
- Reoyo, J.L. (1969): *Las explotaciones mineras en la provincia de Burgos durante la centuria 1850-1950*. Publicaciones de la Institución Fernán González. 18 pp.
- Rhoades, R. y Sinacori, N. M. (1941): Patterns of groundwater flow and solution. *Journal of Geology*, **49**, 785-795.
- Rilova Pérez, I. y Ortega Martínez, A. I. (2007): Cueva Mayor y la Sima de los Huesos (Sierra de Atapuerca, Burgos) en un manuscrito de la Biblioteca Nacional de Madrid, de 1795, *Espacio, Tiempo y Forma, Serie I, Prehistoria y Arqueología*, **16-17** (2003-2004), 327-345.

- Rioseras Gómez, M. A. (1990): Avance al estudio sobre la cuantificación de errores en una topografía real, *Mesetaria*, **4**, 15-26.
- Rioseras Gómez, M. A. (2000): Merindad de Valdivielso. BU-VIII.C/BU-IX.A. Avance al Catastro Espeleológico de Burgos. *Cubía, Boletín del Grupo Espeleológico Edelweiss*, **2**, 22-39.
- Rioseras Gómez, M. A. (2005): Operación Ojo Guareña 110 km. La unión de Villallana-Torcona con el Complejo de Ojo Guareña. *Cubía, Boletín del Grupo Espeleológico Edelweiss*, **8**, 12-17.
- Rioseras Gómez, M. A. y Burgui Aramburu, M. (2006): Campaña Fuente Azul 2006. Nuevo récord nacional de profundidad -135m. *Cubía, Boletín del Grupo Espeleológico Edelweiss*, **9**, 10-15.
- Rioseras Gómez, M. A. y Olave, J. (2006): Cueva de Socueto. Nuevo acceso al Sistema Barbancho-Socueto. Orbaneja del Castillo. Burgos. *Cubía, Boletín del Grupo Espeleológico Edelweiss*, **9**, 18-21.
- Ripoll Perelló, E. y Grupo Espeleológico Edelweiss (1957): Revisión de la Cueva de Penches. *IV Congreso Nacional de Arqueología. Burgos 1955*. Ed. Seminario de Prehistoria y Arqueología de la Universidad de Zaragoza. Zaragoza. 57-60.
- Rodríguez Fernández, J. M. (1916a): El Hombre prehistórico en Oña (Burgos). La Cueva del Caballón. *Ibérica*, 128 pp.
- Rodríguez Fernández, J. M. (1916b): Algo más de prehistoria. Oña (Burgos). *Ibérica*, 142 pp.
- Rosas, A.; Pérez González, A.; Carbonell, E.; Made J. van der, Sánchez, A.; Laplana, C.; Cuenca-Bescós, G.; Parés, J. M. y Huguet, R. (2001): Le gisement pléistocène de la "Sima del Elefante" (Sierra de Atapuerca, Espagne). *L'anthropologie*, **105**, 301-312.
- Rosas, A.; Huguet, R.; Pérez-González, A.; Carbonell, E.; Vallverdú, J.; Made van der, J.; Allúe, E.; Garcia, N.; Martínez-Pérez, R.; Rodríguez, J.; Sala, R.; Saladie, P.; Simón, G.; Martínez-Maza, C.; Bastir M. y Sanchez, A. (2004): Inicial approach to the site formation and palaeoecology of the Sima del Elefante: A Pleistocene karst locality at Atapuerca Hill. En Museo Arqueológico Regional CAM (ed.): *Zona Arqueológica. Geología. Homenaje a Emiliano Aguirre*, 135-155.
- Rosas, A.; Huguet, R.; Pérez González, A.; Carbonell, E.; Bermúdez de Castro, J. M.; Valverde, J.; Made, J. van der; Allúe, E.; García, N.; Martínez-Pérez, R.; Rodríguez, J.; Sala, R.; Saladie, P.; Benito, A.; Martínez-Maza, C.; Bastir, M.; Sánchez, A.; y Parés, J. M. y (2006): The "Sima del Elefante" cave site at Atapuerca (Spain). *Estudios Geológicos*, **62** (1), 327-348.
- Royo y Gómez, J. (1926): *Terciario continental de Burgos*. XIV Congreso Geológico Internacional. Excursión A-6. Ed. Instituto Geológico de España. Madrid. 67 pp.
- Rubio, P. M. (1853) *Tratado completo de las fuentes minerales de España*. Establecimiento Tipográfico de D.R.R. de Rivera, Madrid.
- Rubio Marcos, E. (1981): Eremitas en el norte de Burgos. *Kaite, Estudios de Espeleología Burgalesa*, **2**, 77-139.
- Rubio Marcos, E. (1982): *30 Años de Exploraciones (1951-1980)*. Memoria del Grupo Edelweiss. Ed. Diputación Provincial de Burgos. Burgos. 194 pp.
- Rubio Marcos, E. (1986): Monjes y eremitas. Santuarios de roca del sureste de Burgos. *Temas Burgaleses*, **1**. Ed. Diputación Provincial de Burgos. Burgos. 64 pp.
- Rubio Marcos, E. (2001): El descubrimiento de las huellas prehistóricas. Ojo Guareña. *Cubía, Boletín del Grupo Espeleológico Edelweiss*, **3**, 34-35.
- Ruiz García, F. (1983): Avance del Catastro Espeleológico de Burgos. *Kaite, Estudios de Espeleología Burgalesa*, **3**, 95-101.

- Ruiz García, F. (1986): *Introducción a los Karst de la Provincia de Burgos*. Ed. Diputación Provincial de Burgos. Burgos. 48 pp.
- Ruiz García, F. (1992): Contexto geológico de las principales zonas kársticas de la provincia de Burgos. En Grupo Espeleológico Edelweiss (Ed.): *Monografía sobre Grandes Cavidades Burgalesas*. *Kaite, Estudios de Espeleología Burgalesa*, **6**, 15-53.
- Ruiz García, F. (2002): Cronología de las referencias hidrogeológicas en torno al Karst de Ojo Guareña. *Cubía, Boletín del Grupo Espeleológico Edelweiss*, **4**, 14-31.
- Ruiz García, F. (2006): El Karst de los Montes del Somo y Valnera (Sierra de los Morteros, Castro Valnera, Lunada, Picón del Fraile, Lusa e Imunía). *Cubía, Boletín del Grupo Espeleológico Edelweiss*, **9**, 22-31.
- Ruiz García, F. y García Gómez, R.F. (1992): Las Grandes Cavidades Burgalesas, en Grupo Espeleológico Edelweiss (Ed.): *Monografía sobre Grandes Cavidades Burgalesas*. *Kaite, Estudios de Espeleología Burgalesa*, **6**, 55-215.
- Ruiz García, F.; Ortega Martínez, A. I. y Martín Merino, M. A. (2008): Las cavidades de la Comarca de Juarros. Partida BU-IV.B. Burgos. *Cubía, Boletín del Grupo Espeleológico Edelweiss*, **11**, 12-21.
- Ruiz Hernández, J. M. y Díaz Muñoz, J. A. (2000): Las aguas minerales como patrimonio hidrogeológico histórico de la provincia de Burgos. *Temas Geológicos-Mineros*, **31**, 111-122
- Sáenz García, C. (1933). Notas acerca de la Estratigrafía del Supracretáceo y del Numulítico en la cabecera del Nela y zonas próximas. *Boletín de la Sociedad Española de Historia Natural*, **XXXIII**, 159-185.
- Salomón, J. N. y Maire, R (Eds) (1992): *Karst et évolutions climatiques*. Hommage à Jean NICOD. Presses Universitaires de Bordeaux. 520 pp.
- Sampayo, P. y Zuaznávar, M. (1868): *Descripción con planos de la Cueva llamada de Atapuerca*. Burgos. 19 pp.
- Sánchez Lozano, R. (1910): *El alumbramiento de aguas practicado en el término de Nebreda para el abastecimiento de la villa de Lerma en la provincia de Burgos*. Madrid. 46 pp.
- Sánchez-Moya, Y. y Sopeña, A. (2004): El Rift Mesozoico Ibérico. En Vera J. A. (Ed.), *Geología de España*. Soc. Geol. Espana. IGME, Madrid, 484-485.
- Santiago, A. de; Ugidos, A. y San Martín, A. (1999): El Castro Valnera. Introducción al macizo y estado actual de las exploraciones. *Cubía, Boletín del Grupo Espeleológico Edelweiss*, **1**, 34-38.
- Santisteban, J. I.; Mediavilla, R.; Martín-Serrano, A. y Dabrio, C. J. (1996): The Duero Basin: a general overview. En Friend, P. F., Dabrio, C. J. (Eds.): *Tertiary basins of Spain: the stratigraphic record of crustal kinematics*. Cambridge University Press, Cambridge, 183-187.
- Santos Hernando, J. (2001): Las raíces del Grupo Edelweiss. Una historia de adolescentes. *Cubía, Boletín del Grupo Espeleológico Edelweiss*, **3**, 14-15.
- Sanz Pérez, E. (1993): El trasvase subterráneo del nacimiento del río Arlanza (Burgos). *Revista de Obras Públicas*, **3.227**, 41-52.
- Sanz Pérez, E. (1996a): Caracterización de la recarga natural en los sistemas kársticos de Brieva de Cameros, Las Viniegras (La Rioja) y Fuente Negra (Burgos). *Geogaceta*, **20 (6)**, 1.261-1.263.
- Sanz Pérez, E. (1996b): Hidrodinámica de los acuíferos kársticos de las Sierras de Urbión y Neila (Burgos). *Estudios Geológicos*, **52**, 279-305.

- Sanz Pérez, E. y Medina Ferrer, J. (1983): La morfología kárstica subterránea del Pozo Azul (Burgos). *Jornadas sobre el Karst en Euskadi*, **I**. San Sebastián. 307-322.
- Seagrief, R. (1993): Primeros Europeos – Catálogo / First Europeans – the catalogue. Ed. The Natural History Museum. London. 46 pp.
- Selby, M. J. (1985): *Earth's Changing Surface*. An Introduction to Geomorphology, Clarendon Press, Oxford. 607 pp.
- Serrano, L. (1910): *Fuentes para la Historia de Castilla por los PP. Benedictinos de Silos. Tomo III. Becerro Gótico de Cardaña*. Editorial Cuesta, Valladolid, I-XLVII pp, 417 pp.
- Shakelton, N. J. (1987): Oxygen isotopes, ice volume and sea level. *Quaternary Science Review*, **6**, 183-190
- Shakleton, N. J.; Fairbanks, R. G.; Tzu-Chien, Ch. y Parrenin, F. (2004): Absolute calibration of the Greenland time scale: implications from Antarctic time scales for ¹⁴C. *Quaternary Science Reviews* **23**: 1.513-1.522
- Shaw, T. (2004): Speleologists. En Gunn J. (Ed.) *Encyclopedia of Cave and Karst Science*. Fitzroy Dearborn. An imprint of the Taylor and Frances Group, 686-689.
- Simón J. L.; Liesa, C. L. y Arlegui, L. E. (2002): The Iberian Ranges. En W. Gibbons y T. Moreno (Eds). *Geology of Spain*. Geology Society, London UK, 385-397.
- Sokolov, D. S. (1967): Hydrodynamic zoning of karst water, *Actas del Coloquio de Dubrovnik AIHS-UNESCO*, **I**. París. 204-207.
- Stock, G. M.; Granger, D. E.; Sasowsky, I. D.; Anderson, R. S. y Finkel, R. C. (2005): Comparison of U-Th, paleomagnetism, and cosmogenic burial methods for dating caves: Implications for landscape evolution studies. *Earth and Planetary Science Letters*, **236**, 388-403.
- Stock, G. M.; Rhihmaki, C. A. y Anderson, R. S. (2006): Age constraints on cave development and landscape evolution in the Bighorn Basin of Wyoming, USA. *Journal of Cave and Karst Studies*, **68** (2), 76-84.
- Strahler A. (1987): *Geología Física*. Ediciones Omega S.A. 629 pp.
- Subiñas Peña, A. (2005): Informes de Espeleobuceo en el Pozo San Vicente. 2005. Pesquera de Ebro. Burgos. *Cubía, Boletín del Grupo Espeleológico Edelweiss*, **8**, 34-37.
- Swinnerton, A. C. (1932): Origin of limestone caverns. *Geological Society of America Bulletin*, **43**, 662-693.
- Torres Pérez-Hidalgo, T. de (1976): El Karst de la Sierra de Atapuerca. En Apellániz, J.Mª y Uribarri, J.L. (Eds.): Estudios sobre Atapuerca (Burgos). I – El Santuario de la Galería del Sílex, *Cuadernos de Arqueología de Deusto*, **5**, 13-15.
- Torres Pérez-Hidalgo, T. de (1978): Los osos fósiles de la Sierra de Atapuerca (Burgos, España). *Boletín Geológico y Minero*, **LXXXIX**, 123-132.
- Torres Pérez-Hidalgo, T. de (1987): Histórica de la excavación de Atapuerca 1976. En Aguirre, E.; Carbonell, E. y Bermúdez de Castro, J. M. (Eds.): *El Hombre Fósil de Ibeas y el Pleistoceno de la Sierra de Atapuerca*, **I**. Junta de Castilla y León. 37-38.
- Uribarri, J. L. (1975): El fenómeno megalítico burgalés. Publicaciones de la Institución Fernán González. Excma. Diputación de Burgos. 103pp.
- Uribarri Angulo, J. L. y Liz Callejo, C. (1973): El Arte Rupestre de Ojo Guareña. La Cueva de Kaite. *Trabajos de Prehistoria*, **30**, 68-120.

- Valdiosera, C.; García, N.; Anderung, C.; Dalén, L.; Crégutbonnoure, E.; Kahlke, R.; Stiller, M.; Brandström, M.; Thomas, M.; Arsuaga, J.L.; Götherström, A. y Barnes, I. (2007): Staying out in the cold: glacial refugia and mitochondrial DNA phylogeography in ancient European brown bears. *Molecular Ecology*, doi: 10.1111/j.1365-294X.2007.03590.x
- Vallverdú, J. (1999): Microfacies y Micromorfología de las Unidades GII y GIII de Galería (Sierra de Atapuerca). En Carbonell, E.; Rosas, A. y Díez, J. C. (Eds.): Atapuerca: Ocupaciones humanas y paleoecología del yacimiento de Galería, *Arqueología en Castilla y León*, **7**, 43-54.
- Vallverdú, J.; Courty, M. A.; Carbonell, E.; Canals, A. y Burjachs, F. (2001): Les sédiments d'*Homo antecessor* de Gran Dolina (Sierra de Atapuerca, Burgos, Espagne). Interprétation micromorphologique des processus de formation et enregistrement paléoenvironnemental des sédiments. *L'anthropologie*, **105** (1), 45-69.
- Vera, J. A.; Ancochea, A.; Barnolas, A.; Bea, F.; Calvo, J. P.; Civis, J.; De Vicente, G.; Fernández-Gianotti, J.; García-Cortés, A.; Pérez-Estaño, A.; Pujalte, V.; Rodríguez-Fernández, L.R.; Sopeña, A. y Tejero, A. (2005): Capítulo 1. En Vera J.A. (Ed.) *Geología de España*, Soc. Geol. España, IGME, Madrid. 3-17.
- Vergés, J. M., Allué, E.; Angeluchi, D. E.; Cebriá, A.; Fontanals, M.; Mányanos, A.; Montero, S.; Moral, S.; Vaquero, M. y Zaragoza, J. (2002): La Sierra de Atapuerca durante el Holoceno: datos preliminares sobre las ocupaciones de la Edad del Bronce en la Cueva del Mirador (Ibeas de Juarros, Burgos). *Trabajos de Prehistoria*, **59**, 107-126.
- Vergés, J. M.; Allué, E.; Angeluchi, D. E.; Burjachs, F.; Carrancho, A.; Cebriá, A.; Cáceres, I.; Fontanals, M.; Moral, S.; Rodríguez, A. y Vaquero, M. (2008): Los niveles neolíticos de la Cueva de El Mirador (sierra de Atapuerca, Burgos): nuevos datos sobre la implantación y el desarrollo de la economía agropecuaria en la submeseta norte. En M. S. Hernández, J.A. Soler., J. A. López (Editores): *IV Congreso de Arqueología Peninsular*. MARQ, Museo Arqueológico de Alicante. Diputación de Alicante, Alicante, pp. 418-427.
- Vicente, G.; Giner, J. L.; Muñoz Martín, A.; González.Casado, J. M. y Lindo, R. (1996): Determination of present-day stress tensor and neotectonic interval in the Spanish Central System and Madrid Basin, central Spain. *Tectonophysics*, **266**, 405-424.
- Wenger, R. (Ed.) (2006): *Cavernes, face cachée de la terre*. Nathan. París. 240 pp.
- White, W. B. y White, E.L. (1970): Channel hydraulics streams in caves. *Caves and Karst*, **12**: 41-48.
- White, W. B. (1988): *Geomorphology and Hydrology of Karst Terrains*. Oxford University Press.
- Zaparaín, M^a J. (2007): Ocupación del territorio y evolución urbana del Bic de Atapuerca e Ibeas. Del medioevo a la contemporaneidad. Apuntes para su análisis. En D.G. Patrimonio JCyL, (2007) *Plan de Adecuación y Usos del Espacio Cultural "Sierra de Atapuerca"*. Santos Ganges, L. (coord.). Abril de 2007. Dirección General de Patrimonio y Bienes Culturales. Consejería de Cultura y Turismo. Junta de Castilla y León. Valladolid. *Inédito*.
- Zazo, C.; Goy, J. L. y Hoyos, M. (1983): "Estudio geomorfológico de los alrededores de la Sierra de Atapuerca (Burgos)". *Estudios Geológicos*, **39**, 179-185.
- Zazo, C.; Goy, J. L. y Hoyos, M. (1987): "Contexto geológico y geomorfológico", en Aguirre, E.; Carbonell E. y Bermúdez de Castro, J.M. (Eds.): *El Hombre fósil de Ibeas y el Pleistoceno de la Sierra de Atapuerca*. Junta de Castilla y León, 41-46.
- Zingg, Th. (1935): Beiträge zur Achotteranalyse: Schweiz. *Mineralog. Petrog. Mitt.*, **15**, 39-140.

- Archivos

Archivo G. E. Edelweiss / GEE: Archivo del Grupo Espeleológico Edelweiss. Excma Diputación Provincial de Burgos. Burgos.

Archivo Biblioteca Nacional de Madrid: Fondos Tomás López - ABNM

Archivo Municipal de Ibeas de Juarros - AMIJ

Archivo del Museo de Burgos - AMB

Archivo EIA: Archivo del Equipo de Investigación de Atapuerca

UNIVERSIDAD DE BURGOS
FACULTAD DE HUMANIDADES Y EDUCACIÓN
DEPARTAMENTO DE CIENCIAS HISTÓRICAS Y GEOGRAFÍA

LA EVOLUCIÓN GEOMORFOLÓGICA DEL KARST DE LA SIERRA
DE ATAPUERCA (BURGOS) Y SU RELACIÓN CON LOS
YACIMIENTOS PLEISTOCENOS QUE CONTIENE

Tesis Doctoral

Ana Isabel Ortega Martínez
Burgos, marzo de 2009

9. ANEXOS: DOCUMENTACIÓN PLANIMÉTRICA

Directores:

Alfredo Pérez-González

Asesor de Dirección

Centro Nacional de Investigación sobre la Evolución Humana (CENIEH)

José Miguel Carretero Díaz

Departamento de Ciencias Históricas y Geografía

Facultad de Humanidades y Educación

Universidad de Burgos

9. INTRODUCCIÓN

9.1. ANEXO 1: PLANOS

9.2. ANEXO 2: ALZADOS

9.3. ANEXO 3: LÁMINAS-SECCIÓN

9.1 ANEXO 1: PLANOS

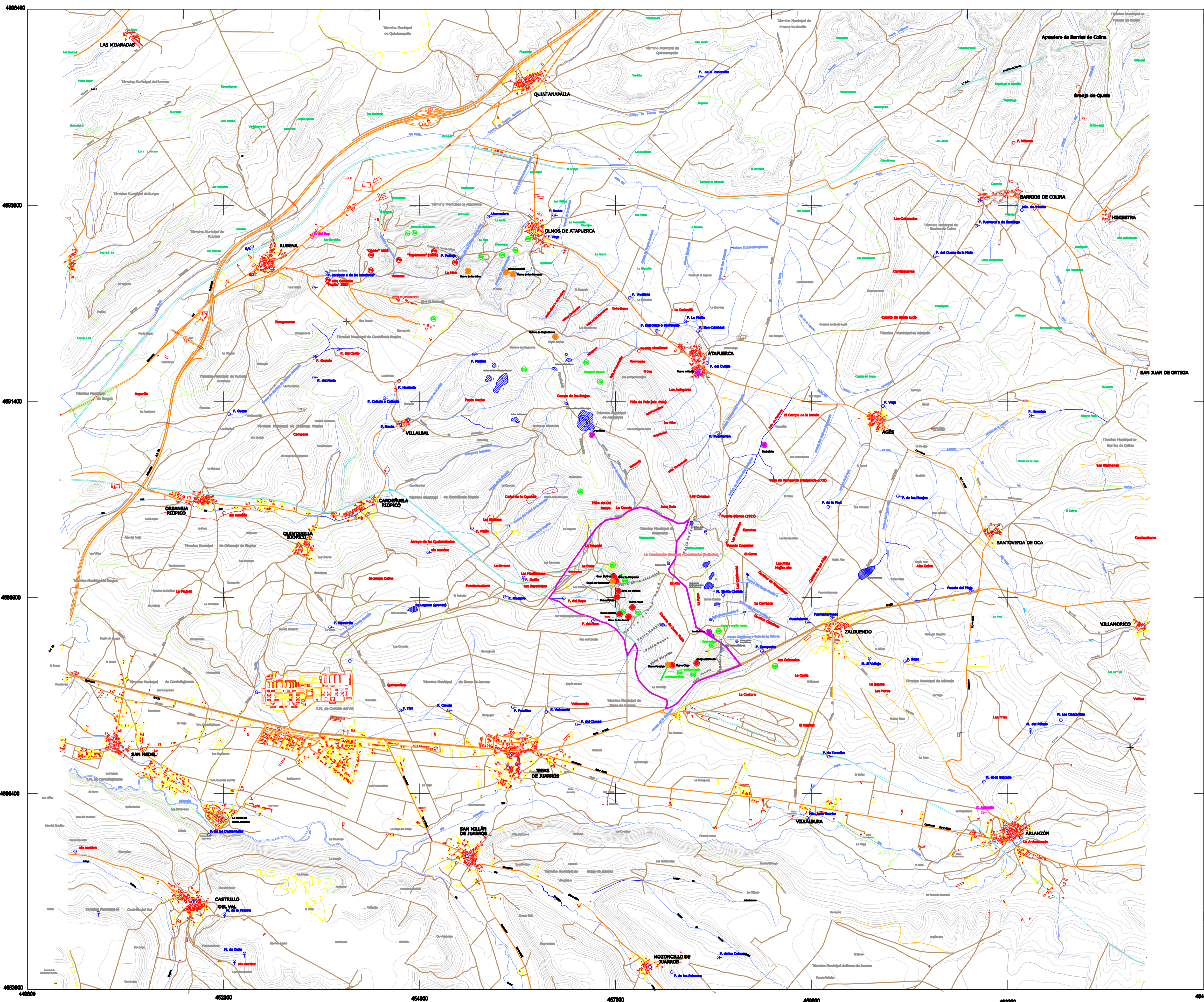
En este anexo se incluyen los planos en los que se representa la distribución sobre el territorio de los elementos más característicos del karst de la Sierra de Atapuerca, incluidos los yacimientos pleistocenos. Para la elaboración de esta planimetría, se ha empleado cartografía base de diversas procedencias y varias escalas: cartografía oficial del IGN, de la Junta de Castilla y León, levantamientos topográficos de detalle en las zonas de los sitios arqueológicos y planos topográficos del interior del karst.

El sistema principal utilizado para trabajar en el conjunto de los yacimientos es el UTM (Universal Transverse Mercator), esto permite poder combinar toda la información gráfica existente, incluida la información que procede de los propios yacimientos que, por sus características especiales presentan su sistema de coordenadas particular.

Todos los puntos que conforman el trabajo topográfico, se han basado en la red de vértices geodésicos instaurados en el año 2001 observada y compensada respecto a la red regente (Díaz Santana y Pérez Martínez, 1998).

RELACIÓN DE PLANOS

- 1. Emplazamiento del área de estudio**
- 2. Área del Bien de Interés Cultural (BIC)**
- 3. Las Torcas y Karst**
- 4. Las Torcas y planimetría del endoKarst**
- 5. Karst de Torcas**
- 6. Nivel 1 del Sistema Cueva Mayor-Cueva del Silo**
- 7. Nivel 2 del Sistema Cueva Mayor-Cueva del Silo**
- 8. Nivel 3 del Sistema Cueva Mayor-Cueva del Silo**
- 9. Karst de Trinchera Norte**
- 10. Interpretación según prospecciones geofísicas en el karst.**



INFORMACION ESPECIFICA

USOS DEL SUELO

URBANÍSTICOS	AGRARIOS
S.U. Urbano	S. Básico
S.U.P. Urbanizable Programado	S. Bacter
S.U.M.P. Urbanizable no Programado	J. Jardín
S.U.L. No Urbanizable	Vp. Verde Público
	V. Vivero
	R. Regadío
	H. Huerta
	Pr. Prado
	Ms. Monte Alto
	Mb. Monte Bajo

INFORMACION CARTOGRAFICA

NORTE

SUPLENTE INTERNACIONAL DE HAZARD
DATOS POSICIONALES: PASO DE ZONA 14E
LONGITUDINAL REFERENCIAL AL MERIDIANO DE GREENWICH
RED GEODESICA NACIONAL
ALTURAS REFERENCIAL AL NIVEL DEL MAR EN ALTIPLANO
ESTRATA DE REPRESENTACION UTM

VUELO FOTOMETRICO REALIZADO EN ABRIL DE 2000
POR TIBSA SA
APORTE DE CAMPO REALIZADO EN OCTUBRE DE 2000
POR GRUPO I.S.A. S.A.
REVISION AVULSA REALIZADA EN DICIEMBRE DE 2000
POR GRUPO I.S.A. S.A.

SUPERVISION TECNICA DE LA CARTOGRAFIA
SERVIDIO DE GEOMATICA DEL TERRITORIO

JUNTA DE CASTILLA Y LEON
CONSEJERIA DE FOMENTO
DIRECCION GENERAL DE VIVIENDA,
URBANISMO Y ORDENACION DEL TERRITORIO
EXCMA. DIPUTACION DE BURGOS

PROVINCIA BURGOS
MUNICIPIO ARLANZON, ATAPUERCA, IBEAS DE JUARRROS

ESCALA 1:10.000
H.M.T.N.
E 10-2011/4

EXCMA. DIPUTACION DE BURGOS

INFORMACION PARTICULAR



TESIS :
EVOLUCIÓN GEOMORFOLÓGICA DEL KARST DE LA SIERRA DE ATAPUERCA Y SU RELACIÓN CON LOS YACIMIENTOS PLEISTOCENOS

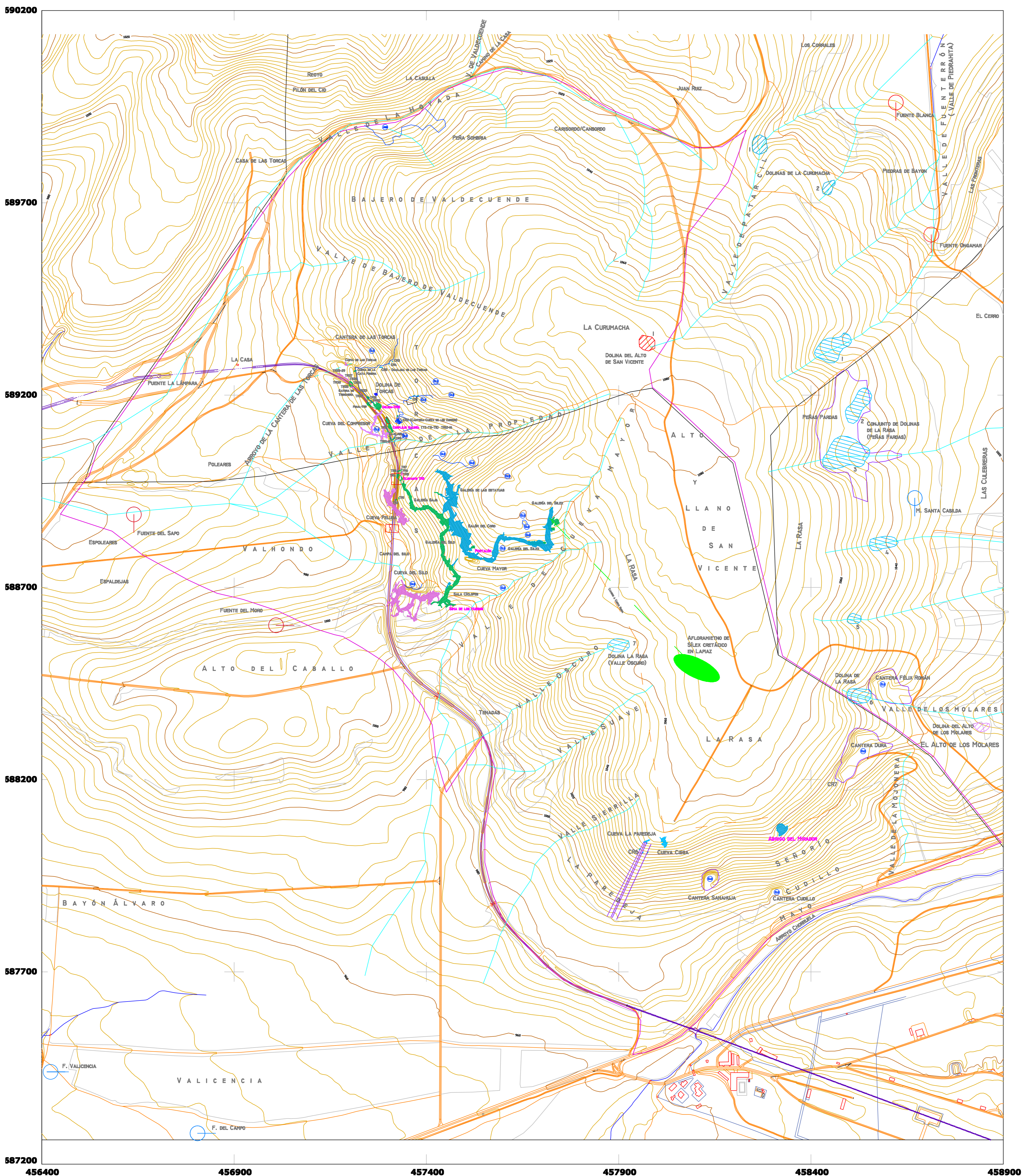
PLANO:
EMPLAZAMIENTO DEL ÁREA DE ESTUDIO

AUTOR TESIS :
ANA ISABEL ORTEGA MARTÍNEZ

Fecha base cartográfica: Año 2000
Fecha realización: Diciembre 2008

ESCALA REPRESENTACIÓN: 1 : 25000
Num: 1 de 10

CARTOGRAFÍA BASE :
- Junta de Castilla y León
Plano 1:10000



590200
589700
589200
588700
588200
587700
587200
456400 456900 457400 457900 458400 458900

TESTIS :
EVOLUCIÓN GEOMORFOLÓGICA DEL KARST DE LA SIERRA DE ATAPUERCA Y SU RELACIÓN CON LOS YACIMIENTOS PLEISTOCENOS

PLANO:
ÁREA DEL BIEN DE INTERÉS CULTURAL (BIC)

AUTOR TESTIS :
ANA ISABEL ORTEGA MARTÍNEZ

Fecha base cartográfica:
Años 2001; 2004; 1977-2006

Fecha realización:
Diciembre 2008

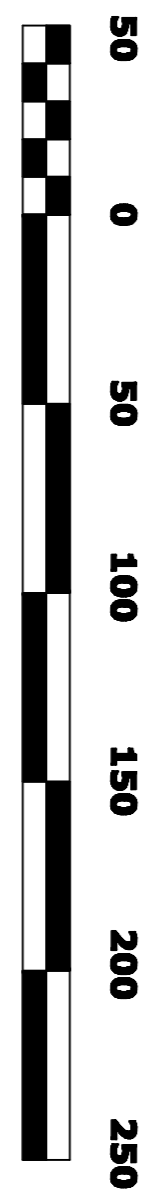
Escala :
1 : 5000

Escala gráfica:
2 de 10

CARTOGRAFÍA BASE :
- Plano "Zona Arqueológica BIC"
- Diciembre 2004. Escala variable
- Dirección General de Patrimonio y Bienes Culturales (Junta de Castilla y León)

Lançamento topográfico:
- Julio 2001. Escala 1:500
- R. Pérez, E. Cordero, A. Pérez

Planimetría del karst de Torcas-Cueva Mayor:
- 1977-2006. Escala variable
- Grupo Espeleológico Estremela.
- Escala: Dirección de Burgos.



ESCALA GRÁFICA
1:2000



Norte

Proyección: Universal Transversa Mercator (UTM),
Huso 30.
Elipsoide de Hayford. Datum Europeo (1956).
Altitudes referidas al nivel medio del mar en Alicante.
Factor de escala K = 0,99994

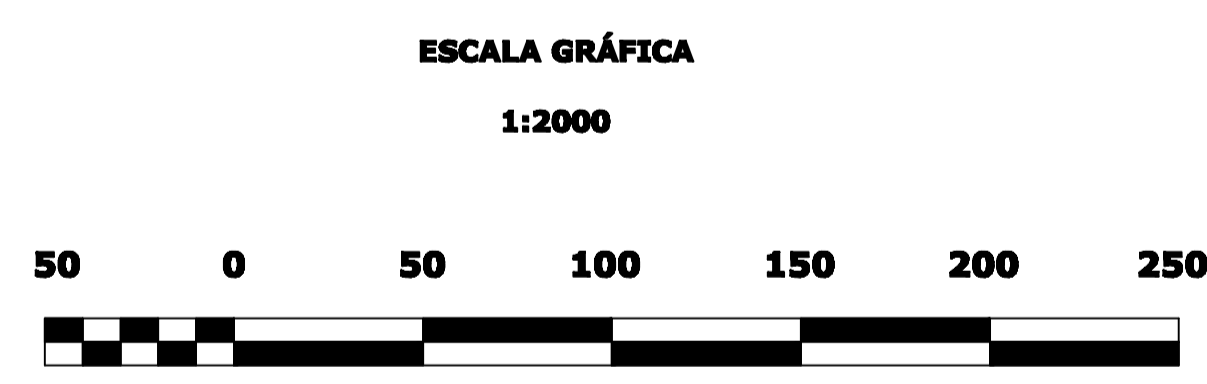
Equidistancia de las curvas de nivel 0,5 m

	Explotación Caliza		Dolinas
	CURVAS DE NIVEL		SE1
	De nivel		Nivel Superior / SE3
	Muestra		Nivel 1 / SE4
	Adaptada del 1:25000		Nivel 2 / T3a2n
	Limite municipio		Nivel 3 / T3a2n
	Limite del B.I.C.		Nivel 3 Interior / T3a2n
	TOPÓNIMOS		
	Yacimiento Conductos		
	Cueva		
	Rellenos (TR/CR)		



	Explotación Caliza		Límite municipio
CURVAS DE NIVEL			
	De nivel		Nivel 1
	Maestra		Nivel 1 Superior
	Adaptada del 1:25000		Nivel 2
TOPÓNIMOS			
	Yacimiento		Nivel 3
	Cueva		Nivel 3 Inferior

Proyección Universal Transversa Mercator(UTM), huso 30.
 Elipsoide de Hayford. Datum Europeo 1950.
 Altitudes referidas al nivel medio del mar en Alicante.
 Factor de escala K = 0.99984
 Equidistancia de las curvas de nivel 0.5 m



TESIS :
EVOLUCIÓN GEOMORFOLÓGICA DEL KARST DE LA SIERRA DE ATAPUERCA Y SU RELACIÓN CON LOS YACIMIENTOS PLEISTOCENOS

PLANO:
LAS TORCAS Y KARST

AUTOR TESIS :
ANA ISABEL ORTEGA MARTÍNEZ

Fecha base cartográfica:
Años 2001; 2004; 1977-2006

Fecha realización:
Diciembre 2008

Escala :
1 : 2000

3 de 10

CARTOGRAFÍA BASE :
 - Plano "Zona Arqueológica BIC". Diciembre 2004. Escala varias. Dirección General de Patrimonio y Bienes Culturales (Junta de Castilla y León)
 - Levantamiento topográfico. Julio 2001. Escala 1:500. R.Pérez, E. Cuadras, A.Pérez
 - Planimetría del karst de Torcas-Cueva Mayor. 1977-2006. Escala varias. Grupo Espeleológico Edelweiss. Excmo. Diputación de Burgos.

4668450

4668200

456950

4668700

4668450

4668200

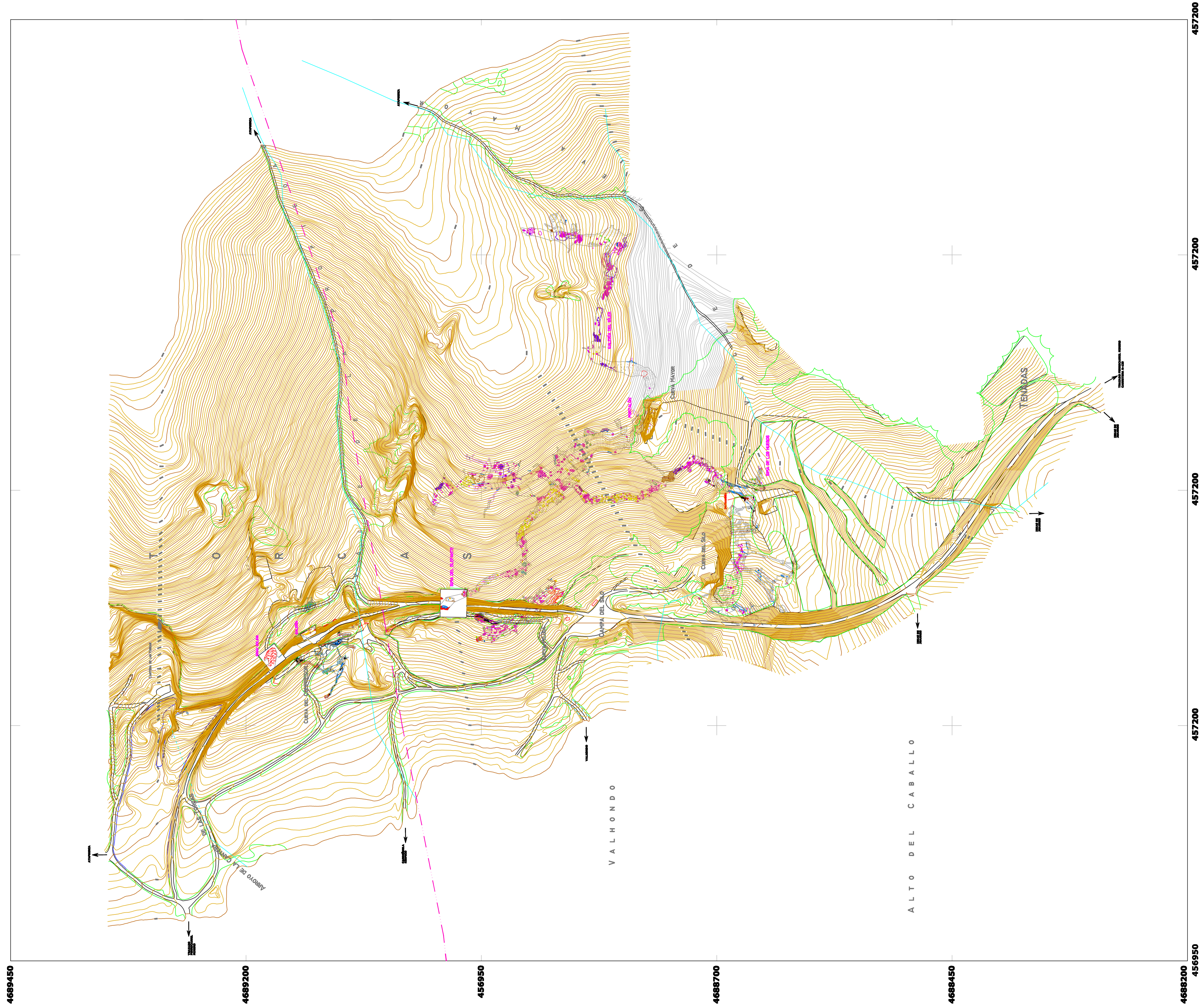
457950

457700

457450

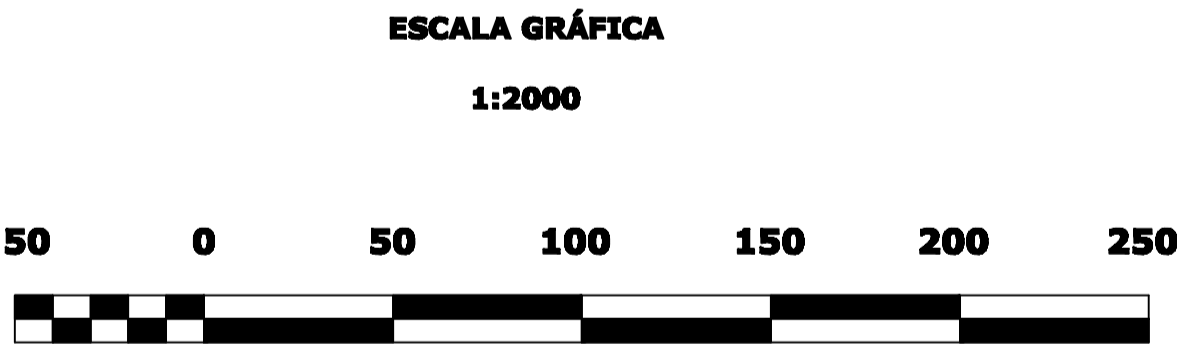
457200

456950



	Explotación Caliza		Límite municipio
CURVAS DE NIVEL			
	De nivel		Nivel 1
	Maestra		Nivel 1 Superior
	Adaptada del 1:25000		Nivel 2
TOPÓNIMOS			Nivel 3
	Yacimiento		Nivel 3 Inferior
	Cueva		

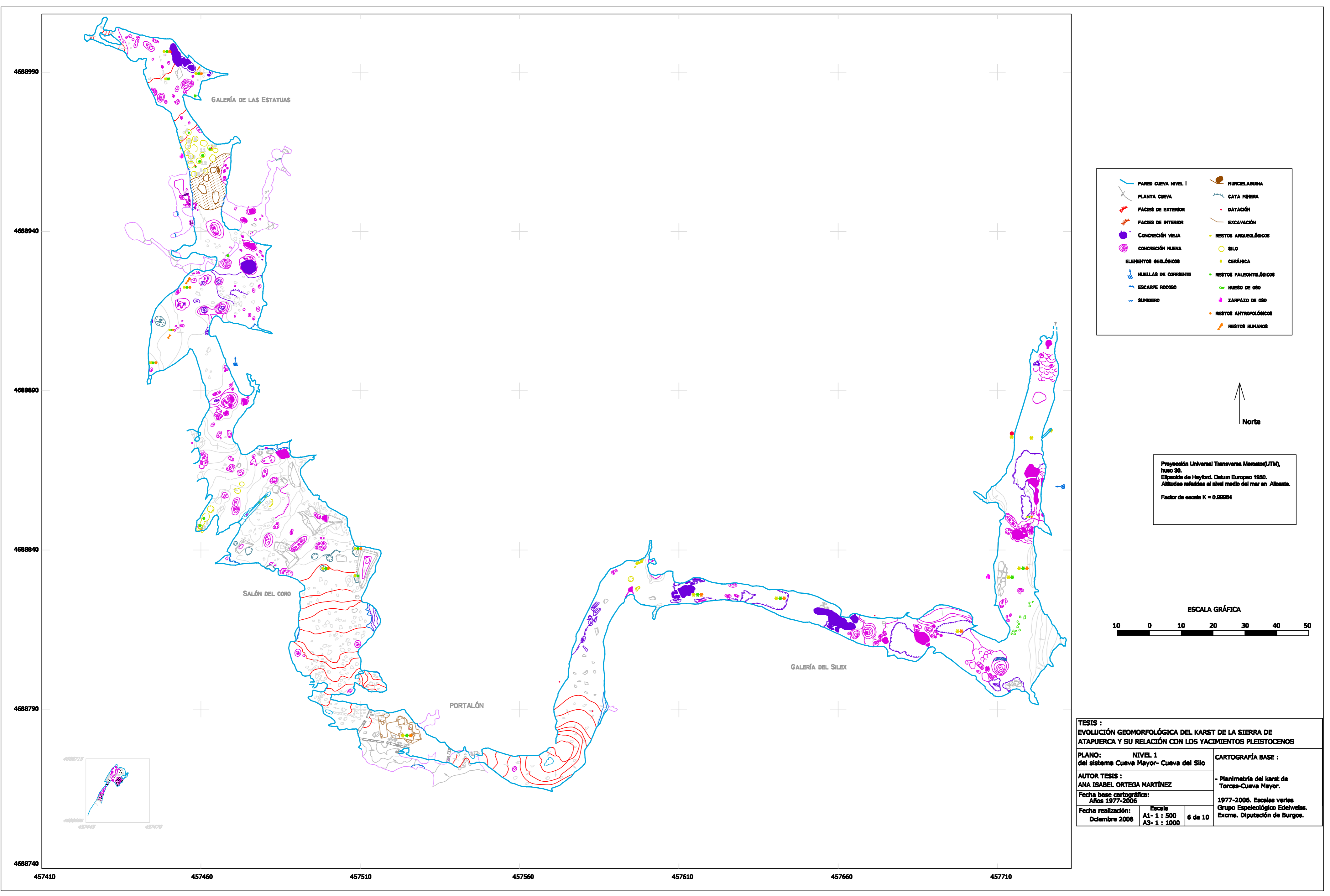
Proyección Universal Transversa Mercator(UTM), huso 30.
 Elipsoide de Hayford. Datum Europeo 1950.
 Altitudes referidas al nivel medio del mar en Alicante.
 Factor de escala K = 0.99984
 Equidistancia de las curvas de nivel 0.5 m



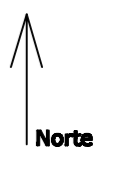
TESIS : EVOLUCIÓN GEOMORFOLÓGICA DEL KARST DE LA SIERRA DE ATAPUERCA Y SU RELACIÓN CON LOS YACIMIENTOS PLEISTOCENOS		
PLANO: LAS TORCAS Y KARST		
AUTOR TESIS : ANA ISABEL ORTEGA MARTÍNEZ		
Fecha base cartográfica: Años 2001; 2004; 1977-2006		
Fecha realización: Diciembre 2008	Escala : 1 : 2000	4 de 10
CARTOGRAFÍA BASE : - Plano "Zona Arqueológica BIC". Diciembre 2004. Escala varias Dirección General de Patrimonio y Bienes Culturales (Junta de Castilla y León) - Levantamiento topográfico. Julio 2001. Escala 1:500 R.Pérez, E. Cuadras, A.Pérez - Planimetría del karst de Torcas-Cueva Mayor. 1977-2006. Escala varias Grupo Espeleológico Edelweiss. Excmo. Diputación de Burgos.		

4668450 4668700 4668950 4669200 4669450

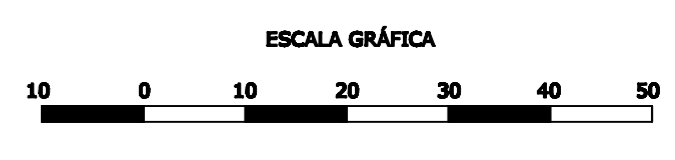
456950 457200 457450 457700 457950



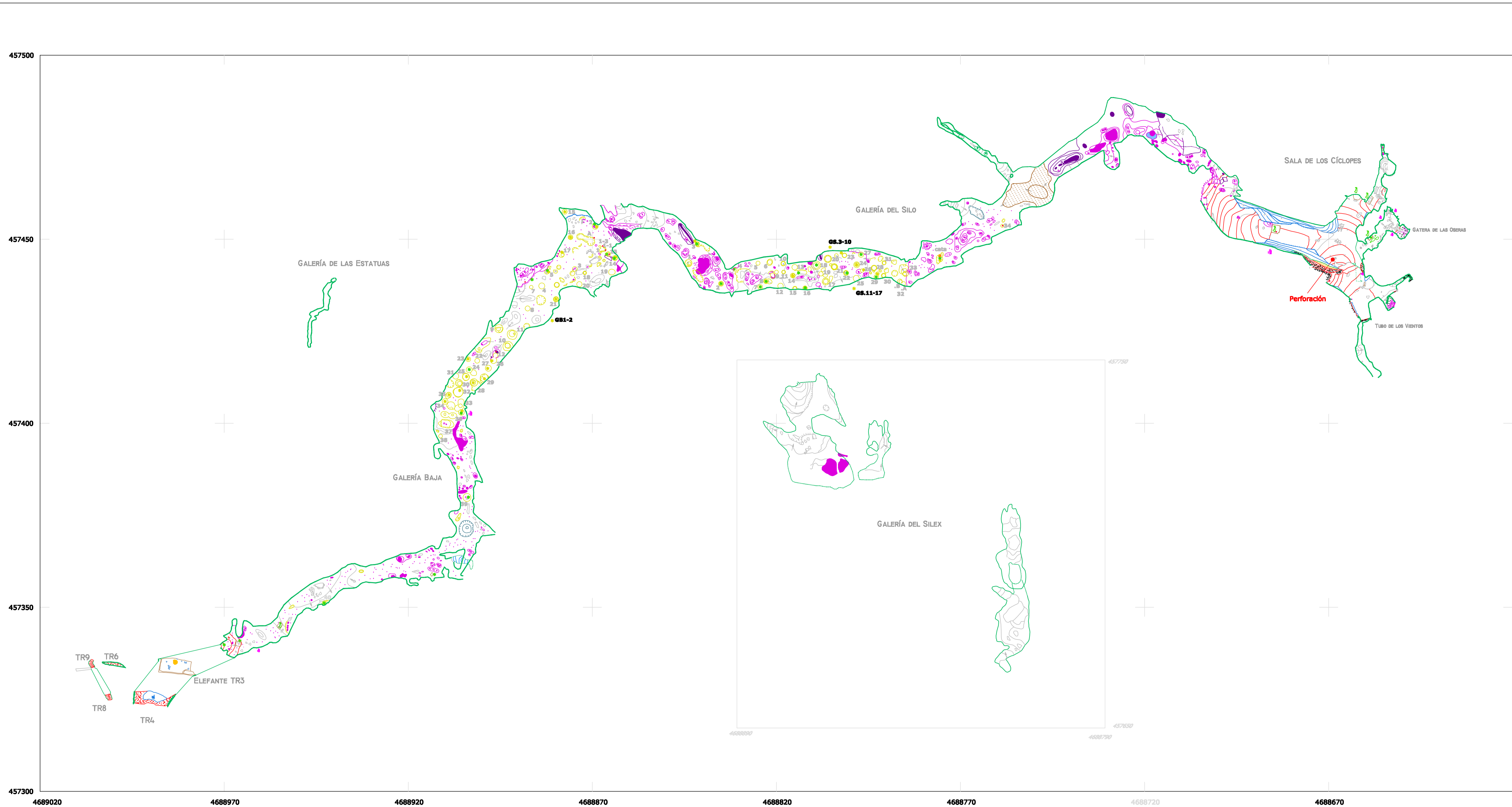
- | | | | |
|--|-----------------------|--|------------------------|
| | PARED CUEVA NIVEL I | | MURCILABRINA |
| | PLANTA CUEVA | | CATA HERRA |
| | FACIES DE EXTERIOR | | DATACIÓN |
| | FACIES DE INTERIOR | | EXCAVACIÓN |
| | CONCRECIÓN MELIA | | RESTOS ARQUEOLÓGICOS |
| | CONCRECIÓN MELIA | | SILLO |
| | ELEPHANTOS NEOLÍTICOS | | CERÁMICA |
| | HUELLAS DE CORRIENTE | | RESTOS PALEONTOLÓGICOS |
| | ESCAPE INOCOSO | | HUESO DE ORO |
| | SUPERFICIE | | ZARPAZO DE ORO |
| | | | RESTOS ANTHROPOLÓGICOS |
| | | | RESTOS HUMANOS |



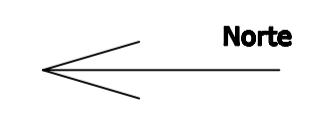
Proyección Universal Transversa Mercator(UTM),
 Huso 30,
 Elipsoido de Hayford, Datum Europeo 1980.
 Altitudes referidas al nivel medio del mar en Alicante.
 Factor de escala K = 0,99984



TESIS : EVOLUCIÓN GEOMORFOLÓGICA DEL KARST DE LA SIERRA DE ATAPUERCA Y SU RELACIÓN CON LOS YACIMIENTOS PLEISTOCENOS		
PLANO: del sistema Cueva Mayor- Cueva del Silo	NIVEL 1	CARTOGRAFÍA BASE :
AUTOR TESIS : ANA ISABEL ORTEGA MARTÍNEZ		- Planimetría del karst de Torca-Cueva Mayor.
Fecha base cartográfica: Años 1977-2006		1977-2006, Escalas varias Grupo Espeleológico Edelweiss. Excmo. Diputación de Burgos.
Fecha realización: Diciembre 2008	Escala A1- 1 : 500 A3- 1 : 1000	6 de 10



- | | |
|-----------------------------|------------------------|
| PARED CUEVA NIVEL 2 | MURCIELAGUINA |
| PARED CUEVA NIVEL 1 | CATA MINERA |
| PLANTA CUEVA | DATACIÓN |
| FACIES DE EXTERIOR | EXCAVACIÓN |
| FACIES DE INTERIOR | RESTOS ARQUEOLÓGICOS |
| CONCRECIÓN VIEJA | SILO |
| CONCRECIÓN NUEVA | CERÁMICA |
| ELEMENTOS GEOLÓGICOS | RESTOS PALEONTOLÓGICOS |
| HUELLAS DE CORRIENTE | HUESO DE OSO |
| ESCARPE ROCOSO | ZARPAZO DE OSO |
| SUMIDERO | RESTOS ANTROPOLÓGICOS |
| | RESTOS HUMANOS |



Proyección Universal Transversa Mercator(UTM), huso 30.
 Elipsoide de Hayford. Datum Europeo 1950.
 Altitudes referidas al nivel medio del mar en Alicante.
 Factor de escala K = 0.99964

TESIS : EVOLUCIÓN GEOMORFOLÓGICA DEL KARST DE LA SIERRA DE ATAPUERCA Y SU RELACIÓN CON LOS YACIMIENTOS PLEISTOCENOS		
PLANO: del sistema Cueva Mayor- Cueva del Silo	NIVEL 2	CARTOGRAFÍA BASE :
AUTOR TESIS : ANA ISABEL ORTEGA MARTÍNEZ		- Planimetría del karst de Torcas-Cueva Mayor.
Fecha base cartográfica: Años 1977-2006		1977-2006. Escalas varias Grupo Espeleológico Edelweiss. Excm. Diputación de Burgos.
Fecha realización: Diciembre 2008	Escala A1- 1 : 500 A3- 1 : 1000	7 de 10

457480

457430

457380

457330

457280

4689010

4688960

4688910

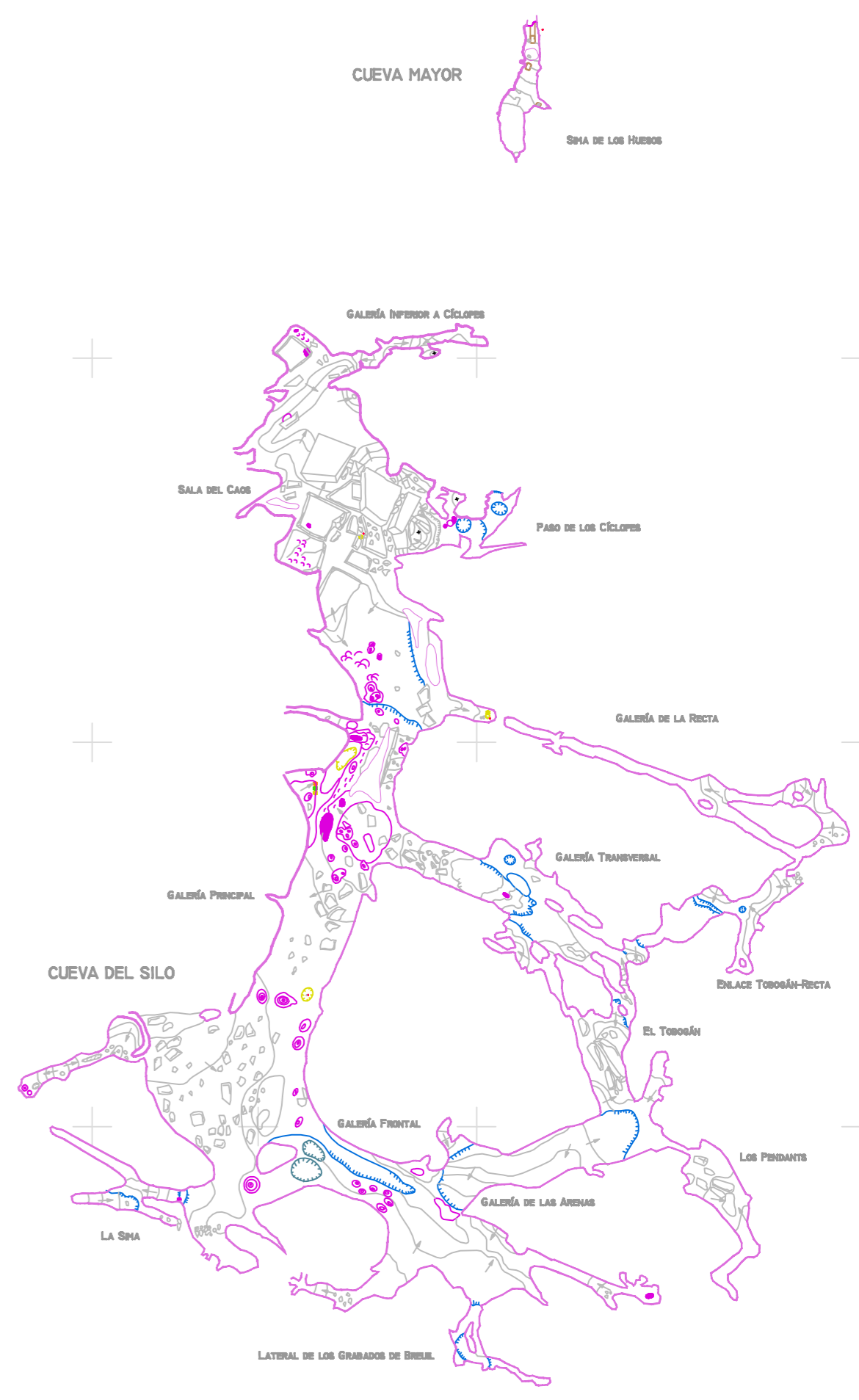
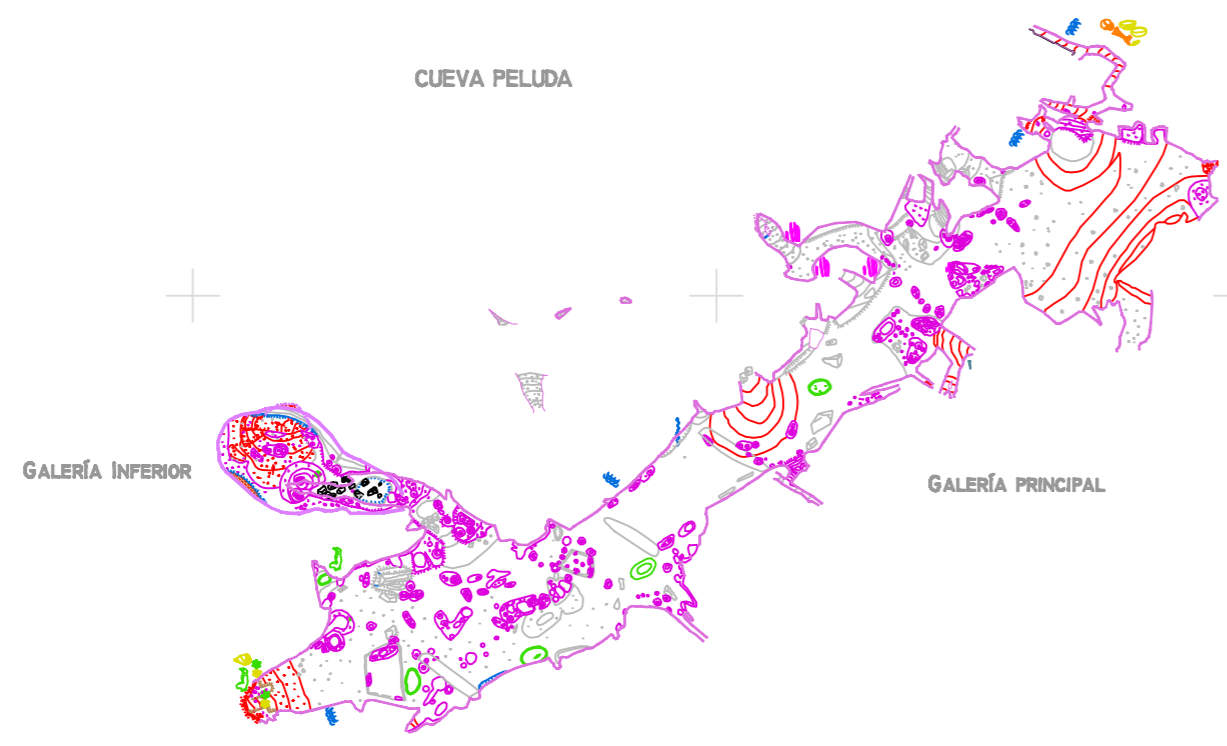
4688860

4688810

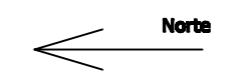
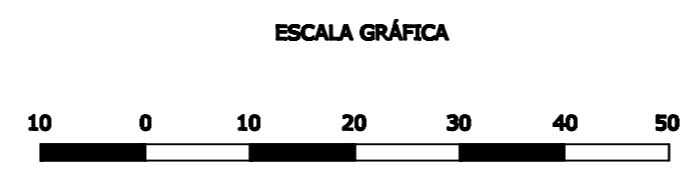
4688760

4688710

4688660

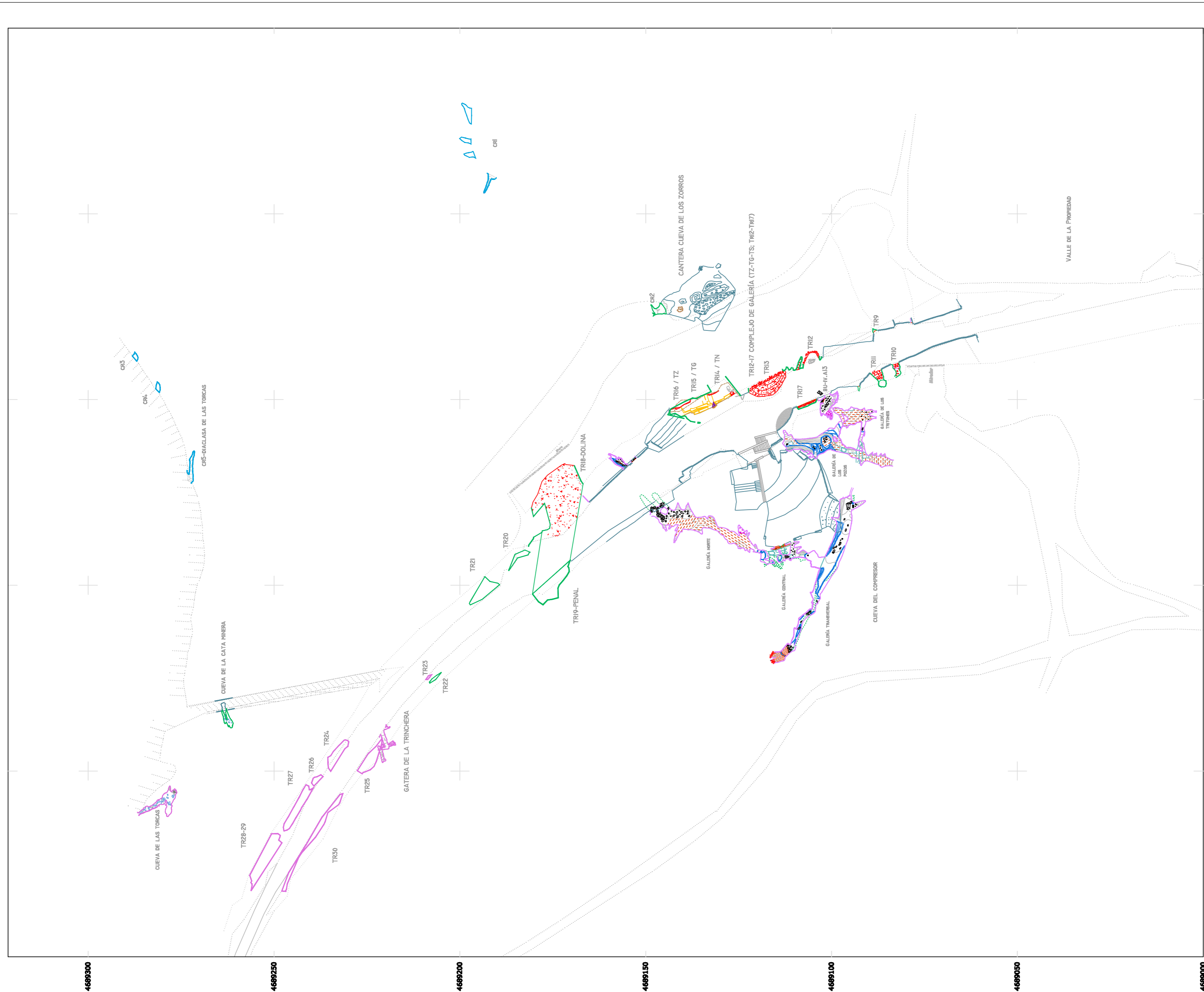


- | | | | |
|--|------------------------------|--|------------------------|
| | PARED CUEVA NIVEL 3 | | MURCIELAGUINA |
| | PARED CUEVA NIVEL 3 INFERIOR | | CATA MINERA |
| | PLANTA CUEVA | | DATACIÓN |
| | FACIES DE EXTERIOR | | EXCAVACIÓN |
| | FACIES DE INTERIOR | | RESTOS ARQUEOLÓGICOS |
| | CONCRECIÓN VIEJA | | SILO |
| | CONCRECIÓN NUEVA | | CERÁMICA |
| | ELEMENTOS GEOLÓGICOS | | RESTOS PALEONTOLÓGICOS |
| | HUELLAS DE CORRIENTE | | HUESO DE OSO |
| | ESCARPE ROCOSO | | ZARPAZO DE OSO |
| | SUMIDERO | | RESTOS ANTRÓPOLÓGICOS |
| | | | RESTOS HUMANOS |



Proyección Universal Transversa Mercator(UTM),
 huso 30.
 Elipsoide de Hayford. Datum Europeo 1980.
 Altitudes referidas al nivel medio del mar en Alcantá.
 Factor de escala K = 0.99984

TESIS : EVOLUCIÓN GEOMORFOLÓGICA DEL KARST DE LA SIERRA DE ATAPUERCA Y SU RELACIÓN CON LOS YACIMIENTOS PLEISTOCENOS		
PLANO: NIVEL 3 del sistema Cueva Mayor- Cueva del Silo		CARTOGRAFÍA BASE :
AUTOR TESIS : ANA ISABEL ORTEGA MARTÍNEZ		- Planimetría del karst de Torcas-Cueva Mayor.
Fecha base cartográfica: Años 1977-2006		1977-2006. Escalas varias
Fecha realización: Diciembre 2008	Escala: A1- 1 : 500 A3- 1 : 1000	Grupo Espeleológico Edelweiss. Excmo. Diputación de Burgos.
		8 de 10

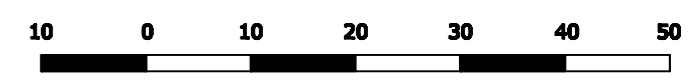


- | | | | |
|--|------------------------------|--|------------------------|
| | PARED CUEVA NIVEL 1 | | MURCIELAGUNA |
| | PARED CUEVA NIVEL 2 | | CATA MINERA |
| | PARED CUEVA NIVEL 3 | | DATACIÓN |
| | PARED CUEVA NIVEL 3 INFERIOR | | EXCAVACIÓN |
| | PLANTA CUEVA | | RESTOS ARQUEOLÓGICOS |
| | FACIES DE EXTERIOR | | SILO |
| | FACIES DE INTERIOR | | CERÁMICA |
| | CONCRECIÓN VIEJA | | RESTOS PALEONTOLÓGICOS |
| | CONCRECIÓN NUEVA | | HUESO DE OSO |
| | ELEMENTOS GEOLÓGICOS | | ZARPAZO DE OSO |
| | HUELLAS DE CORRIENTE | | RESTOS ANTROPOLÓGICOS |
| | ESCARPE ROCOSO | | RESTOS HUMANOS |
| | SUMIDERO | | |

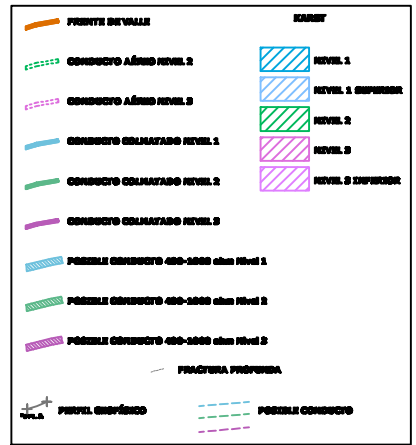
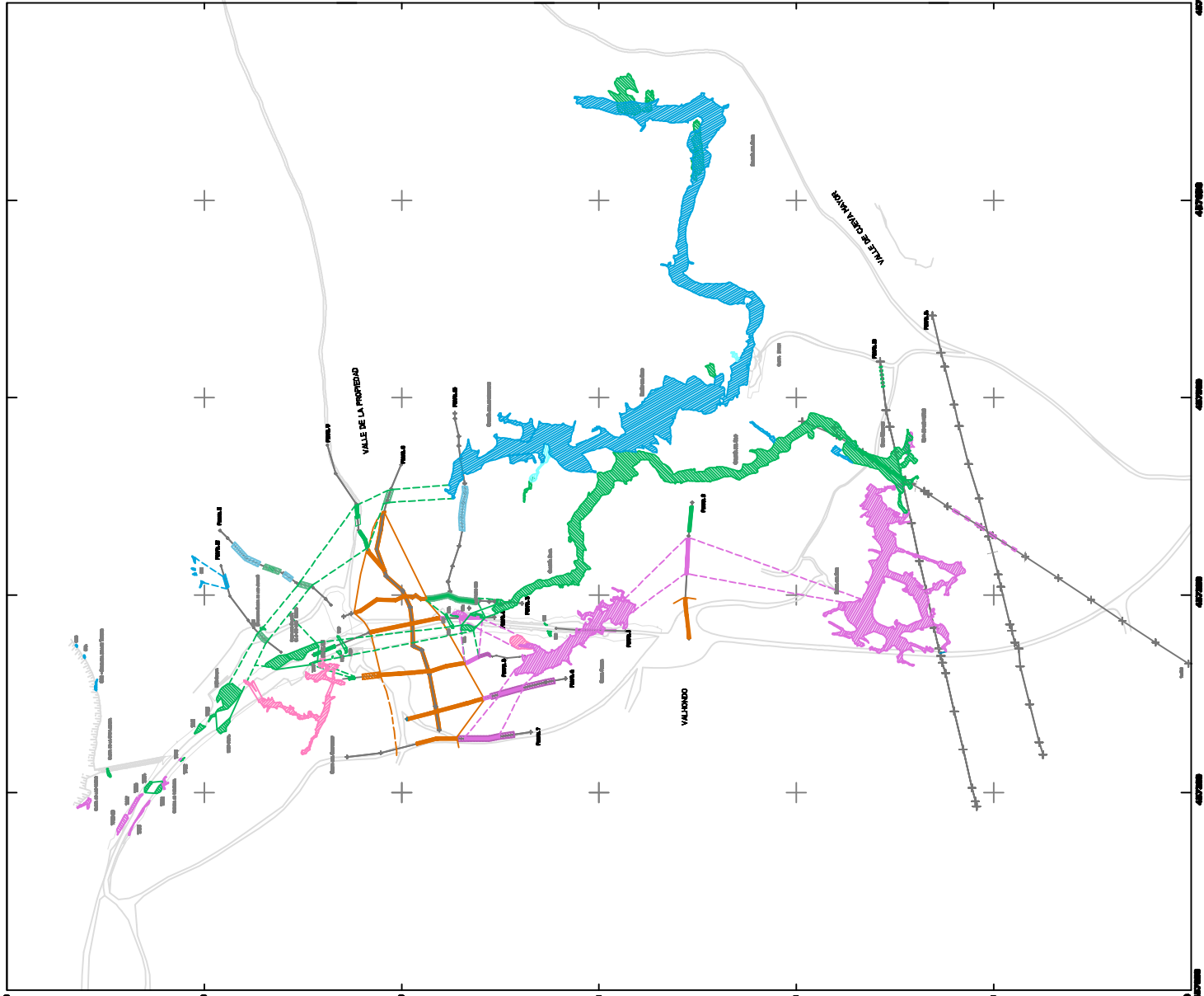
Norte

Proyección Universal Transversa Mercator(UTM),
 huso 30.
 Elipsoido de Hayford. Datum Europeo 1950.
 Altitudes referidas al nivel medio del mar en Alicante.
 Factor de escala K = 0.99994

ESCALA GRÁFICA



TESIS : EVOLUCIÓN GEOMORFOLÓGICA DEL KARST DE LA SIERRA DE ATAPUERCA Y SU RELACIÓN CON LOS YACIMIENTOS PLEISTOCENOS		
PLANO: KARST DE TRINCHERA NORTE (TM. ATAPUERCA)		CARTOGRAFÍA BASE :
AUTOR TESIS : ANA ISABEL ORTEGA MARTÍNEZ		- Planimetría del karst de Torcas-Cueva Mayor.
Fecha base cartográfica: Años 1977-2006		1977-2006. Escalas varias
Fecha realización: Diciembre 2008	Escala A1- 1 : 500 A3- 1 : 1000	Grupo Espeleológico Edelweiss. Excmo. Diputación de Burgos.
		9 de 10



Proyecto Unidad Temática Monoclima, Tema 20.
 Sistema de Angón, Cuenca Superior del
 Altiplano neoterciario del norte de Navarra, Aragón.
 Factor de escala K=1:5000



TÍTULO :
 EVOLUCIÓN GEOMORFOLÓGICA DEL KARST DE LA SIERRA DE ATAPUERCA Y SU RELACIÓN CON LOS YACIMIENTOS PLEISTOCENOS

PLANO:
 INTERPRETACIÓN SEGÚN PROSPECCIONES GEOMORFICAS EN EL KARST

AUTOR TÍTULO : ANA XABIEL ORTIZA MARCÓNEZ	CARTOGRAFÍA BASE : - Interpretación del Mapa de Topografía (Mapa 207-0000, escala vertical original 1:50.000) y del Mapa Geológico (Mapa 207-0000, escala vertical original 1:50.000)
Fecha realización: Diciembre 2000	Escala: 1 : 1000
Fecha: 10 de 10	Hoja: 1 de 10

UNIVERSIDAD DE BURGOS
FACULTAD DE HUMANIDADES Y EDUCACIÓN
DEPARTAMENTO DE CIENCIAS HISTÓRICAS Y GEOGRAFÍA

LA EVOLUCIÓN GEOMORFOLÓGICA DEL KARST DE LA SIERRA
DE ATAPUERCA (BURGOS) Y SU RELACIÓN CON LOS
YACIMIENTOS PLEISTOCENOS QUE CONTIENE

Tesis Doctoral

Ana Isabel Ortega Martínez
Burgos, marzo de 2009

9.2 ANEXO 2: ALZADOS

Directores:

Alfredo Pérez-González

Asesor de Dirección

Centro Nacional de Investigación sobre la Evolución Humana (CENIEH)

José Miguel Carretero Díaz

Departamento de Ciencias Históricas y Geografía

Facultad de Humanidades y Educación

Universidad de Burgos

9.2 ANEXO 2: ALZADOS

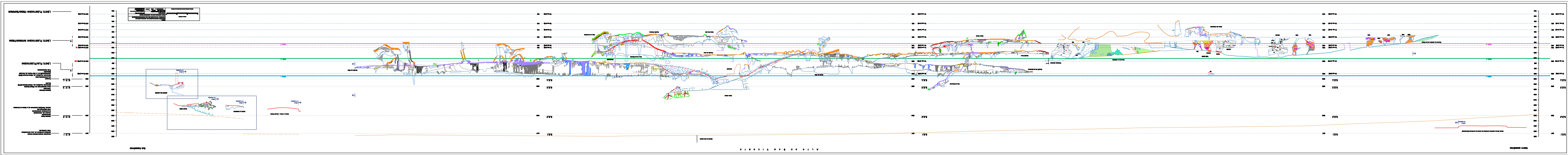
Los alzados que aquí se presentan son una combinación de las secciones individuales de todo el endokarst con la orografía, resultado de un compendio de información procedente de varias fuentes, en donde se relacionan los datos del interior, secciones y rellenos de Trinchera, con los del exterior, orografía y datos procedentes del estudio geológico, principalmente de las terrazas, con el fin de proporcionar una visión general de los niveles de base y del desarrollo del propio karst.

Todos los trabajos están perfectamente correlacionados al sistema UTM (Universal Transverse Mercator), lo que ha permitido también combinar nuestros datos con los de la cartografía oficial, ya sea de la Junta de Castilla y León como del Estado.

Todos los puntos que conforman el trabajo topográfico, se han basado en la red de vértices geodésicos instaurados en el año 2001 observada y compensada respecto a la red regente (Díaz Santana y Pérez Martínez, 1998).

RELACIÓN DE ALZADOS

1. Perfil desarrollado del karst de San Vicente.
2. Sala del Caos-Paso de los Cíclopes-Sala de los Cíclopes.
3. Perfiles Cueva del Silo.
4. Cueva Peluda. Perfil longitudinal de Cueva Peluda.
5. Secciones Primer Nivel.
6. Secciones Segundo Nivel.
7. Secciones Tercer Nivel.
8. Conjunto Cueva del Silo.
9. Corte transversal del Sistema Cueva Mayor-Cueva del Silo
10. Cueva del Compresor. Planta y Perfiles
11. Estratigrafía de los silos de Galería Baja y Galería de las Estatuas.

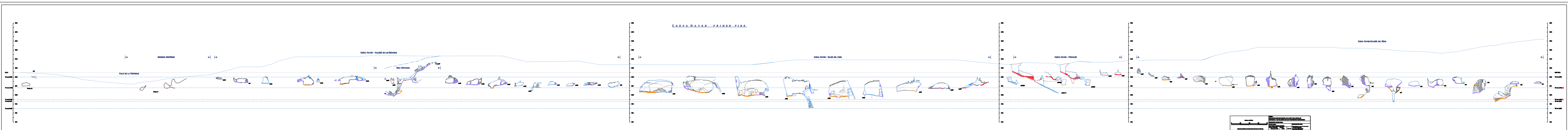


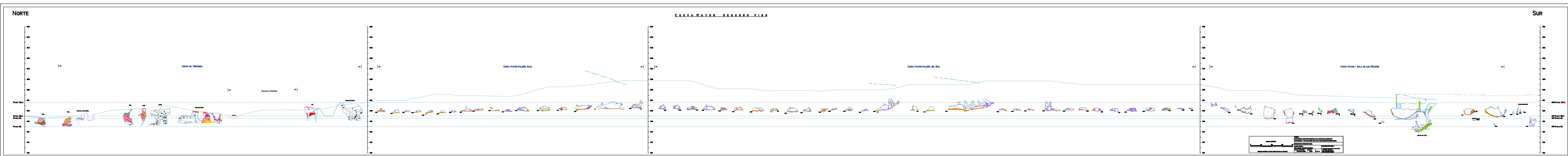


ESCALA GRÁFICA
 0 5 10
 Altitudes referidas al nivel medio del mar en Alicante.

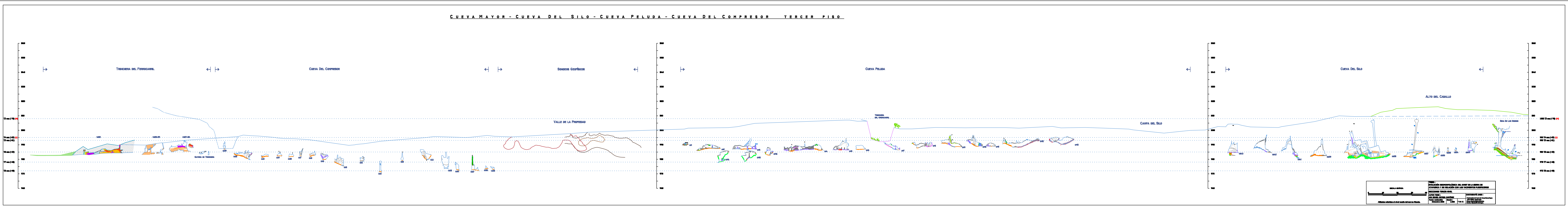
TESIS I
 EVOLUCIÓN GEOMORFOLÓGICA DEL MARBT DE LA SIERRA DE
 ATANDESA Y SU RELACIÓN CON LOS YACIMIENTOS PREHISTÓRICOS
 SALA DEL CAOS-PASO DE LOS CICLOPES-SALA DE LOS CICLOPES
 AUTOR TESIS :
 ANA ISABEL GARCÍA MARTÍNEZ
 Fecha realización: Escala: 1:1.000
 Diciembre 2008 2 de 11

CARTOGRAFÍA BASE :
 Instituto Geográfico Nacional
 2004
 Escala: 1:50.000
 Fuente: Instituto Geográfico Nacional

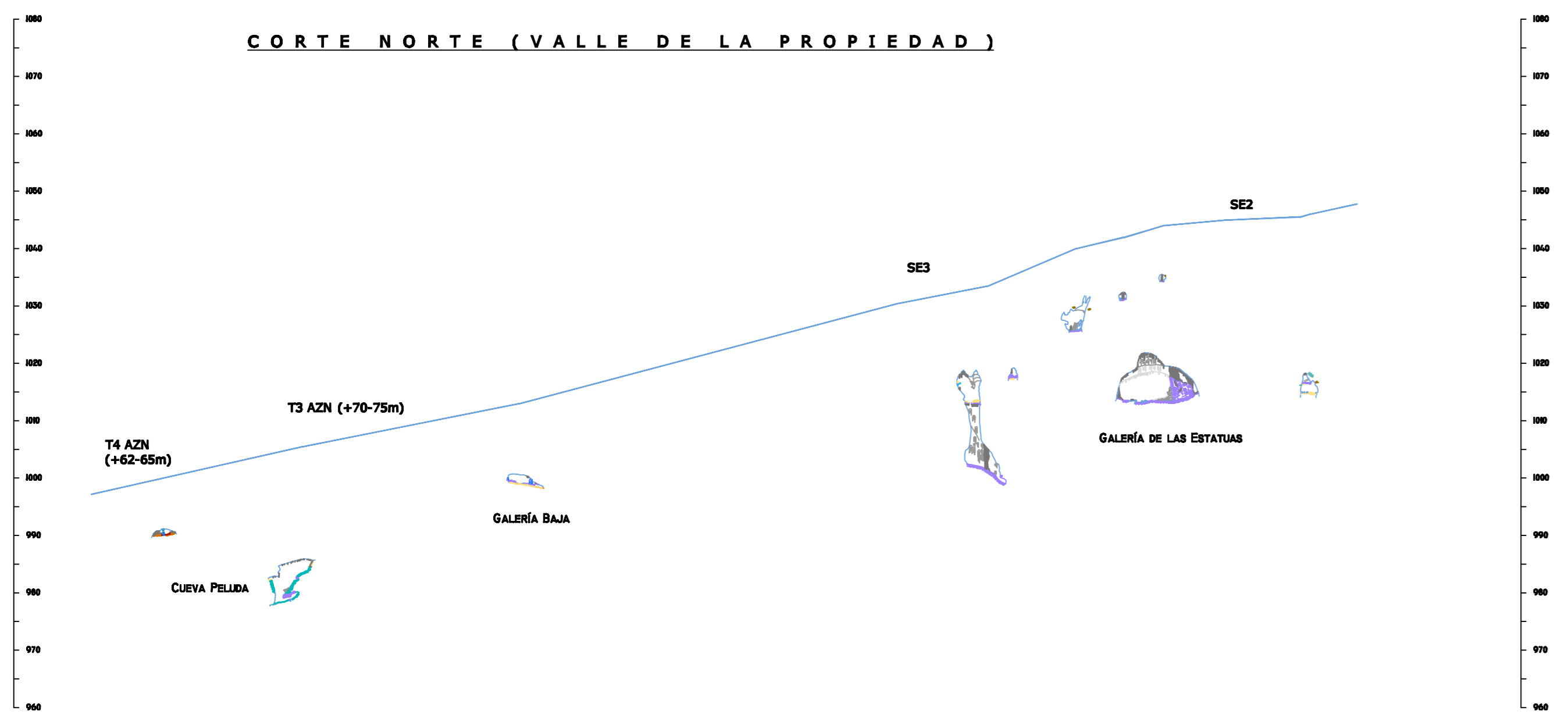




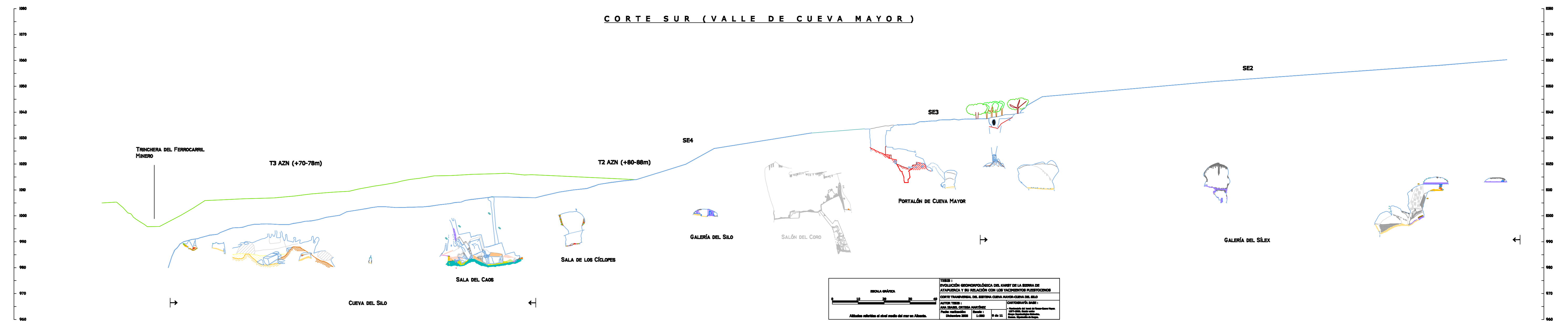
CUEVA MAYOR - CUEVA DEL SILO - CUEVA PELUDA - CUEVA DEL COMPRESOR - TERCER PISO



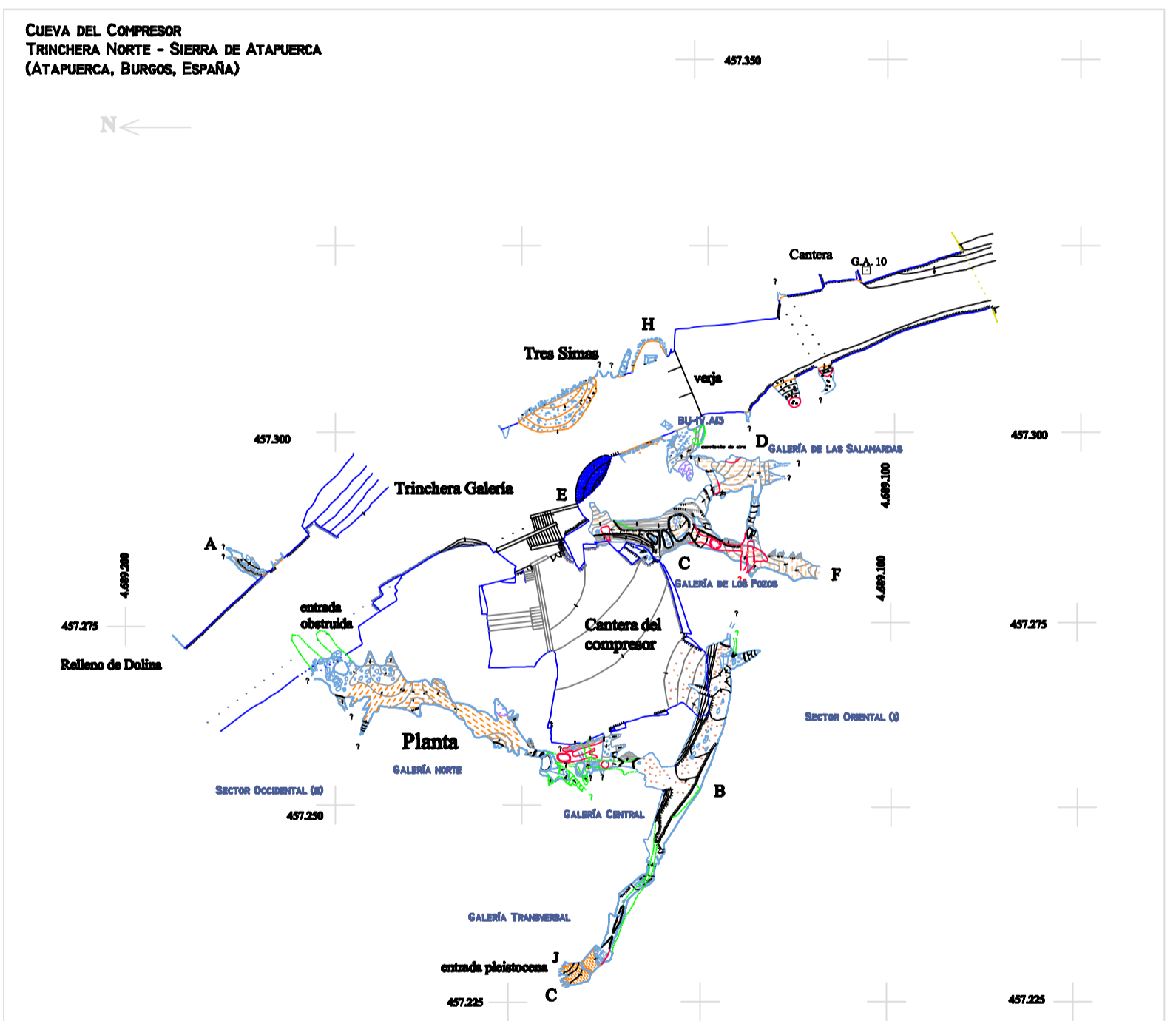
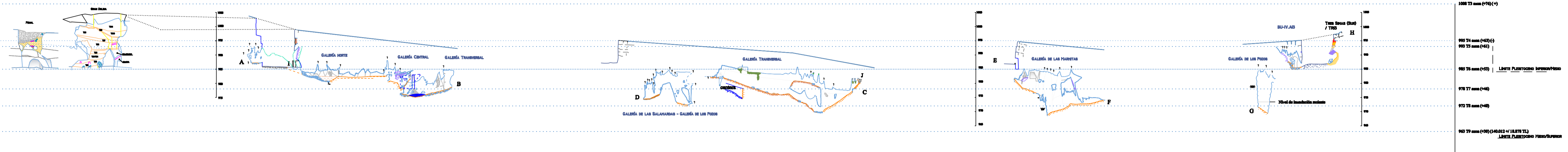
CORTE NORTE (VALLE DE LA PROPIEDAD)



CORTE SUR (VALLE DE CUEVA MAYOR)



ESCALA METROS		LEGENDA	
0 10 20 30 40 50 60 70 80 90 100		Símbolos: <ul style="list-style-type: none"> Polígono: Representa la planta de un edificio o estructura. Rectángulo: Representa un muro o pared. Círculo: Representa un pozo o cisterna. Triángulo: Representa un nicho o horna. Óvalo: Representa un horno. Rectángulo con líneas: Representa un muro con decoración. Rectángulo con puntos: Representa un muro con decoración. Rectángulo con líneas y puntos: Representa un muro con decoración. Rectángulo con líneas y triángulos: Representa un muro con decoración. Rectángulo con líneas y círculos: Representa un muro con decoración. Rectángulo con líneas y triángulos y círculos: Representa un muro con decoración. 	
Elaboración: J. M. G. / 2010 Actualización: J. M. G. / 2010		Escala: 1:500 Fecha: 10/01/2010 Hoja: 1 de 11	



ESCALA GRÁFICA		TESIS : EVOLUCIÓN GEOMORFOLÓGICA DEL KARST DE LA SIERRA DE ATAPUERCA Y SU RELACIÓN CON LOS YACIMIENTOS PLEISTOCENOS	
0 20 40 60		CUEVA DEL COMPRESOR. PLANTA Y PERFILES	
Altitudes referidas al nivel medio del mar en Alicante.		AUTOR TESIS : ANA ISABEL ORTEGA MARTÍNEZ	CARTOGRAFÍA BASE : Planimetría del Instituto Geográfico Nacional de España
		Fecha realización : Diciembre 2008	Escala : 1:750
		10 de 11	

UNIVERSIDAD DE BURGOS
FACULTAD DE HUMANIDADES Y EDUCACIÓN
DEPARTAMENTO DE CIENCIAS HISTÓRICAS Y GEOGRAFÍA

LA EVOLUCIÓN GEOMORFOLÓGICA DEL KARST DE LA SIERRA DE ATAPUERCA (BURGOS)
Y SU RELACIÓN CON LOS YACIMIENTOS PLEISTOCENOS QUE CONTIENE

Tesis Doctoral

Ana Isabel Ortega Martínez
Burgos, marzo de 2009

9.3 ANEXO 3: LÁMINAS-SECCIÓN

Directores:
Alfredo Pérez-González
Asesor de Dirección
Centro Nacional de Investigación sobre la Evolución Humana (CENIEH)

José Miguel Carretero Díaz
Departamento de Ciencias Históricas y Geografía
Facultad de Humanidades y Educación
Universidad de Burgos

9.3 ANEXO 3: LÁMINAS-SECCIÓN

En este dossier se han incluido todas las secciones, tanto las del interior del karst de la Sierra de Atapuerca como las de los conductos colmatados y seccionados por la Trinchera del Ferrocarril y que ahora se pueden observar en el exterior (Rellenos).

La metodología empleada para la toma de datos fue la propia de la topografía espeleológica, con brújula, clinómetro y cinta métrica basándose en puntos calculados a partir de itinerarios topográficos observados con Estación Total y compensados. Los Rellenos se obtuvieron con técnicas clásicas de topografía.

Todos los trabajos realizados, con diferentes métodos, se relacionan perfectamente, ya que todo está en el sistema UTM (Universal Transverse Mercator), lo que ha permitido también combinar nuestros datos con los de la cartografía oficial ya sea de la Junta de Castilla y León como del Estado.

Todos los puntos que conforman el trabajo topográfico, se han basado en la red de vértices geodésicos instaurados en el año 2001 observada y compensada respecto a la red regente (*ver capítulo 1*).

RELACIÓN DE LÁMINAS-SECCIÓN

A. **Planta de situación** de las secciones del karst donde se pueden localizar de una forma rápida.

B. **SECCIONES**, organizadas según el avance de las aguas, del primer al tercer Nivel.

- CUEVA MAYOR
- CUEVA DEL SILO
- CUEVA PELUDA
- CUEVA DEL COMPRESOR

C. **RELLENOS** Seguidas de los Rellenos de la Trinchera del Ferrocarril.

D. **CAVIDADES DISPERSAS** por la Sierra que se representan con la planta de la cueva y las secciones que las definen en el mismo espacio.

LISTADO DE LÁMINAS-SECCIÓN

1. PLANTA DE SITUACIÓN

0- Planta Secciones (indicación de la ubicación de las secciones)

2. SECCIONES DEL ENDOKARST DE SAN VICENTE:

• CUEVA MAYOR

1- GS1-GS2:	Nivel 1. G. del Sílex. 1/100
2- GS3:	Nivel 1. G. del Sílex. 1/100
3- GS4-GS5:	Nivel 1. G. del Sílex. 1/100
4- GS6-GS7:	Nivel 1. G. del Sílex. 1/100
5- GS8:	Nivel 1. G. del Sílex. 1/100
6- GS9-GS10:	Nivel 1. G. del Sílex. 1/100
7- GS11-GS12:	Nivel 1. G. del Sílex. 1/100
8- GS13:	Nivel 1. G. del Sílex. 1/100
9- GS14:	Nivel 1. G. del Sílex. 1/100
10- GS15:	Nivel 1. G. del Sílex. 1/100
11- GS16:	Nivel 1. G. del Sílex. 1/100
12- GS17-GS18-GS19-GS20:	Nivel 1. G. del Sílex. 1/100
13- CM90-CM91-CM92-CM93-CM94-CM95:	Nivel 1. Portalón. 1/350
14- CM89-CM88:	Nivel 1. Sala del Coro. 1/150
15- CM87-CM86:	Nivel 1. Sala del Coro. 1/150
16- CM85:	Nivel 1. Sala del Coro. 1/150
17- CM84:	Nivel 1. Sala del Coro. 1/150
18- CM83:	Nivel 1. Sala del Coro. 1/150
19- CM82:	Nivel 1. Sala del Coro. 1/200
20- CM81:	Nivel 1. Sala del Coro. 1/150
21- CM3:	Nivel 1. G. Baja-G. de las Estatuas. 1/100
22- CM73-CM72-CM71:	Nivel 1. G. de las Estatuas. 1/100
23- CM70-CM69:	Nivel 1. G. de las Estatuas. 1/100
24- CM67-CM76:	Nivel 1 y 2. G. de las Estatuas. 1/200
25- CM67-CM74-CM75-CM77-CM78-CM79:	Nivel 1. G. de las Estatuas. 1/150
26- CM66-CM65:	Nivel 1. G. de las Estatuas. 1/150
27- CM64-CM68:	Nivel 1. G. de las Estatuas. 1/100
28- CM1-CM2-CM63:	Nivel 1. G. de las Estatuas. 1/100
29- CM62-CS34:	Nivel 2 Y 3. Cíclopes. 1/100
30- CM8:	Nivel 2 Y 3. G. del Silo. 1/100
31- CM96:	Nivel 2 Y 3. Sima de los Huesos. 1/150
32- CM60-B-A-C-D-E:	Nivel 2 Y 3. G. del Silo. 1/100
33- CM7:	Nivel 2. G. del Silo. 1/100
34- CM59-CM58:	Nivel 2. G. del Silo. 1/100
35- CM57-CM56-CM55-CM54-CM53-CM52:	Nivel 2. G. del Silo. 1/100
36- CM6-CM51-CM50-CM49-CM48-CM47:	Nivel 2. G. del Silo. 1/100
37- CM46-CM45-CM43-CM5-CM41-CM40:	Nivel 2. G. del Silo. 1/100
38- CM42-CM44:	Nivel 2. G. del Silo. 1/200
39- CM39-CM38-CM37-CM36-CM4-CM35:	Nivel 2. G. del Silo. 1/100
40- CM34-CM33-CM32-CM31-CM30-CM29:	Nivel 2. G. del Silo. 1/100
41- CM10-CM11-CM12:	Nivel 2. G. Baja. 1/100
42- CM13-CM80:	Nivel 2 y 1. G. Baja y G. de las Estatuas. 1/100
43- CM14-CM15-CM16:	Nivel 2. G. Baja. 1/100
44- CM17-CM18-CM19-CM20-CM21-CM22:	Nivel 2. G. Baja. 1/100
45- CM23-CM24-CM25-CM26-CM27-CM28:	Nivel 2. G. Baja. 1/100
46- TR3-ELEFANTE:	Nivel 2. Trinchera del Ferrocarril. 1/100
47- TR4/BU-IV.A-8:	Nivel 2. Trinchera del Ferrocarril. 1/100

• **CUEVA DEL SILO**

48- CS44-CS45-CS46-CS47-CS48-CS49:	Nivel 2 y 3. <i>Tubo de los Vientos.</i> 1/150
49- CS34-CS35-CS36:	Nivel 3. <i>Inferior a Cíclopes.</i> 1/100
50- CS37:	Nivel 3. <i>Sala del Caos.</i> 1/100
51- CS38:	Nivel 3. <i>Sala del Caos.</i> 1/150
52- CS39-CS40:	Nivel 3. <i>Sala del Caos.</i> 1/100
53- CS41-CS42-CS43:	Nivel 3. <i>G. Principal.</i> 1/100
54- CS1-CS2-CS3-CS4-CS5-CS6:	Nivel 3. <i>G. de la Recta.</i> 1/100
55- CS7-CS8-CS9-CS10-CS11:	Nivel 3. <i>Enlace Tobogán-Recta.</i> 1/100
56- CS15-CS14-CS13-CS12:	Nivel 3. <i>G. Transversal.</i> 1/100
57- CS16-CS17:	Nivel 3. <i>Tobogán.</i> 1/100
58- CS19-CS18:	Nivel 3. <i>Los Pendants.</i> 1/100
59- CS22-CS21-CS20:	Nivel 3. <i>G. de las Arenas.</i> 1/100
60- CS30-CS25-CS24-CS23-CS27-CS26:	Nivel 3. <i>Frontal y L. de los Grab. Breuil.</i> 1/100
61- CS29-CS30:	Nivel 3. <i>Frontal (Lateral).</i> 1/100
62- CS32-CS31:	Nivel 3. <i>G. Frontal.</i> 1/100
63- CS33-CS50-CS51:	Nivel 3. <i>La Sima.</i> 1/100

• **CUEVA PELUDA**

64- CP12-CP13:	Nivel 3. <i>G. Principal.</i> 1/100
65- CP11-CP10-CP9:	Nivel 3. <i>G. Principal.</i> 1/100
66- CP8-CP7-CP6:	Nivel 3. <i>G. Principal.</i> 1/100
67- CP5-CP3-CP2-CP1:	Nivel 3. <i>G. Principal.</i> 1/100
68- CP16-CP14:	Nivel 3. <i>G. Inferior.</i> 1/100
69- CP15:	Nivel 3. <i>G. Inferior.</i> 1/100

• **CUEVA DEL COMPRESOR**

70- CC1-CC2-CC3-CC4:	Nivel 3. <i>G. Transversal.</i> 1/100
71- CC5-CC6-CC7-CC8:	Nivel 3. <i>G. Central.</i> 1/100
72- CC9-CC10-CC11-CC12-CC19:	Nivel 3. <i>G. Norte.</i> 1/100
73- CC18-CC17-CC13-CC14 y CC15-CC16:	Nivel 3. <i>G. de los Pozos y Salamandras.</i> 1/100

3. RELLENOS DE TRINCHERA

74- TR12-TR16 (COMPLEJO GALERÍA):	Nivel 2. <i>Trinchera del Ferrocarril.</i> 1/100
75- TR14/15-GALERÍA/TN:	Nivel 2. <i>Trinchera del Ferrocarril.</i> 1/100
76- TR17-BU-IV.A13 (acceso a cueva):	Nivel 3. <i>Trinchera del Ferrocarril.</i> 1/100
77- TR18-DOLINA:	Nivel 2. <i>Trinchera del Ferrocarril.</i> 1/100
78- TR19-PENAL-TR31:	Nivel 3. <i>Trinchera del Ferrocarril.</i> 1/100
79- TR20:	Nivel 3. <i>Trinchera del Ferrocarril.</i> 1/100
80- TR21:	Nivel 3. <i>Trinchera del Ferrocarril.</i> 1/100
81- TR22-TR231:	Nivel 3. <i>Trinchera del Ferrocarril.</i> 1/100
82- TR24:	Nivel 3. <i>Trinchera del Ferrocarril.</i> 1/100
83- TR25:	Nivel 3. <i>Trinchera del Ferrocarril.</i> 1/100
84- TR26-TR27:	Nivel 3. <i>Trinchera del Ferrocarril.</i> 1/100
85- TR28-29:	Nivel 3. <i>Trinchera del Ferrocarril.</i> 1/100
86- TR30:	Nivel 3. <i>Trinchera del Ferrocarril.</i> 1/100

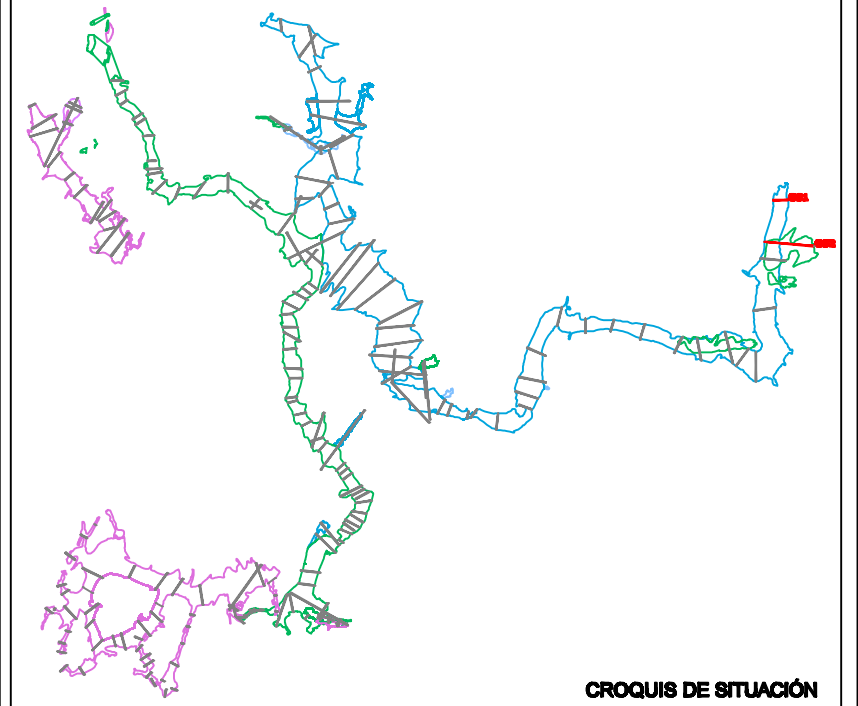
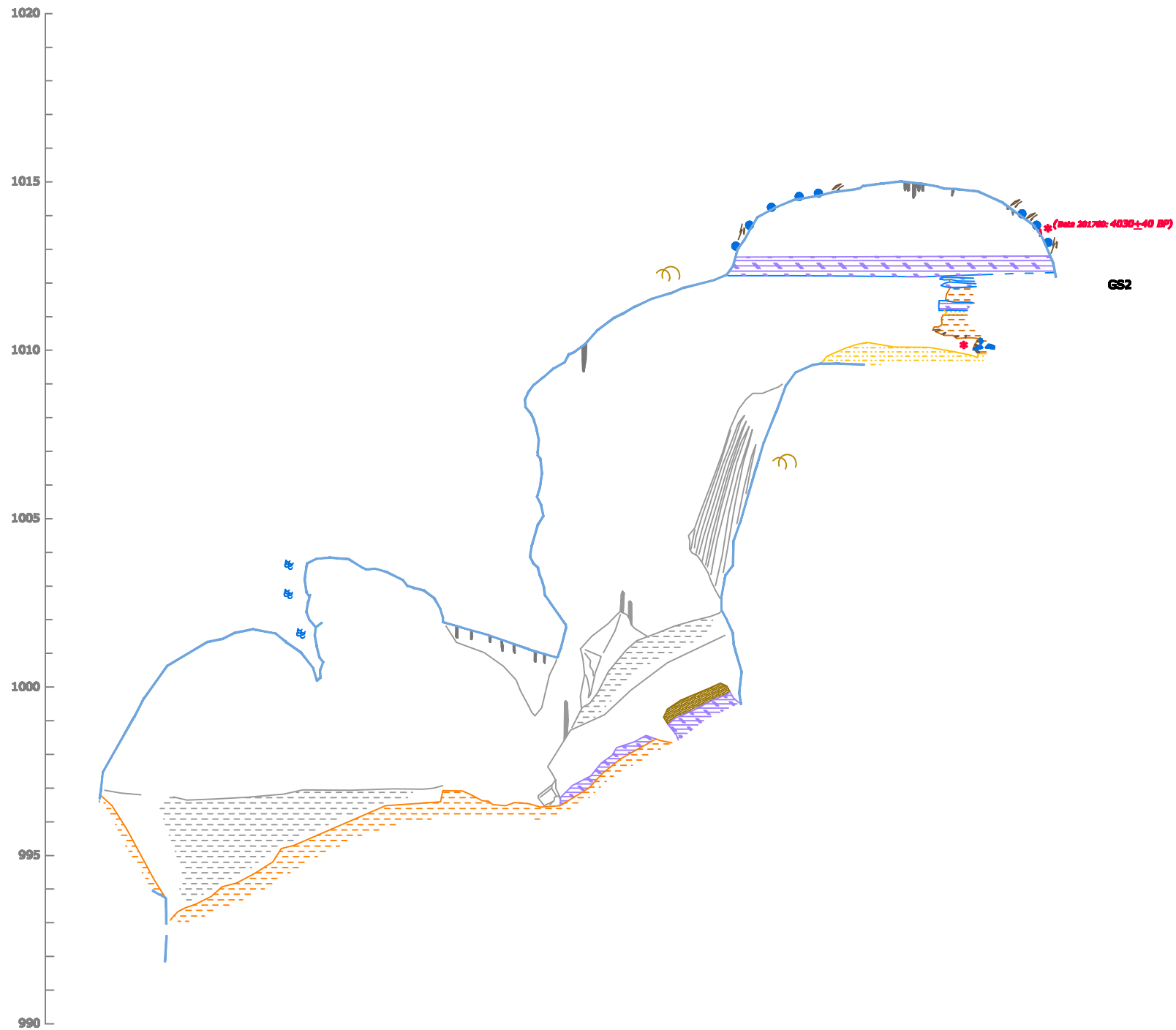
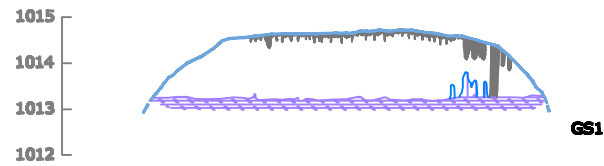
4. CAVIDADES DISPERSAS

• **UNIDAD DE SAN VICENTE**

87- CR1-C. CATA MINERA, C. LAS TORCAS, G. TRINCHERA:	Nivel 1, 2 y 3. <i>Torcas.</i> 1/150
88- CUEVA CIEGA:	Nivel 0. <i>Cueva Ciega.</i> 1/200
89- CUEVA PAREDEJA:	Nivel 0. <i>Paredeja.</i> 1/100
90- ABRIGO DEL MIRADOR:	Nivel 1. <i>Mirador.</i> 1/200

• **UNIDAD DE MATAGRANDE**

91- GATERA DE MOJÓN BLANCO, CUEVA DE LOS LOBOS, CUEVA DE LOS FRANCESES, GATERA DEL VALLE Y CUEVA DE LA REVILLA:	Nivel 0, 2, 3. <i>Matagrande.</i> 1/150
---	---



- LEYENDA**
- | | |
|--------------------------|-------------------------------|
| PARED CUEVA | DATACIONES |
| ARCILLAS (F.DE INTERIOR) | PALEOMAGNETISMO |
| MARGAS | CI&A |
| ARENAS | RESTOS ARQUEOL&GICOS |
| NARANJA | SILO |
| GRAVAS METAM&RFICAS | CER&MICA |
| CONCRECI&N EROSIONADA | TIZONAZOS, Y RESTOS DE CARB&N |
| CONCRECI&N VIEJA | GRABADOS Y PINTURAS |
| CONCRECI&N NUEVA | CATA O BARRENO MINERO |
| MURCIELAGUINA | RESTOS PALEONTOL&GICOS |
| POSADERAS DE MURCI&LAGO | HUESOS DE OSO |
| ELEMENTOS GEOL&GICOS | ZARPAZOS DE OSO |
| HUELLAS DE CORRIENTE | ZARPAZOS DE MURCI&LAGO |
| ESCARPE ROCOSO | RESTOS ANTROPOL&GICOS |
| N&DULOS DE S&ILEX | RESTOS HUMANOS |
| CA&IDA GRAVITACIONAL | SEGUNDO PLANO |
| VENA | TERCER PLANO |

Altitudes referidas al nivel medio del mar en Alicante.

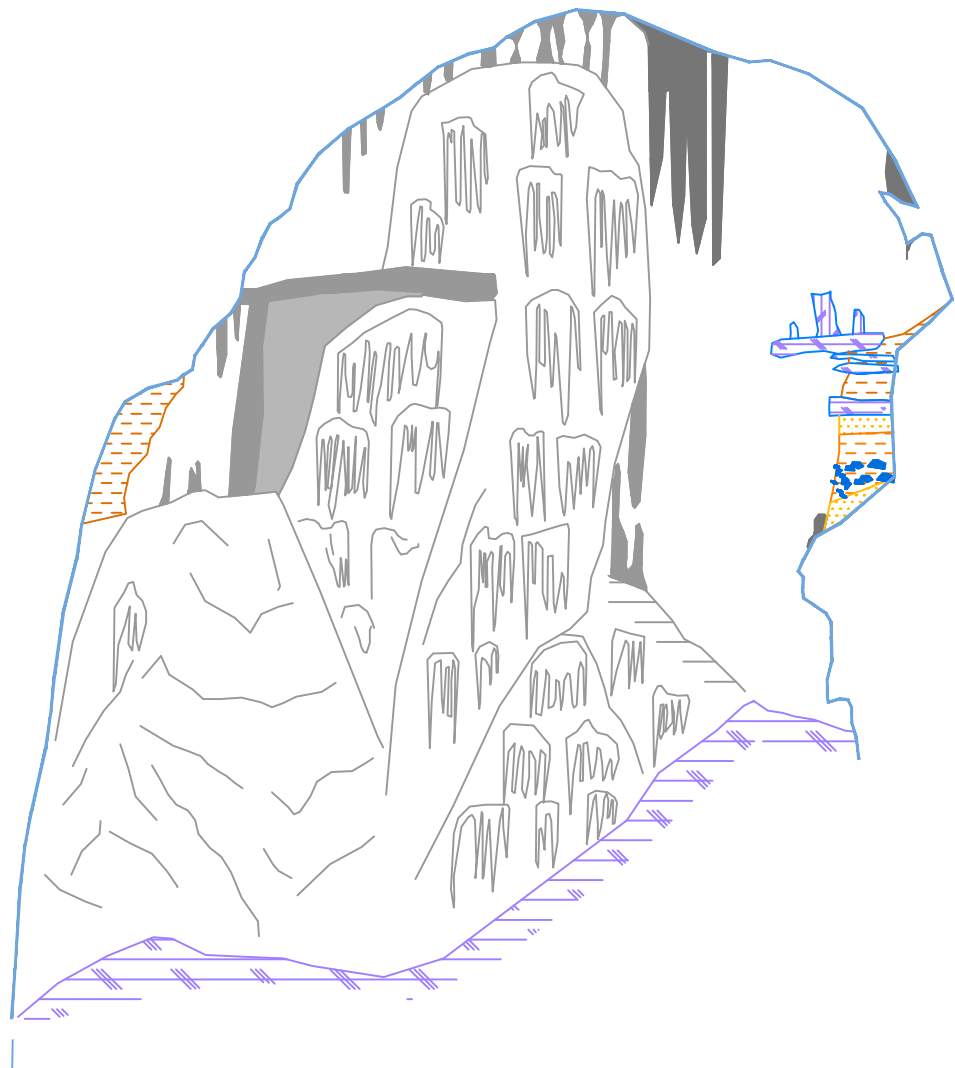


TESIS :
EVOLUCI&N GEOMORFOL&GICA DEL KARST DE LA SIERRA DE ATAPUERCA Y SU RELACI&N CON LOS YACIMIENTOS PLEISTOCENOS

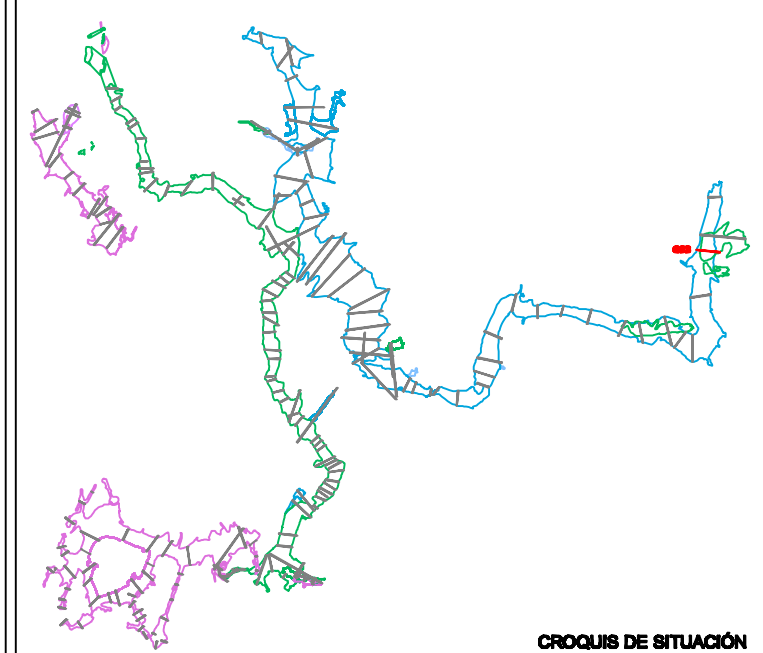
CUEVA: CUEVA MAYOR **NIVEL: NIVEL 1 y NIVEL 2**
GALER&A: GALER&A DEL S&ILEX
SECCIONES: GS1-GS2

AUTOR TESIS : ANA ISABEL ORTEGA MART&NEZ		CARTOGRAF&A BASE : - Planimetr&A del karst de Turca-Cueva Mayor, 1977-2006. Escala varias. Grupo Espeleol&gico I&Ahuvelin. I&Ahuvelin, Diputaci&n de Burgos.
Fecha realizaci&n: Diciembre 2008	Escala : 1 : 150	
1 de 91		

1020
1015
1010
1005



GSS



CROQUIS DE SITUACIÓN

PARED CUEVA	DATACIONES
ARCILLAS (F.DE INTERIOR)	PALEOMAGNETISMO
MARGAS	CI&A
ARENAS	RESTOS ARQUEOL&GICOS
NARANJA	SILO
GRAYAS METAM&RFICAS	CER&MICA
CONCRECI&N EROSIONADA	TIZONAZOS, Y RESTOS DE CARB&N
CONCRECI&N VIEJA	GRABADOS Y PINTURAS
CONCRECI&N NUEVA	CATA O BARRENO MINERO
MURCI&LAGUINA	RESTOS PALEONTOL&GICOS
POSADERAS DE MURCI&LAGO	HUESOS DE OSO
ELEMENTOS GEOL&GICOS	ZARPAZOS DE OSO
HUELLAS DE CORRIENTE	ZARPAZOS DE MURCI&LAGO
ESCARPE ROCOSO	RESTOS ANTROPOL&GICOS
N&DULOS DE S&ILEX	RESTOS HUMANOS
CA&IDA GRAVITACIONAL	SUMIDERO
VENA	SEGUNDO PLANO
TERCER PLANO	

Altitudes referidas al nivel medio del mar en Alicante.
ESCALA GR&FICA
1 0 1 2 3 4 5

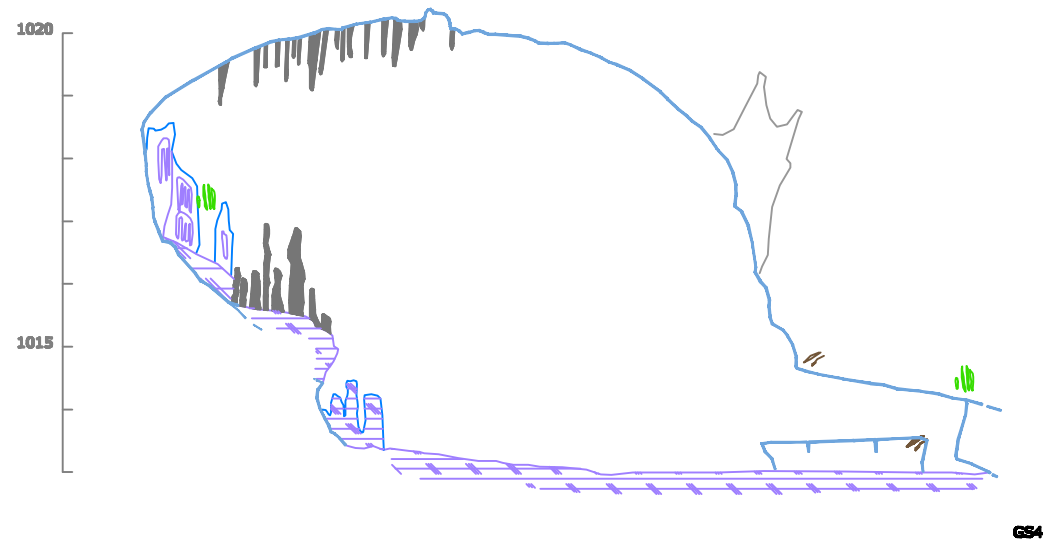
TESIS :
EVOLUCI&N GEOMORFOL&GICA DEL KARST DE LA SIERRA DE ATAPUERCA Y SU RELACI&N CON LOS YACIMIENTOS PLEISTOCENOS

CUEVA: CUEVA MAYOR **NIVEL: NIVEL 1**
GALER&A: GALER&A DEL S&ILEX
SECCIONES: GSS

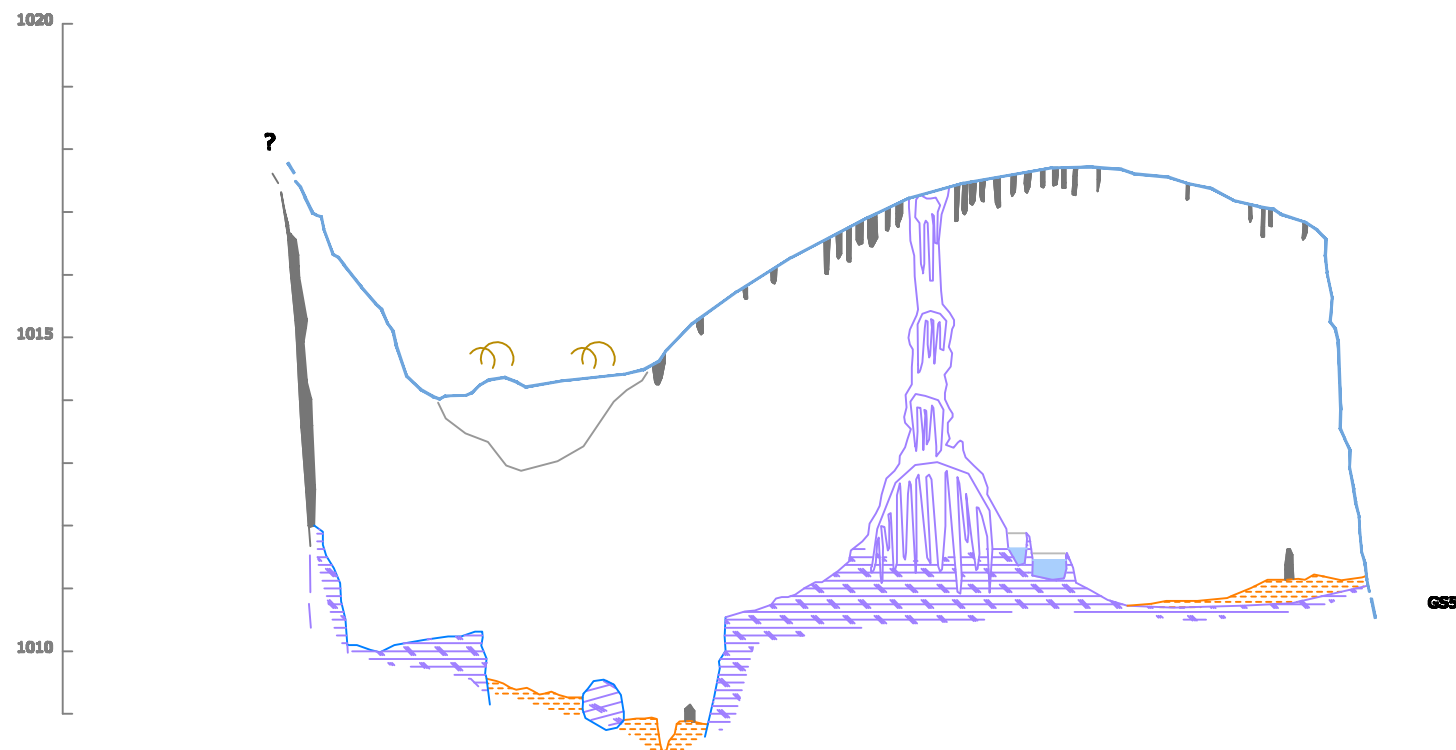
AUTOR TESIS :
ANA ISABEL ORTEGA MART&NEZ

CARTOGRAF&A BASE :
- Planimetr&A del karst de Torca-Cueva Mayor, 1977-2006, Escala variable
Grupo Espeleol&gico Rib&Ara, Euzoa, Diputaci&n de Burgos.

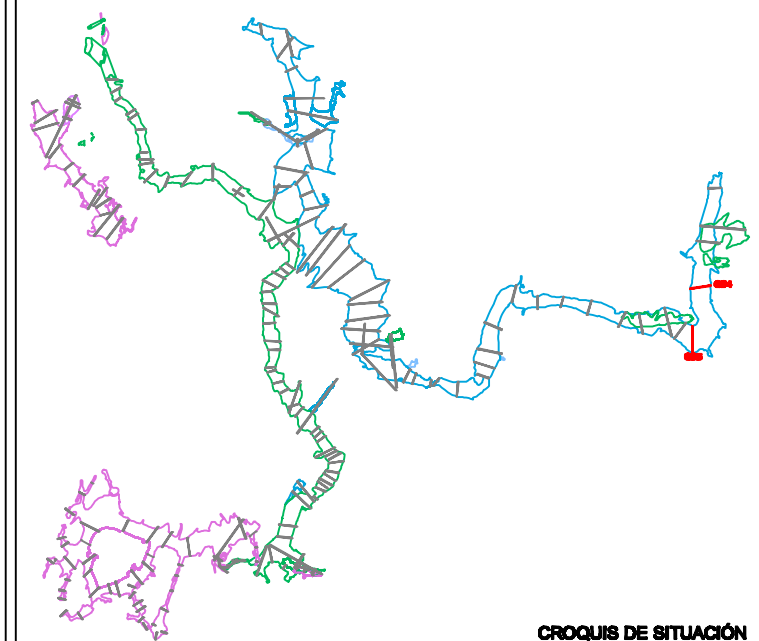
Fecha realizaci&n: Diciembre 2008 **Escala :** 1 : 100 **2 de 91**



GS4



GS5



CROQUIS DE SITUACIÓN

PARED CUEVA	DATACIONES
ARCILLAS (F.DE INTERIOR)	PALEOMAGNETISMO
MARGAS	CI&O
ARENAS	RESTOS ARQUEOL&O
NARANJA	SILO
GRAVAS METAM&O	CER&MICA
CONCRECI&O EROSIONADA	TIZONAZOS, Y RESTOS DE CARB&O
CONCRECI&O VIEJA	GRABADOS Y PINTURAS
CONCRECI&O NUEVA	CATA O BARRENO MINERO
MURCI&LAGUINA	RESTOS PALEONTOL&O
POSADERAS DE MURCI&LAGO	HUESOS DE OSO
ELEMENTOS GEOL&O	ZARPAZOS DE OSO
HUELLAS DE CORRIENTE	ZARPAZOS DE MURCI&LAGO
ESCARPE ROCOSO	RESTOS ANTROPOL&O
N&DULOS DE S&ILEX	RESTOS HUMANOS
CA&IDA GRAVITACIONAL	SEGUNDO PLANO
SUMIDERO	TERCER PLANO

LEYENDA

Altitudes referidas al nivel medio del mar en Alicante.



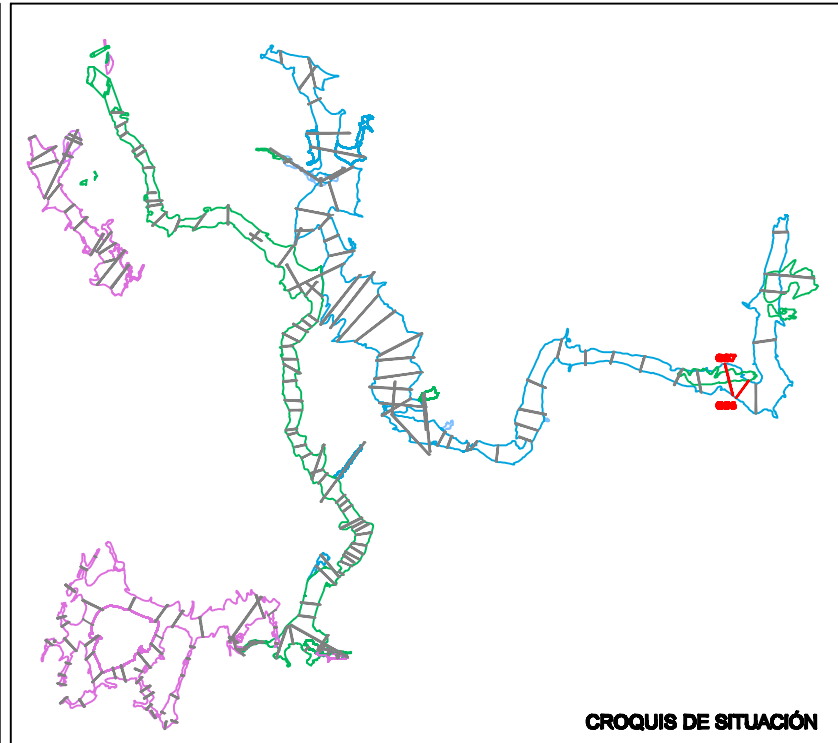
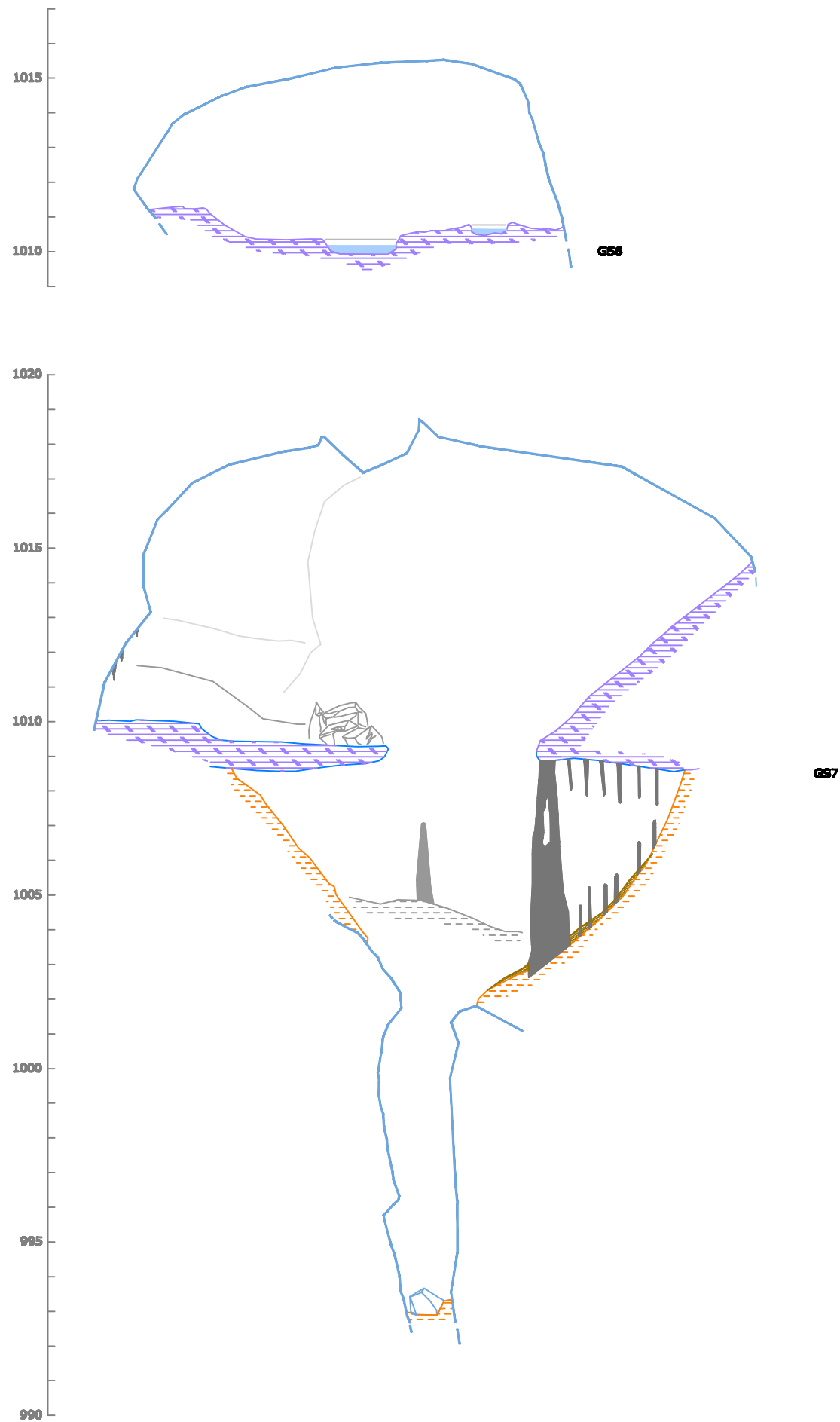
TESIS :
EVOLUCI&O GEOMORFOL&O DEL KARST DE LA SIERRA DE ATAPUERCA Y SU RELACI&O CON LOS YACIMIENTOS PLEISTOCENOS

CUEVA: CUEVA MAYOR **NIVEL: NIVEL 1**
GALER&A: GALER&A DEL S&ILEX
SECCIONES: GS4-GS5

AUTOR TESIS :
ANA ISABEL ORTEGA MART&INEZ

Fecha realizaci&o: Diciembre 2008 **Escala :** 1 : 100 **3 de 91**

CARTOGRAF&A BASE :
 - Planimetr&A del karst de Torca-Cueva Mayor, 1977-2006, Escala variable
 Grupo Espeleol&Ogico Rib&Ara, Euzkadi, Diputaci&o de Burjassot.



- | | |
|--------------------------|-------------------------------|
| PARED CUEVA | DATACIONES |
| ARCILLAS (F.DE INTERIOR) | PALEOMAGNETISMO |
| MARGAS | CI4 |
| ARENAS | RESTOS ARQUEOLÓGICOS |
| NARANJA | SILO |
| GRAVAS METAMÓRFICAS | CERÁMICA |
| CONCRECIÓN EROSIONADA | TIZONAZOS, Y RESTOS DE CARBÓN |
| CONCRECIÓN VIEJA | GRABADOS Y PINTURAS |
| CONCRECIÓN NUEVA | CATA O BARRENO MINERO |
| MURCIELAGUINA | RESTOS PALEONTOLÓGICOS |
| POSADERAS DE MURCIÉLAGO | HUESOS DE OSO |
| ELEMENTOS GEOLÓGICOS | ZARPAZOS DE OSO |
| HUELLAS DE CORRIENTE | ZARPAZOS DE MURCIÉLAGO |
| ESCARPE ROCOSO | RESTOS ANTROPOLÓGICOS |
| NÓDULOS DE SÍLEX | RESTOS HUMANOS |
| CAÍDA GRAVITACIONAL | VENA |
| SUMIDERO | SEGUNDO PLANO |
| TERCER PLANO | |

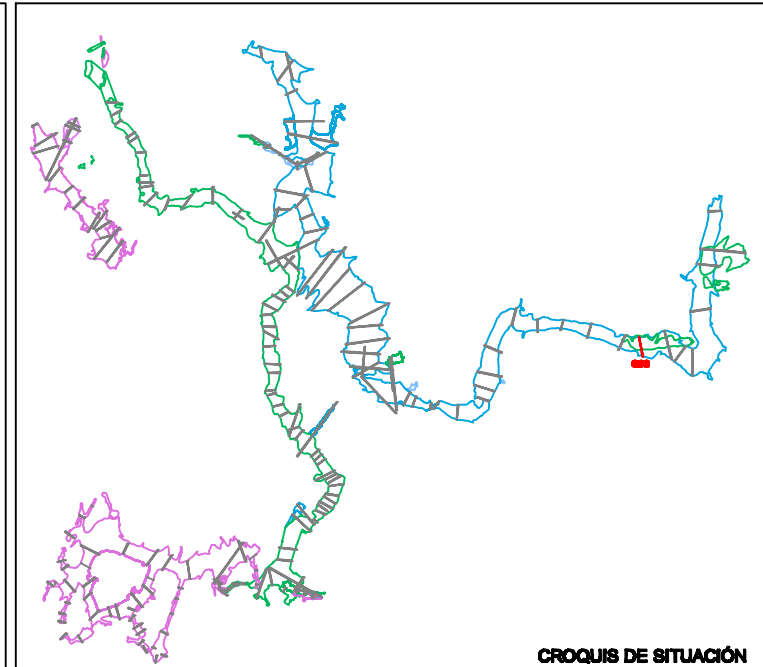
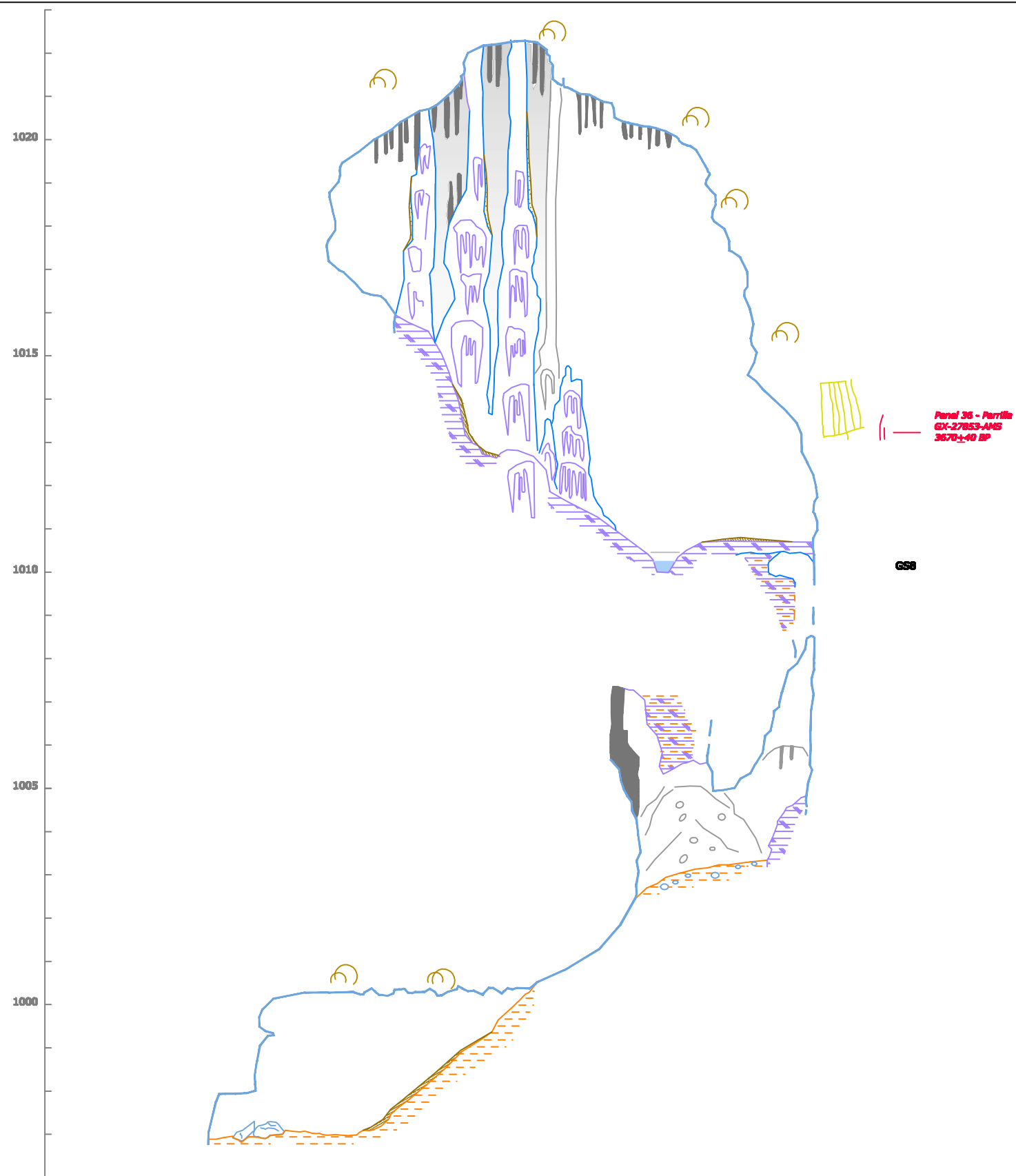
Altitudes referidas al nivel medio del mar en Alicante.



TESIS :
EVOLUCIÓN GEOMORFOLÓGICA DEL KARST DE LA SIERRA DE ATAPUERCA Y SU RELACIÓN CON LOS YACIMIENTOS PLEISTOCENOS

CUEVA: CUEVA MAYOR **NIVEL: NIVEL 1**
GALERÍA: GALERÍA DEL SÍLEX
SECCIONES: GS6-GS7

AUTOR TESIS : ANA ISABEL ORTEGA MARTÍNEZ		CARTOGRAFÍA BASE :
Fecha realización: Diciembre 2008	Escala : 1 : 150	- Planimetría del karst de Turca-Cueva Mayor, 1977-2006. Escala variable. Grupo Espeleológico Ibañeta. Ezcarra, Diputación de Burgos.
		4 de 91



LEYENDA

— PARED CUEVA	• DATACIONES
— ARCILLAS (F. DE INTERIOR)	✱ PALEOMAGNETISMO
— MARGAS	✱ CIÓ
— ARENAS	• RESTOS ARQUEOLÓGICOS
— NARANJA	○ SILO
— GRAVAS METAMÓRFICAS	○ CERÁMICA
○ CONCRECIÓN EROSIONADA	— TIZONAZOS, Y RESTOS DE CARBÓN
○ CONCRECIÓN VIEJA	▨ GRABADOS Y PINTURAS
○ CONCRECIÓN NUEVA	▨ CATA O BARRENO MINERO
○ MURCIELAGUINA	• RESTOS PALEONTOLÓGICOS
○ POSADERAS DE MURCIÉLAGO	— HUESOS DE OSO
— ELEMENTOS GEOLÓGICOS	— ZARPAZOS DE OSO
— HUELLAS DE CORRIENTE	— ZARPAZOS DE MURCIÉLAGO
— ESCARPE ROCOSO	• RESTOS ANTROPOLÓGICOS
• NÓDULOS DE SÍLEX	— RESTOS HUMANOS
— CAÍDA GRAVITACIONAL	— VENA
	— SEGUNDO PLANO
	— TERCER PLANO



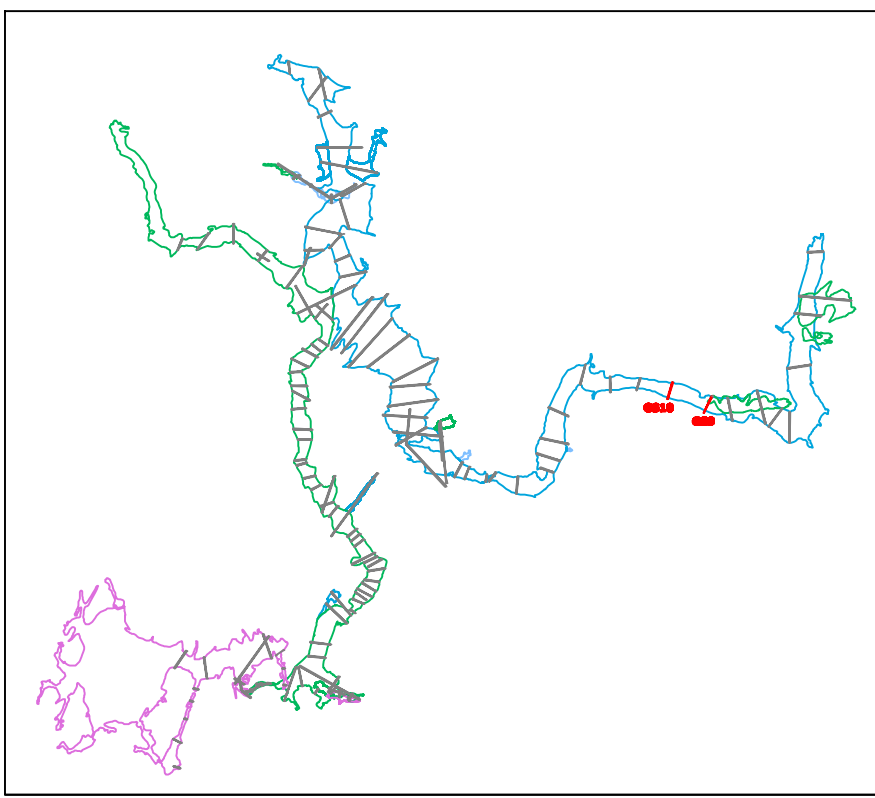
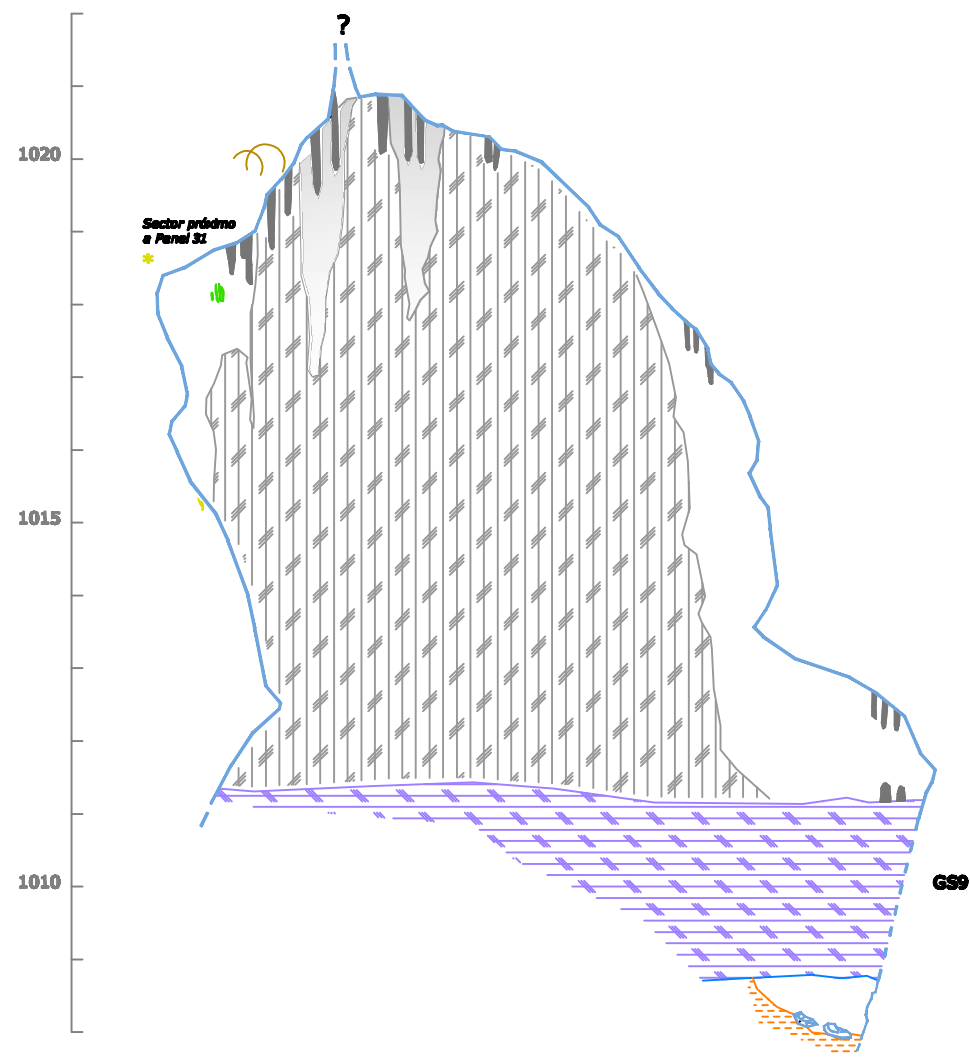
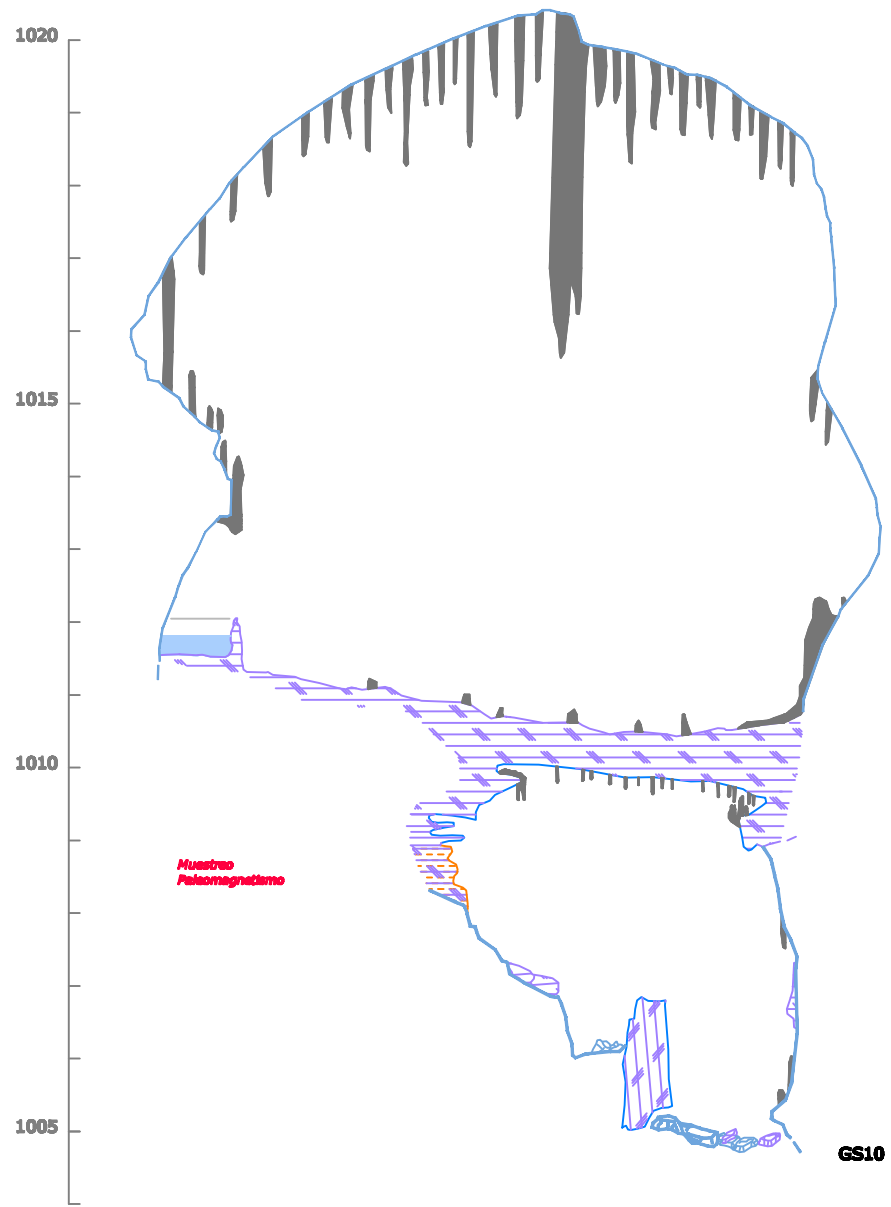
TESIS :
EVOLUCIÓN GEOMORFOLÓGICA DEL KARST DE LA SIERRA DE ATAPUERCA Y SU RELACIÓN CON LOS YACIMIENTOS PLEISTOCENOS

CUEVA: CUEVA MAYOR **NIVEL: NIVEL 2**
GALERÍA: GALERÍA DEL SÍLEX
SECCIONES: GSS

AUTOR TESIS :
ANA ISABEL ORTEGA MARTÍNEZ

Fecha realización: Diciembre 2008 **Escala :** 1 : 100 **5 de 91**

CARTOGRAFÍA BASE :
 - Planimetría del karst de Torca-Cueva Mayor, 1977-2006, Escala variable
 Grupo Espeleológico Biteruelo,
 Euzema, Diputación de Burgos.



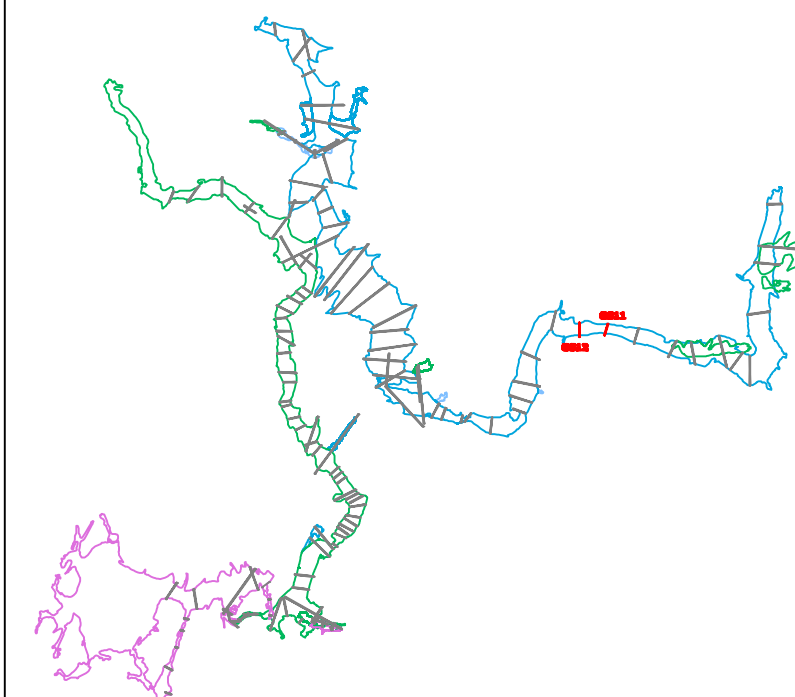
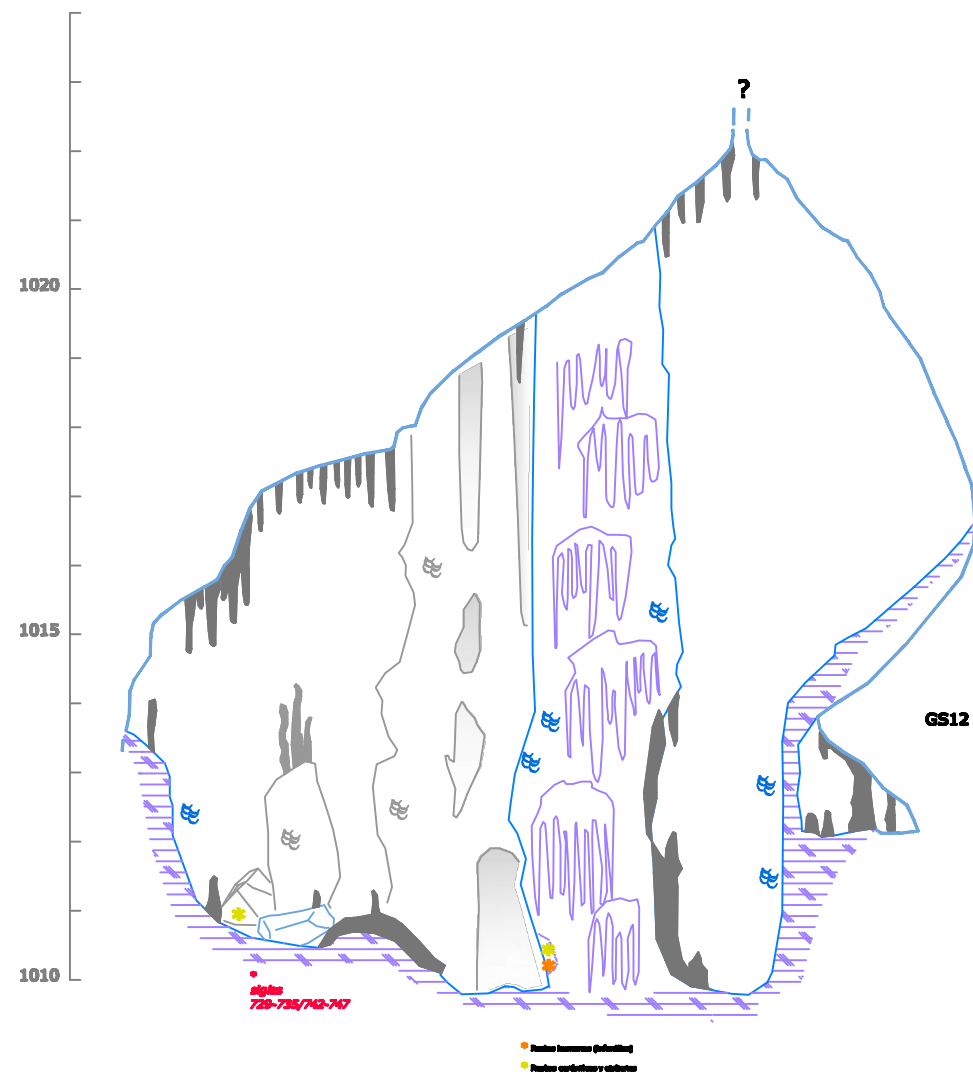
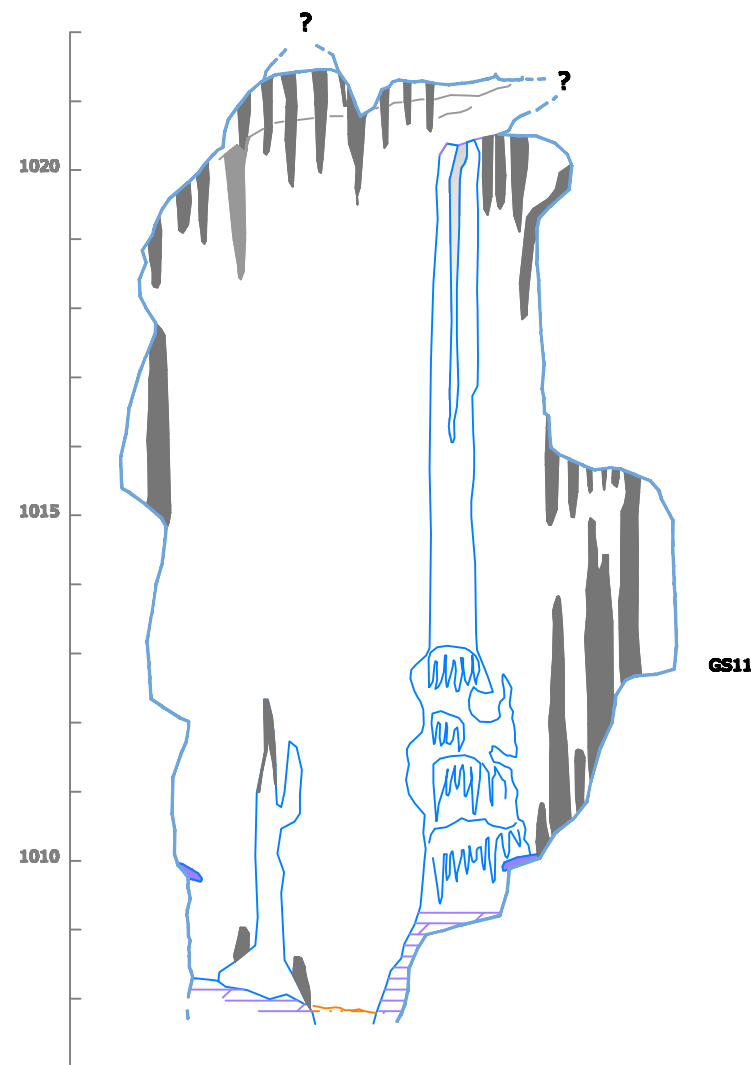
- LEYENDA**
- | | |
|--------------------------|-------------------------------|
| PARED CUEVA | DATACIONES |
| ARCILLAS (F.DE INTERIOR) | PALEOMAGNETISMO |
| MARGAS | C14 |
| ARENAS | RESTOS ARQUEOLÓGICOS |
| NARANJA | SILO |
| GRAVAS METAMÓRFICAS | CERÁMICA |
| CONCRECIÓN EROSIONADA | TIZONAZOS, Y RESTOS DE CARBÓN |
| CONCRECIÓN VIEJA | GRABADOS Y PINTURAS |
| CONCRECIÓN NUEVA | CATA O BARRENO MINERO |
| MURCIELAGUINA | RESTOS PALEONTOLÓGICOS |
| POSADERAS DE MURCIÉLAGO | HUESOS DE OSO |
| ELEMENTOS GEOLÓGICOS | ZARPAZOS DE OSO |
| HUELLAS DE CORRIENTE | ZARPAZOS DE MURCIÉLAGO |
| ESCARPE ROCOSO | RESTOS ANTROPOLÓGICOS |
| NÓDULOS DE SÍLEX | RESTOS HUMANOS |
| CAÍDA GRAVITACIONAL | SEGUNDO PLANO |
| VENA | TERCER PLANO |



TESIS :
EVOLUCIÓN GEOMORFOLÓGICA DEL KARST DE LA SIERRA DE ATAPUERCA Y SU RELACIÓN CON LOS YACIMIENTOS PLEISTOCENOS

CUEVA: CUEVA MAYOR **NIVEL: NIVEL 1**
GALERÍA: GALERÍA DEL SÍLEX
SECCIONES: GS9-GS10

AUTOR TESIS : ANA ISABEL ORTEGA MARTÍNEZ		CARTOGRAFÍA BASE : - Planimetría del karst de Torca-Cueva Mayor, 1977-2006. Escala variable Grupo Espeleológico Edelweiss, Ibañeta. Diputación de Burgos.
Fecha realización: Diciembre 2008	Escala : 1 : 100	



- | | |
|--------------------------|-------------------------------|
| PARED CUEVA | DATACIONES |
| ARCILLAS (F.DE INTERIOR) | PALEOMAGNETISMO |
| MARGAS | CI&A |
| ARENAS | RESTOS ARQUEOL&GICOS |
| NARANJA | SILO |
| GRAVAS METAM&RFICAS | CER&MICA |
| CONCRECI&N EROSIONADA | TIZONAZOS, Y RESTOS DE CARB&N |
| CONCRECI&N VIEJA | GRABADOS Y PINTURAS |
| CONCRECI&N NUEVA | CATA O BARRENO MINERO |
| MURCI&LAGUINA | RESTOS PALEONTOL&GICOS |
| POSADERAS DE MURCI&LAGO | HUESOS DE OSO |
| ELEMENTOS GEOL&GICOS | ZARPAZOS DE OSO |
| HUELLAS DE CORRIENTE | ZARPAZOS DE MURCI&LAGO |
| ESCARPE ROCOSO | RESTOS ANTROPOL&GICOS |
| N&DULOS DE S&ILEX | RESTOS HUMANOS |
| CA&IDA GRAVITACIONAL | VENA |
| ESCARPE ROCOSO | SUMIDERO |
| N&DULOS DE S&ILEX | SEGUNDO PLANO |
| CA&IDA GRAVITACIONAL | TERCER PLANO |

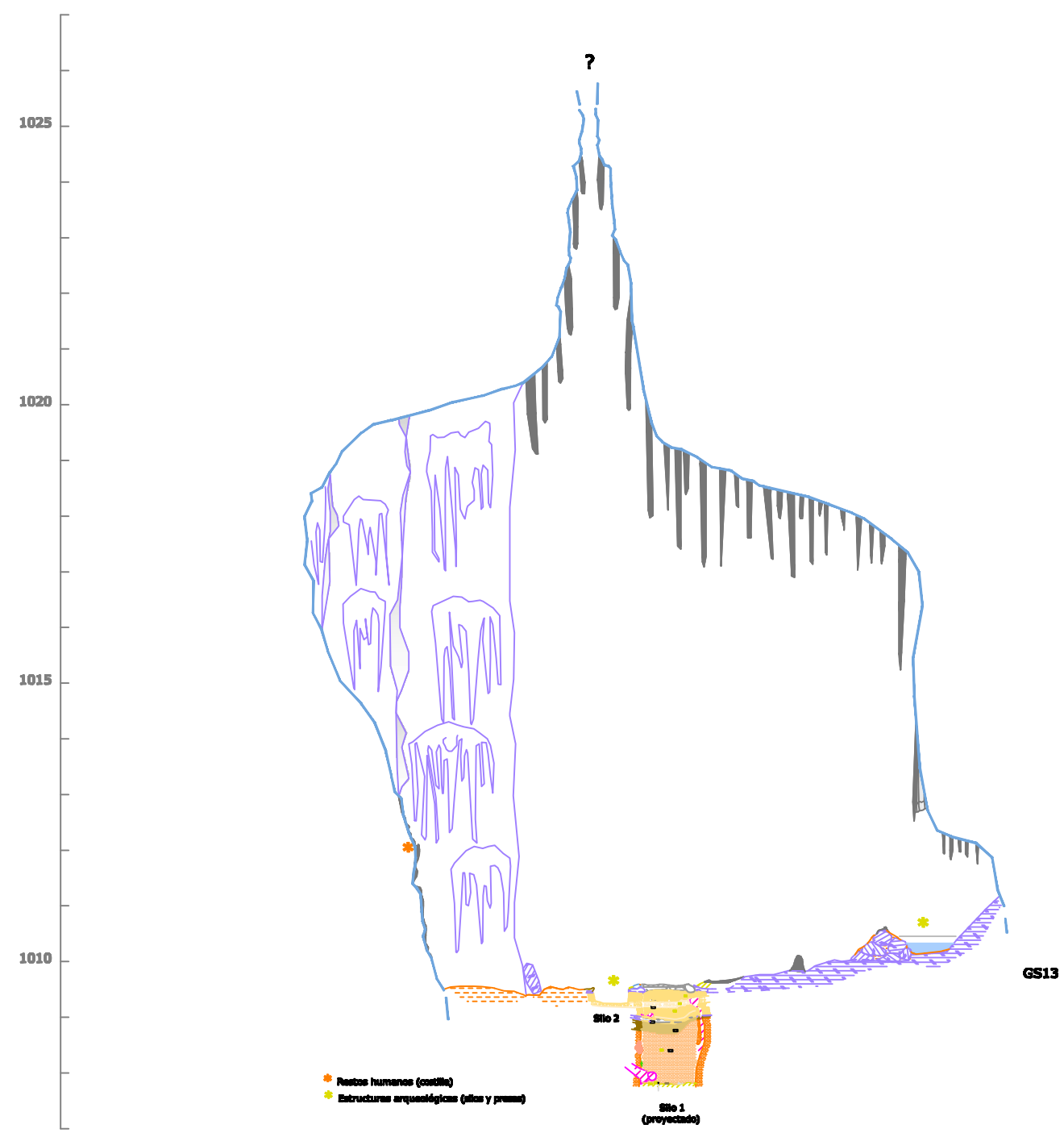
Altitudes referidas al nivel medio del mar en Alicante.



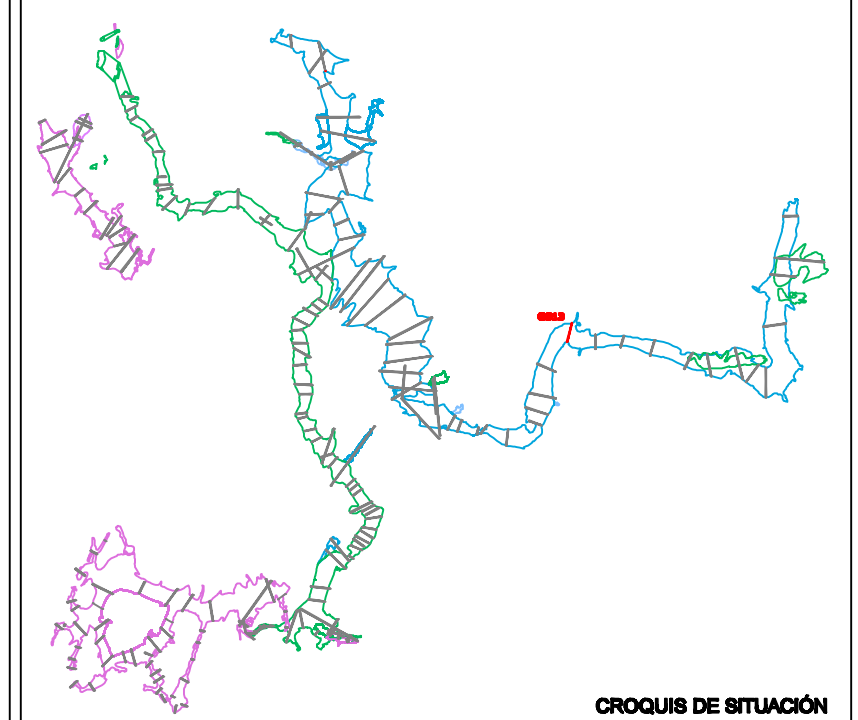
TESIS :
EVOLUCI&N GEOMORFOL&GICA DEL KARST DE LA SIERRA DE ATAPUERCA Y SU RELACI&N CON LOS YACIMIENTOS PLEISTOCENOS

CUEVA: CUEVA MAYOR **NIVEL: NIVEL 1**
GALER&A: GALER&A DEL S&ILEX
SECCIONES: GS11-GS12

AUTOR TESIS : ANA ISABEL ORTEGA MART&NEZ		CARTOGRAF&A BASE : - Planimetr&A del karst de Torca-Cueva Mayor. 1977-2006. Escala variable Grupo Espeleol&gico Iba&ndea. Izozoa, Diputaci&n de Burgos.
Fecha realizaci&n: Diciembre 2008	Escala: 1 : 100	



* Restos humanos (castillo)
 * Estructuras arqueológicas (silos y puzos)
 Sitio 2
 Sitio 1 (proyectado)



CROQUIS DE SITUACIÓN

PARED CUEVA	DATACIONES
ARCILLAS (F.DE INTERIOR)	PALEOMAGNETISMO
MARGAS	CI&A
ARENAS	RESTOS ARQUEOL&GICOS
NARANJA	SILO
GRAVAS METAM&RFICAS	CER&MICA
CONCRECI&N EROSIONADA	TIZONAZOS, Y RESTOS DE CARB&N
CONCRECI&N VIEJA	GRABADOS Y PINTURAS
CONCRECI&N NUEVA	CATA O BARRENO MINERO
MURCIELAGUINA	RESTOS PALEONTOLOG&GICOS
POSADERAS DE MURCI&LAGO	HUESOS DE OSO
ELEMENTOS GEOL&GICOS	ZARPAZOS DE OSO
HUELLAS DE CORRIENTE	ZARPAZOS DE MURCI&LAGO
ESCARPE ROCOSO	RESTOS ANTROPOL&GICOS
N&DULOS DE S&ILEX	RESTOS HUMANOS
CA&IDA GRAVITACIONAL	SUMIDERO
VENA	SEGUNDO PLANO
TERCER PLANO	

LEYENDA

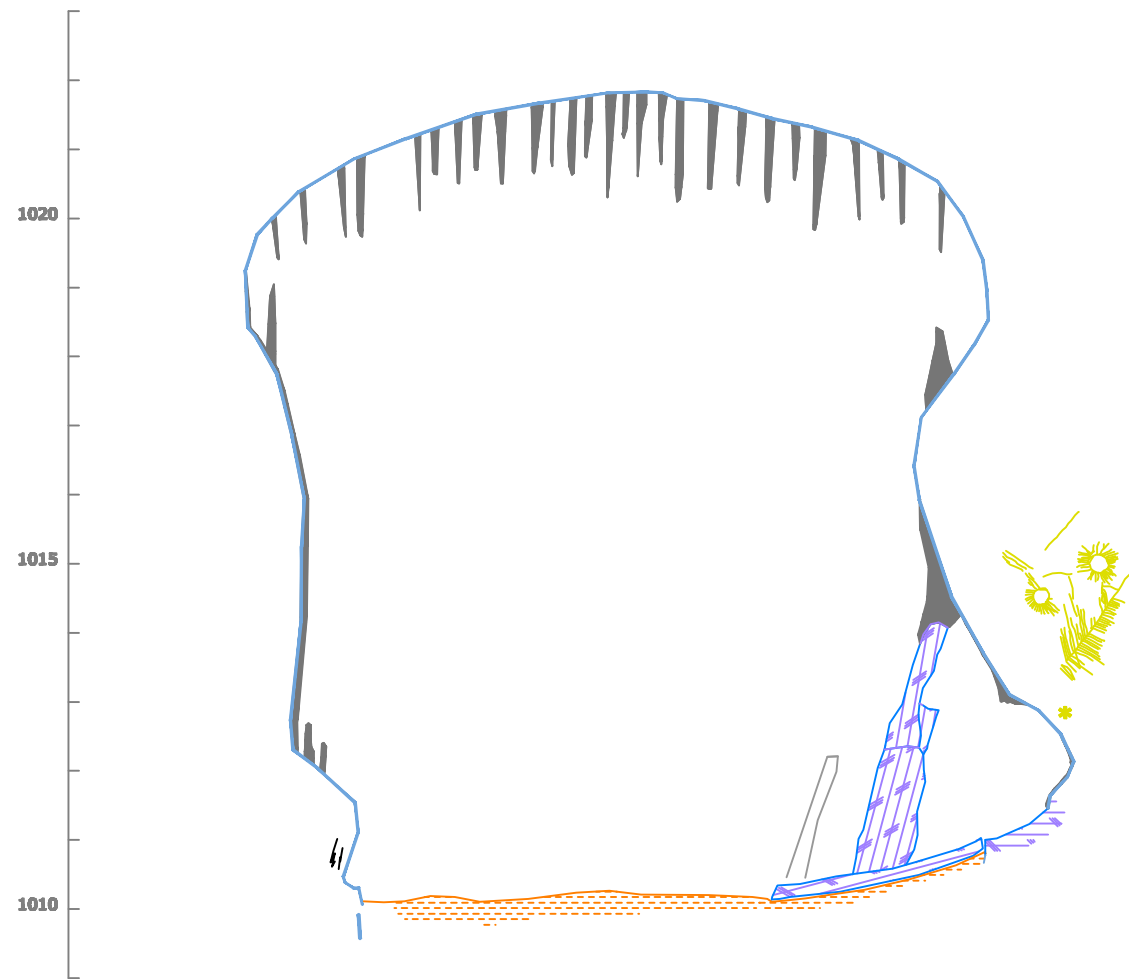
Altitudes referidas al nivel medio del mar en Alicante.



TESIS :
EVOLUCI&N GEOMORFOL&GICA DEL KARST DE LA SIERRA DE ATAPUERCA Y SU RELACI&N CON LOS YACIMIENTOS PLEISTOCENOS

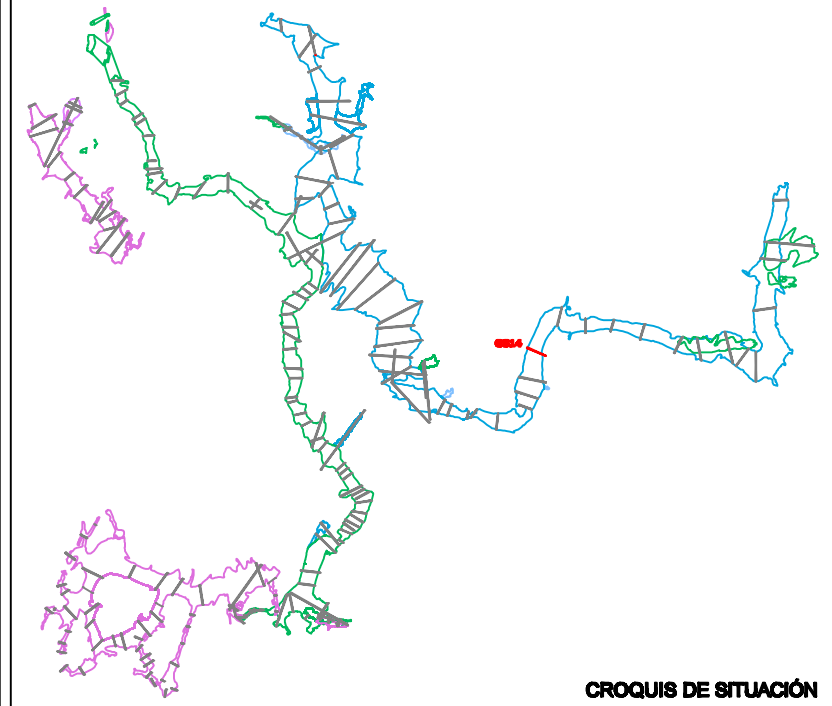
CUEVA: CUEVA MAYOR **NIVEL: NIVEL 1**
GALER&A: GALER&A DEL S&ILEX
SECCIONES: GS13

AUTOR TESIS : ANA ISABEL ORTEGA MART&NEZ		CARTOGRAF&A BASE : - Planimetr&A del karst de Tucos-Cueva Mayor. 1977-2006. Escala varias. Grupo Espeleol&gico I&Ahuvelin. I&Ahuvelin, Diputaci&n de Burgos.
Fecha realizaci&n: Diciembre 2008	Escala : 1 : 100	
8 de 91		



Panel 27 (Solna)
1m hacia la sección 15

GS14

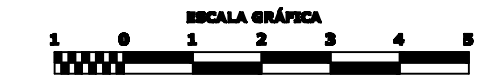


CROQUIS DE SITUACIÓN

PARED CUEVA	DATACIONES
ARCILLAS (F.DE INTERIOR)	PALEOMAGNETISMO
MARGAS	CIÚ
ARENAS	RESTOS ARQUEOLÓGICOS
NARANJA	SILO
GRAVAS METAMÓRFICAS	CERÁMICA
CONCRECIÓN EROSIONADA	TIZONAZOS, Y RESTOS DE CARBÓN
CONCRECIÓN VIEJA	GRABADOS Y PINTURAS
CONCRECIÓN NUEVA	CATA O BARRENO MINERO
MURCIÊLAGUINA	RESTOS PALEONTOLÓGICOS
POSADERAS DE MURCIÊLAGO	HUESOS DE OSO
ELEMENTOS GEOLÓGICOS	ZARPAZOS DE OSO
HUELLAS DE CORRIENTE	ZARPAZOS DE MURCIÊLAGO
ESCARPE ROCOSO	RESTOS ANTROPOLÓGICOS
NÓDULOS DE SÍLEX	RESTOS HUMANOS
CAÍDA GRAVITACIONAL	SEGUNDO PLANO
VENA	TERCER PLANO

LEYENDA

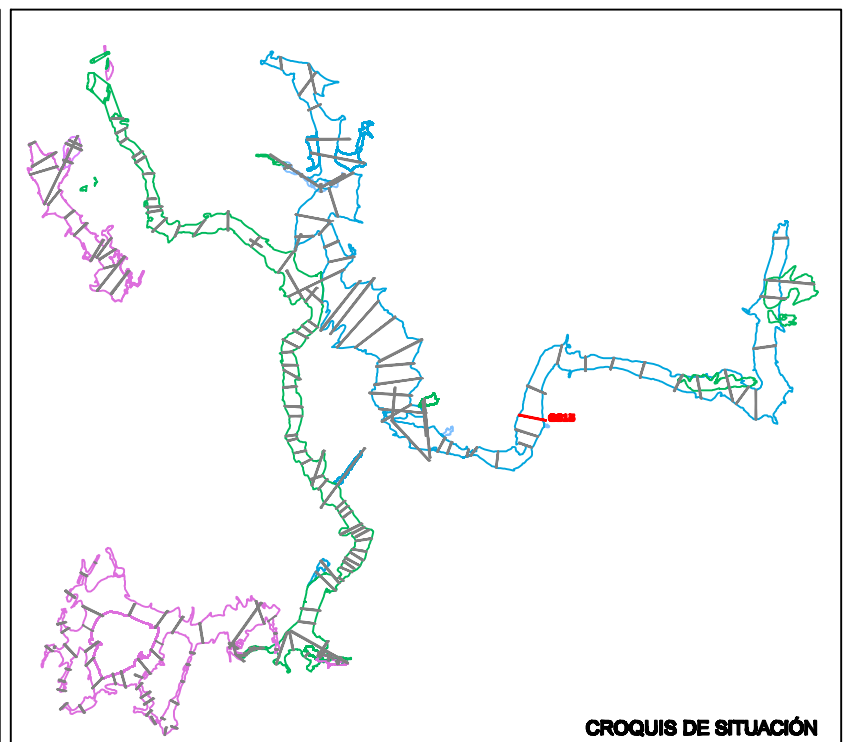
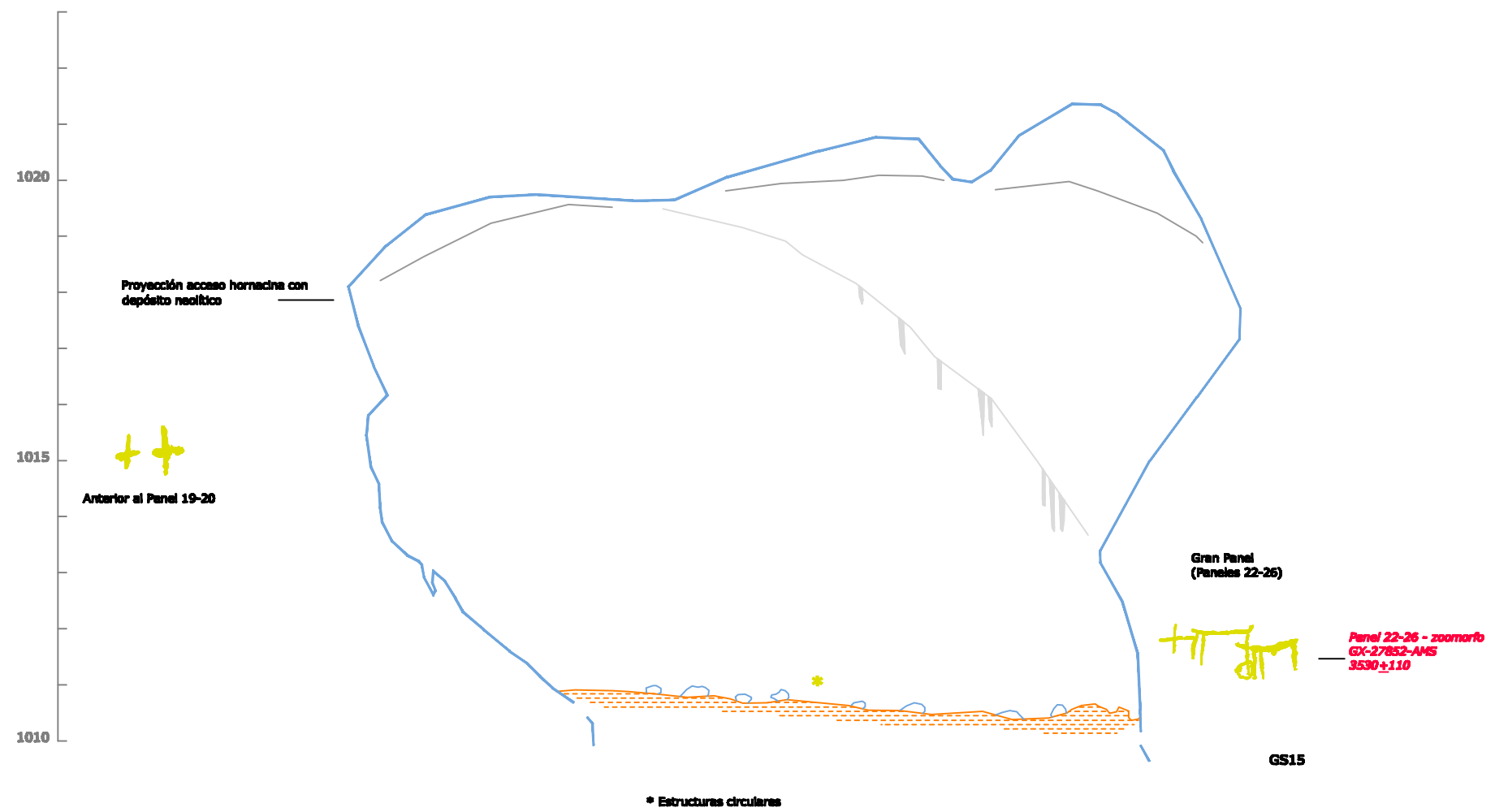
Altitudes referidas al nivel medio del mar en Alicante.



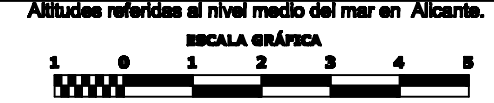
TESIS :
EVOLUCIÓN GEOMORFOLÓGICA DEL KARST DE LA SIERRA DE ATAPUERCA Y SU RELACIÓN CON LOS YACIMIENTOS PLEISTOCENOS

CUEVA: CUEVA MAYOR **NIVEL: NIVEL 1**
GALERÍA: GALERÍA DEL SÍLEX
SECCIONES: GS14

AUTOR TESIS : ANA ISABEL ORTEGA MARTÍNEZ		CARTOGRAF&Iacute;A BASE : - PlanimetrÍa del karst de Tucún-Cueva Mayor. 1977-2006. Escala varias. Grupo EspeleolÓgico IÍberico. IÍberca, DiputaciÓn de Burgos.
Fecha realizaci&Oacute;n: Diciembre 2008	Escala : 1 : 100	
9 de 10		



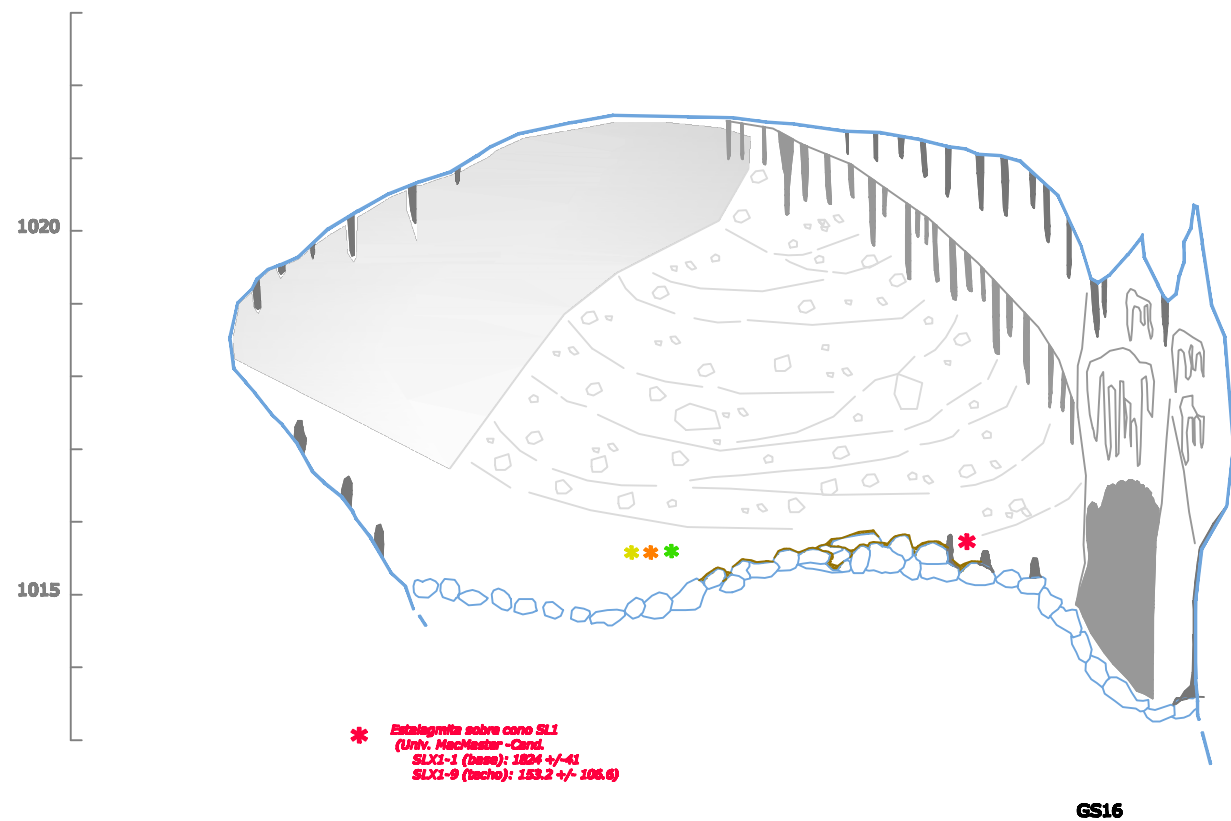
PARED CUEVA	DATACIONES
ARCILLAS (F.DE INTERIOR)	PALEOMAGNETISMO
MARGAS	CI&A
ARENAS	RESTOS ARQUEOL&GICOS
NARANJA	SILO
GRAVAS METAM&RFICAS	CER&MICA
CONCRECI&N EROSIONADA	TIZONAZOS, Y RESTOS DE CARB&N
CONCRECI&N VIEJA	GRABADOS Y PINTURAS
CONCRECI&N NUEVA	CATA O BARRENO MINERO
MURCIELAGUINA	RESTOS PALEONTOL&GICOS
POSADERAS DE MURCI&LAGO	HUESOS DE OSO
ELEMENTOS GEOL&GICOS	ZARPAZOS DE OSO
HUELLAS DE CORRIENTE	ZARPAZOS DE MURCI&LAGO
ESCARPE ROCOSO	RESTOS ANTROPOL&GICOS
N&DULOS DE S&LEX	RESTOS HUMANOS
CA&DA GRAVITACIONAL	SEGUNDO PLANO
VENA	TERCER PLANO



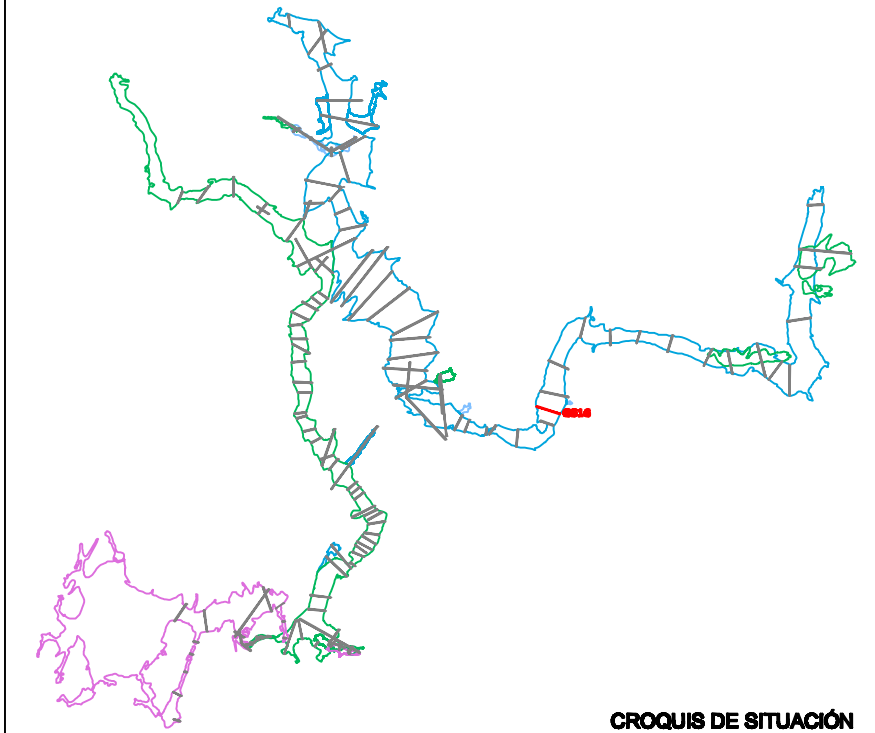
TESIS :
EVOLUCI&N GEOMORFOL&GICA DEL KARST DE LA SIERRA DE ATAPUERCA Y SU RELACI&N CON LOS YACIMIENTOS PLEISTOCENOS

CUEVA: CUEVA MAYOR **NIVEL: NIVEL 1**
GALER&A: GALER&A DEL S&LEX
SECCIONES: GS15

AUTOR TESIS : ANA ISABEL ORTEGA MART&NEZ		CARTOGRAF&A BASE : - Planimetr&A del karst de Tucos-Cueva Mayor, 1977-2006. Escala varias. Grupo Espeleol&gico Iba&ndea. Iba&ndea, Diputaci&n de Burgos.
Fecha realizaci&n: Diciembre 2008	Escala : 1 : 100	
10 de 91		



GS16



CROQUIS DE SITUACIÓN

- | | |
|--------------------------|-------------------------------|
| PARED CUEVA | DATACIONES |
| ARCILLAS (F.DE INTERIOR) | PALEOMAGNETISMO |
| MARGAS | C14 |
| ARENAS | RESTOS ARQUEOLÓGICOS |
| NARANJA | SILO |
| GRAVAS METAMÓRFICAS | CERÁMICA |
| CONCRECIÓN EROSIONADA | TIZONAZOS, Y RESTOS DE CARBÓN |
| CONCRECIÓN VIEJA | GRABADOS Y PINTURAS |
| CONCRECIÓN NUEVA | CATA O BARRENO MINERO |
| MURCIELAGUINA | RESTOS PALEONTOLÓGICOS |
| POSADERAS DE MURCIÉLAGO | HUESOS DE OSO |
| ELEMENTOS GEOLÓGICOS | ZARPAZOS DE OSO |
| HUELLAS DE CORRIENTE | ZARPAZOS DE MURCIÉLAGO |
| ESCARPE ROCOSO | RESTOS ANTROPOLÓGICOS |
| NÓDULOS DE SÍLEX | RESTOS HUMANOS |
| CAÍDA GRAVITACIONAL | SEGUNDO PLANO |
| SUMIDERO | TERCER PLANO |

LEYENDA

Altitudes referidas al nivel medio del mar en Alicante.

ESCALA GRÁFICA



TESIS :
EVOLUCIÓN GEOMORFOLÓGICA DEL KARST DE LA SIERRA DE ATAPUERCA Y SU RELACIÓN CON LOS YACIMIENTOS PLEISTOCENOS

CUEVA: CUEVA MAYOR **NIVEL: NIVEL 1**

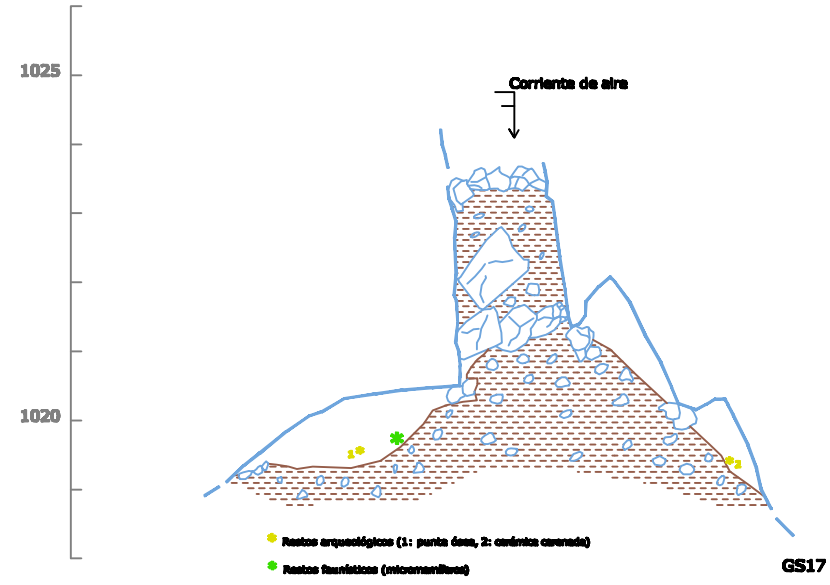
GALERÍA: GALERÍA DEL SÍLEX

SECCIONES: GS16

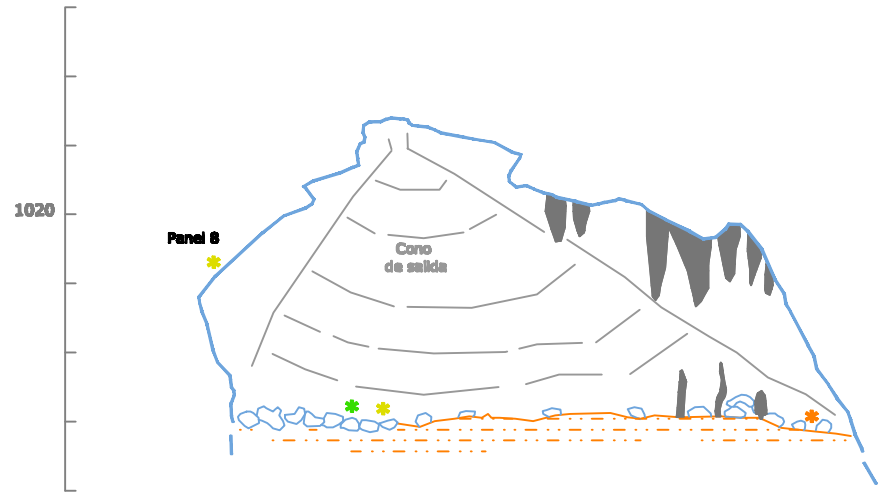
AUTOR TESIS :
ANA ISABEL ORTEGA MARTÍNEZ

CARTOGRAFÍA BASE :
 - Planimetría del karst de Torca-Cueva Mayor, 1977-2006. Escala varias.
 Grupo Espeleológico Edelweiss.
 Izoama. Diputación de Burgos.

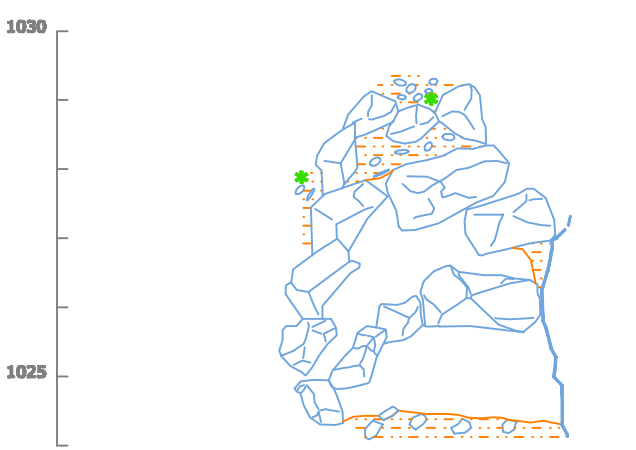
Fecha realización: **Escala :**
Diciembre 2008 **1 : 100** **11 de 91**



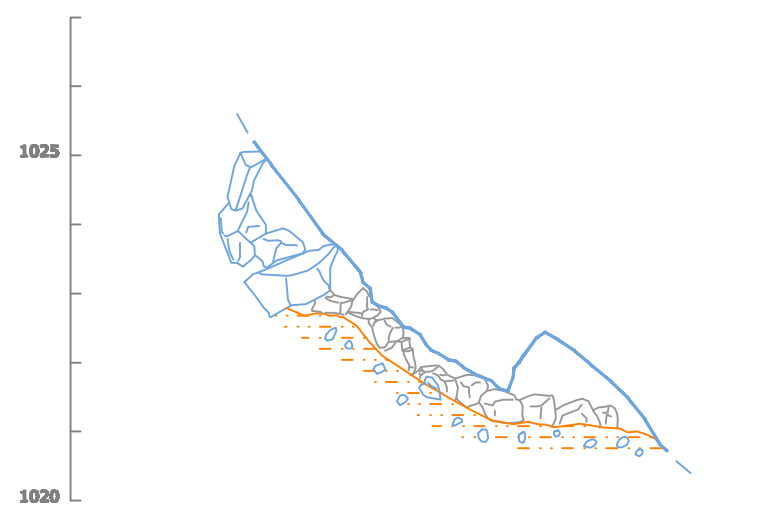
GS17



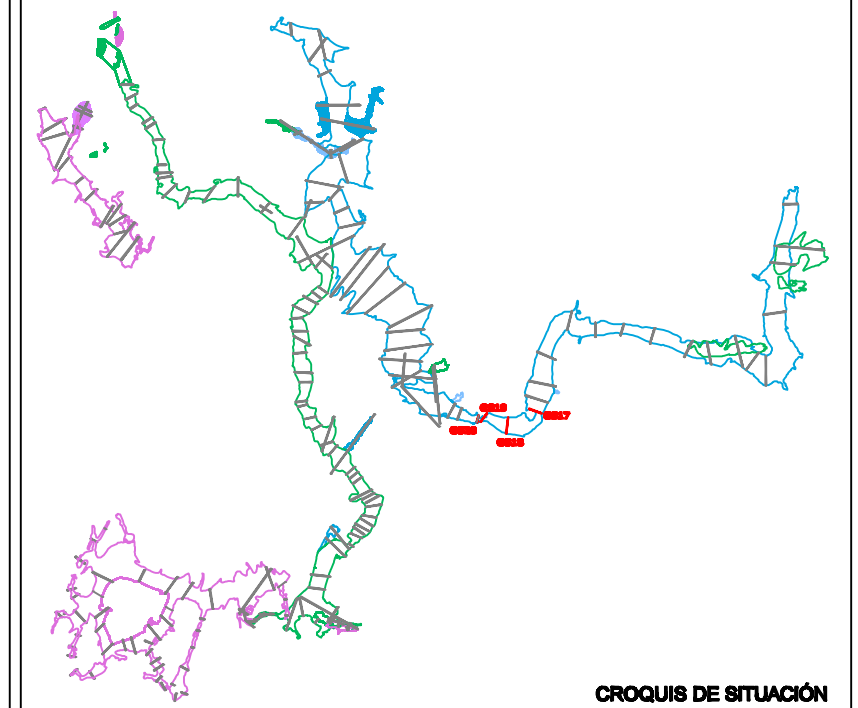
GS18



GS20



GS19



CROQUIS DE SITUACIÓN

PARED CUEVA	DATACIONES
ARCILLAS (F.DE INTERIOR)	PALEOMAGNETISMO
MARGAS	CIÚ
ARENAS	RESTOS ARQUEOLÓGICOS
NARANJA	SILO
GRAVAS METAMÓRFICAS	CERÁMICA
CONCRECIÓN EROSIONADA	TIZONAZOS, Y RESTOS DE CARBÓN
CONCRECIÓN VIEJA	GRABADOS Y PINTURAS
CONCRECIÓN NUEVA	CATA O BARRENO MINERO
MURCIÊLAGUINA	RESTOS PALEONTOLOGÓGICOS
POSADERAS DE MURCIÊLAGO	HUESOS DE OSO
ELEMENTOS GEOLÓGICOS	ZARPAZOS DE OSO
HUELLAS DE CORRIENTE	ZARPAZOS DE MURCIÊLAGO
ESCARPE ROCOSO	RESTOS ANTROPOLÓGICOS
NÓDULOS DE SÍLEX	RESTOS HUMANOS
CAÍDA GRAVITACIONAL	SUMIDERO
VENA	SEGUNDO PLANO
TERCER PLANO	



TESIS :
EVOLUCIÓN GEOMORFOLÓGICA DEL KARST DE LA SIERRA DE ATAPUERCA Y SU RELACIÓN CON LOS YACIMIENTOS PLEISTOCENOS

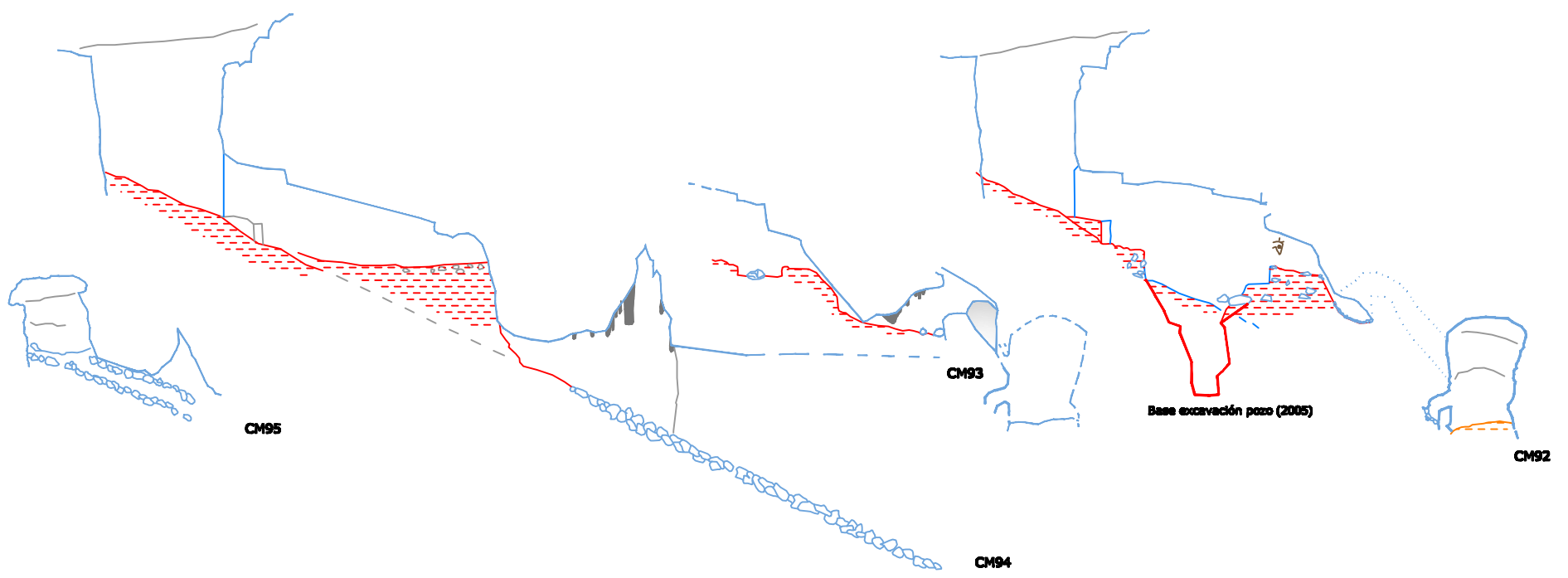
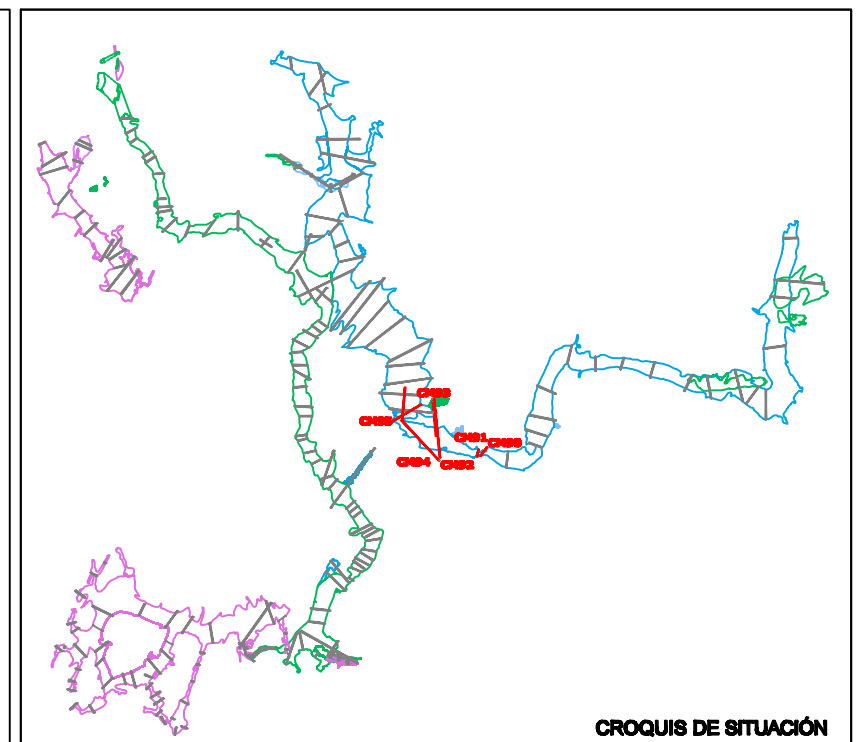
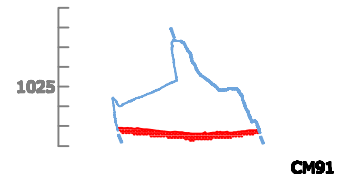
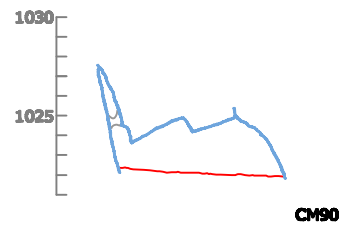
CUEVA: CUEVA MAYOR **NIVEL: NIVEL 1**

GALERÍA: GALERÍA DEL SÍLEX

SECCIONES: GS17-GS18-GS19-GS20

AUTOR TESIS :
ANA ISABEL ORTEGA MARTÍNEZ

Fecha realizaciÓn: **Escala :** **CARTOGRAFÍA BASE :**
Diciembre 2008 **1 : 100** **12 de 91**
 - PlanimetrÍa del karst de Turca-Cueva Mayor, 1977-2006. Escala variable. Grupo EspeleolÓgico IÍberico. IÍberica, DiputaciÓn de Burgos.



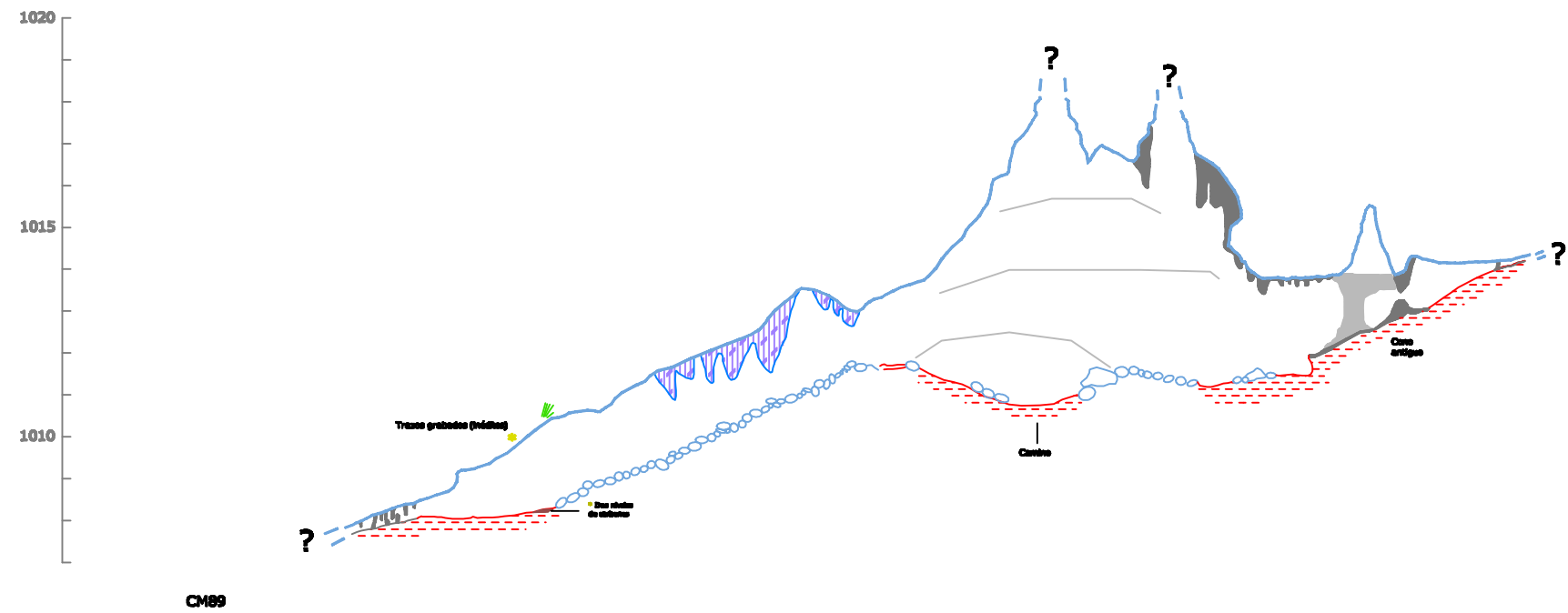
PARED CUEVA	DATACIONES
ARCILLAS (F.DE INTERIOR)	PALEOMAGNETISMO
MARGAS	CIÁ
ARENAS	RESTOS ARQUEOLÓGICOS
NARANJA	SILO
GRAVAS METAMÓRFICAS	CERÁMICA
CONCRECIÓN EROSIONADA	TIZONAZOS, Y RESTOS DE CARBÓN
CONCRECIÓN VIEJA	GRABADOS Y PINTURAS
CONCRECIÓN NUEVA	CATA O BARRENO MINERO
MURCIELAGUINA	RESTOS PALEONTOLÓGICOS
POSADERAS DE MURCIÉLAGO	HUESOS DE OSO
ELEMENTOS GEOLÓGICOS	ZARPAZOS DE OSO
HUELLAS DE CORRIENTE	ZARPAZOS DE MURCIÉLAGO
ESCARPE ROCOSO	RESTOS ANTROPOLÓGICOS
NÓDULOS DE SÍLEX	RESTOS HUMANOS
CAÍDA GRAVITACIONAL	SEGUNDO PLANO
VENA	TERCER PLANO



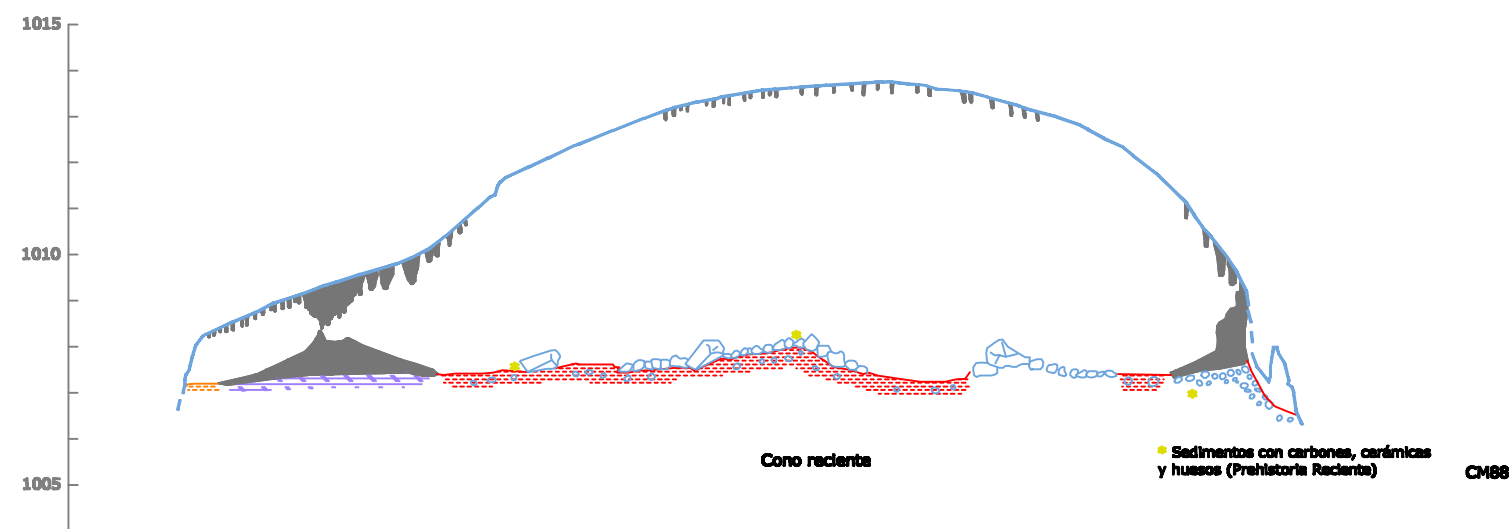
TESIS :
EVOLUCIÓN GEOMORFOLÓGICA DEL KARST DE LA SIERRA DE ATAPUERCA Y SU RELACIÓN CON LOS YACIMIENTOS PLEISTOCENOS

CUEVA: CUEVA MAYOR **NIVEL: NIVEL 1**
GALERÍA: PORTALÓN
SECCIONES: CM90-CM91-CM92-CM93-CM94-CM95

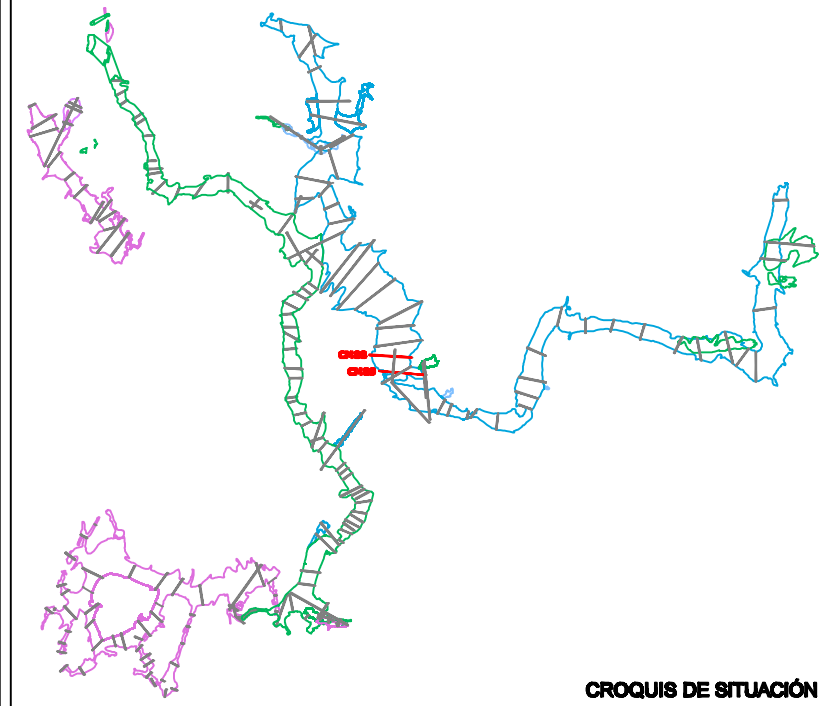
AUTOR TESIS : ANA ISABEL ORTEGA MARTÍNEZ		CARTOGRAFÍA BASE : - Planimetría del karst de Tucos-Cueva Mayor. 1977-2006. Escala vertical Grupo Espeleológico Ibañetaín. Ezcarra, Diputación de Burgos.
Fecha realización: Diciembre 2008	Escala : 1 : 350	
13 de 91		



CM89



CM88



CROQUIS DE SITUACIÓN

PARED CUEVA	DATACIONES
ARCILLAS (F.DE INTERIOR)	PALEOMAGNETISMO
MARGAS	CI4
ARENAS	RESTOS ARQUEOLÓGICOS
NARANJA	SILO
GRAVAS METAMÓRFICAS	CERÁMICA
CONCRECIÓN EROSIONADA	TIZONAZOS, Y RESTOS DE CARBÓN
CONCRECIÓN VIEJA	GRABADOS Y PINTURAS
CONCRECIÓN NUEVA	CATA O BARRENO MINERO
MURCIELAGUINA	RESTOS PALEONTOLÓGICOS
POSADERAS DE MURCIÉLAGO	HUESOS DE OSO
ELEMENTOS GEOLÓGICOS	ZARPAZOS DE OSO
HUELLAS DE CORRIENTE	ZARPAZOS DE MURCIÉLAGO
ESCARPE ROCOSO	RESTOS ANTROPOLÓGICOS
NÓDULOS DE SÍLEX	RESTOS HUMANOS
CAÍDA GRAVITACIONAL	VENA
VENA	SEGUNDO PLANO
SEGUNDO PLANO	TERCER PLANO

LEYENDA

Altitudes referidas al nivel medio del mar en Alicante.



TESIS :
EVOLUCIÓN GEOMORFOLÓGICA DEL KARST DE LA SIERRA DE ATAPUERCA Y SU RELACIÓN CON LOS YACIMIENTOS PLEISTOCENOS

CUEVA: CUEVA MAYOR **NIVEL: NIVEL 1**

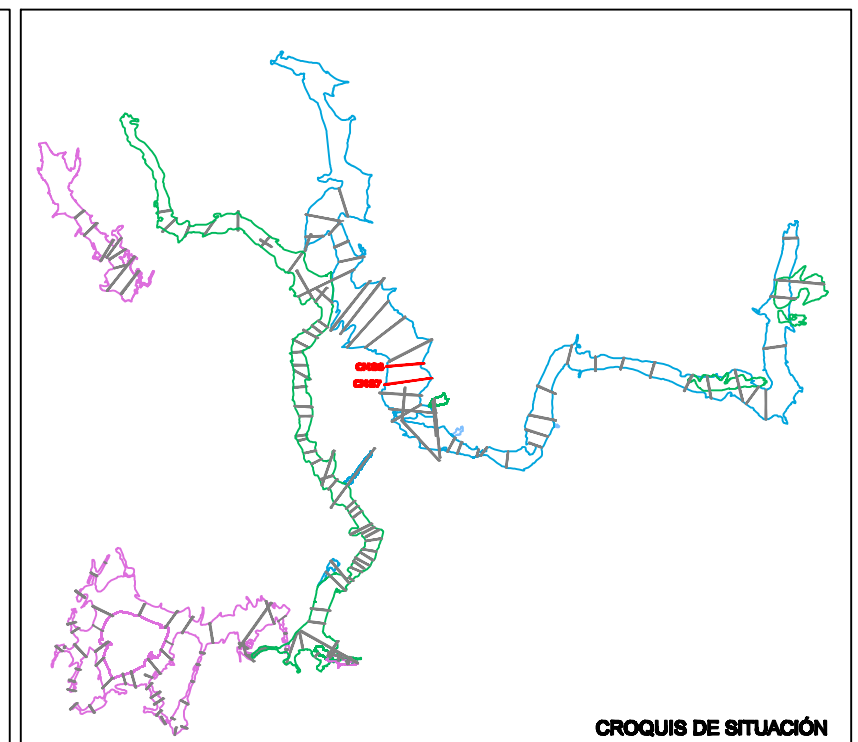
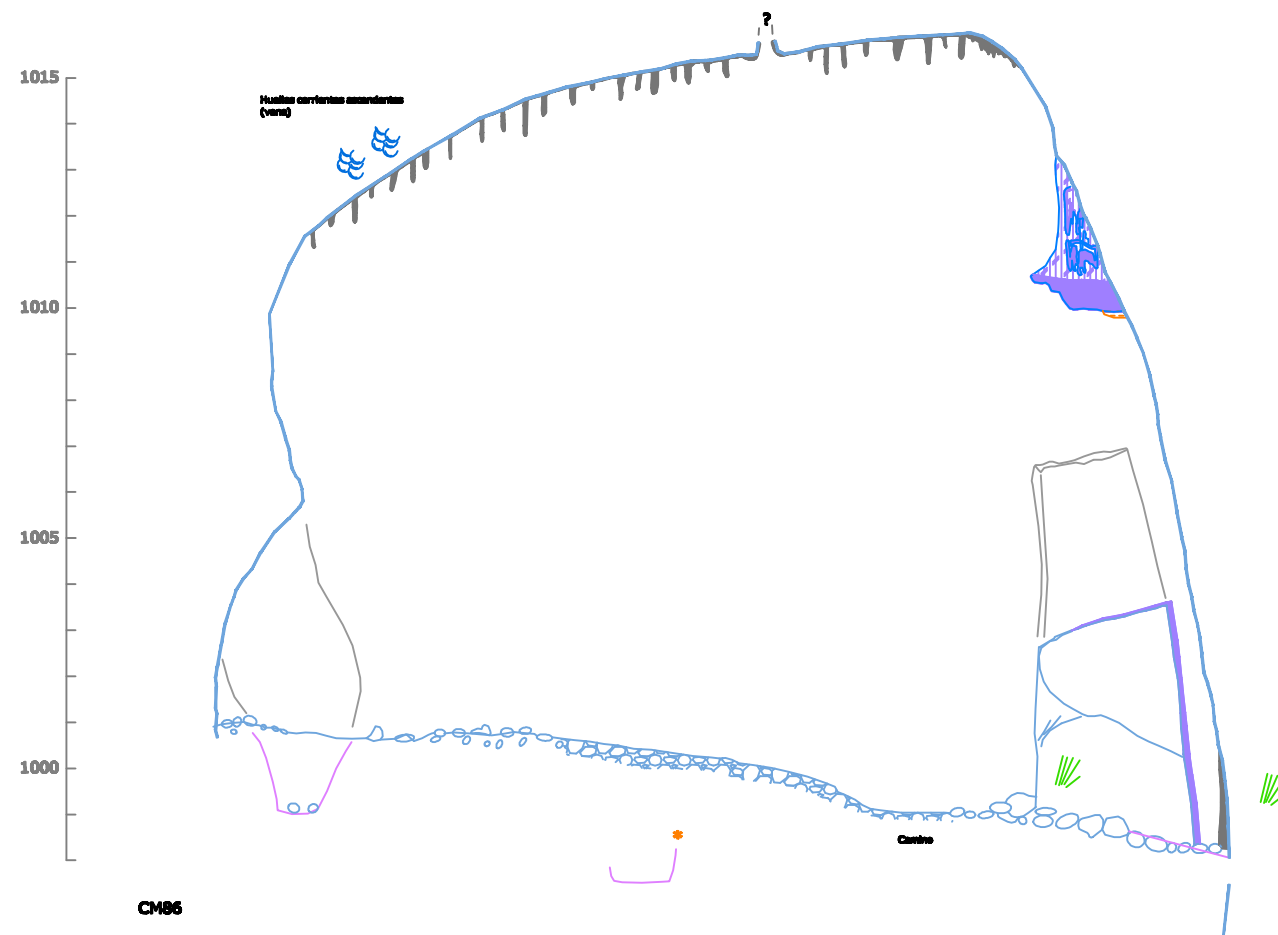
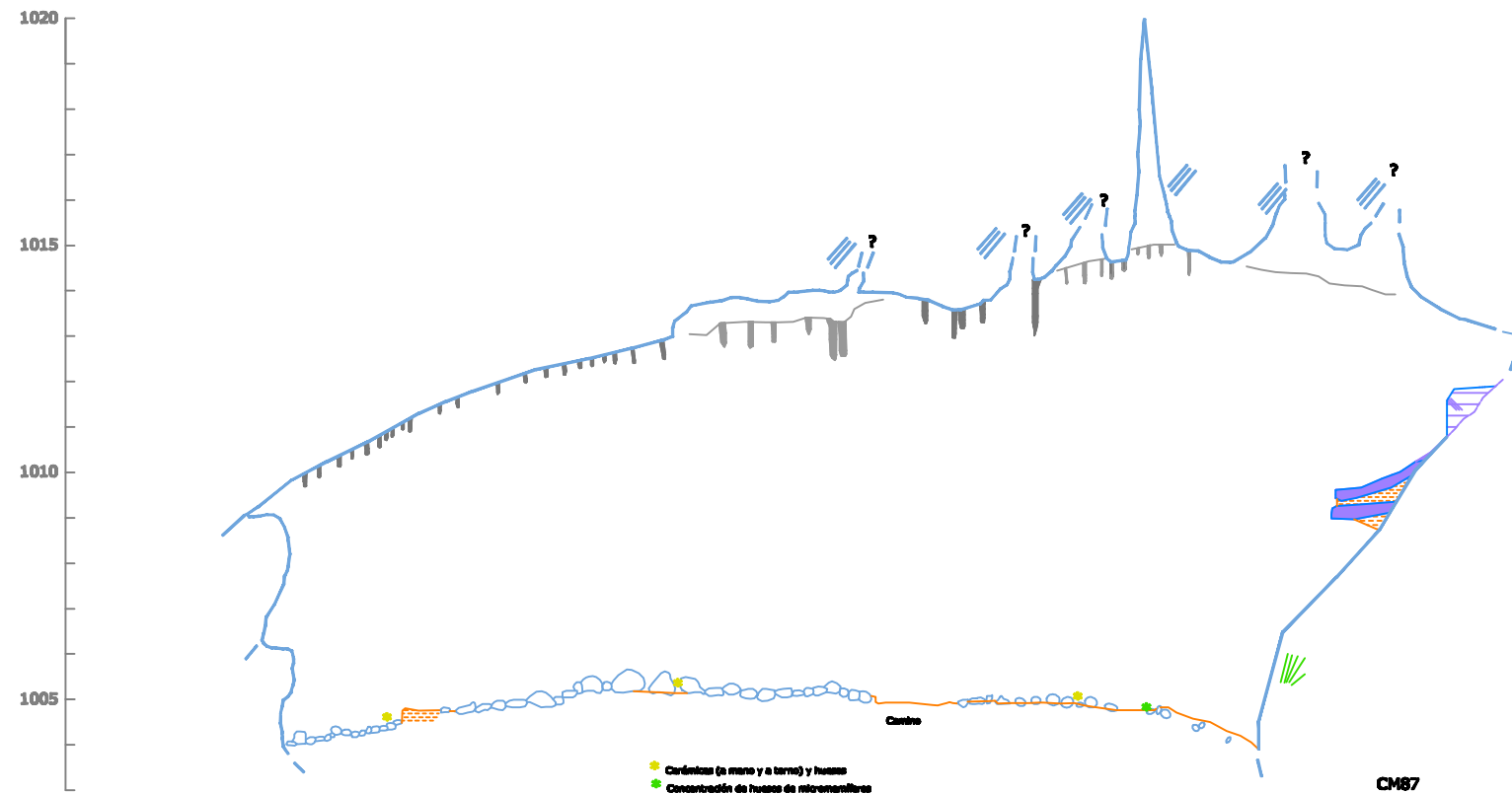
GALERÍA: SALA DEL CORO

SECCIONES: CM89-CM88

AUTOR TESIS :
ANA ISABEL ORTEGA MARTÍNEZ

CARTOGRAFÍA BASE :

Fecha realización: Diciembre 2008 **Escala:** 1 : 150 **14 de 91**
 - Planimetría del karst de Tucos-Cueva Mayor, 1977-2006. Escala variable. Grupo Espeleológico Ibañeta. Ezcaray, Diputación de Burgos.



LEYENDA

	ARENAS		SILO
	NARANJA		CERÁMICA
	GRAVAS METAMÓRFICAS		TIZONAZOS, Y RESTOS DE CARBÓN
	CONCRECIÓN EROSIONADA		GRABADOS Y PINTURAS
	CONCRECIÓN VIEJA		CATA O BARRENO MINERO
	CONCRECIÓN NUEVA		RESTOS PALEONTOLÓGICOS
	MURCIELAGUINA		HUESOS DE OSO
	POSADERAS DE MURCIÉLAGO		ZARPAZOS DE OSO
	ELEMENTOS GEOLÓGICOS		ZARPAZOS DE MURCIÉLAGO
	HUELLAS DE CORRIENTE		RESTOS ANTROPOLÓGICOS
	ESCARPE ROCOSO		RESTOS HUMANOS
	NÓDULOS DE SÍLEX		SUMIDERO
	CAÍDA GRAVITACIONAL		VENA
			SEGUNDO PLANO
			TERCER PLANO

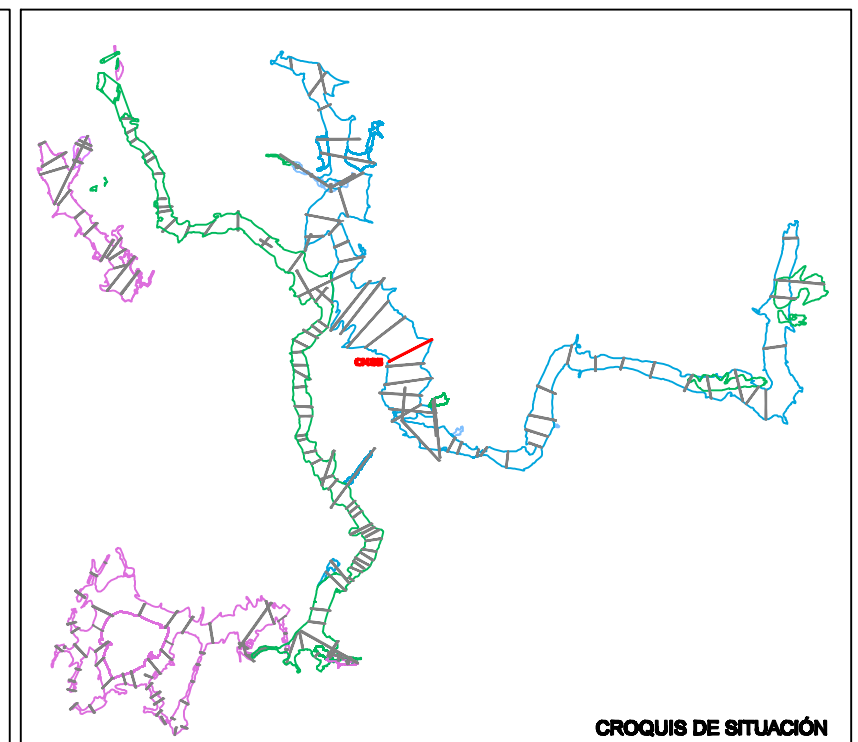
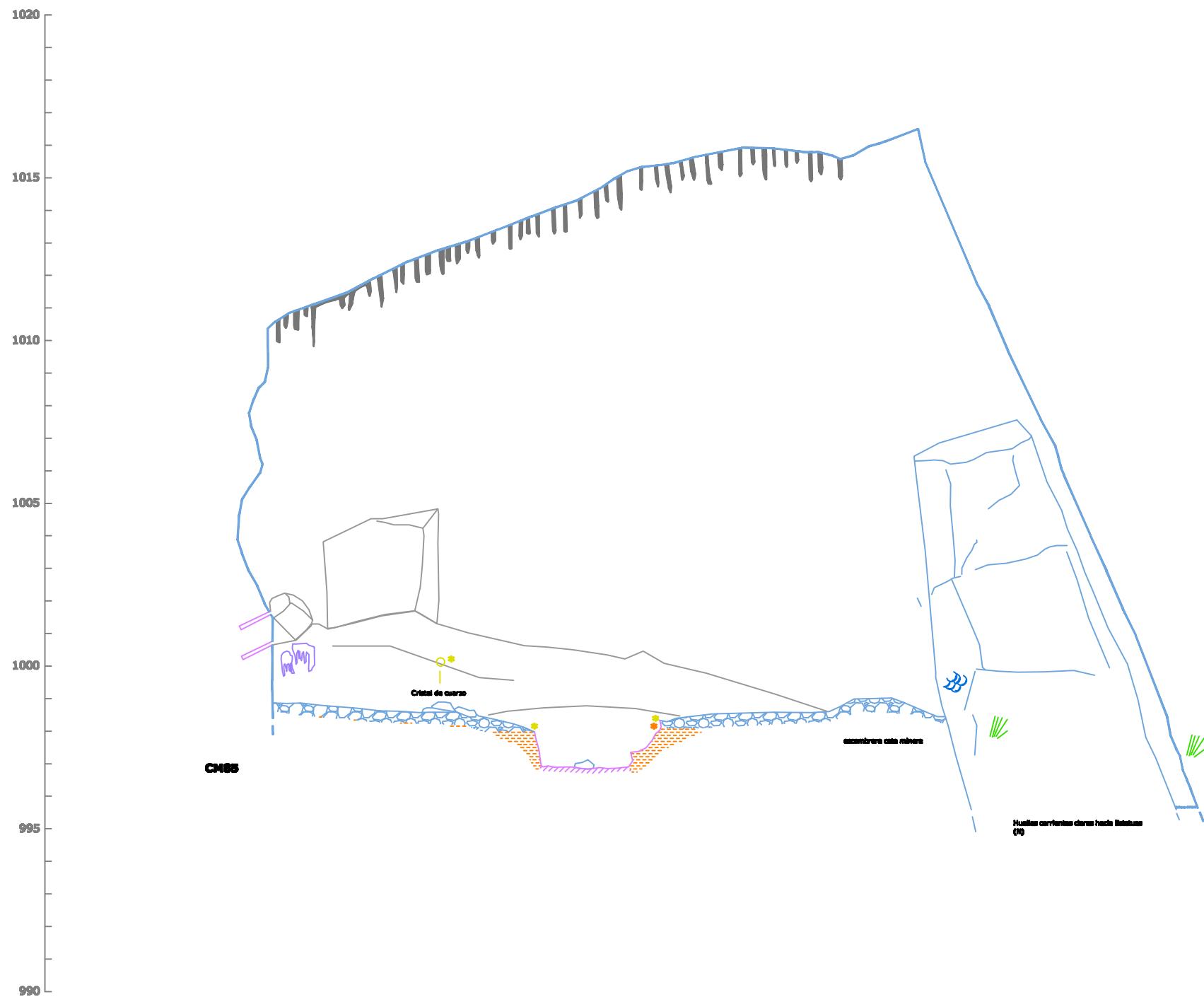
Altitudes referidas al nivel medio del mar en Alicante.



TESIS :
EVOLUCIÓN GEOMORFOLÓGICA DEL KARST DE LA SIERRA DE ATAPUERCA Y SU RELACIÓN CON LOS YACIMIENTOS PLEISTOCENOS

CUEVA: CUEVA MAYOR **NIVEL: NIVEL 1**
GALERÍA: SALA DEL CORO
SECCIONES: CM87-CM86

AUTOR TESIS : ANA ISABEL ORTEGA MARTÍNEZ	CARTOGRAFÍA BASE : - Planimetría del karst de Tucos-Cueva Mayor, 1977-2006. Escala variable. Grupo Espeleológico Ibañetaín. Ibañetaín, Diputación de Burgos.
Fecha realización: Diciembre 2008	Escala : 1 : 150
15 de 91	



- | | |
|----------------------------|---------------------------------|
| — PARED CUEVA | • DATACIONES |
| — ARCILLAS (F.DE INTERIOR) | * PALEOMAGNETISMO |
| — MARGAS | * C14 |
| — ARENAS | • RESTOS ARQUEOLÓGICOS |
| — NARANJA | ○ SILO |
| — GRAVAS METAMÓRFICAS | ○ CERÁMICA |
| — CONCRECIÓN EROSIONADA | — TIZONAZOS, Y RESTOS DE CARBÓN |
| — CONCRECIÓN VIEJA | — GRABADOS Y PINTURAS |
| — CONCRECIÓN NUEVA | — CATA O BARRENO MINERO |
| — MURCIELAGUINA | • RESTOS PALEONTOLÓGICOS |
| — POSADERAS DE MURCIÉLAGO | — HUESOS DE OSO |
| — ELEMENTOS GEOLÓGICOS | — ZARPAZOS DE OSO |
| — HUELLAS DE CORRIENTE | — ZARPAZOS DE MURCIÉLAGO |
| — ESCARPE ROCOSO | • RESTOS ANTROPOLÓGICOS |
| • NÓDULOS DE SÍLEX | — RESTOS HUMANOS |
| — CAÍDA GRAVITACIONAL | — VENA |
| | — SEGUNDO PLANO |
| | — TERCER PLANO |

Altitudes referidas al nivel medio del mar en Alicante.

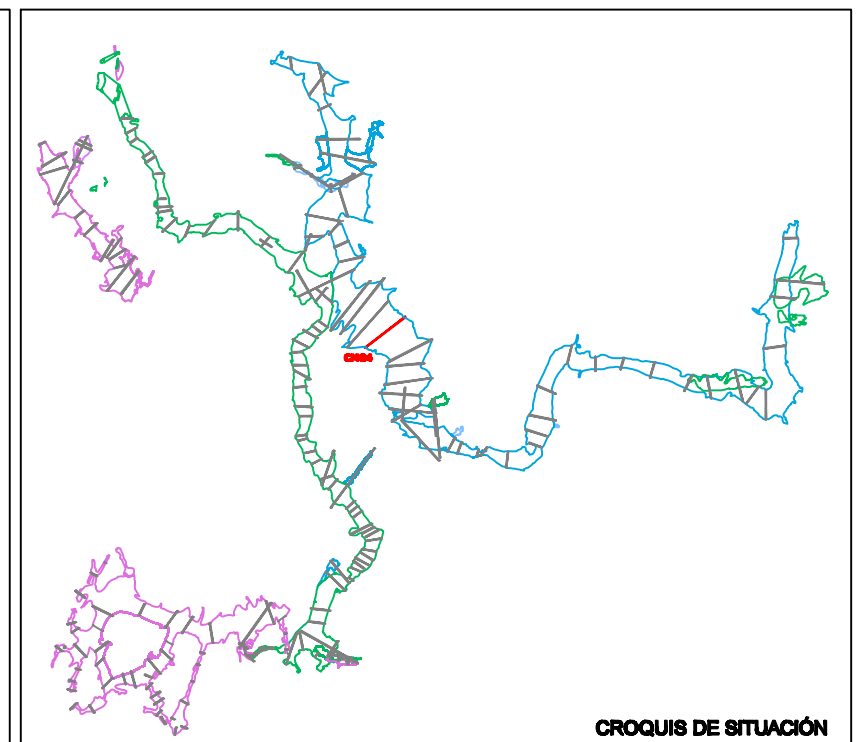
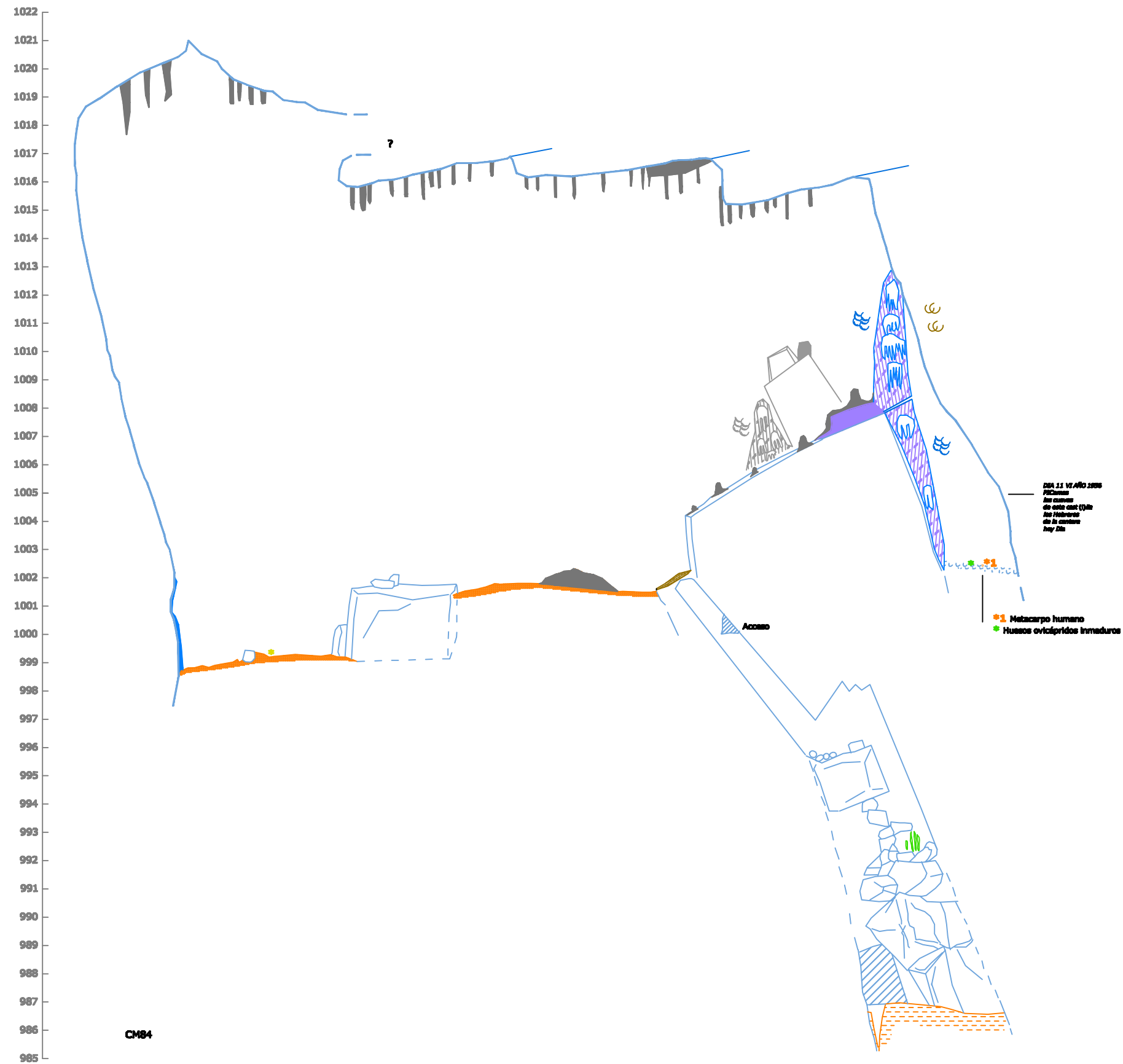


TESIS :
EVOLUCIÓN GEOMORFOLÓGICA DEL KARST DE LA SIERRA DE ATAPUERCA Y SU RELACIÓN CON LOS YACIMIENTOS PLEISTOCENOS

CUEVA: CUEVA MAYOR **NIVEL: NIVEL 1**
GALERÍA: SALA DEL CORO
SECCIONES: CM85

AUTOR TESIS : ANA ISABEL ORTEGA MARTÍNEZ		CARTOGRAFÍA BASE : - Planimetría del karst de Turca-Cueva Mayor, 1977-2006. Escala variable. Grupo Espeleológico Ibañeta. Ibañeta, Diputación de Burgos.
Fecha realización: Diciembre 2008	Escala : 1 : 150	

16 de 91



- | | |
|--------------------------|-------------------------------|
| PARED CUEVA | DATACIONES |
| ARCILLAS (F.DE INTERIOR) | PALEOMAGNETISMO |
| MARGAS | CI4 |
| ARENAS | RESTOS ARQUEOLÓGICOS |
| NARANJA | SILO |
| GRAVAS METAMÓRFICAS | CERÁMICA |
| CONCRECIÓN EROSIONADA | TIZONAZOS, Y RESTOS DE CARBÓN |
| CONCRECIÓN VIEJA | GRABADOS Y PINTURAS |
| CONCRECIÓN NUEVA | CATA O BARRENO MINERO |
| MURCIELAGUINA | RESTOS PALEONTOLÓGICOS |
| POSADERAS DE MURCIÉLAGO | HUESOS DE OSO |
| ELEMENTOS GEOLÓGICOS | ZARPAZOS DE OSO |
| HUELLAS DE CORRIENTE | ZARPAZOS DE MURCIÉLAGO |
| ESCARPE ROCOSO | RESTOS ANTROPOLÓGICOS |
| NÓDULOS DE SÍLEX | RESTOS HUMANOS |
| CAÍDA GRAVITACIONAL | SEGUNDO PLANO |
| SUMIDERO | TERCER PLANO |

Altitudes referidas al nivel medio del mar en Alicante.

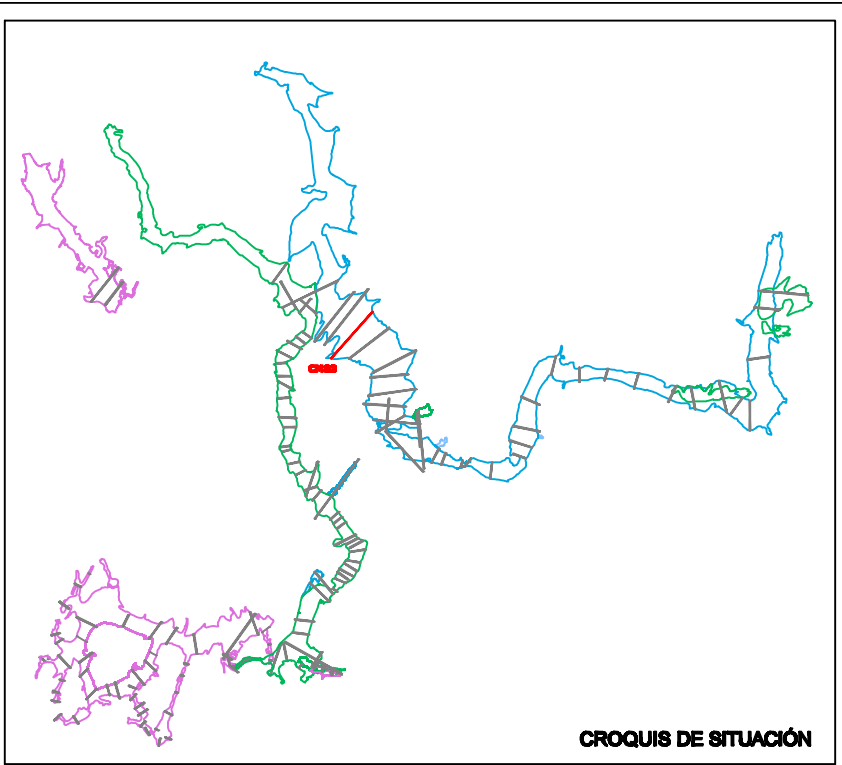
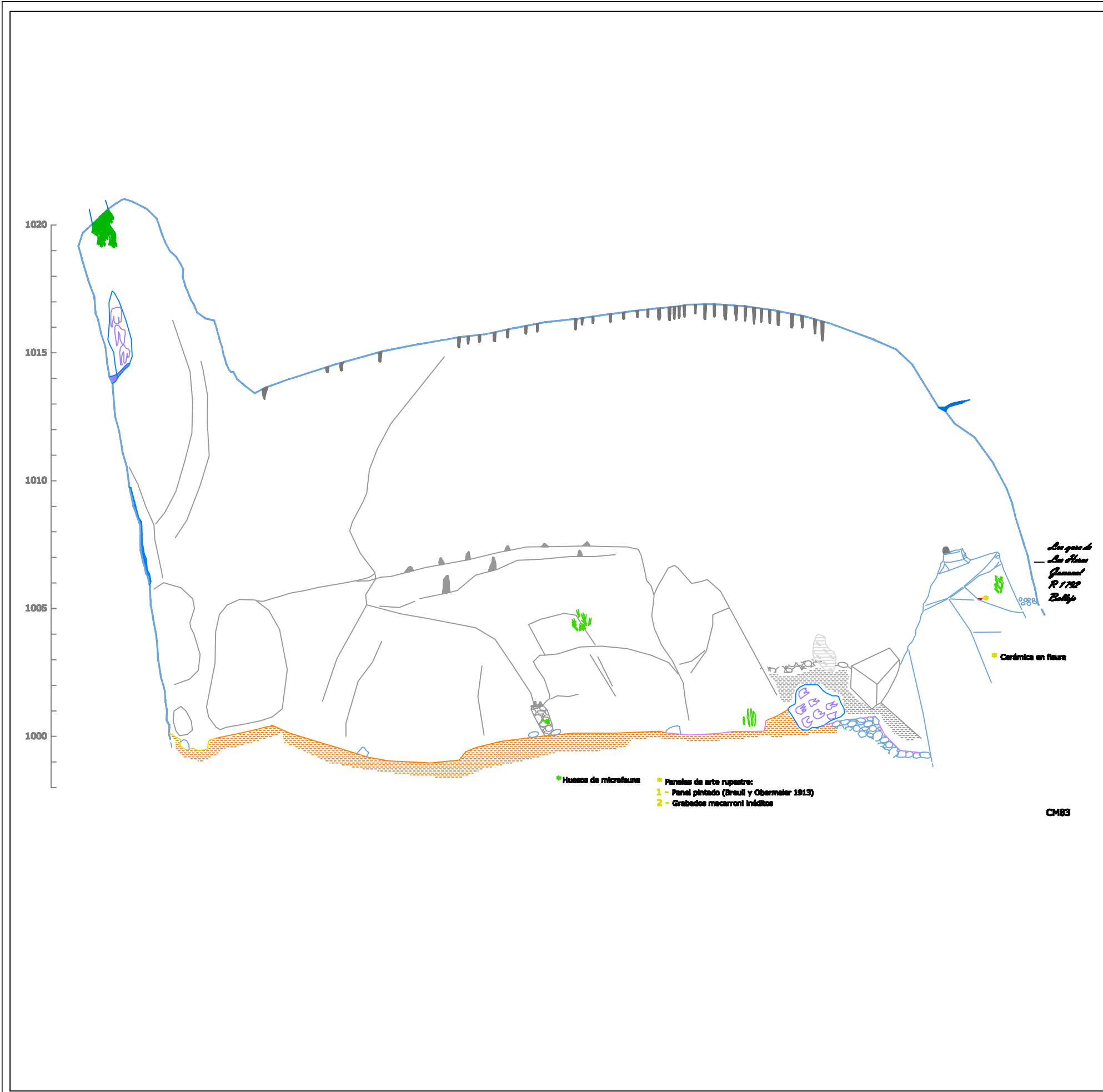


TESIS :
EVOLUCIÓN GEOMORFOLÓGICA DEL KARST DE LA SIERRA DE ATAPUERCA Y SU RELACIÓN CON LOS YACIMIENTOS PLEISTOCENOS

CUEVA: CUEVA MAYOR **NIVEL: NIVEL 1**
GALERÍA: SALA DEL CORO
SECCIONES: CM84

AUTOR TESIS : ANA ISABEL ORTEGA MARTÍNEZ		CARTOGRAFÍA BASE : - Planimetría del karst de Turca-Cueva Mayor, 1977-2006. Escala vertical Grupo Espeleológico Ibañeta. Ibañeta, Diputación de Burgos.
Fecha realización: Diciembre 2008	Escala : 1 : 150	

17 de 91



- | | |
|----------------------------|---------------------------------|
| — PARED CUEVA | • DATACIONES |
| — ARCILLAS (F.DE INTERIOR) | * PALEOMAGNETISMO |
| — MARGAS | * CI4 |
| — ARENAS | • RESTOS ARQUEOLÓGICOS |
| — NARANJA | ○ SILO |
| — GRAVAS METAMÓRFICAS | ○ CERÁMICA |
| — CONCRECIÓN EROSIONADA | — TIZONAZOS, Y RESTOS DE CARBÓN |
| — CONCRECIÓN VIEJA | — GRABADOS Y PINTURAS |
| — CONCRECIÓN NUEVA | — CATA O BARRENO MINERO |
| — MURCIÉLAGUINA | • RESTOS PALEONTOLÓGICOS |
| — POSADERAS DE MURCIÉLAGO | — HUESOS DE OSO |
| — ELEMENTOS GEOLÓGICOS | — ZARPAZOS DE OSO |
| — HUELLAS DE CORRIENTE | — ZARPAZOS DE MURCIÉLAGO |
| — ESCARPE ROCOSO | • RESTOS ANTROPOLÓGICOS |
| — NÓDULOS DE SÍLEX | — RESTOS HUMANOS |
| — CAÍDA GRAVITACIONAL | — VENA |
| — SUMIDERO | — SEGUNDO PLANO |
| — TERCER PLANO | |

Altitudes referidas al nivel medio del mar en Alicante.



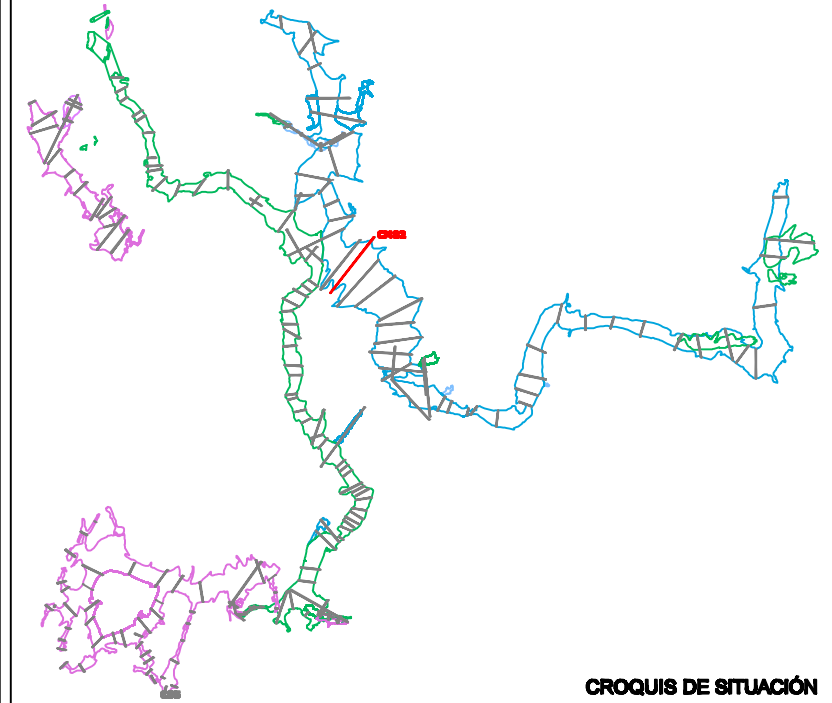
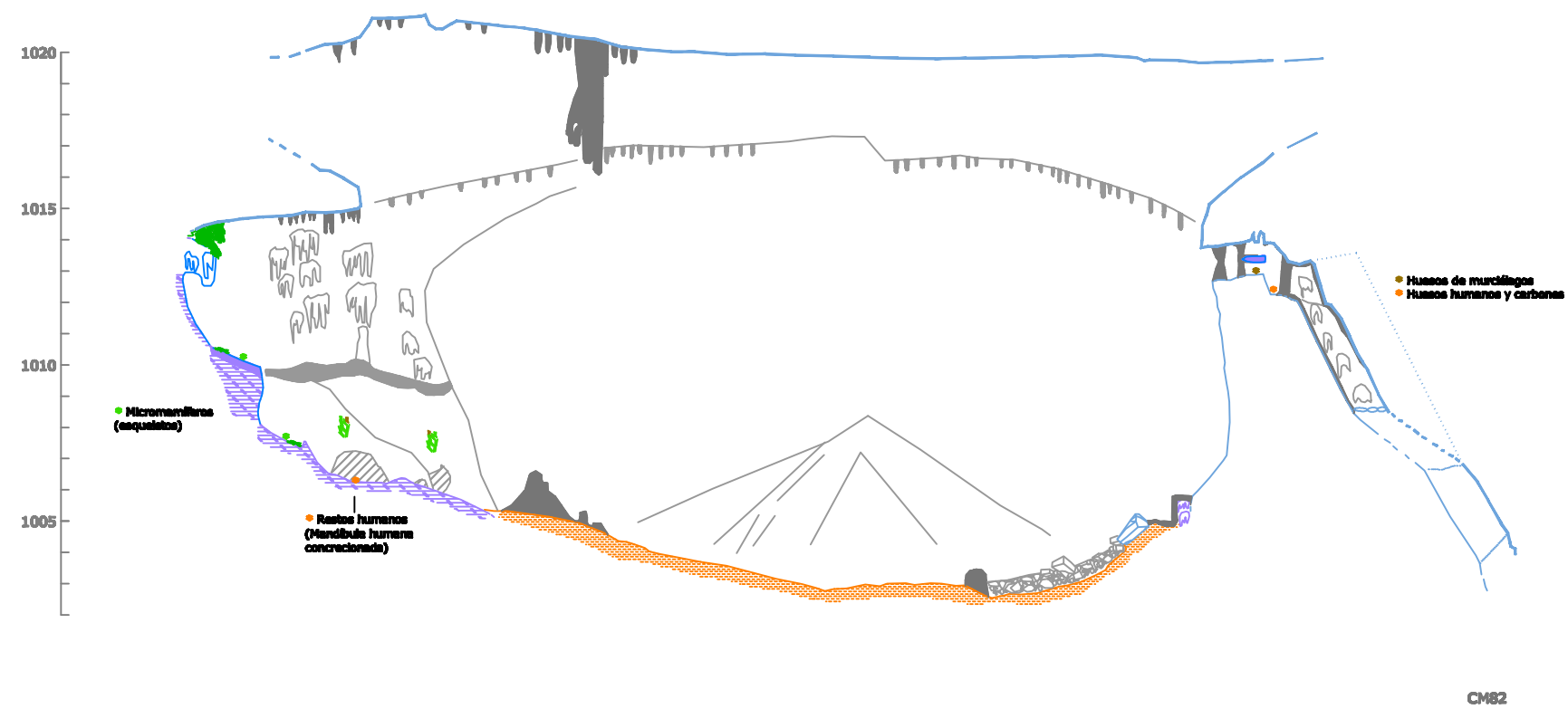
TESIS :
EVOLUCIÓN GEOMORFOLÓGICA DEL KARST DE LA SIERRA DE ATAPUERCA Y SU RELACIÓN CON LOS YACIMIENTOS PLEISTOCENOS

CUEVA: CUEVA MAYOR **NIVEL: NIVEL 1**
GALERÍA: SALA DEL CORO
SECCIONES: CM83

AUTOR TESIS :
ANA ISABEL ORTEGA MARTÍNEZ

Fecha realización: **Escala :**
Diciembre 2008 **1 : 150** **18 de 91**

CARTOGRAFÍA BASE :
 - Planimetría del karst de Tucos-Cueva Mayor, 1977-2006. Escala variable. Grupo Espeleológico Ibañeta. Ezkora, Diputación de Burgos.



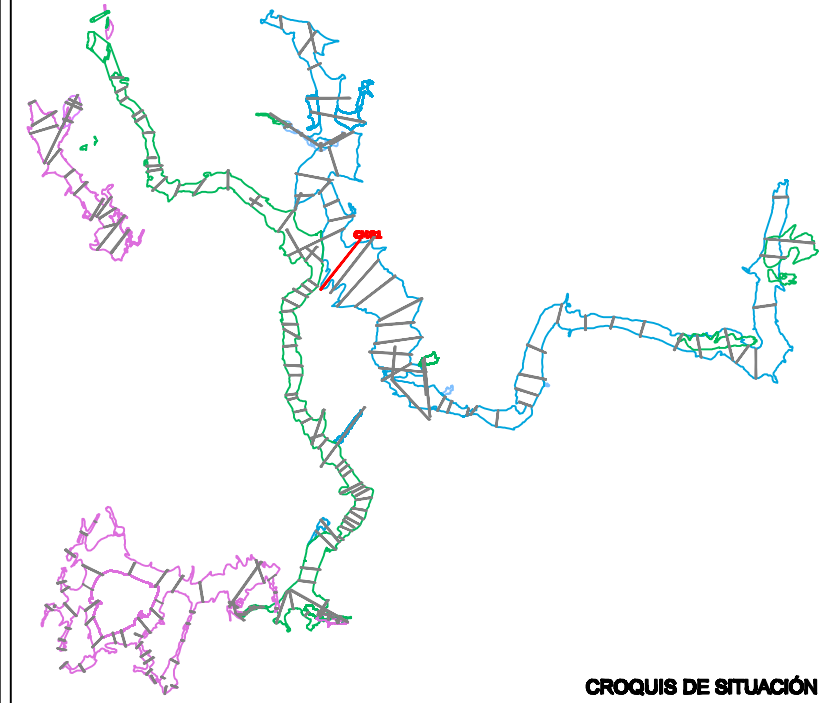
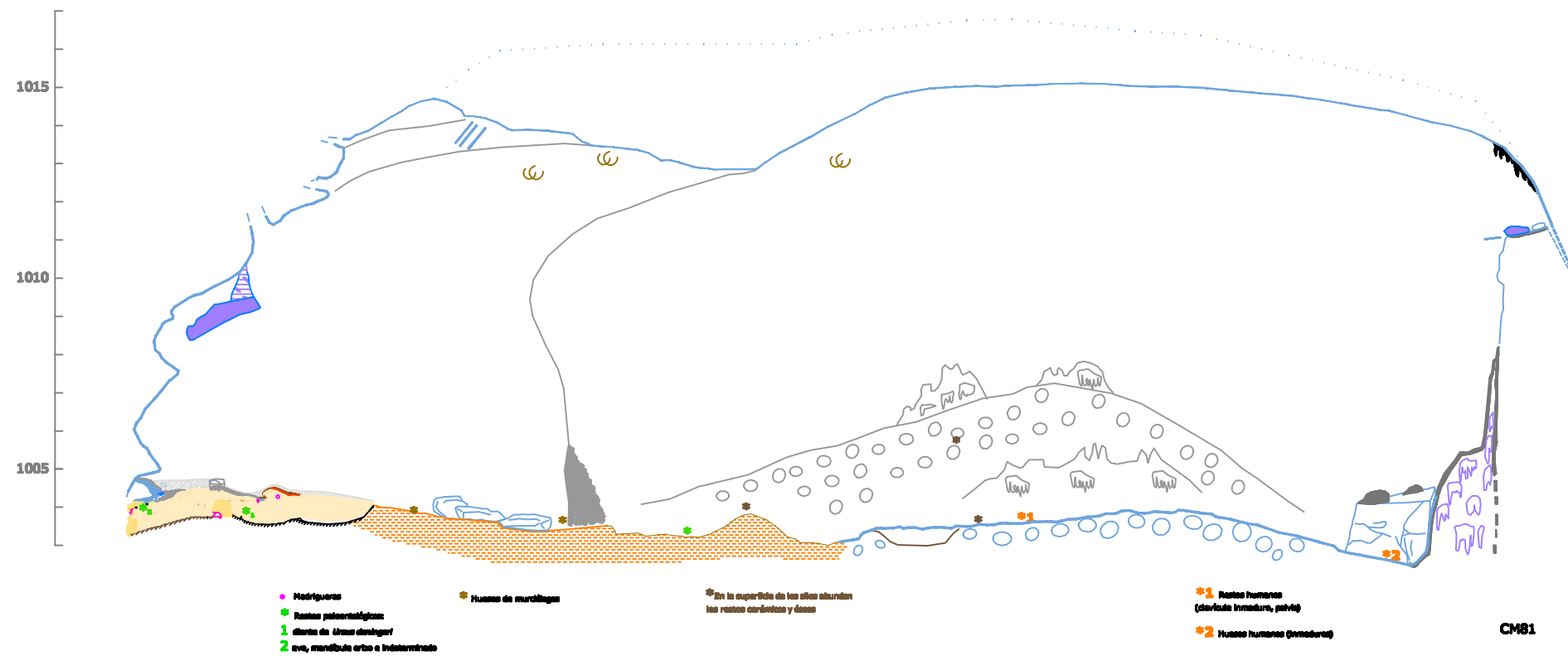
- LEYENDA**
- | | |
|-----------------------------|---------------------------------|
| — PARED CUEVA | • DATACIONES |
| — ARCILLAS (F. DE INTERIOR) | * PALEOMAGNETISMO |
| — MARGAS | * C14 |
| — ARENAS | • RESTOS ARQUEOLÓGICOS |
| — NARANJA | ○ SILO |
| — GRAVAS METAMÓRFICAS | ○ CERÁMICA |
| — CONCRECIÓN EROSIONADA | — TIZONAZOS, Y RESTOS DE CARBÓN |
| — CONCRECIÓN VIEJA | — GRABADOS Y PINTURAS |
| — CONCRECIÓN NUEVA | — CATA O BARRENO MINERO |
| — MURCIELAGUINA | • RESTOS PALEONTOLÓGICOS |
| — POSADERAS DE MURCIÉLAGO | — HUESOS DE OSO |
| — ELEMENTOS GEOLÓGICOS | — ZARPAZOS DE OSO |
| — HUELLAS DE CORRIENTE | — ZARPAZOS DE MURCIÉLAGO |
| — ESCARPE ROCOSO | • RESTOS ANTROPOLÓGICOS |
| — NÓDULOS DE SÍLEX | — RESTOS HUMANOS |
| — CAÍDA GRAVITACIONAL | — SEGUNDO PLANO |
| — VENA | — TERCER PLANO |



TESIS :
EVOLUCIÓN GEOMORFOLÓGICA DEL KARST DE LA SIERRA DE ATAPUERCA Y SU RELACIÓN CON LOS YACIMIENTOS PLEISTOCENOS

CUEVA: CUEVA MAYOR **NIVEL: NIVEL 1**
GALERÍA: SALA DEL CORO
SECCIONES: CM82

AUTOR TESIS : ANA ISABEL ORTEGA MARTÍNEZ		CARTOGRAFÍA BASE : - Planimetría del karst de Tucos-Cueva Mayor, 1977-2006. Escala vertical Grupo Espeleológico Ibañetaín. Ezcarra, Diputación de Burgos.
Fecha realización: Diciembre 2008	Escala : 1 : 200	
19 de 91		



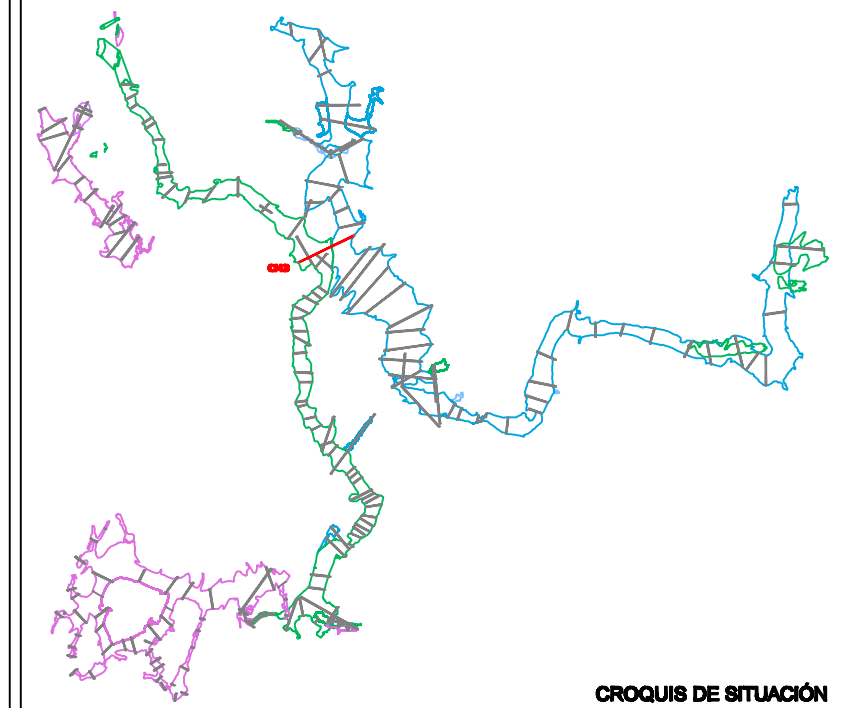
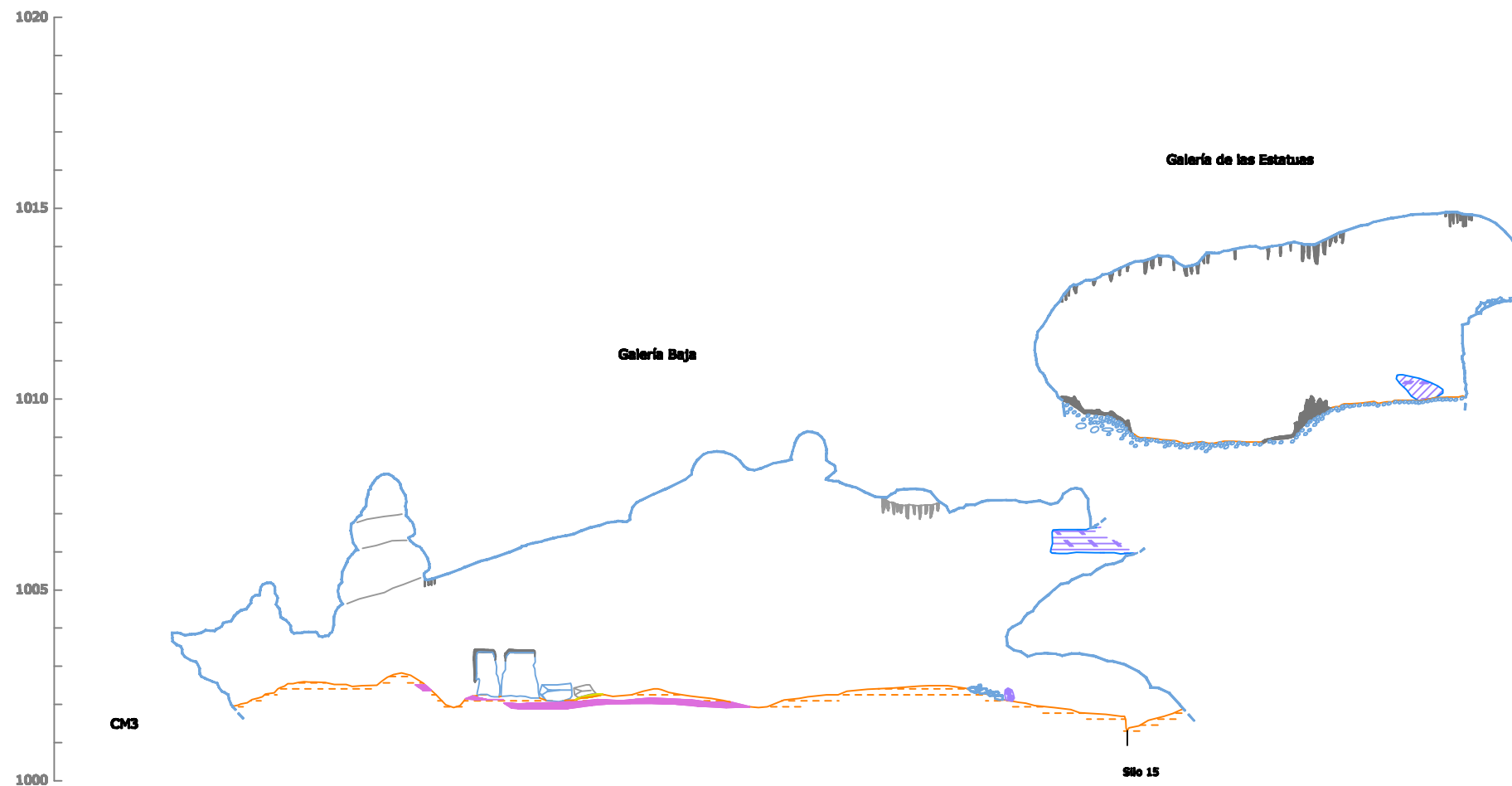
Altitudes referidas al nivel medio del mar en Alicante.



TESIS :
EVOLUCIÓN GEOMORFOLÓGICA DEL KARST DE LA SIERRA DE ATAPUERCA Y SU RELACIÓN CON LOS YACIMIENTOS PLEISTOCENOS

CUEVA: CUEVA MAYOR **NIVEL: NIVEL 1**
GALERÍA: SALA DEL CORO
SECCIONES: CM81

AUTOR TESIS : ANA ISABEL ORTEGA MARTÍNEZ		CARTOGRAF&Iacute;A BASE : - PlanimetrÍa del karst de Turca-Cueva Mayor, 1977-2006. Escala vertical Grupo EspeleolÓgico IÍberico. IÍberca, DiputaciÓn de Burgos.
Fecha realizaci&Oacute;n: Diciembre 2008	Escala : 1 : 150	



- | | |
|--------------------------|-------------------------------|
| PARED CUEVA | DATACIONES |
| ARCILLAS (F.DE INTERIOR) | PALEOMAGNETISMO |
| MARGAS | CIÁ |
| ARENAS | RESTOS ARQUEOLÓGICOS |
| NARANJA | SILO |
| GRAVAS METAMÓRFICAS | CERÁMICA |
| CONCRECIÓN EROSIONADA | TIZONAZOS, Y RESTOS DE CARBÓN |
| CONCRECIÓN VIEJA | GRABADOS Y PINTURAS |
| CONCRECIÓN NUEVA | CATA O BARRENO MINERO |
| MURCIÉLAGUINA | RESTOS PALEONTOLÓGICOS |
| POSADERAS DE MURCIÉLAGO | HUESOS DE OSO |
| ELEMENTOS GEOLÓGICOS | ZARPAZOS DE OSO |
| HUELLAS DE CORRIENTE | ZARPAZOS DE MURCIÉLAGO |
| ESCARPE ROCOSO | RESTOS ANTROPOLÓGICOS |
| NÓDULOS DE SÍLEX | RESTOS HUMANOS |
| CAÍDA GRAVITACIONAL | VENA |
| | SUMIDERO |
| | SEGUNDO PLANO |
| | TERCER PLANO |

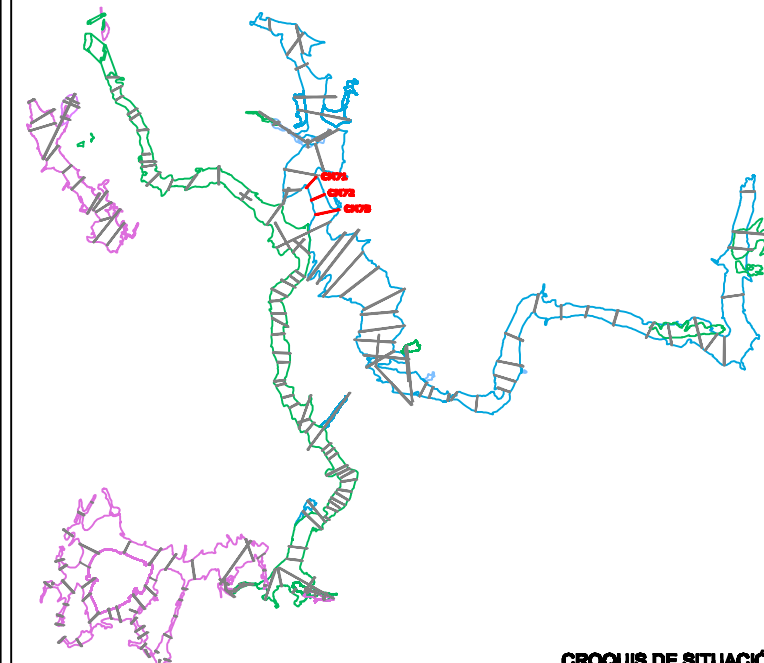
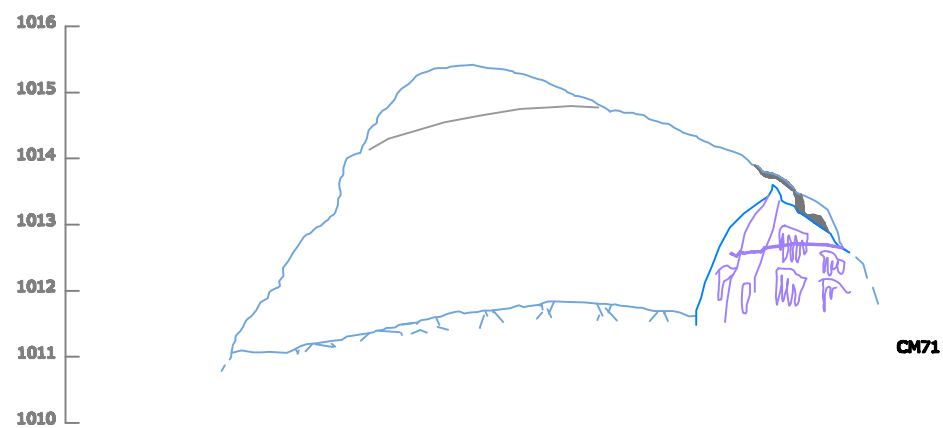
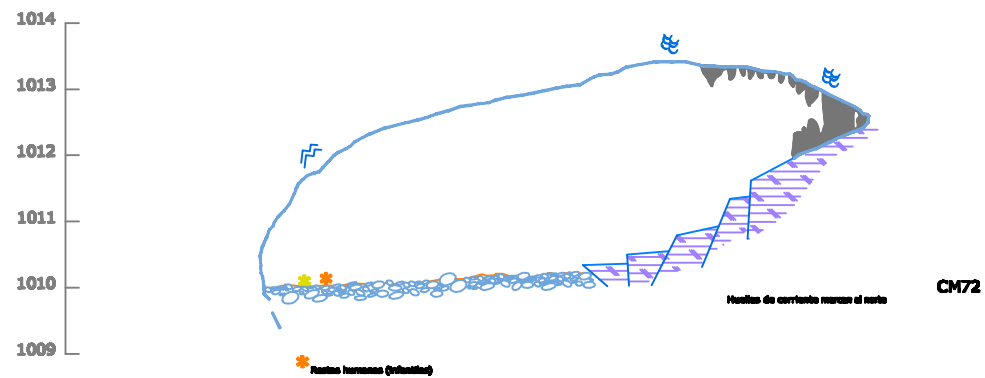
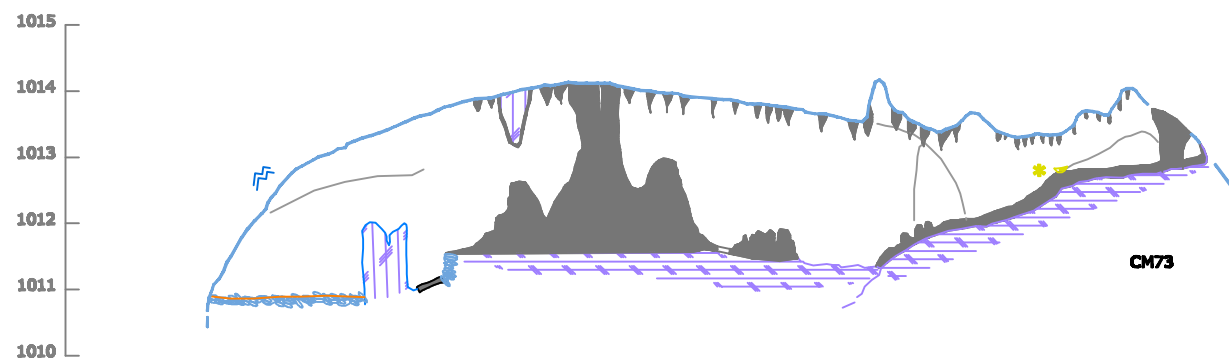
Altitudes referidas al nivel medio del mar en Alicante.



TESIS :
EVOLUCIÓN GEOMORFOLÓGICA DEL KARST DE LA SIERRA DE ATAPUERCA Y SU RELACIÓN CON LOS YACIMIENTOS PLEISTOCENOS

CUEVA: CUEVA MAYOR **NIVEL: NIVEL 2 y NIVEL 1**
GALERÍA: GALERÍA BAJA-GALERÍA DE LAS ESTATUAS
SECCIONES: CM3

AUTOR TESIS : ANA ISABEL ORTEGA MARTÍNEZ		CARTOGRAFÍA BASE :
Fecha realización: Diciembre 2008	Escala : 1:150	- Planimetría del karst de Tucos-Cueva Mayor. 1977-2006. Escala variable. Grupo Espeleológico Ibañeta. Ibañeta, Diputación de Burgos.
	21 de 91	



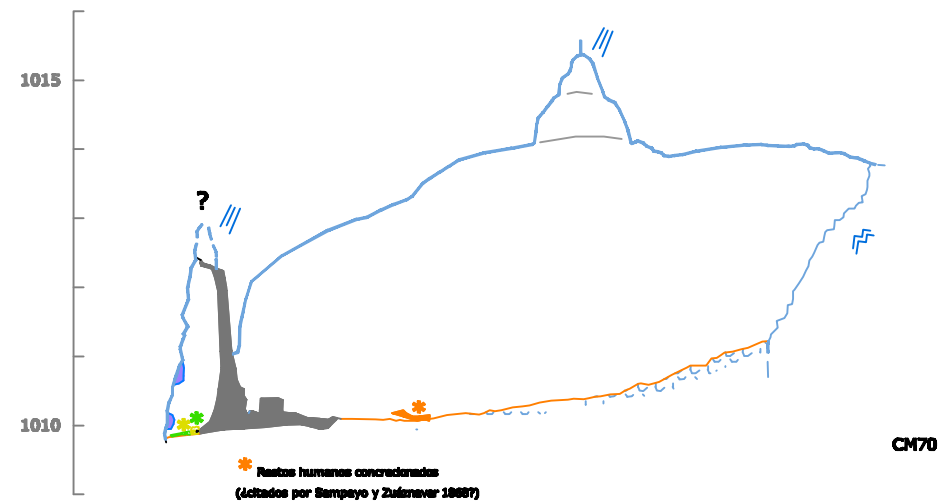
PARED CUEVA	DATACIONES
ARCILLAS (F.DE INTERIOR)	PALEOMAGNETISMO
MARGAS	C14
ARENAS	RESTOS ARQUEOLÓGICOS
NARANJA	SILO
GRAVAS METAMÓRFICAS	CERÁMICA
CONCRECIÓN EROSIONADA	TIZONAZOS, Y RESTOS DE CARBÓN
CONCRECIÓN VIEJA	GRABADOS Y PINTURAS
CONCRECIÓN NUEVA	CATA O BARRENO MINERO
MURCIELAGUNA	RESTOS PALEONTOLÓGICOS
POSADERAS DE MURCIÉLAGO	HUESOS DE OSO
ELEMENTOS GEOLÓGICOS	ZARPAZOS DE OSO
HUELLAS DE CORRIENTE	ZARPAZOS DE MURCIÉLAGO
ESCARPE ROCOSO	RESTOS ANTROPOLÓGICOS
NÓDULOS DE SÍLEX	RESTOS HUMANOS
CAÍDA GRAVITACIONAL	SUMIDERO
VENA	SEGUNDO PLANO
TERCER PLANO	



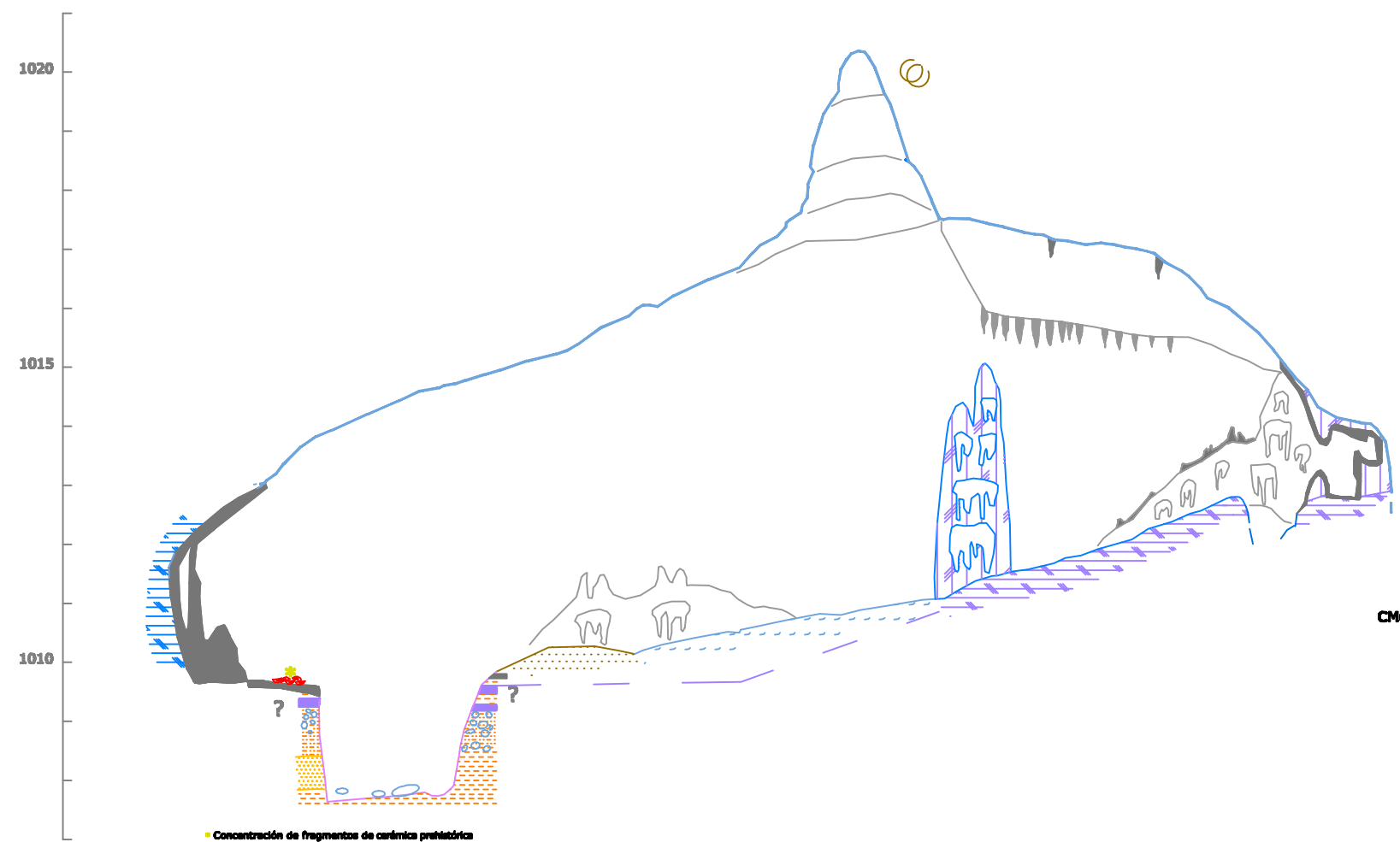
TESIS :
EVOLUCIÓN GEOMORFOLÓGICA DEL KARST DE LA SIERRA DE ATAPUERCA Y SU RELACIÓN CON LOS YACIMIENTOS PLEISTOCENOS

CUEVA: CUEVA MAYOR **NIVEL: NIVEL 1**
GALERÍA: GALERÍA DE LAS ESTATUAS
SECCIONES: CM73-CM72-CM71

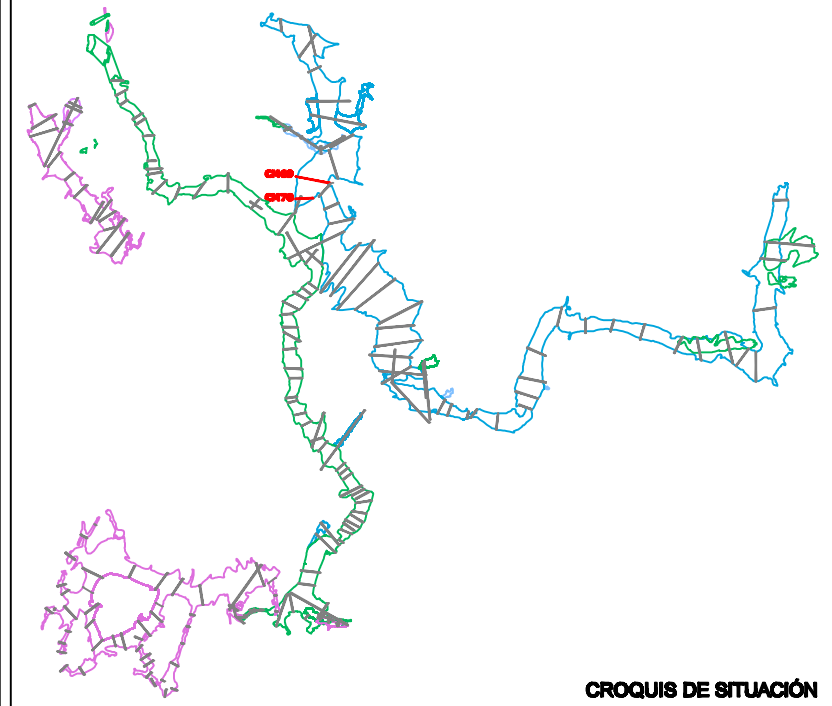
AUTOR TESIS : ANA ISABEL ORTEGA MARTÍNEZ		CARTOGRAFÍA BASE :
Fecha realización: Diciembre 2006	Escala : 1 : 100	- Planimetría del karst de Terres-Cueva Mayor. 1977-2006. Escala vertical Grupo Espeleológico Independiente. Excma. Diputación de Burgos.
	22 de 91	



CM70



CM69



CROQUIS DE SITUACIÓN

PARED CUEVA	DATACIONES
ARCILLAS (F.DE INTERIOR)	PALEOMAGNETISMO
MARGAS	CIÁ
ARENAS	RESTOS ARQUEOLÓGICOS
NARANJA	SILO
GRAVAS METAMÓRFICAS	CERÁMICA
CONCRECIÓN EROSIONADA	TIZONAZOS, Y RESTOS DE CARBÓN
CONCRECIÓN VIEJA	GRABADOS Y PINTURAS
CONCRECIÓN NUEVA	CATA O BARRENO MINERO
MURCIELAGUINA	RESTOS PALEONTOLÓGICOS
POSADERAS DE MURCIÉLAGO	HUESOS DE OSO
ELEMENTOS GEOLÓGICOS	ZARPAZOS DE OSO
HUELLAS DE CORRIENTE	ZARPAZOS DE MURCIÉLAGO
ESCARPE ROCOSO	RESTOS ANTROPOLÓGICOS
NÓDULOS DE SÍLEX	RESTOS HUMANOS
CAÍDA GRAVITACIONAL	SEGUNDO PLANO
SUMIDERO	TERCER PLANO

LEYENDA

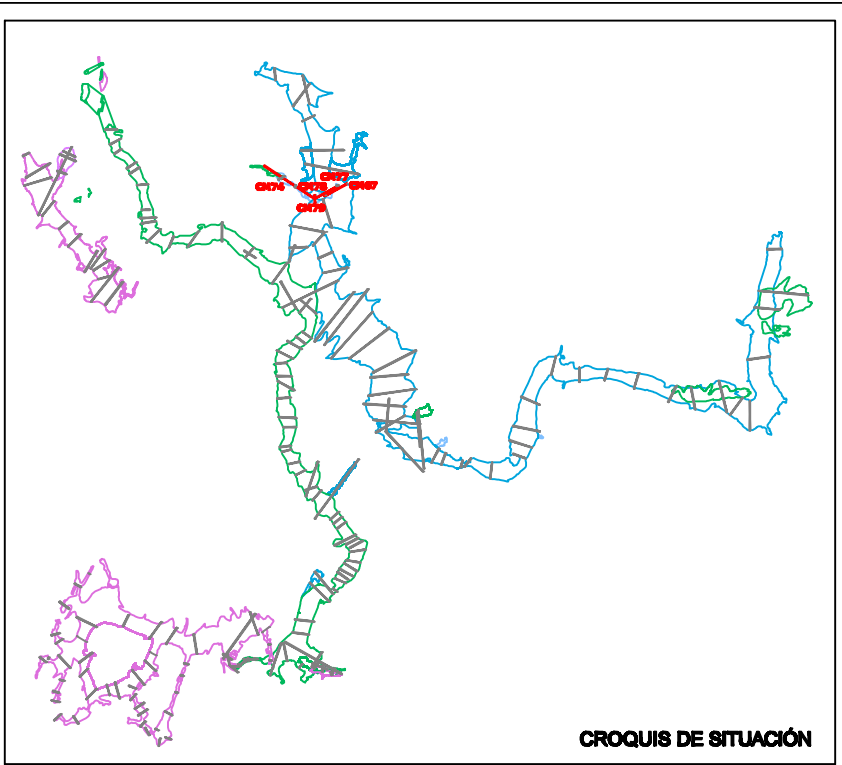
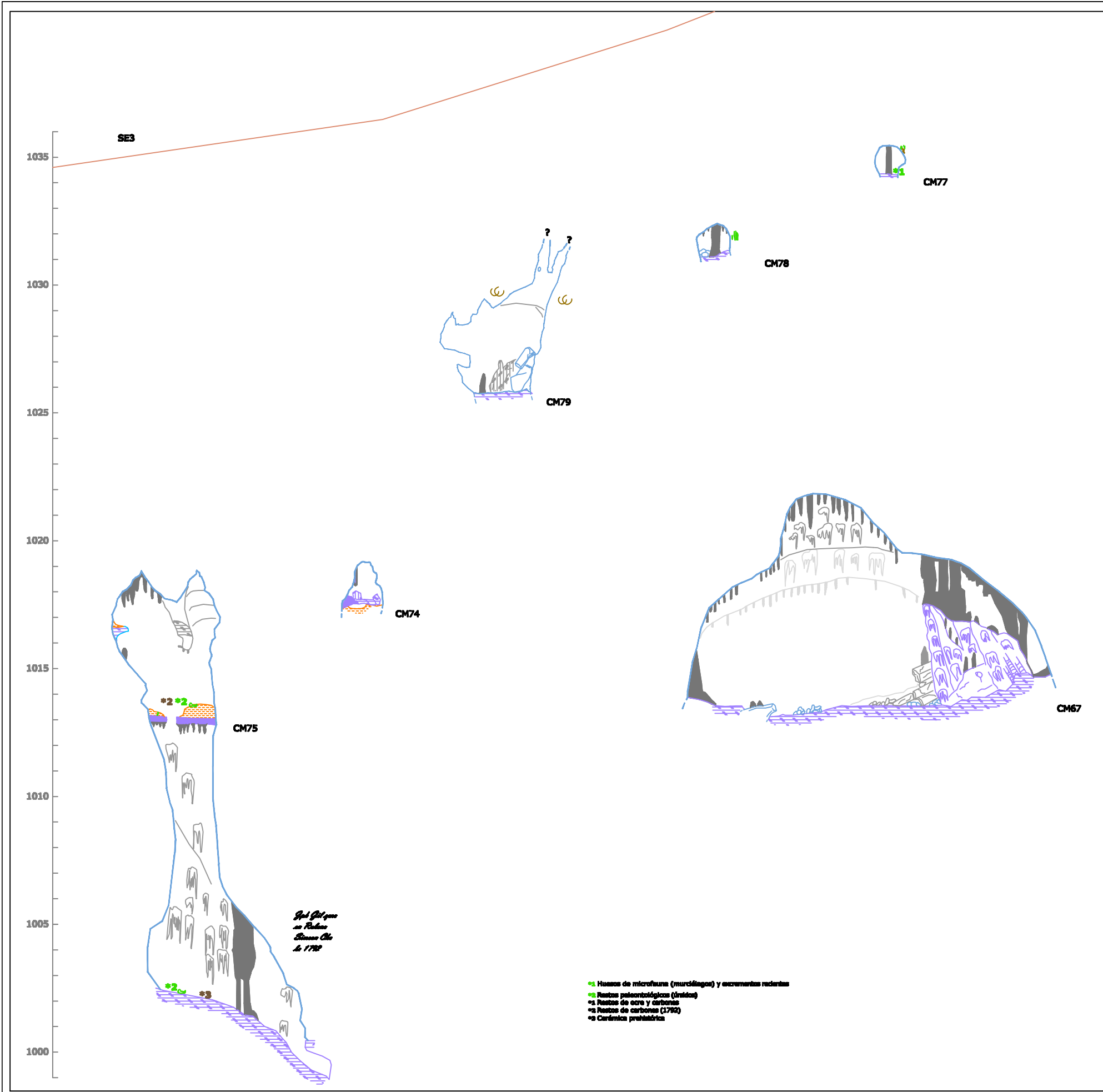
Altitudes referidas al nivel medio del mar en Alicante.



TESIS :
EVOLUCIÓN GEOMORFOLÓGICA DEL KARST DE LA SIERRA DE ATAPUERCA Y SU RELACIÓN CON LOS YACIMIENTOS PLEISTOCENOS

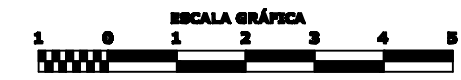
CUEVA: CUEVA MAYOR **NIVEL: NIVEL 1**
GALERÍA: GALERÍA DE LAS ESTATUAS
SECCIONES: CM70-CM69

AUTOR TESIS : ANA ISABEL ORTEGA MARTÍNEZ		CARTOGRAFÍA BASE : - Planimetría del karst de Turca-Cueva Mayor, 1977-2006. Escala variable. Grupo Espeleológico Educativo. Ictoma, Diputación de Burgos.
Fecha realización: Diciembre 2008	Escala : 1 : 100	
23 de 91		



- | | |
|--------------------------------|--------------------------------------|
| PARED CUEVA | DATACIONES |
| ARCILLAS (F.DE INTERIOR) | PALEOMAGNETISMO |
| MARGAS | CIÚ |
| ARENAS | RESTOS ARQUEOLÓGICOS |
| NARANJA | SILO |
| GRAVAS METAMÓRFICAS | CERÁMICA |
| CONCRECIÓN EROSIONADA | TIZONAZOS, Y RESTOS DE CARBÓN |
| CONCRECIÓN VIEJA | GRABADOS Y PINTURAS |
| CONCRECIÓN NUEVA | CATA O BARRENO MINERO |
| MURCIELAGUINA | RESTOS PALEONTOLÓGICOS |
| POSADERAS DE MURCIÉLAGO | HUESOS DE OSO |
| ELEMENTOS GEOLÓGICOS | ZARPAZOS DE OSO |
| HUELLAS DE CORRIENTE | ZARPAZOS DE MURCIÉLAGO |
| ESCARPE ROCOSO | RESTOS ANTROPOLÓGICOS |
| NÓDULOS DE SÍLEX | RESTOS HUMANOS |
| CAÍDA GRAVITACIONAL | VENA |
| ESCARPE ROCOSO | SUMIDERO |
| CAÍDA GRAVITACIONAL | SEGUNDO PLANO |
| | TERCER PLANO |

Altitudes referidas al nivel medio del mar en Alicante.



- Huesos de microfuzas (murciélagos) y excrementos recientes
- Restos paleontológicos (mam&uotilde;ntes)
- Restos de osos y carbonos
- Restos de carbonos (1700)
- Cerémica prehistórica

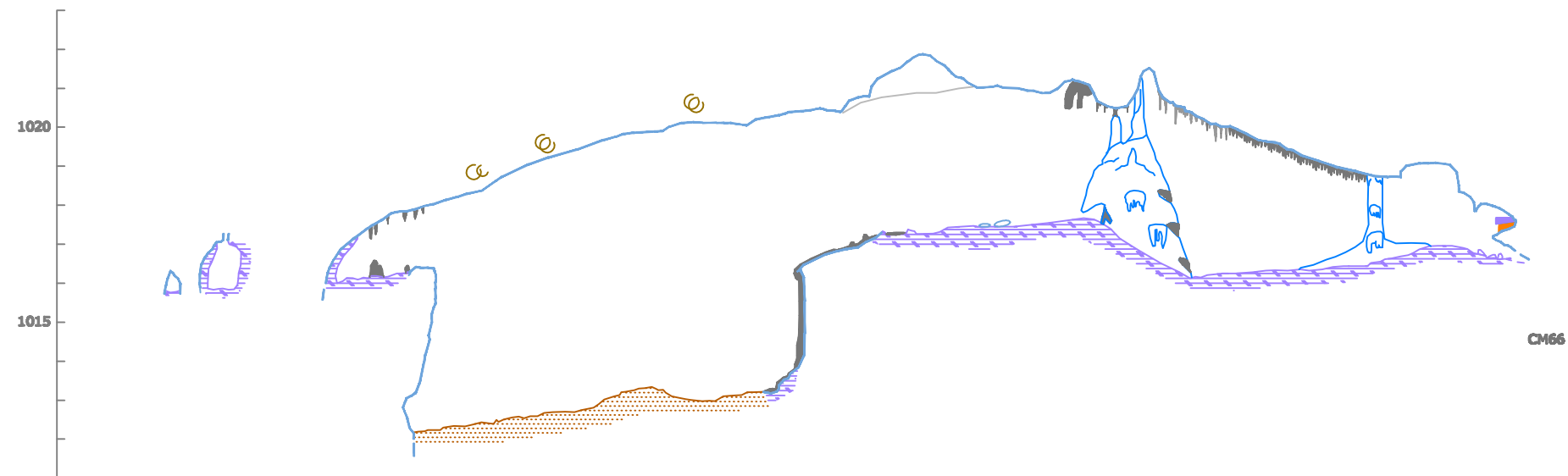
*Ant. Gil pers.
en Rubio
Buenos A&os; 1980*

TESIS :
EVOLUCIÓN GEOMORFOLÓGICA DEL KARST DE LA SIERRA DE ATAPUERCA Y SU RELACIÓN CON LOS YACIMIENTOS PLEISTOCENOS

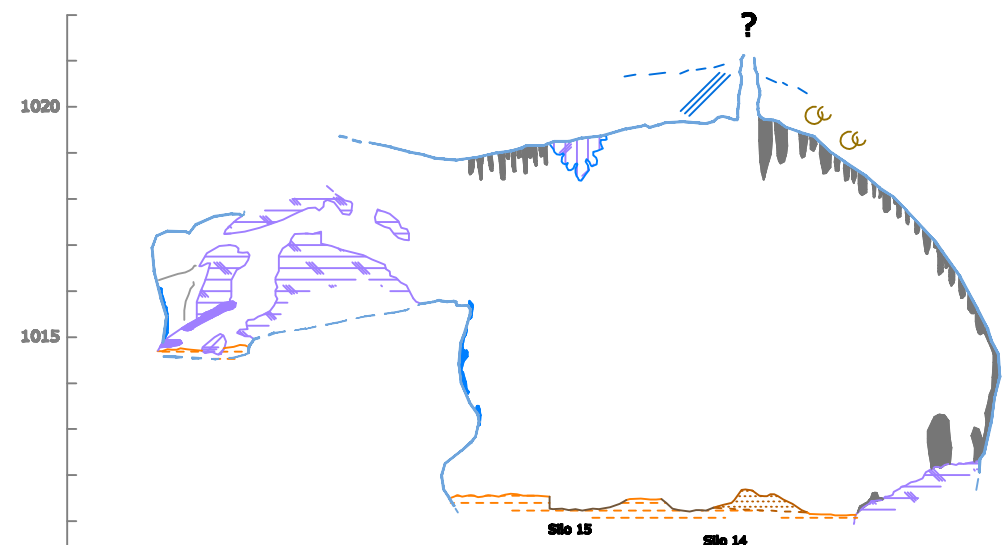
CUEVA: CUEVA MAYOR **NIVEL: NIVEL 1 y NIVEL 2**
GALERÍA: GALERÍA DE LAS ESTATUAS Y LATERAL
SECCIONES: CM67-CM74-CM75-CM77-CM78-CM79

AUTOR TESIS :
ANA ISABEL ORTEGA MARTÍNEZ

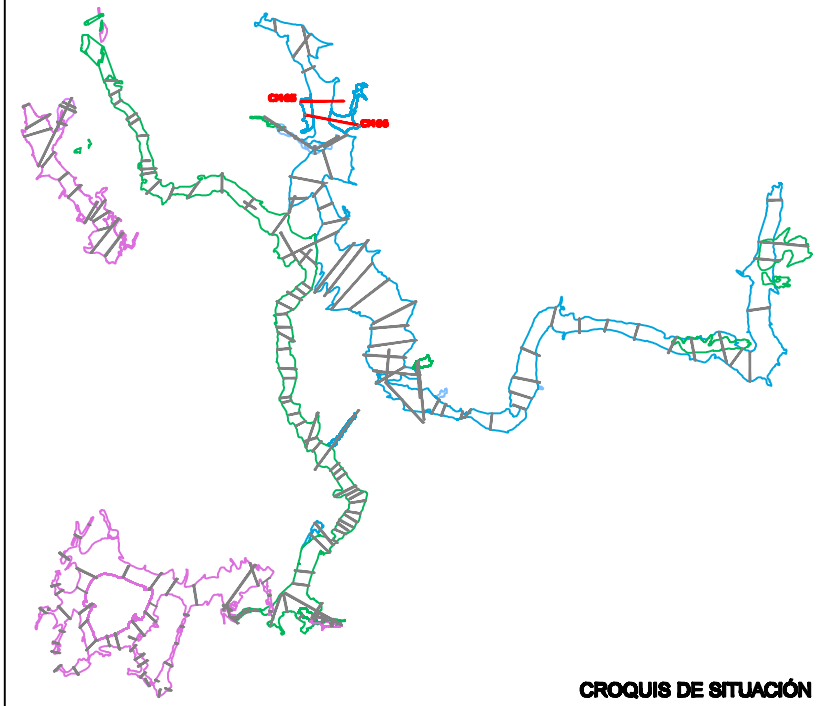
Fecha realización: **Escala :** **CARTOGRAFÍA BASE :**
Diciembre 2008 **1 : 150** **25 de 91**
 - Planimetría del karst de Turca-Cueva Mayor, 1977-2006. Escala varias.
 Grupo Espeleológico Iúberica.
 Iúberica, Diputación de Burgos.



CM66



CM65



CROQUIS DE SITUACIÓN

PARED CUEVA	DATACIONES
ARCILLAS (F.DE INTERIOR)	PALEOMAGNETISMO
MARGAS	C14
ARENAS	RESTOS ARQUEOLÓGICOS
NARANJA	SILO
GRAVAS METAMÓRFICAS	CERÁMICA
CONCRECIÓN EROSIONADA	TIZONAZOS, Y RESTOS DE CARBÓN
CONCRECIÓN VIEJA	GRABADOS Y PINTURAS
CONCRECIÓN NUEVA	CATA O BARRENO MINERO
MURCIELAGUINA	RESTOS PALEONTOLÓGICOS
POSADERAS DE MURCIÉLAGO	HUESOS DE OSO
ELEMENTOS GEOLÓGICOS	ZARPAZOS DE OSO
HUELLAS DE CORRIENTE	ZARPAZOS DE MURCIÉLAGO
ESCARPE ROCOSO	RESTOS ANTROPOLÓGICOS
NÓDULOS DE SÍLEX	RESTOS HUMANOS
CAÍDA GRAVITACIONAL	VENA
SUMIDERO	SEGUNDO PLANO
TERCER PLANO	

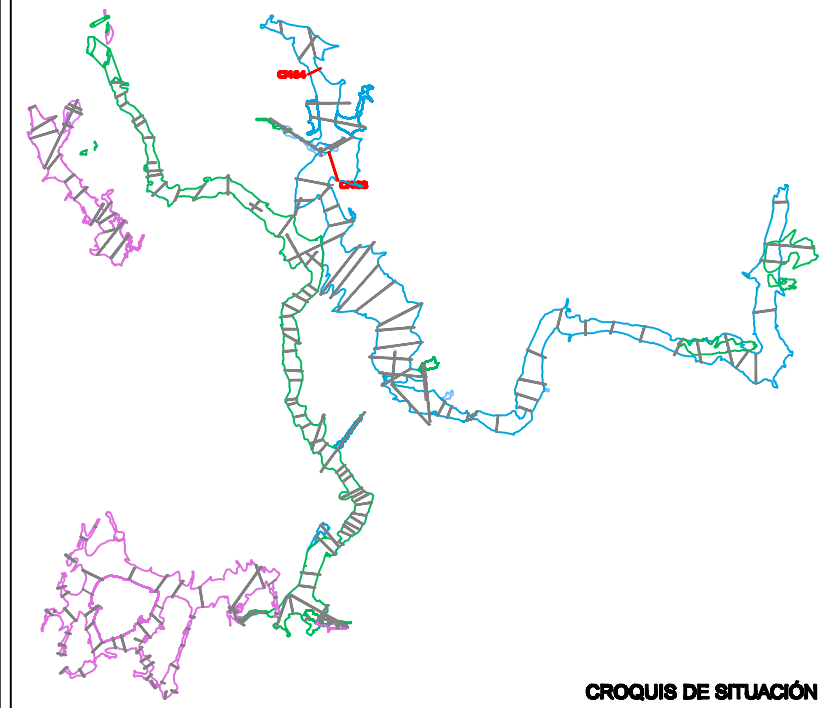
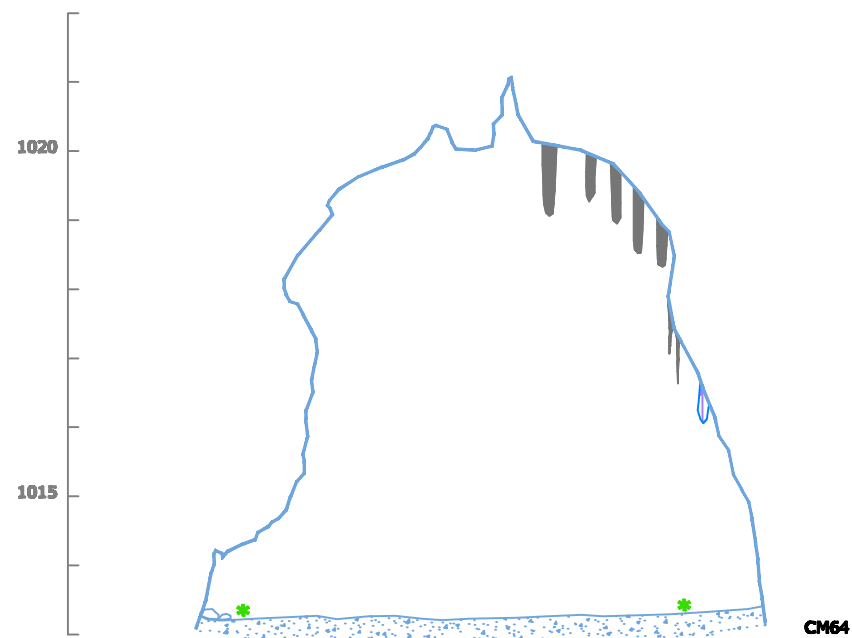
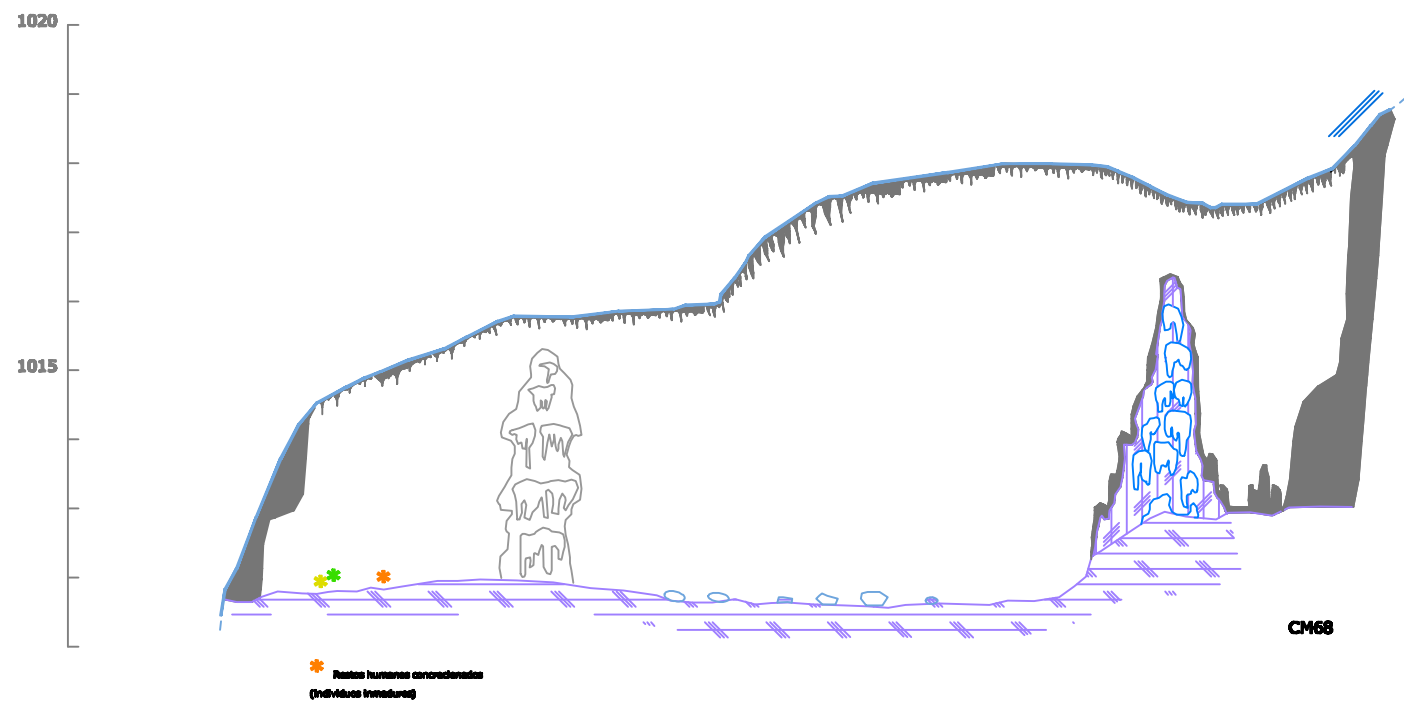
Altitudes referidas al nivel medio del mar en Alicante.



TESIS :
EVOLUCIÓN GEOMORFOLÓGICA DEL KARST DE LA SIERRA DE ATAPUERCA Y SU RELACIÓN CON LOS YACIMIENTOS PLEISTOCENOS

CUEVA: CUEVA MAYOR **NIVEL: NIVEL 1**
GALERÍA: GALERÍA DE LAS ESTATUAS
SECCIONES: CM66-CM65

AUTOR TESIS : ANA ISABEL ORTEGA MARTÍNEZ		CARTOGRAFÍA BASE : - Planimetría del karst de Turca-Cueva Mayor, 1977-2006. Escala variable. Grupo Espeleológico Educativo. Iccma, Diputación de Burgos.
Fecha realización: Diciembre 2008	Escala : 1 : 150	
26 de 91		



- | | |
|--------------------------------|--------------------------------------|
| PARED CUEVA | DATACIONES |
| ARCILLAS (F.DE INTERIOR) | PALEOMAGNETISMO |
| MARGAS | CIÚ |
| ARENAS | RESTOS ARQUEOLÓGICOS |
| NARANJA | SILO |
| GRAVAS METAMÓRFICAS | CERÁMICA |
| CONCRECIÓN EROSIONADA | TIZONAZOS, Y RESTOS DE CARBÓN |
| CONCRECIÓN VIEJA | GRABADOS Y PINTURAS |
| CONCRECIÓN NUEVA | CATA O BARRENO MINERO |
| MURCIÊLAGUINA | RESTOS PALEONTOLÓGICOS |
| POSADERAS DE MURCIÊLAGO | HUESOS DE OSO |
| ELEMENTOS GEOLÓGICOS | ZARPAZOS DE OSO |
| HUELLAS DE CORRIENTE | ZARPAZOS DE MURCIÊLAGO |
| ESCARPE ROCOSO | RESTOS ANTROPOLÓGICOS |
| NÓDULOS DE SÍLEX | RESTOS HUMANOS |
| CAÍDA GRAVITACIONAL | VENA |
| ESCARPE ROCOSO | SUMIDERO |
| NÓDULOS DE SÍLEX | SEGUNDO PLANO |
| CAÍDA GRAVITACIONAL | TERCER PLANO |

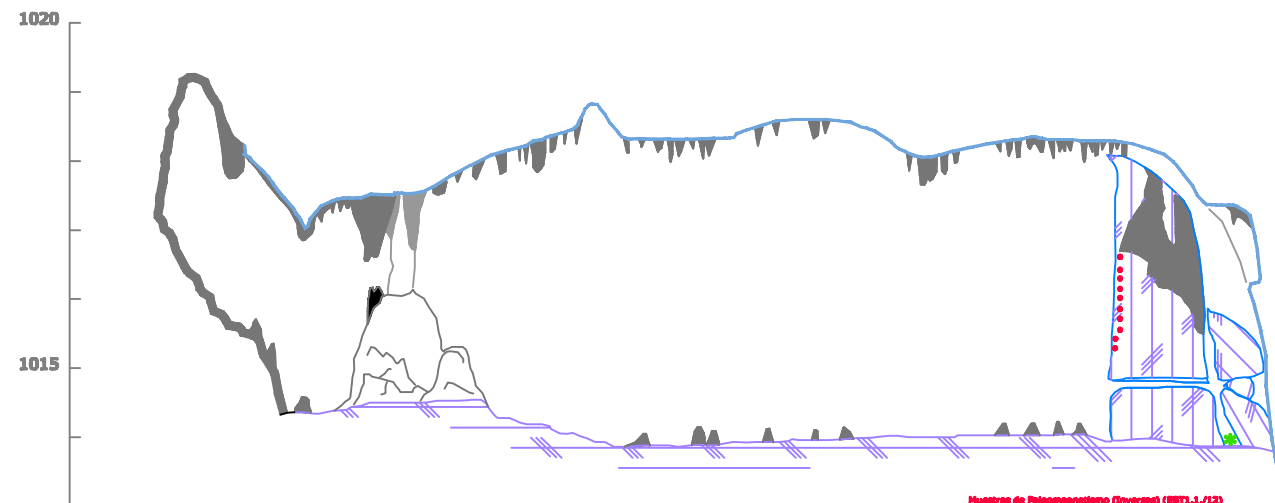
Altitudes referidas al nivel medio del mar en Alicante.



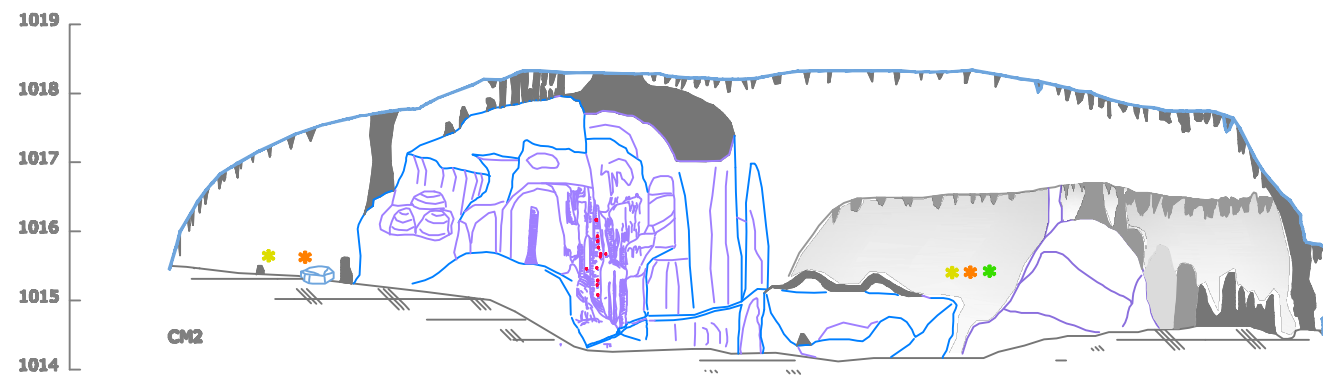
TESIS :
EVOLUCIÓN GEOMORFOLÓGICA DEL KARST DE LA SIERRA DE ATAPUERCA Y SU RELACIÓN CON LOS YACIMIENTOS PLEISTOCENOS

CUEVA: CUEVA MAYOR **NIVEL: NIVEL 1**
GALERÍA: GALERÍA DE LAS ESTATUAS
SECCIONES: CM64-CM68

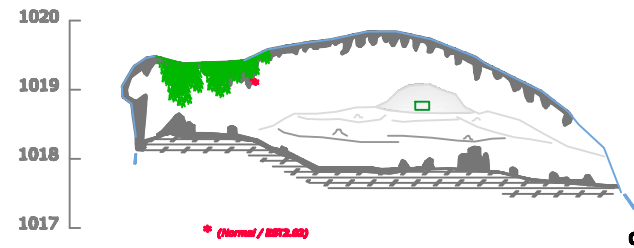
AUTOR TESIS : ANA ISABEL ORTEGA MARTÍNEZ		CARTOGRAF&Iacute;A BASE : - PlanimetrÍa del karst de Turca-Cueva Mayor. 1977-2006. Escala varias. Grupo EspeleolÓgico IÍberico. Izozoa, DiputaciÓn de Burgos.
Fecha realizaci&Oacute;n: Diciembre 2008	Escala : 1 : 100	
27 de 91		



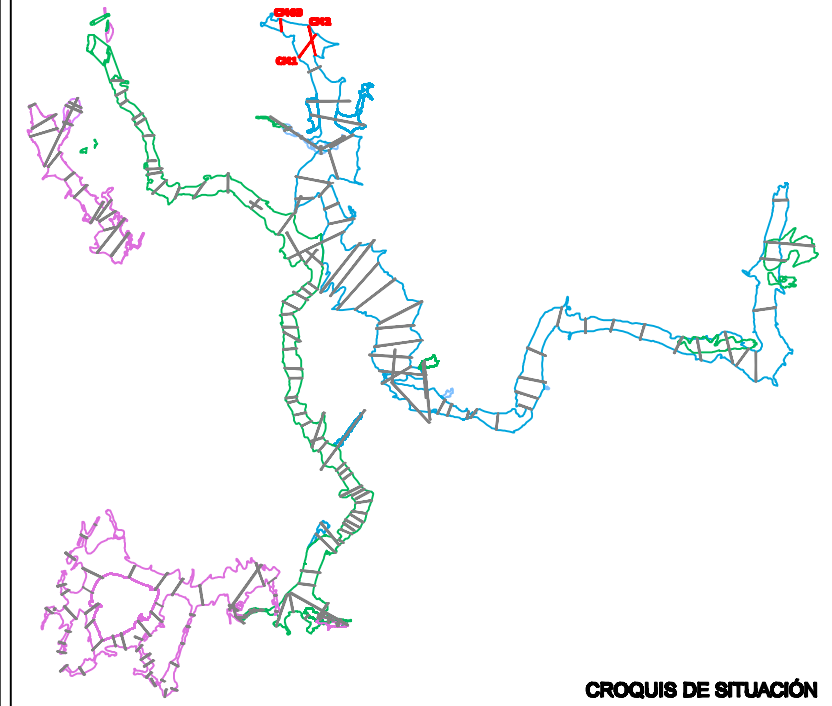
CM1



CM2



CM63



CROQUIS DE SITUACIÓN

PARED CUEVA	DATACIONES
ARCILLAS (F.DE INTERIOR)	PALEOMAGNETISMO
MARGAS	CIÁ
ARENAS	RESTOS ARQUEOLÓGICOS
NARANJA	SILO
GRAVAS METAMÓRFICAS	CERÁMICA
CONCRECIÓN EROSIONADA	TIZONAZOS, Y RESTOS DE CARBÓN
CONCRECIÓN VIEJA	GRABADOS Y PINTURAS
CONCRECIÓN NUEVA	CATA O BARRENO MINERO
MURCIELAGUINA	RESTOS PALEONTOLÓGICOS
POSADERAS DE MURCIÉLAGO	HUESOS DE OSO
ELEMENTOS GEOLÓGICOS	ZARPAZOS DE OSO
HUELLAS DE CORRIENTE	ZARPAZOS DE MURCIÉLAGO
ESCARPE ROCOSO	RESTOS ANTROPOLÓGICOS
NÓDULOS DE SÍLEX	RESTOS HUMANOS
CAÍDA GRAVITACIONAL	VENA
SUMIDERO	SEGUNDO PLANO
TERCER PLANO	

LEYENDA

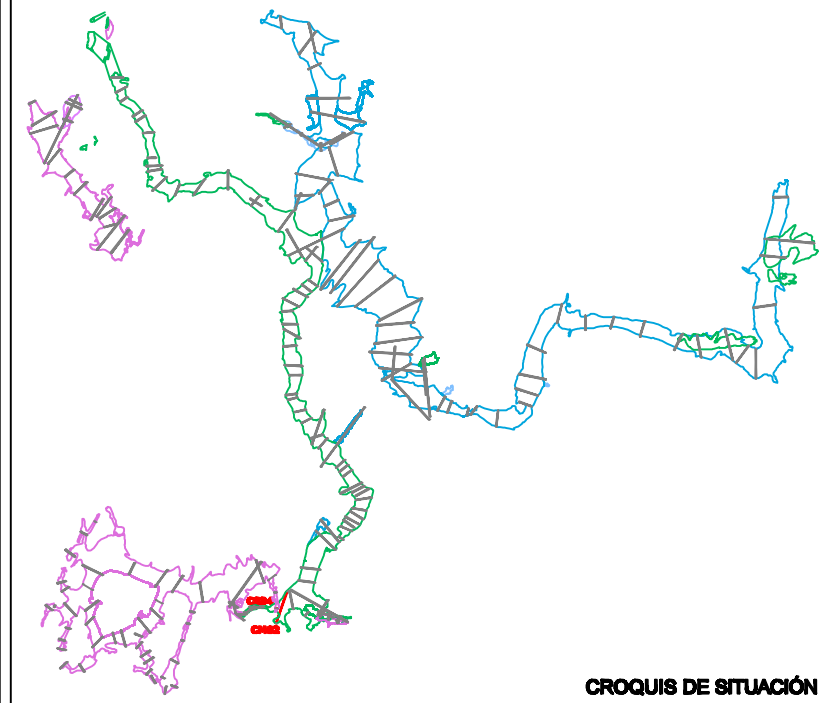
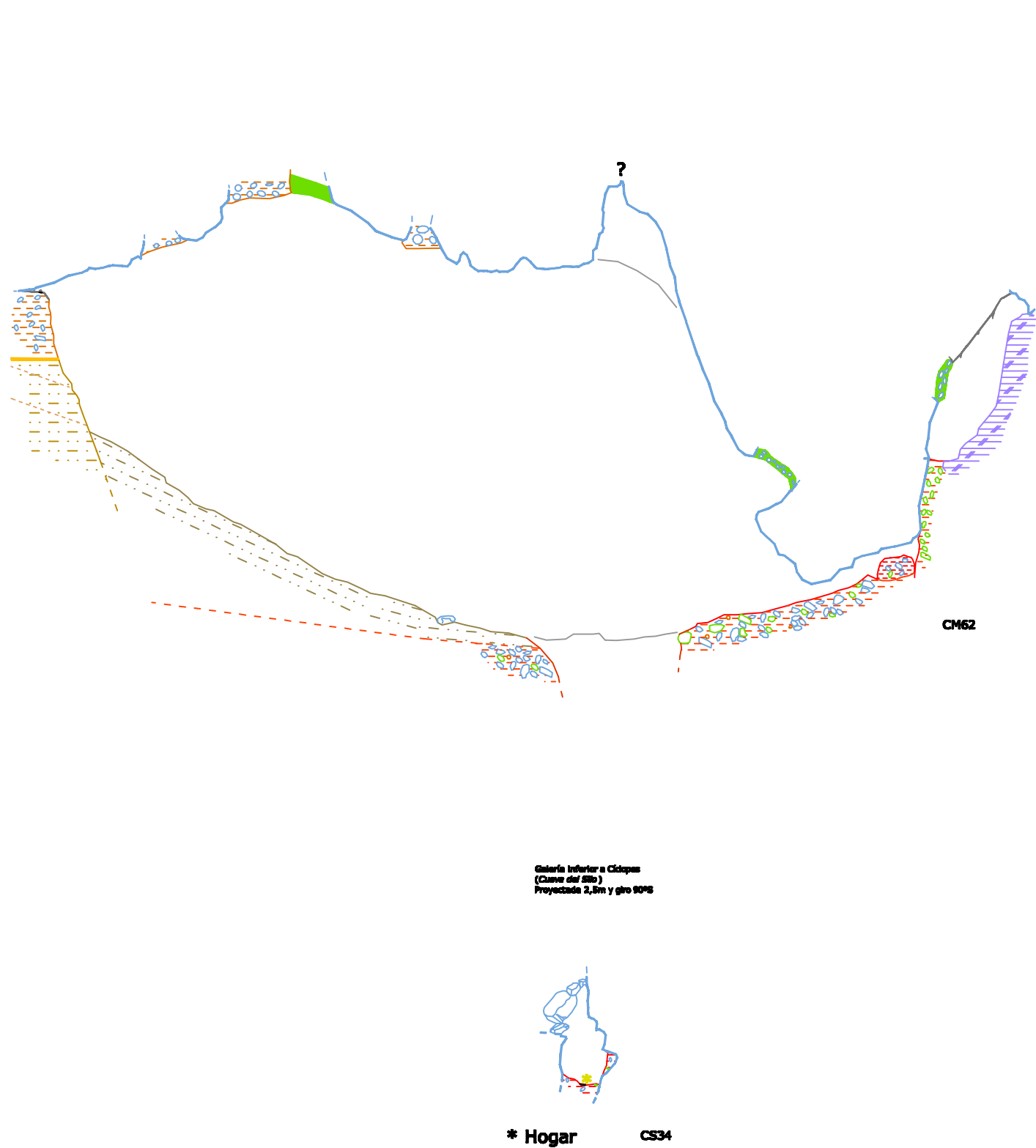
Altitudes referidas al nivel medio del mar en Alicante.



TESIS :
EVOLUCIÓN GEOMORFOLÓGICA DEL KARST DE LA SIERRA DE ATAPUERCA Y SU RELACIÓN CON LOS YACIMIENTOS PLEISTOCENOS

CUEVA: CUEVA MAYOR **NIVEL: NIVEL 2**
GALERÍA: GALERÍA DE LAS ESTATUAS
SECCIONES: CM1-CM2-CM63

AUTOR TESIS : ANA ISABEL ORTEGA MARTÍNEZ		CARTOGRAFÍA BASE : - Planimetría del karst de Tucos-Cueva Mayor. 1977-2006. Escala variable. Grupo Espeleológico Educativo. Ictoma, Diputación de Burgos.
Fecha realización: Diciembre 2008	Escala : 1 : 100	
28 de 91		



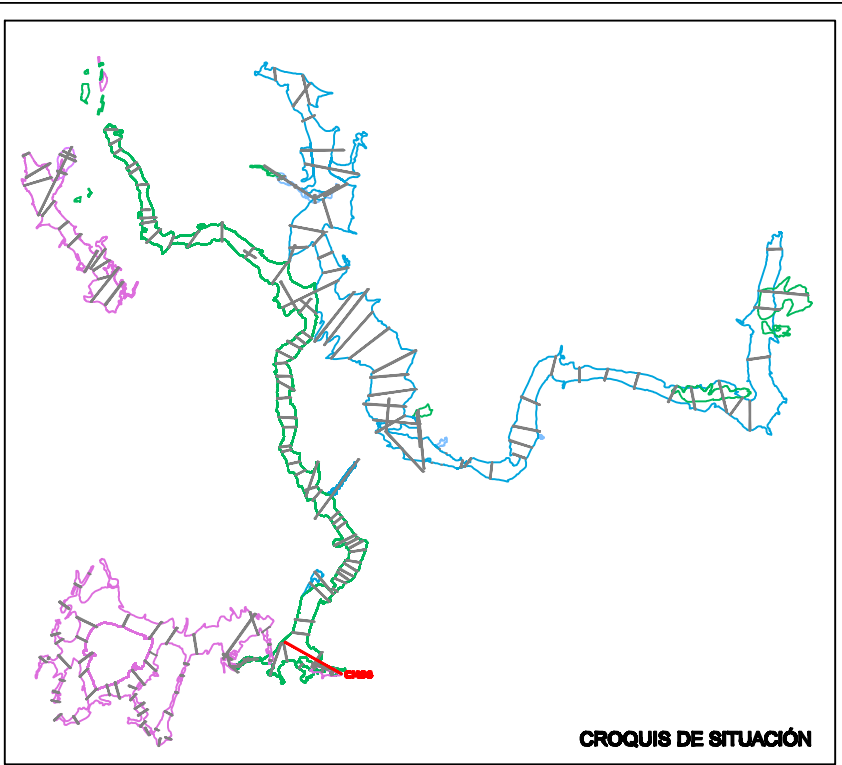
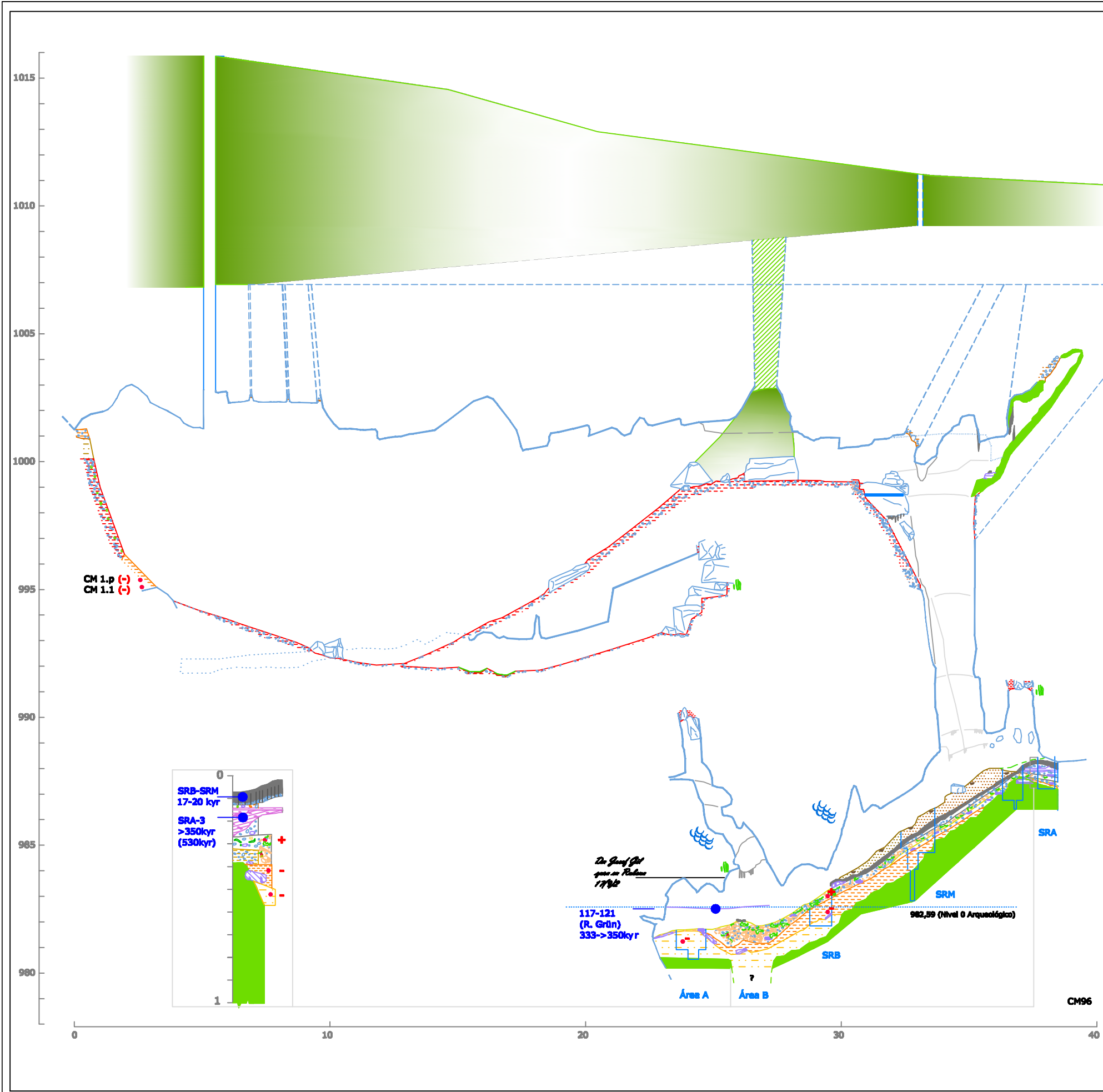
PARED CUEVA	DATACIONES
ARCILLAS (F.DE INTERIOR)	PALEOMAGNETISMO
MARGAS	CIÓ
ARENAS	RESTOS ARQUEOLÓGICOS
NARANJA	SILO
GRAVAS METAMÓRFICAS	CERÁMICA
CONCRECIÓN EROSIONADA	TIZONAZOS, Y RESTOS DE CARBÓN
CONCRECIÓN VIEJA	GRABADOS Y PINTURAS
CONCRECIÓN NUEVA	CATA O BARRENO MINERO
MURCIELAGUINA	RESTOS PALEONTOLÓGICOS
POSADERAS DE MURCIÉLAGO	HUESOS DE OSO
ELEMENTOS GEOLÓGICOS	ZARPAZOS DE OSO
HUELLAS DE CORRIENTE	ZARPAZOS DE MURCIÉLAGO
ESCARPE ROCOSO	RESTOS ANTROPOLÓGICOS
NÓDULOS DE SÍLEX	RESTOS HUMANOS
CAÍDA GRAVITACIONAL	SEGUNDO PLANO
VENA	TERCER PLANO



TESIS :
EVOLUCIÓN GEOMORFOLÓGICA DEL KARST DE LA SIERRA DE ATAPUERCA Y SU RELACIÓN CON LOS YACIMIENTOS PLEISTOCENOS

CUEVA: CUEVA MAYOR-CUEVA DEL SILO NIVEL: NIVEL 2 y NIVEL 3
GALERÍA: SALA DE LOS CÍCLOPES y GALERÍA INFERIOR A CÍCLOPES
SECCIONES: CM62-CS34

AUTOR TESIS : ANA ISABEL ORTEGA MARTÍNEZ		CARTOGRAFÍA BASE :
Fecha realización: Diciembre 2008	Escala : 1 : 100	- Planimetría del karst de Turca-Cueva Mayor. 1977-2006. Escala variable Grupo Espeleológico Ibañeta. Ibañeta, Diputación de Burgos.
		29 de 91



LEYENDA

<ul style="list-style-type: none"> PARED CUEVA ARCILLAS (F.DE INTERIOR) MARGAS ARENAS NARANJA GRAVAS METAMÓRFICAS CONCRECIÓN EROSIONADA CONCRECIÓN VIEJA CONCRECIÓN NUEVA MURCIELAGUINA POSADERAS DE MURCIÉLAGO ELEMENTOS GEOLÓGICOS HUELLAS DE CORRIENTE ESCARPE ROCOSO NÓDULOS DE SÍLEX CAÍDA GRAVITACIONAL 	<ul style="list-style-type: none"> PALEOMAGNETISMO CI4 RESTOS ARQUEOLÓGICOS SILO CERÁMICA TIZONAZOS, Y RESTOS DE CARBÓN GRABADOS Y PINTURAS CATA O BARRENO MINERO RESTOS PALEONTOLÓGICOS HUESOS DE OSO ZARPAZOS DE OSO ZARPAZOS DE MURCIÉLAGO RESTOS ANTROPOLÓGICOS RESTOS HUMANOS SEGUNDO PLANO TERCER PLANO
---	---

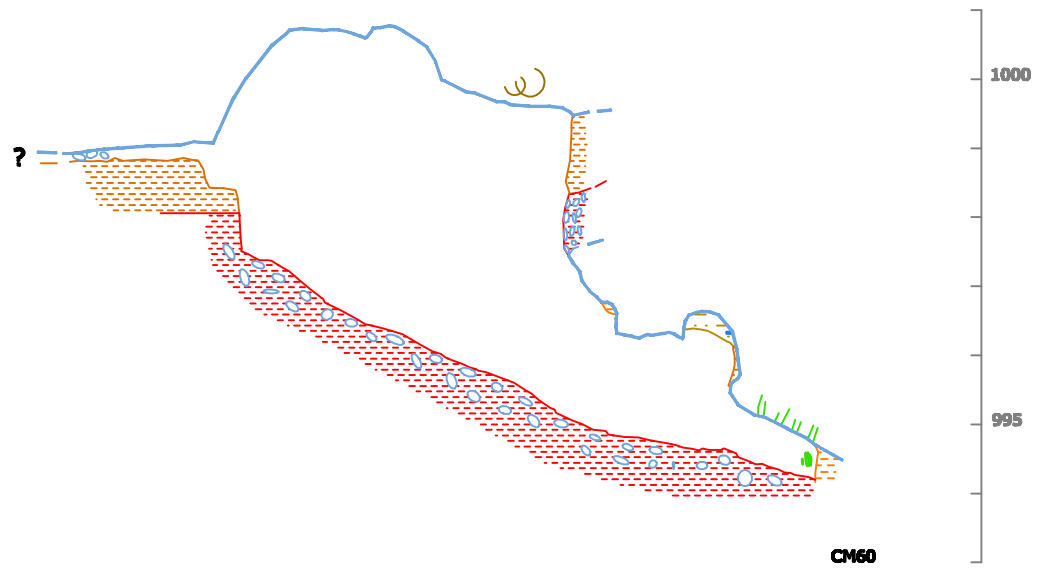
Altitudes referidas al nivel medio del mar en Alicante.



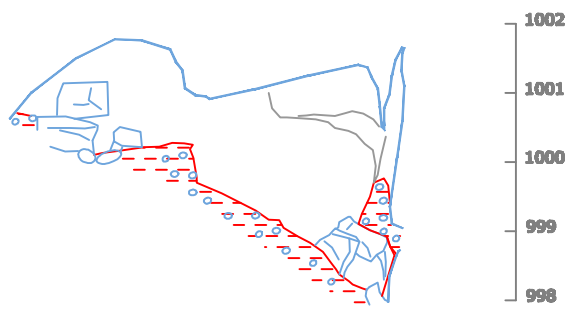
TESIS :
EVOLUCIÓN GEOMORFOLÓGICA DEL KARST DE LA SIERRA DE ATAPUERCA Y SU RELACIÓN CON LOS YACIMIENTOS PLEISTOCENOS

GUEVA: CUEVA MAYOR **NIVEL:** NIVEL 2 y NIVEL 3
GALERÍA: SALA DE LOS CÍCLOPES Y SIMA DE LOS HUESOS
SECCIONES: CM96

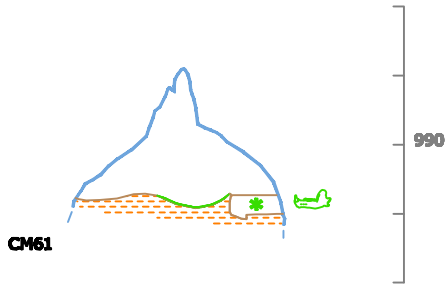
AUTOR TESIS : ANA ISABEL ORTEGA MARTÍNEZ		CARTOGRAFÍA BASE :
Fecha realización: Mayo 2008	Escala : 1 : 150	- Planimetría del karst de Tucos-Cueva Mayor, 1977-2006. Escala variable. Grupo Espeleológico Ibañeta. Ezcaray, Diputación de Burgos.
		31 de 91



CM60

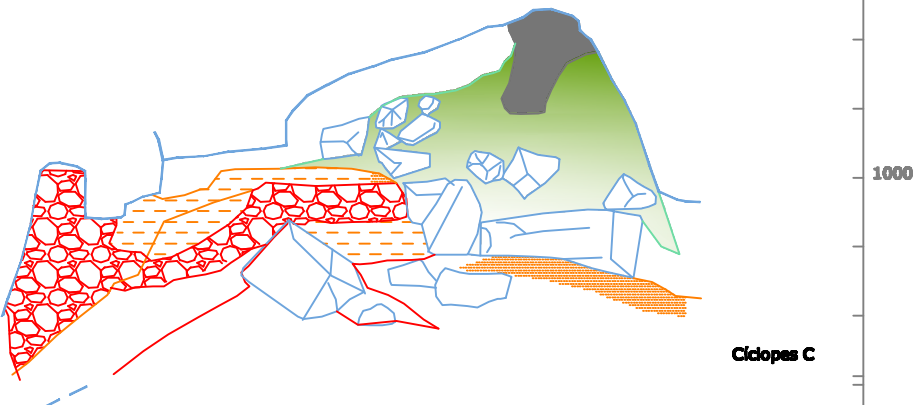


Cíclopes B.

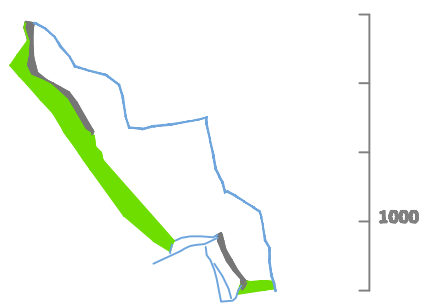


CM61

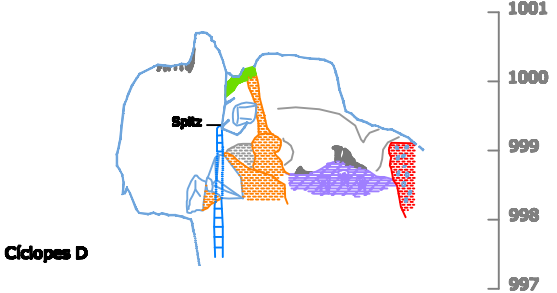
* Huesos de *Ursus deningeri*
Excavación 1990-1991 y 1997



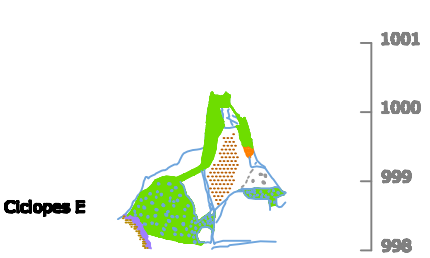
Cíclopes C.



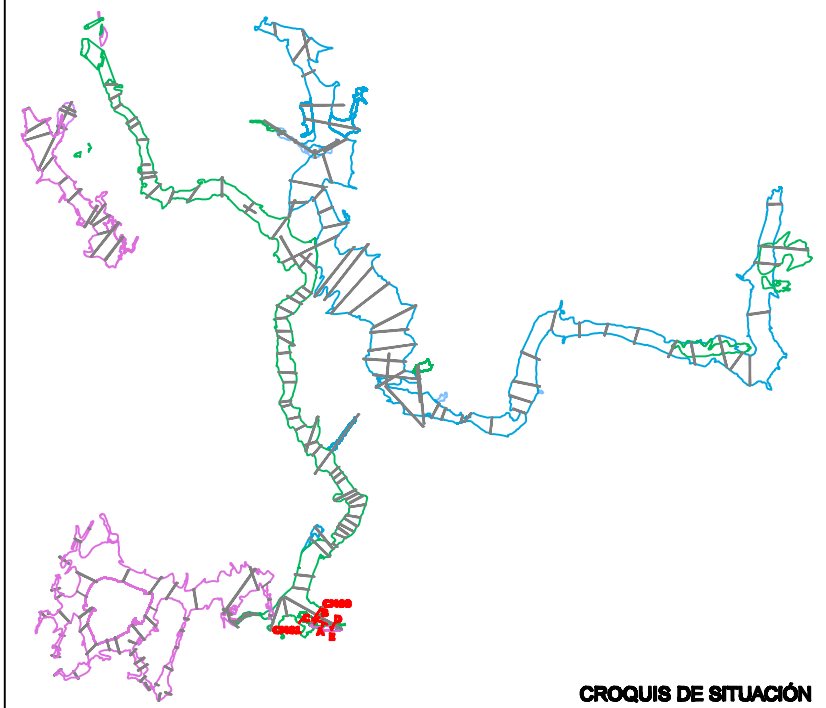
Cíclopes A.



Cíclopes D.



Cíclopes E.



CROQUIS DE SITUACIÓN

PARED CUEVA	DATACIONES
ARCILLAS (F.DE INTERIOR)	PALEOMAGNETISMO
MARGAS	CIÚ
ARENAS	RESTOS ARQUEOLÓGICOS
NARANJA	SILO
GRAVAS METAMÓRFICAS	CERÁMICA
CONCRECIÓN EROSIONADA	TIZONAZOS, Y RESTOS DE CARBÓN
CONCRECIÓN VIEJA	GRABADOS Y PINTURAS
CONCRECIÓN NUEVA	CATA O BARRENO MINERO
MURCIELAGUINA	RESTOS PALEONTOLÓGICOS
POSADERAS DE MURCIÉLAGO	HUESOS DE OSO
ELEMENTOS GEOLÓGICOS	ZARPAZOS DE OSO
HUELLAS DE CORRIENTE	ZARPAZOS DE MURCIÉLAGO
ESCARPE ROCOSO	RESTOS ANTROPOLÓGICOS
NÓDULOS DE SÍLEX	RESTOS HUMANOS
CAÍDA GRAVITACIONAL	VENA
ESCARPE ROCOSO	SUMIDERO
CAÍDA GRAVITACIONAL	SEGUNDO PLANO
CAÍDA GRAVITACIONAL	TERCER PLANO

LEYENDA

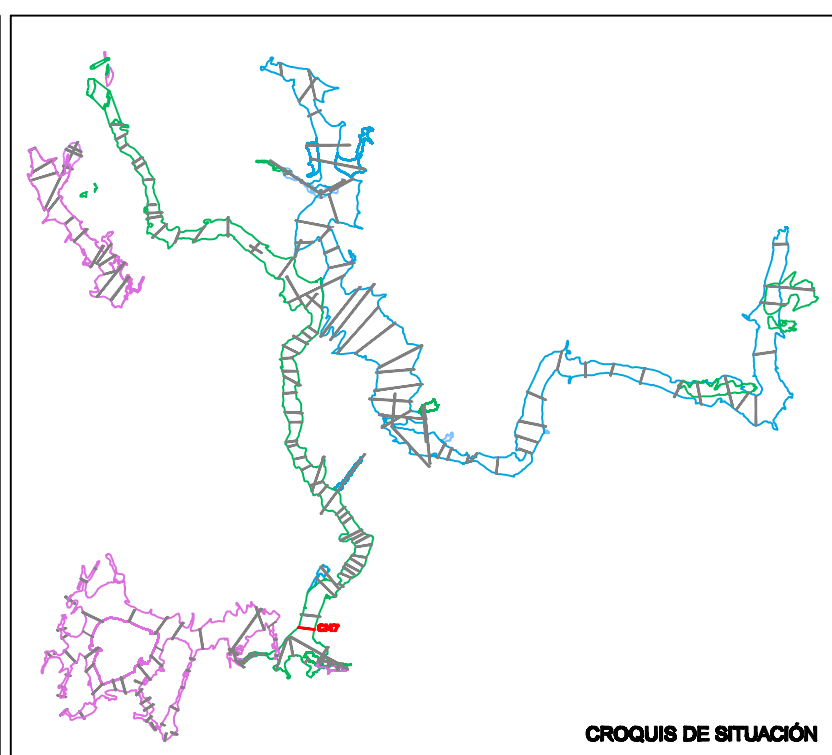
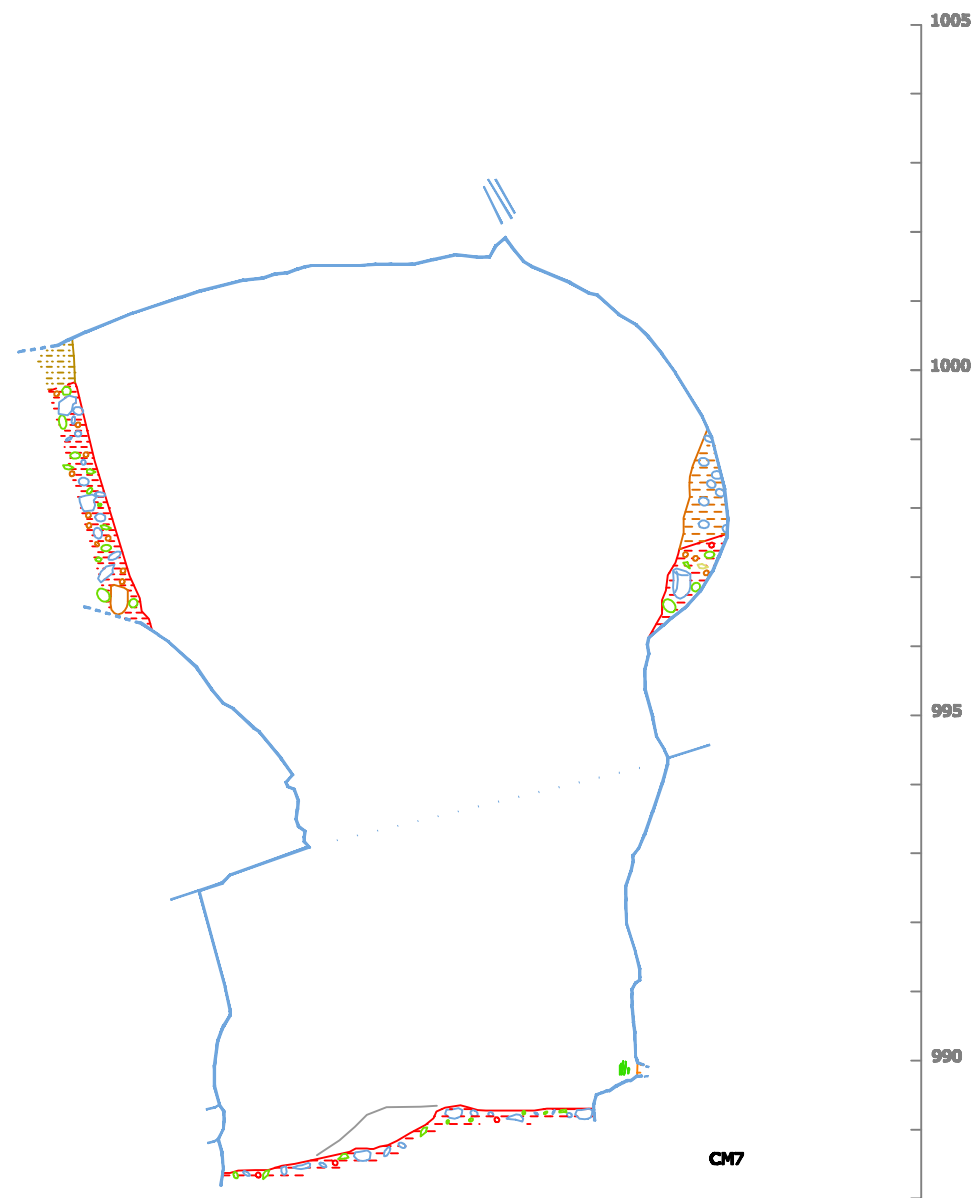
Altitudes referidas al nivel medio del mar en Alicante.



TESIS :
EVOLUCIÓN GEOMORFOLÓGICA DEL KARST DE LA SIERRA DE ATAPUERCA Y SU RELACIÓN CON LOS YACIMIENTOS PLEISTOCENOS

CUEVA: CUEVA MAYOR **NIVEL: NIVEL 2**
GALERÍA: SALA DE LOS CÍCLOPES
SECCIONES: CM60-B-A-C-D-E

AUTOR TESIS : ANA ISABEL ORTEGA MARTÍNEZ		CARTOGRAF&Iacute;A BASE : - PlanimetrÍa del karst de Turca-Cueva Mayor. 1977-2006. Escala variable. Grupo EspeleolÓgico IÍberico. IÍberca, DiputaciÓn de Burgos.
Fecha realizaci&Oacute;n: Diciembre 2008	Escala : 1 : 100	
32 de 91		



CROQUIS DE SITUACIÓN

- LEYENDA**
- | | |
|--------------------------|-------------------------------|
| PARED CUEVA | DATACIONES |
| ARCILLAS (F.DE INTERIOR) | PALEOMAGNETISMO |
| MARGAS | CI4 |
| ARENAS | RESTOS ARQUEOLÓGICOS |
| NARANJA | SILO |
| GRAVAS METAMÓRFICAS | CERÁMICA |
| CONCRECIÓN EROSIONADA | TIZONAZOS, Y RESTOS DE CARBÓN |
| CONCRECIÓN VIEJA | GRABADOS Y PINTURAS |
| CONCRECIÓN NUEVA | CATA O BARRENO MINERO |
| MURCIELAGUINA | RESTOS PALEONTOLÓGICOS |
| POSADERAS DE MURCIÉLAGO | HUESOS DE OSO |
| ELEMENTOS GEOLÓGICOS | ZARPAZOS DE OSO |
| HUELLAS DE CORRIENTE | ZARPAZOS DE MURCIÉLAGO |
| ESCARPE ROCOSO | RESTOS ANTROPOLÓGICOS |
| NÓDULOS DE SÍLEX | RESTOS HUMANOS |
| CAÍDA GRAVITACIONAL | SUMIDERO |
| VENA | SEGUNDO PLANO |
| | TERCER PLANO |

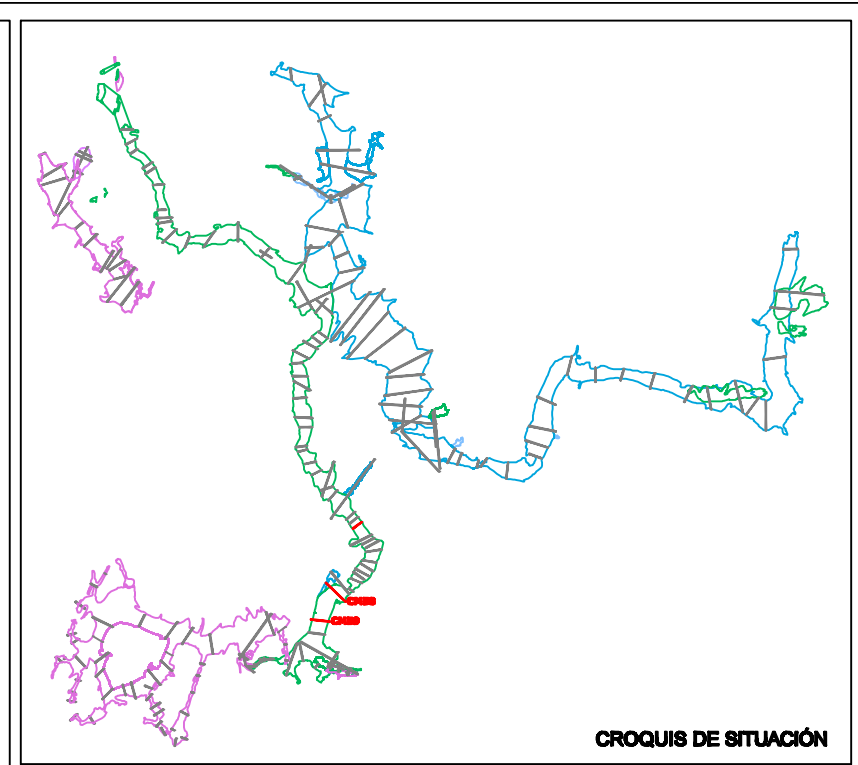
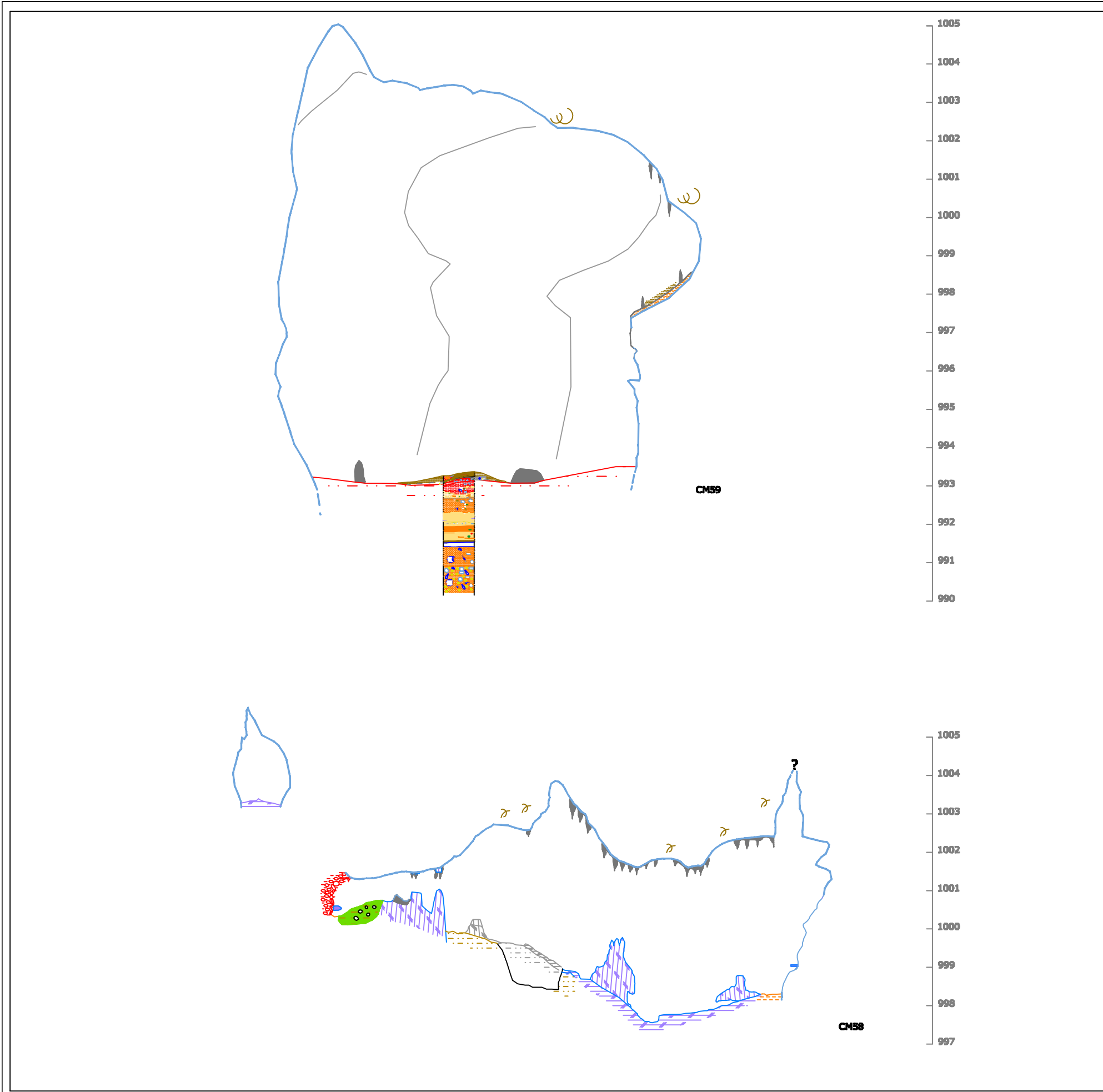
Altitudes referidas al nivel medio del mar en Alicante.



TESIS :
EVOLUCIÓN GEOMORFOLÓGICA DEL KARST DE LA SIERRA DE ATAPUERCA Y SU RELACIÓN CON LOS YACIMIENTOS PLEISTOCENOS

CUEVA: CUEVA MAYOR **NIVEL: NIVEL 2**
GALERÍA: SALA DE LOS CÍCLOPES
SECCIONES: CM7

AUTOR TESIS : ANA ISABEL ORTEGA MARTÍNEZ		CARTOGRAFÍA BASE : - Planimetría del karst de Tucos-Cueva Mayor. 1977-2006. Escala variable. Grupo Espeleológico Ibañeta. Ezcarra, Diputación de Burgos.
Fecha realización: Diciembre 2008	Escala : 1 : 100	
33 de 91		



LEYENDA

— PARED CUEVA	• DATACIONES
— ARCILLAS (F.DE INTERIOR)	* PALEOMAGNETISMO
— MARGAS	* C14
— ARENAS	• RESTOS ARQUEOLÓGICOS
— NARANJA	○ SILO
— GRAVAS METAMÓRFICAS	○ CERÁMICA
— CONCRECIÓN EROSIONADA	— TIZONAZOS, Y RESTOS DE CARBÓN
— CONCRECIÓN VIEJA	— GRABADOS Y PINTURAS
— CONCRECIÓN NUEVA	— CATA O BARRENO MINERO
— MURCIELAGUINA	• RESTOS PALEONTOLÓGICOS
— POSADERAS DE MURCIÉLAGO	— HUESOS DE OSO
— ELEMENTOS GEOLÓGICOS	— ZARPAZOS DE OSO
— HUELLAS DE CORRIENTE	— ZARPAZOS DE MURCIÉLAGO
— ESCARPE ROCOSO	• RESTOS ANTROPOLÓGICOS
— NÓDULOS DE SÍLEX	— RESTOS HUMANOS
— CAÍDA GRAVITACIONAL	— VENA
	— SEGUNDO PLANO
	— TERCER PLANO

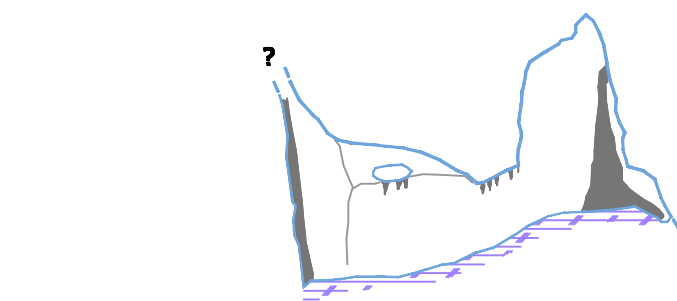
Altitudes referidas al nivel medio del mar en Alicante.

ESCALA GRÁFICA

TESIS :
EVOLUCIÓN GEOMORFOLÓGICA DEL KARST DE LA SIERRA DE ATAPUERCA Y SU RELACIÓN CON LOS YACIMIENTOS PLEISTOCENOS

CUEVA: CUEVA MAYOR **NIVEL: NIVEL 2**
GALERÍA: SALA DE LOS CÍCLOPES
SECCIONES: CM59-CM58

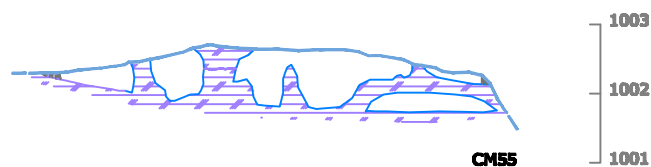
AUTOR TESIS : ANA ISABEL ORTEGA MARTÍNEZ	CARTOGRAFÍA BASE : - Planimetría del karst de Tucos-Cueva Mayor, 1977-2006. Escala variable. Grupo Espeleológico Ibañetaín. Ibañetaín, Diputación de Burgos.
Fecha realización: Diciembre 2008	Escala : 1 : 100
34 de 91	



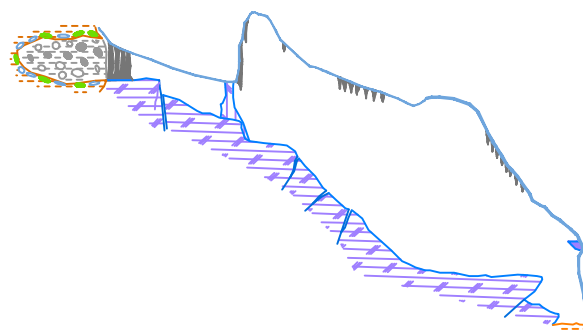
CM56



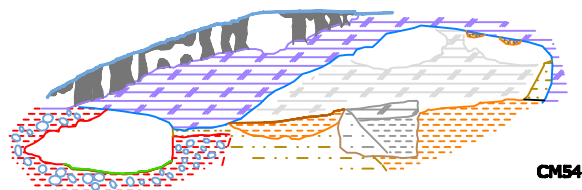
CM55



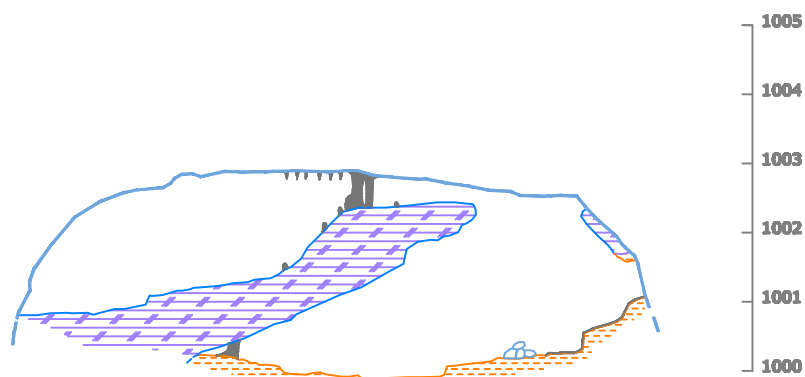
CM53



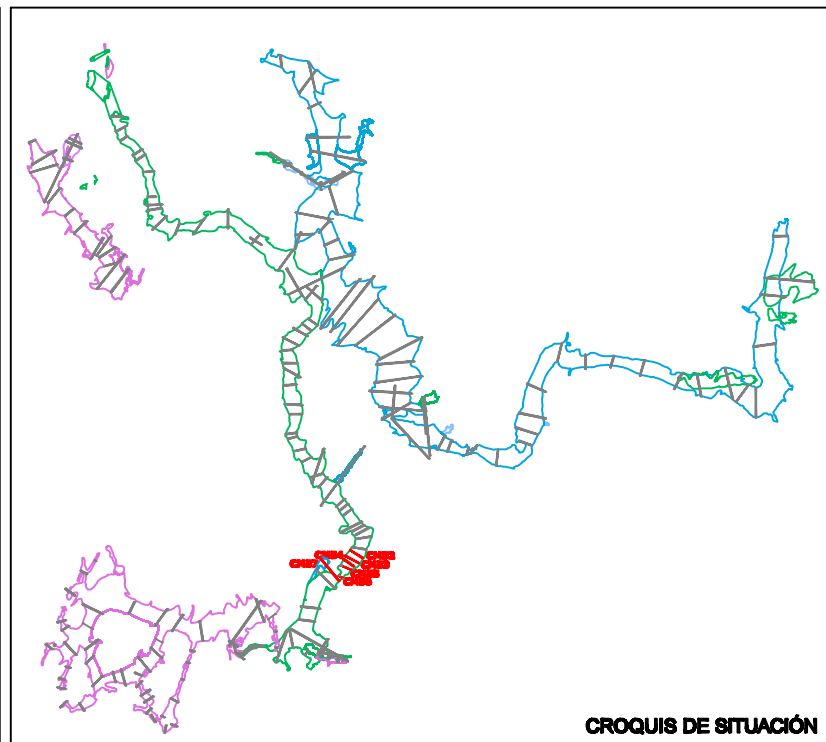
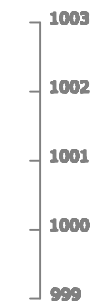
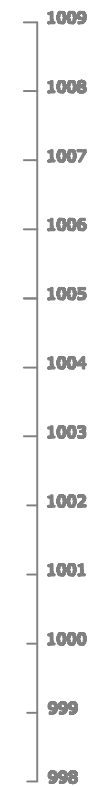
CM57



CM54



CM52



CROQUIS DE SITUACIÓN

PARED CUEVA	DATACIONES
ARCILLAS (F.DE INTERIOR)	PALEOMAGNETISMO
MARGAS	CI&A
ARENAS	RESTOS ARQUEOL&GICOS
NARANJA	SILO
GRAVAS METAM&RFICAS	CER&MICA
CONCRECI&N EROSIONADA	TIZONAZOS, Y RESTOS DE CARB&N
CONCRECI&N VIEJA	GRABADOS Y PINTURAS
CONCRECI&N NUEVA	CATA O BARRENO MINERO
MURCIELAGUINA	RESTOS PALEONTOL&GICOS
POSADERAS DE MURCI&LAGO	HUESOS DE OSO
ELEMENTOS GEOL&GICOS	ZARPAZOS DE OSO
HUELLAS DE CORRIENTE	ZARPAZOS DE MURCI&LAGO
ESCARPE ROCOSO	RESTOS ANTROPOL&GICOS
N&DULOS DE S&ILEX	RESTOS HUMANOS
CA&IDA GRAVITACIONAL	VENA
CA&IDA GRAVITACIONAL	SEGUNDO PLANO
CA&IDA GRAVITACIONAL	TERCER PLANO

LEYENDA

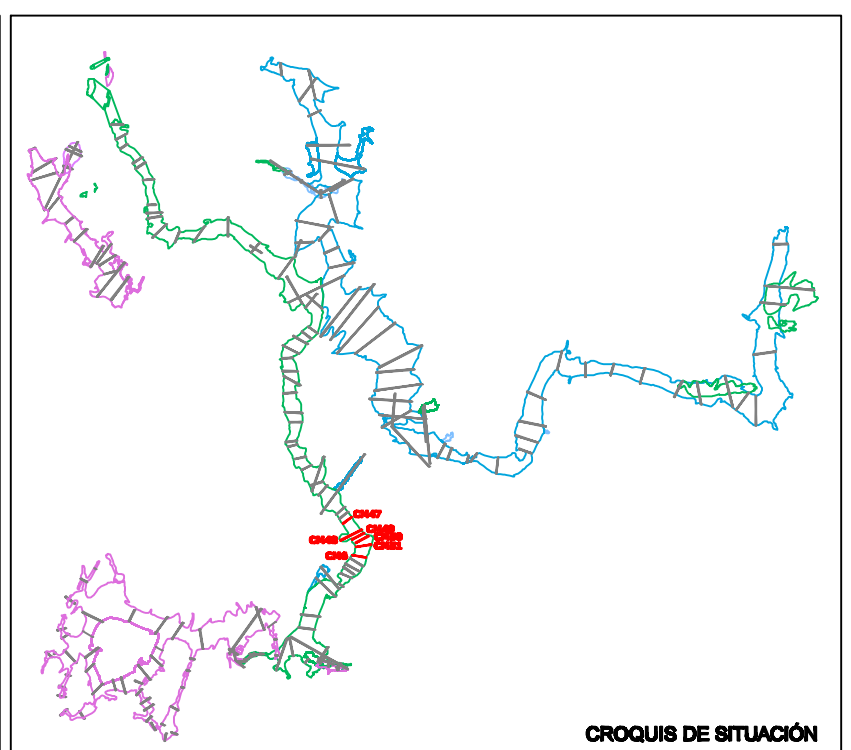
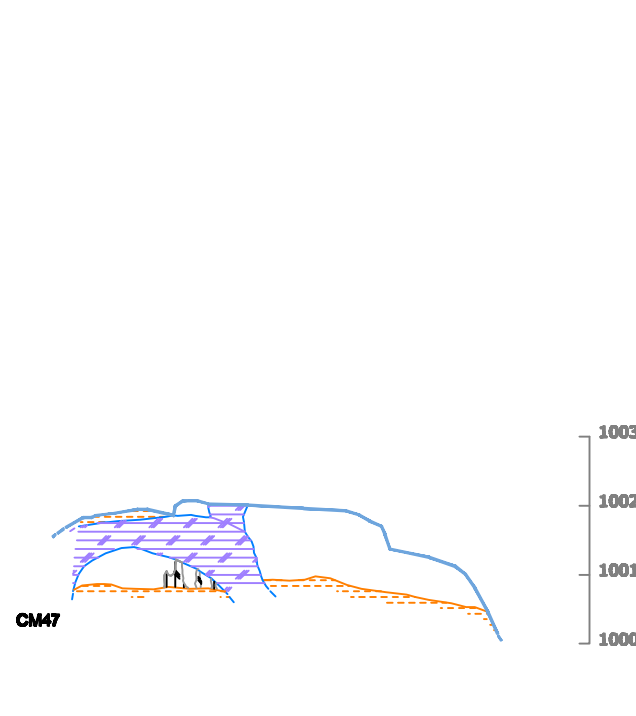
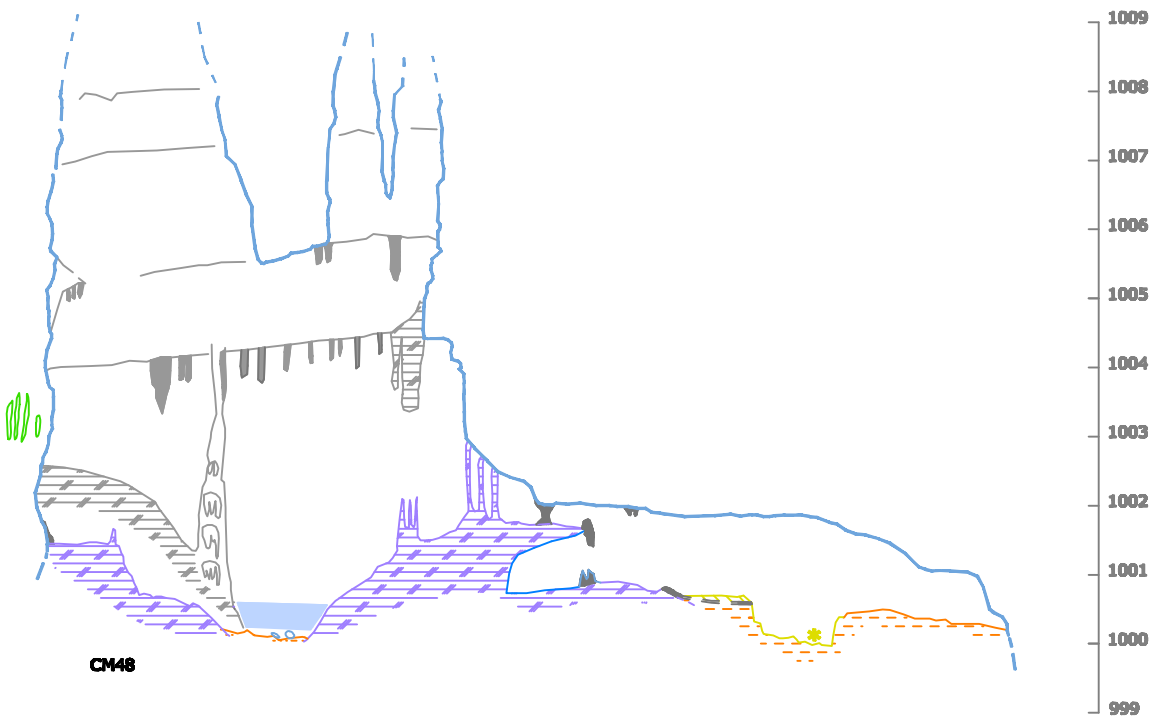
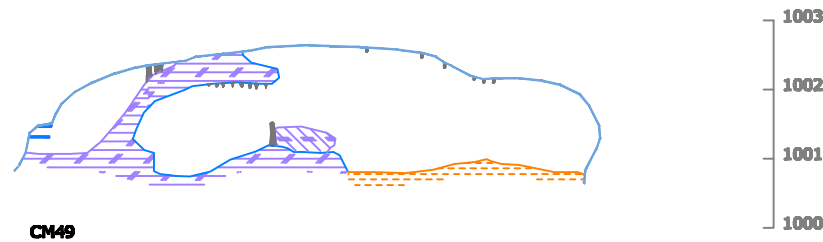
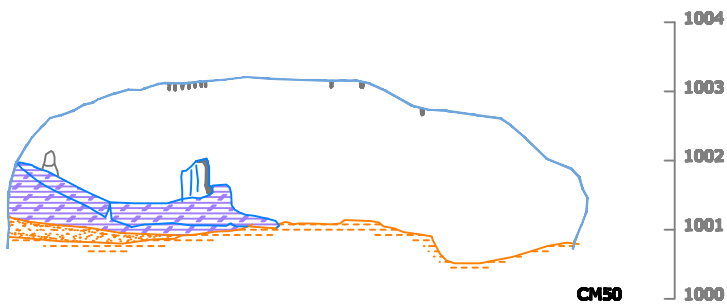
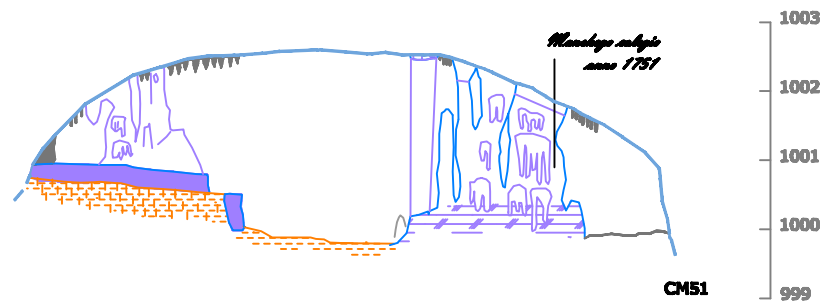
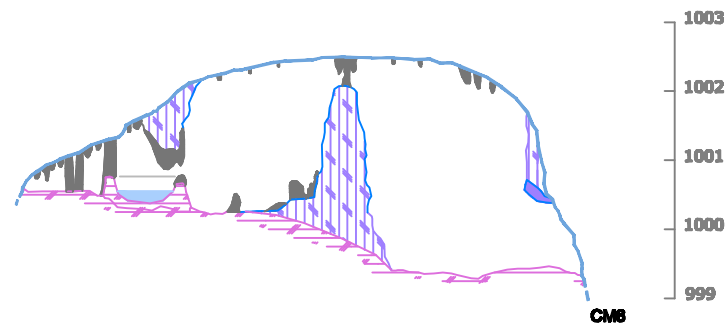
Altitudes referidas al nivel medio del mar en Alicante.



TESIS :
EVOLUCI&N GEOMORFOL&GICA DEL KARST DE LA SIERRA DE ATAPUERCA Y SU RELACI&N CON LOS YACIMIENTOS PLEISTOCENOS

CUEVA: CUEVA MAYOR **NIVEL: NIVEL 2**
GALER&A: GALER&A DEL SILO
SECCIONES: CM57-CM56-CM55-CM54-CM53-CM52

AUTOR TESIS : ANA ISABEL ORTEGA MART&NEZ		CARTOGRAF&A BASE : - Planimetr&A del karst de Turca-Cueva Mayor, 1977-2006. Escala variable. Grupo Espeleol&gico I&Ahuvelin. I&Ahuvelin, Diputaci&n de Burgos.
Fecha realizaci&n: Diciembre 2008	Escala : 1 : 100	
35 de 91		



PARED CUEVA	DATACIONES
ARCILLAS (F.DE INTERIOR)	PALEOMAGNETISMO
MARGAS	CI&A
ARENAS	RESTOS ARQUEOL&GICOS
NARANJA	SILO
GRAVAS METAM&RFICAS	CER&MICA
CONCRECI&N EROSIONADA	TIZONAZOS, Y RESTOS DE CARB&N
CONCRECI&N VIEJA	GRABADOS Y PINTURAS
CONCRECI&N NUEVA	CATA O BARRENO MINERO
MURCI&LAGUINA	RESTOS PALEONTOL&GICOS
POSADERAS DE MURCI&LAGO	HUESOS DE OSO
ELEMENTOS GEOL&GICOS	ZARPAZOS DE OSO
HUELLAS DE CORRIENTE	ZARPAZOS DE MURCI&LAGO
ESCARPE ROCOSO	RESTOS ANTROPOL&GICOS
N&DULOS DE S&ILEX	RESTOS HUMANOS
CA&IDA GRAVITACIONAL	SUMIDERO
VENA	SEGUNDO PLANO
TERCER PLANO	

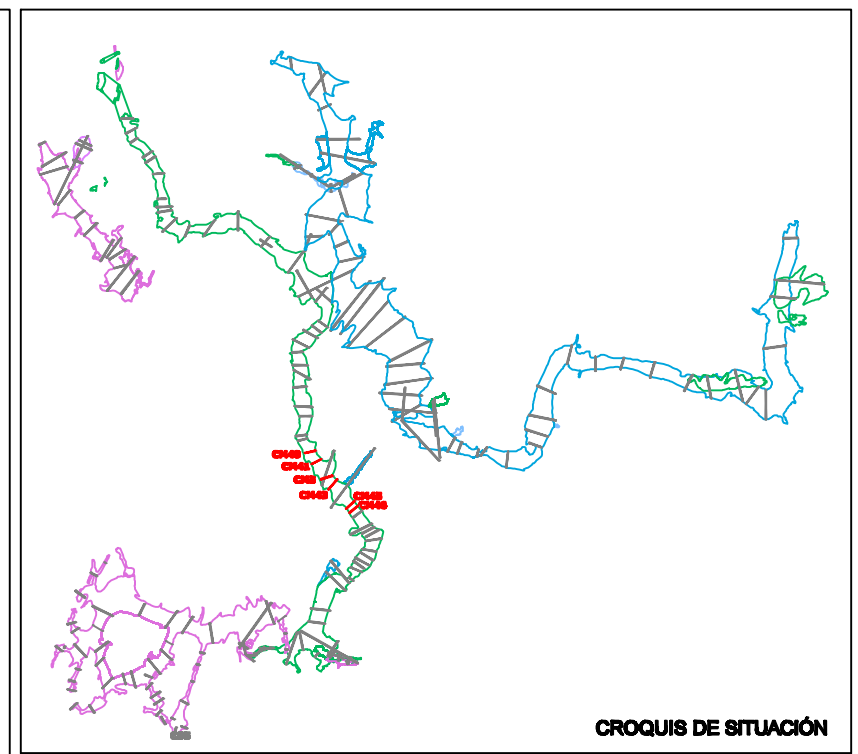
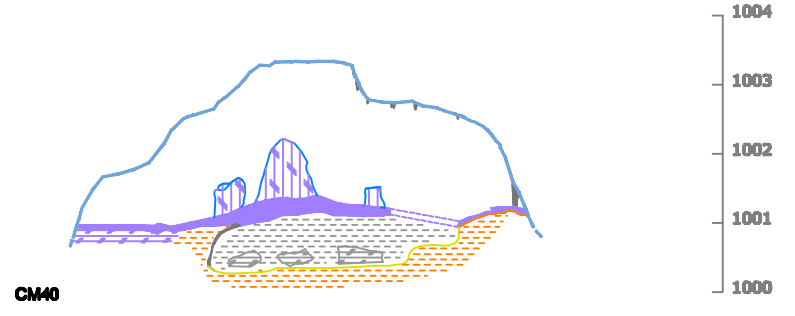
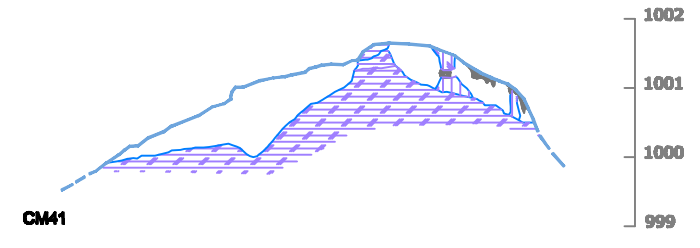
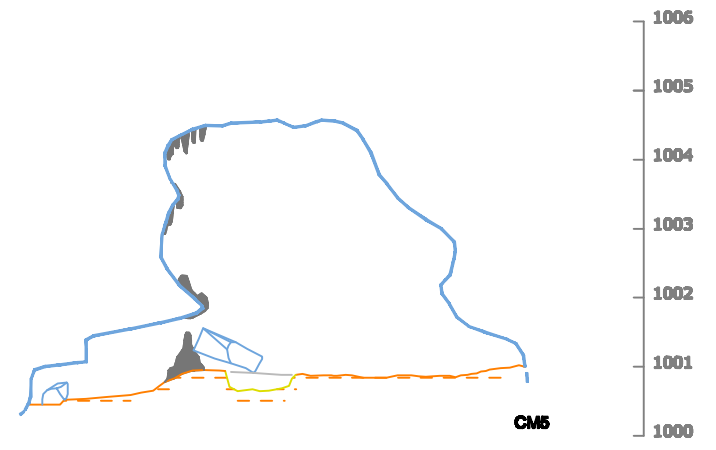
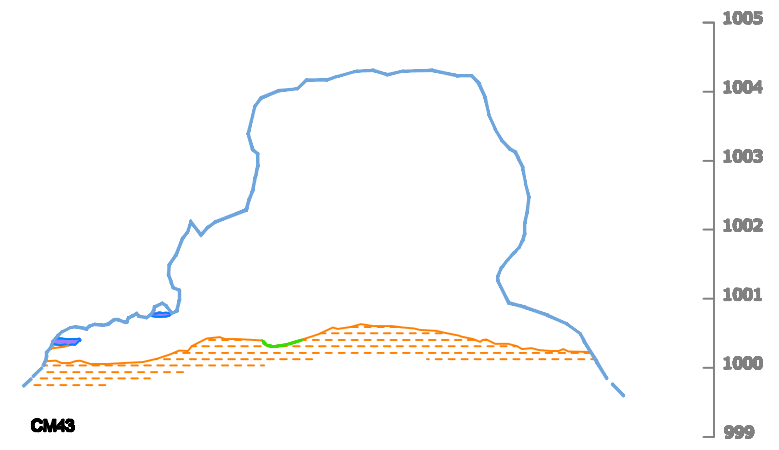
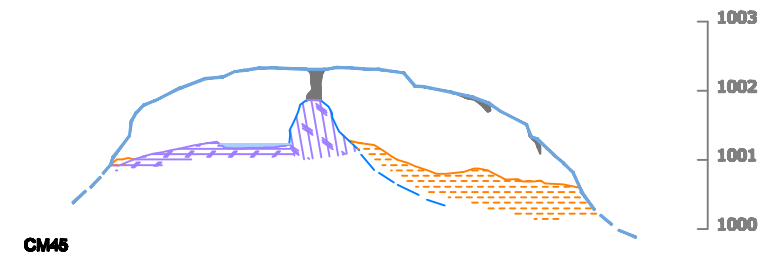
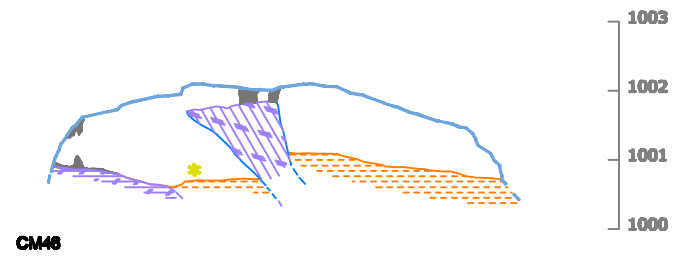


TESIS :
EVOLUCI&N GEOMORFOL&GICA DEL KARST DE LA SIERRA DE ATAPUERCA Y SU RELACI&N CON LOS YACIMIENTOS PLEISTOCENOS

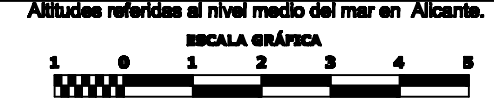
CUEVA: CUEVA MAYOR **NIVEL: NIVEL 2**
GALER&A: GALER&A DEL SILO
SECCIONES: CM6-CM51-CM50-CM49-CM48-CM47

AUTOR TESIS :
ANA ISABEL ORTEGA MART&NEZ

FECHA REALIZACI&N: **ESCALA:** **CARTOGRAF&A BASE :**
Diciembre 2008 **1 : 100** **36 de 91**
 - Planimetr&A del karst de Turca-Cueva Mayor, 1977-2006. Escala vertical: Grupo Espeleol&gico I&Ahuvelin. I&Ahuvelin, Diputaci&n de Burgos.



PARED CUEVA	DATACIONES
ARCILLAS (F.DE INTERIOR)	PALEOMAGNETISMO
MARGAS	CIÚ
ARENAS	RESTOS ARQUEOLÓGICOS
NARANJA	SILO
GRAVAS METAMÓRFICAS	CERÁMICA
CONCRECIÓN EROSIONADA	TIZONAZOS, Y RESTOS DE CARBÓN
CONCRECIÓN VIEJA	GRABADOS Y PINTURAS
CONCRECIÓN NUEVA	CATA O BARRENO MINERO
MURCIELAGUINA	RESTOS PALEONTOLÓGICOS
POSADERAS DE MURCIÉLAGO	HUESOS DE OSO
ELEMENTOS GEOLÓGICOS	ZARPAZOS DE OSO
HUELLAS DE CORRIENTE	ZARPAZOS DE MURCIÉLAGO
ESCARPE ROCOSO	RESTOS ANTROPOLÓGICOS
NÓDULOS DE SÍLEX	RESTOS HUMANOS
CAÍDA GRAVITACIONAL	SUMIDERO
VENA	SEGUNDO PLANO
SEGUNDO PLANO	TERCER PLANO

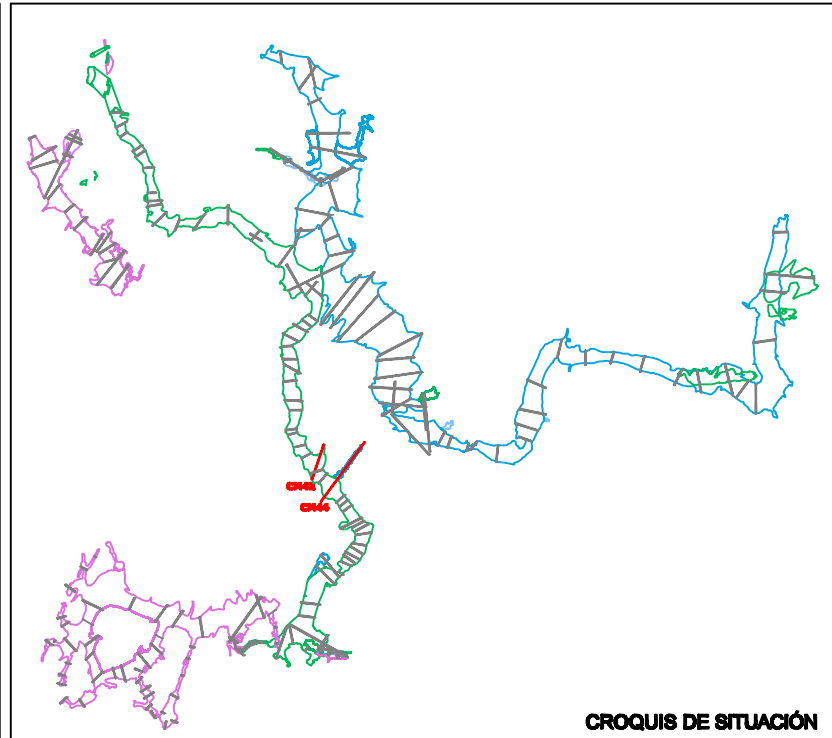
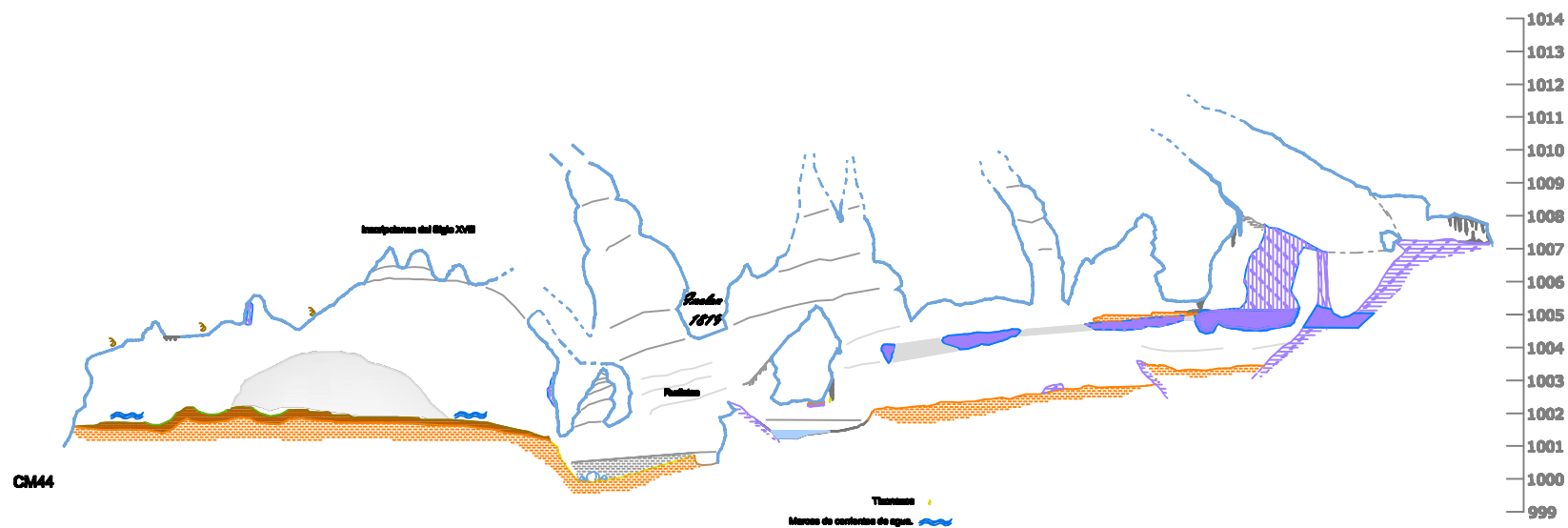
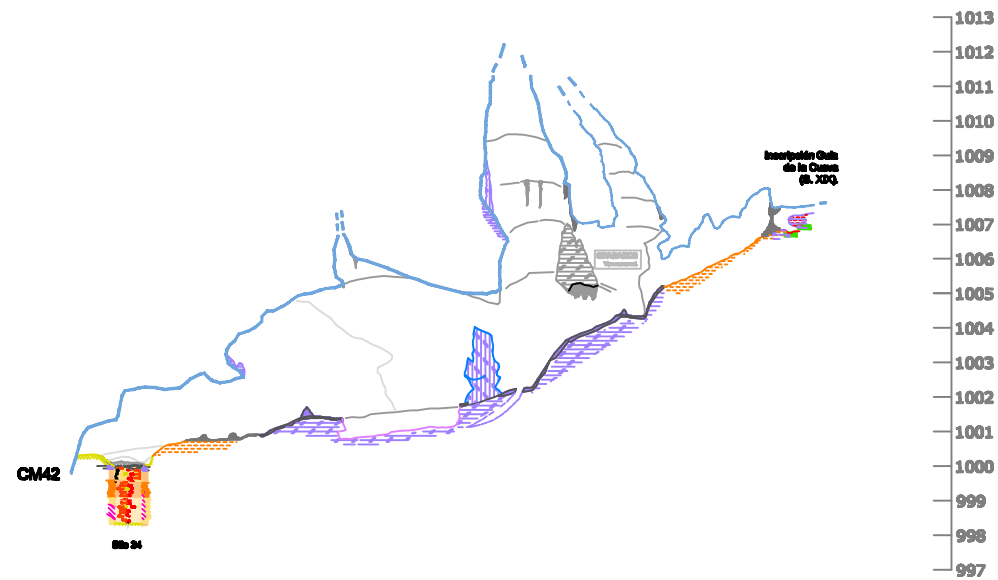


TESIS :
EVOLUCIÓN GEOMORFOLÓGICA DEL KARST DE LA SIERRA DE ATAPUERCA Y SU RELACIÓN CON LOS YACIMIENTOS PLEISTOCENOS

CUEVA: CUEVA MAYOR **NIVEL: NIVEL 2**
GALERÍA: GALERÍA DEL SILO
SECCIONES: CM46-CM45-CM43-CM5-CM41-CM40

AUTOR TESIS :
ANA ISABEL ORTEGA MARTÍNEZ

Fecha realizaciÓn: **Escala :** **CARTOGRAFÍA BASE :**
Diciembre 2008 **1 : 100** **37 de 91**
 - PlanimetrÍa del karst de Turca-Cueva Mayor, 1977-2006. Escala varias.
 Grupo EspeleolÓgico IÍberico.
 IÍberica, DiputaciÓn de Burgos.



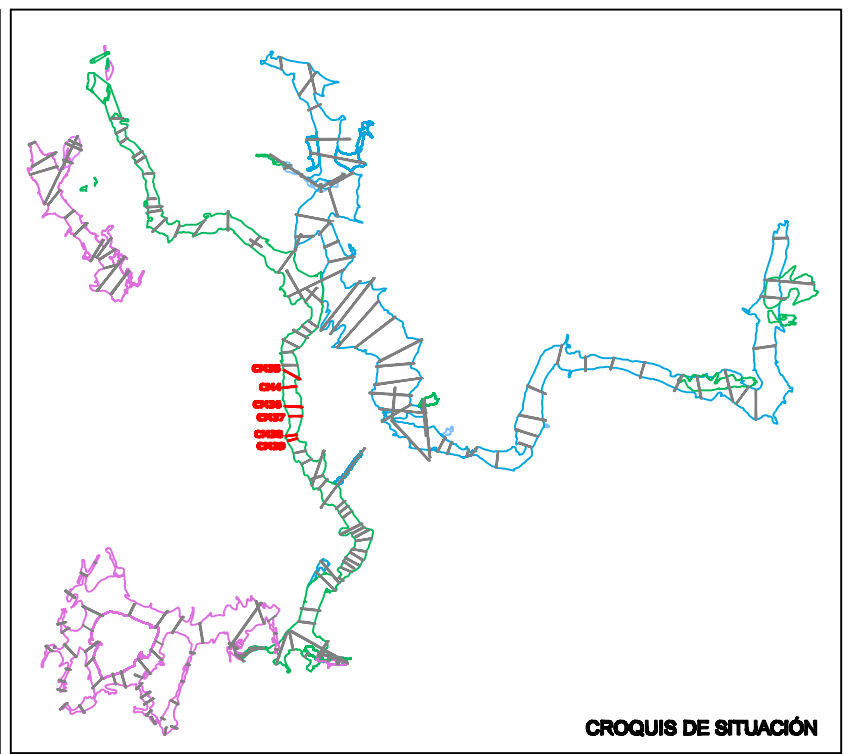
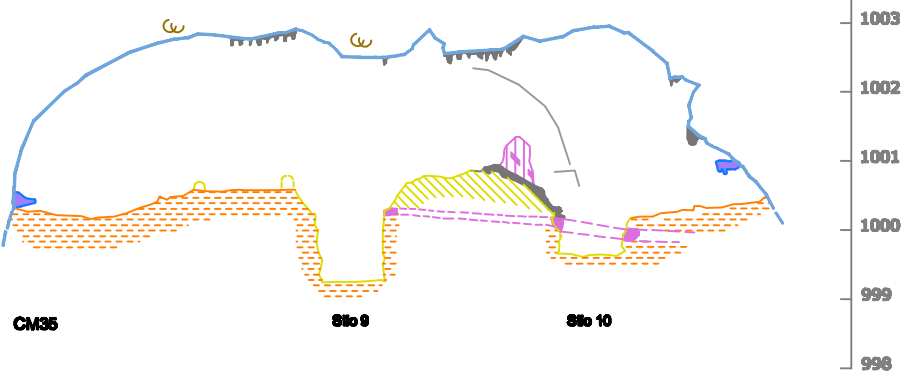
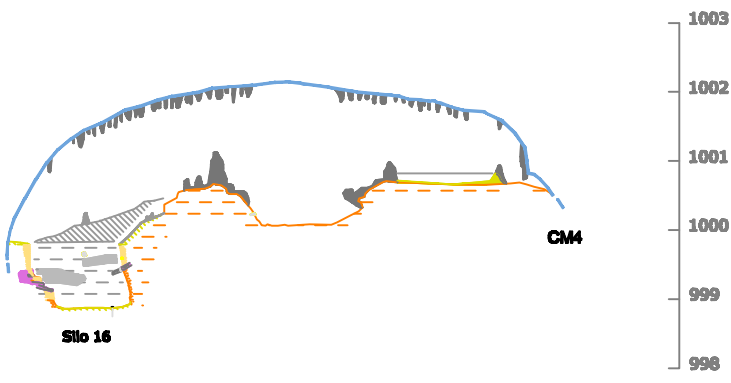
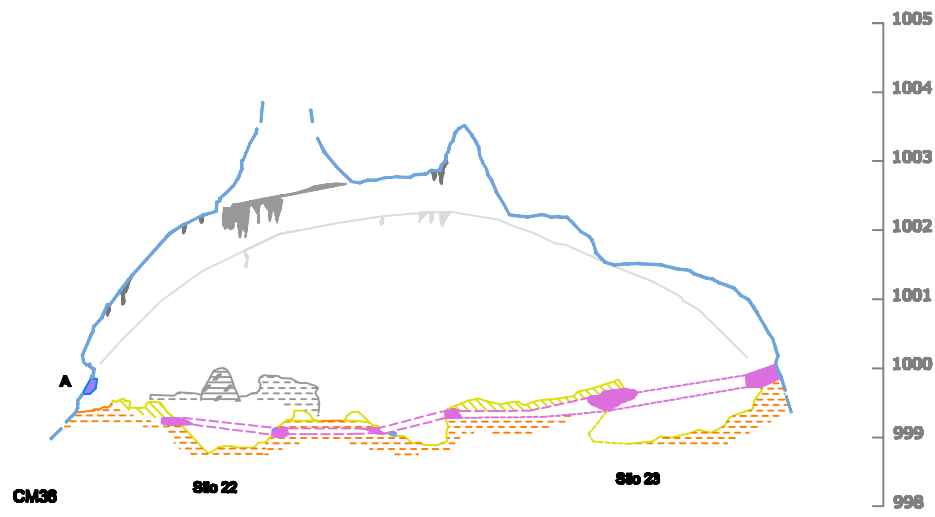
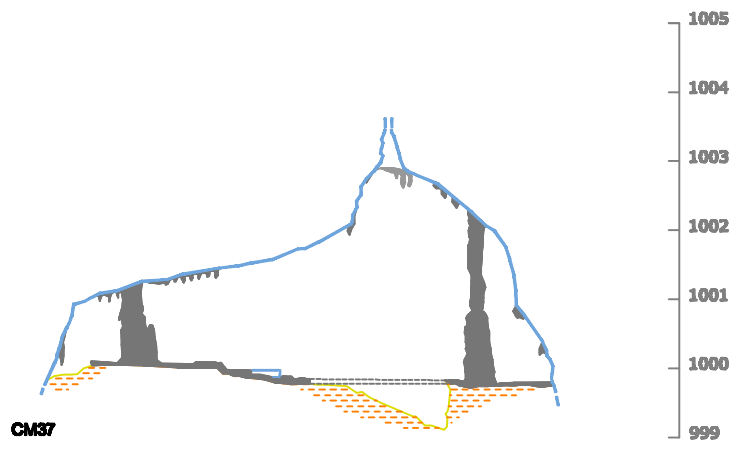
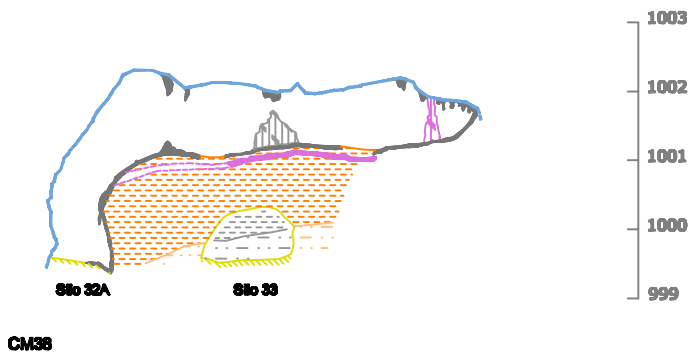
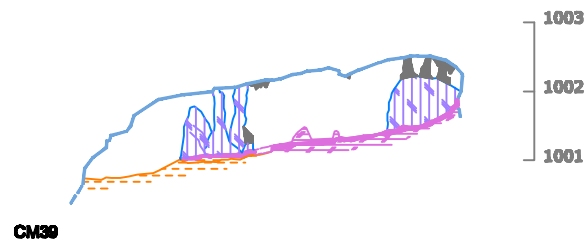
PARED CUEVA	DATACIONES
ARCILLAS (F.DE INTERIOR)	PALEOMAGNETISMO
MARGAS	CI&A
ARENAS	RESTOS ARQUEOL&GICOS
NARANJA	SILO
GRAVAS METAM&RFICAS	CER&MICA
CONCRECI&N EROSIONADA	TIZONAZOS, Y RESTOS DE CARB&N
CONCRECI&N VIEJA	GRABADOS Y PINTURAS
CONCRECI&N NUEVA	CATA O BARRENO MINERO
MURCIELAGUINA	RESTOS PALEONTOL&GICOS
POSADERAS DE MURCI&LAGO	HUESOS DE OSO
ELEMENTOS GEOL&GICOS	ZARPAZOS DE OSO
HUELLAS DE CORRIENTE	ZARPAZOS DE MURCI&LAGO
ESCARPE ROCOSO	RESTOS ANTROPOL&GICOS
N&DULOS DE S&ILEX	RESTOS HUMANOS
CA&IDA GRAVITACIONAL	SEGUNDO PLANO
SUMIDERO	TERCER PLANO



TESIS :
EVOLUCI&N GEOMORFOL&GICA DEL KARST DE LA SIERRA DE ATAPUERCA Y SU RELACI&N CON LOS YACIMIENTOS PLEISTOCENOS

CUEVA: CUEVA MAYOR **NIVEL: NIVEL 2**
GALER&A: GALER&A DEL SILO
SECCIONES: CM42-CM44

AUTOR TESIS : ANA ISABEL ORTEGA MART&NEZ		CARTOGRAF&A BASE : - Planimetr&A del karst de Turca-Cueva Mayor, 1977-2006. Escala varias. Grupo Espeleol&gico I&Ahuvel&A. I&Ahuvel&A, Diputaci&n de Burgos.
Fecha realizaci&n: Diciembre 2008	Escala : 1 : 200	
38 de 91		



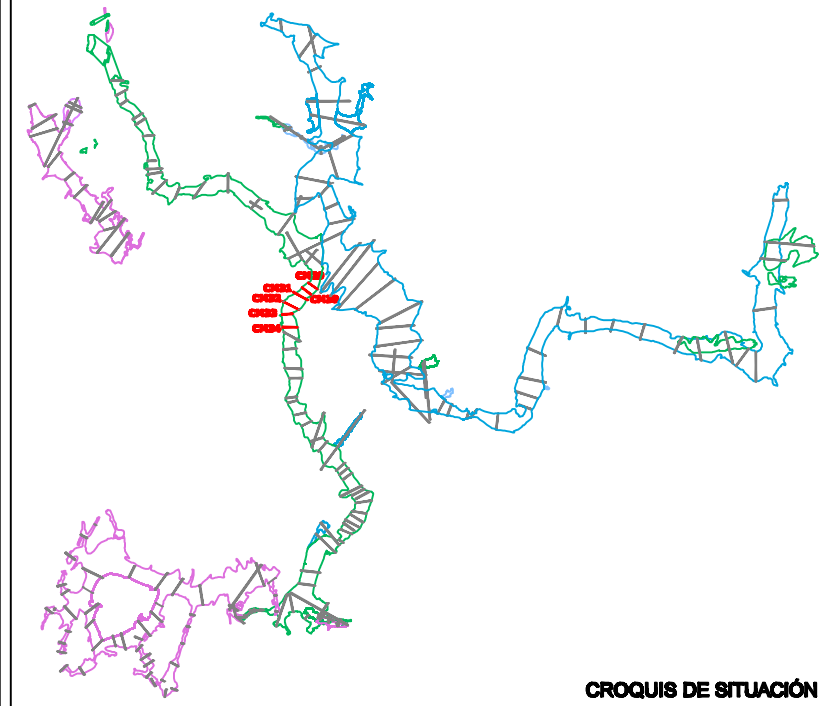
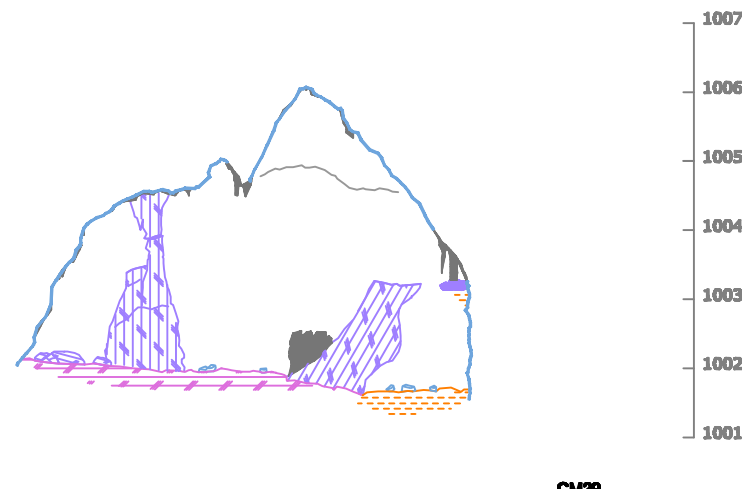
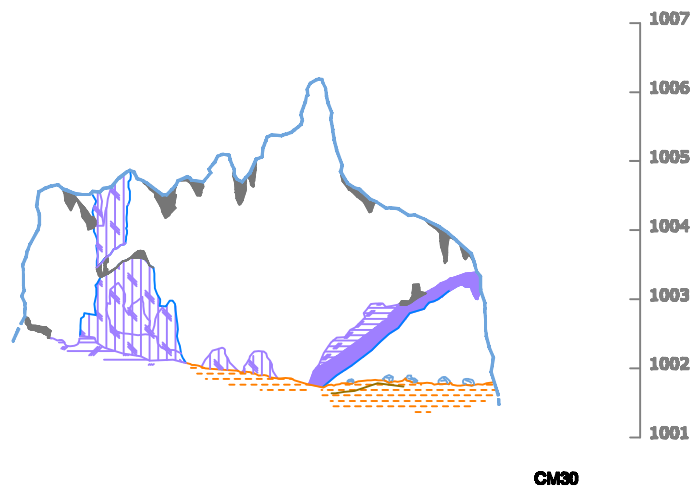
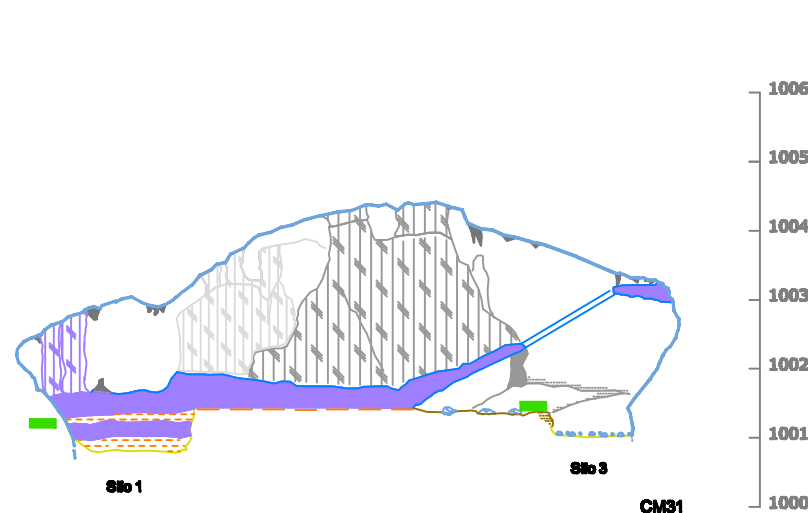
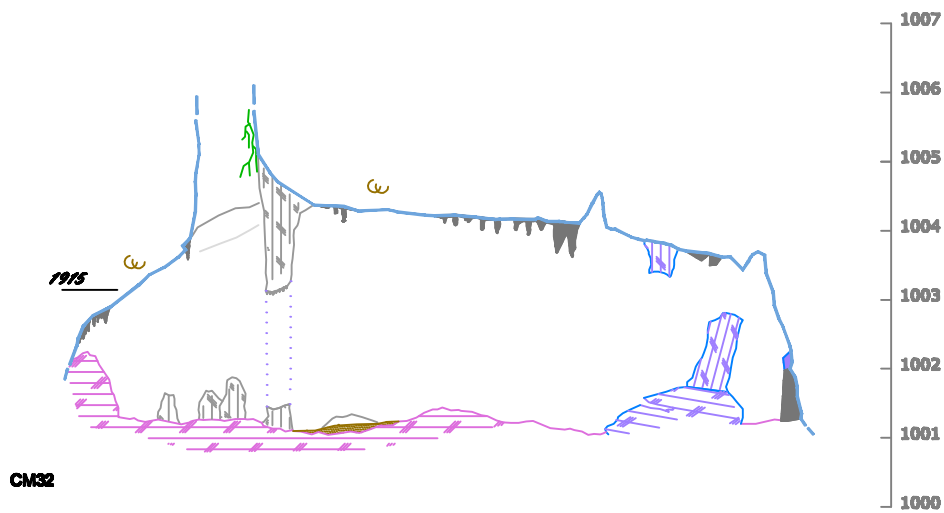
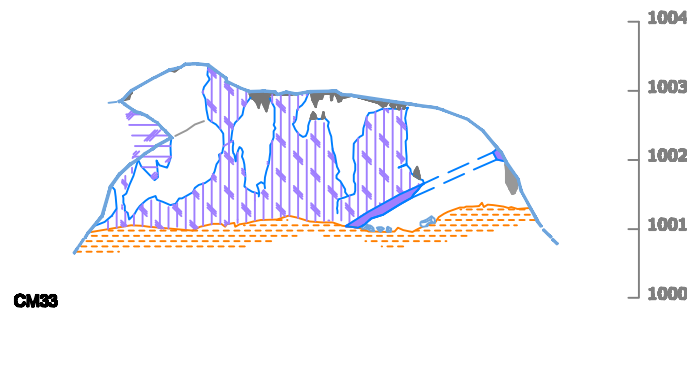
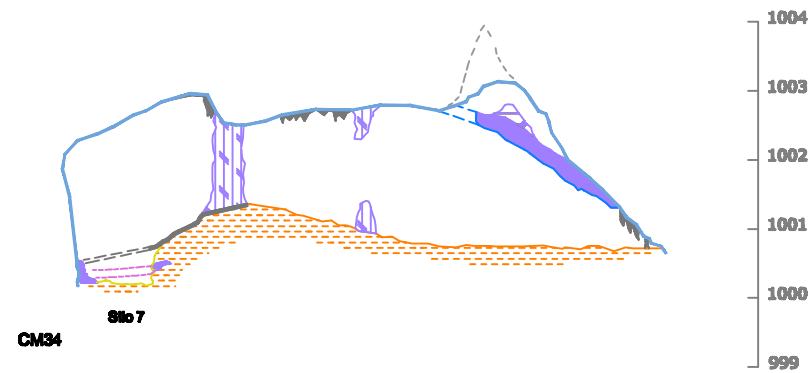
PARED CUEVA	DATACIONES
ARCILLAS (F.DE INTERIOR)	PALEOMAGNETISMO
MARGAS	CI4
ARENAS	RESTOS ARQUEOLÓGICOS
NARANJA	SILO
GRAVAS METAMÓRFICAS	CERÁMICA
CONCRECIÓN EROSIONADA	TIZONAZOS, Y RESTOS DE CARBÓN
CONCRECIÓN VIEJA	GRABADOS Y PINTURAS
CONCRECIÓN NUEVA	CATA O BARRENO MINERO
MURCIELAGUINA	RESTOS PALEONTOLÓGICOS
POSADERAS DE MURCIÉLAGO	HUESOS DE OSO
ELEMENTOS GEOLÓGICOS	ZARPAZOS DE OSO
HUELLAS DE CORRIENTE	ZARPAZOS DE MURCIÉLAGO
ESCARPE ROCOSO	RESTOS ANTROPOLÓGICOS
NÓDULOS DE SÍLEX	RESTOS HUMANOS
CAÍDA GRAVITACIONAL	SUMIDERO
VENA	SEGUNDO PLANO
TERCER PLANO	



TESIS :
EVOLUCIÓN GEOMORFOLÓGICA DEL KARST DE LA SIERRA DE ATAPUERCA Y SU RELACIÓN CON LOS YACIMIENTOS PLEISTOCENOS

CUEVA: CUEVA MAYOR **NIVEL: NIVEL 2**
GALERÍA: GALERÍA DEL SILO
SECCIONES: CM39-CM38-CM37-CM36-CM4-CM35

AUTOR TESIS : ANA ISABEL ORTEGA MARTÍNEZ		CARTOGRAFÍA BASE : - Planimetría del karst de Tucos-Cueva Mayor, 1977-2006. Escala variable. Grupo Espeleológico Euzkoak. Ezkera, Diputación de Burgos.
Fecha realización: Diciembre 2008	Escala : 1 : 100	
39 de 91		



PARED CUEVA	DATACIONES
ARCILLAS (F.DE INTERIOR)	PALEOMAGNETISMO
MARGAS	CI&A
ARENAS	RESTOS ARQUEOL&GICOS
NARANJA	SILO
GRAVAS METAM&RFICAS	CER&MICA
CONCRECI&N EROSIONADA	TIZONAZOS, Y RESTOS DE CARB&N
CONCRECI&N VIEJA	GRABADOS Y PINTURAS
CONCRECI&N NUEVA	CATA O BARRENO MINERO
MURCIELAGUINA	RESTOS PALEONTOL&GICOS
POSADERAS DE MURCI&LAGO	HUESOS DE OSO
ELEMENTOS GEOL&GICOS	ZARPAZOS DE OSO
HUELLAS DE CORRIENTE	ZARPAZOS DE MURCI&LAGO
ESCARPE ROCOSO	RESTOS ANTROPOL&GICOS
N&DULOS DE S&ILEX	RESTOS HUMANOS
CA&IDA GRAVITACIONAL	SUMIDERO
VENA	SEGUNDO PLANO
TERCER PLANO	

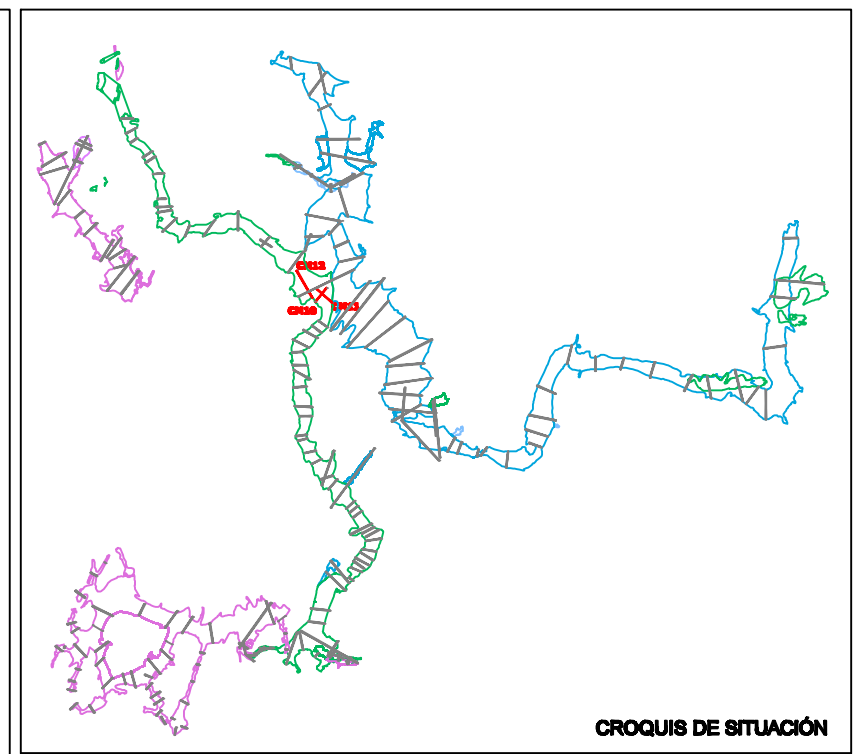
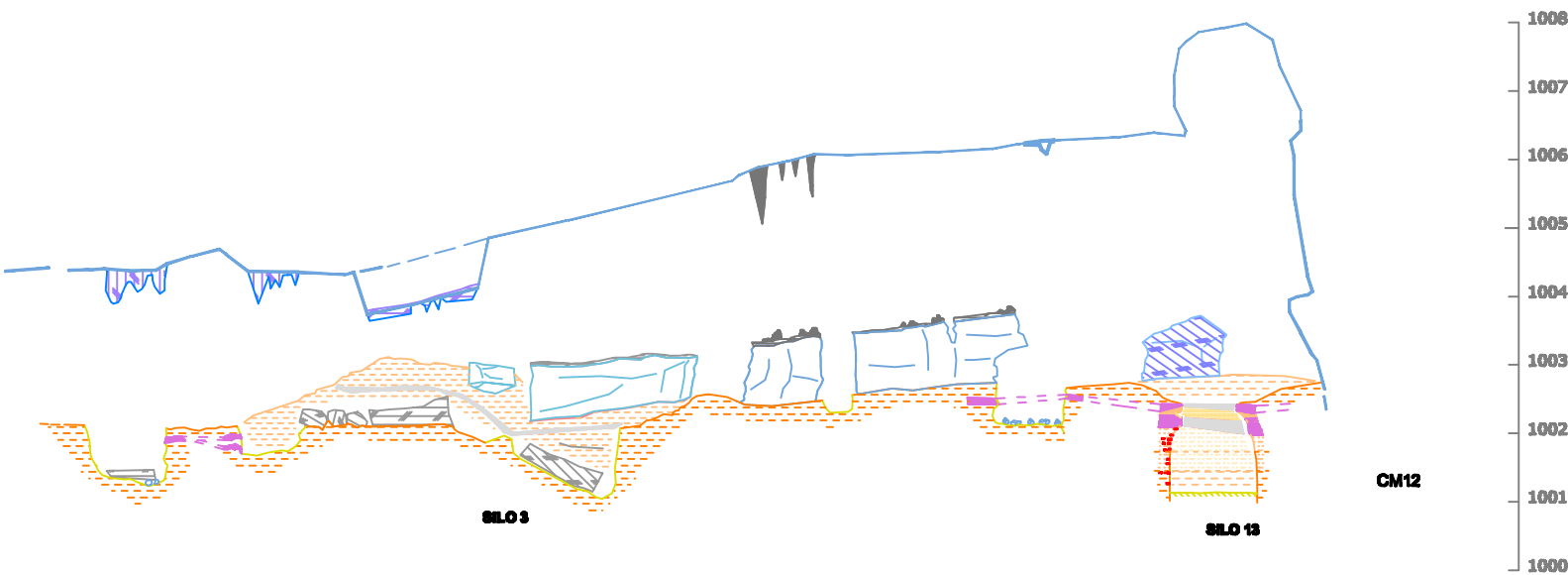
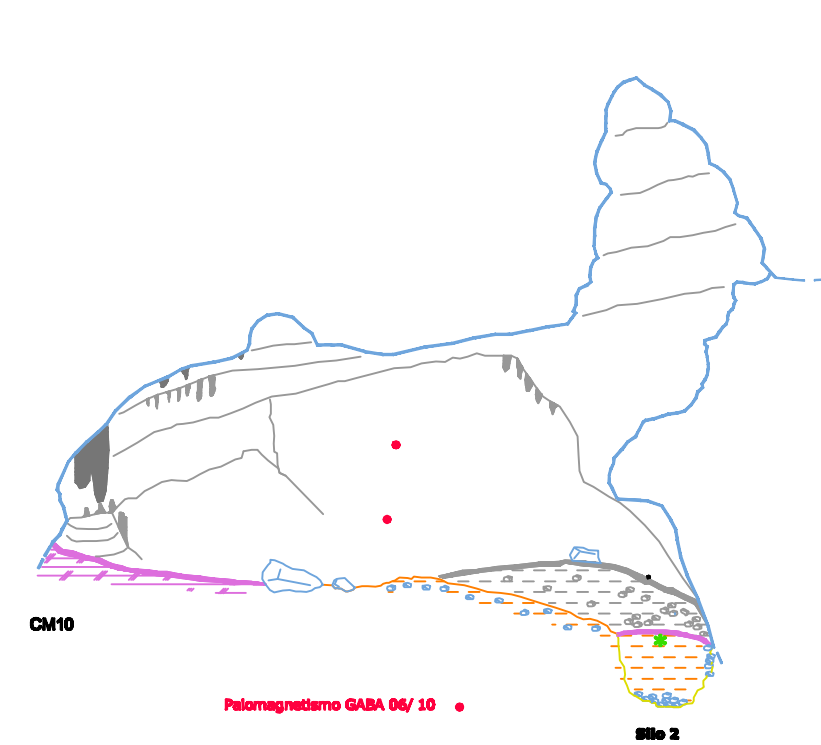
Altitudes referidas al nivel medio del mar en Alicante.



TESIS :
EVOLUCI&N GEOMORFOL&GICA DEL KARST DE LA SIERRA DE ATAPUERCA Y SU RELACI&N CON LOS YACIMIENTOS PLEISTOCENOS

CUEVA: CUEVA MAYOR **NIVEL: NIVEL 2**
GALER&A: GALER&A DEL SILO
SECCIONES: CM34-CM33-CM32-CM31-CM30-CM29

AUTOR TESIS : ANA ISABEL ORTEGA MART&NEZ		CARTOGRAF&A BASE : - Planimetr&A del karst de Turca-Cueva Mayor, 1977-2006. Escala variable. Grupo Espeleol&gico I&Ahuvelin. I&Ahuvelin, Diputaci&n de Burgos.
Fecha realizaci&n: Diciembre 2008	Escala : 1 : 100	
40 de 91		



PARED CUEVA	DATACIONES
ARCILLAS (F.DE INTERIOR)	PALEOMAGNETISMO
MARGAS	CIÚ
ARENAS	RESTOS ARQUEOLÓGICOS
NARANJA	SILO
GRAVAS METAMÓRFICAS	CERÁMICA
CONCRECIÓN EROSIONADA	TIZONAZOS, Y RESTOS DE CARBÓN
CONCRECIÓN VIEJA	GRABADOS Y PINTURAS
CONCRECIÓN NUEVA	CATA O BARRENO MINERO
MURCIELAGUINA	RESTOS PALEONTOLÓGICOS
POSADERAS DE MURCIÉLAGO	HUESOS DE OSO
ELEMENTOS GEOLÓGICOS	ZARPAZOS DE OSO
HUELLAS DE CORRIENTE	ZARPAZOS DE MURCIÉLAGO
ESCARPE ROCOSO	RESTOS ANTROPOLÓGICOS
NÓDULOS DE SÍLEX	RESTOS HUMANOS
CAÍDA GRAVITACIONAL	SEGUNDO PLANO
SUMIDERO	TERCER PLANO
VENA	



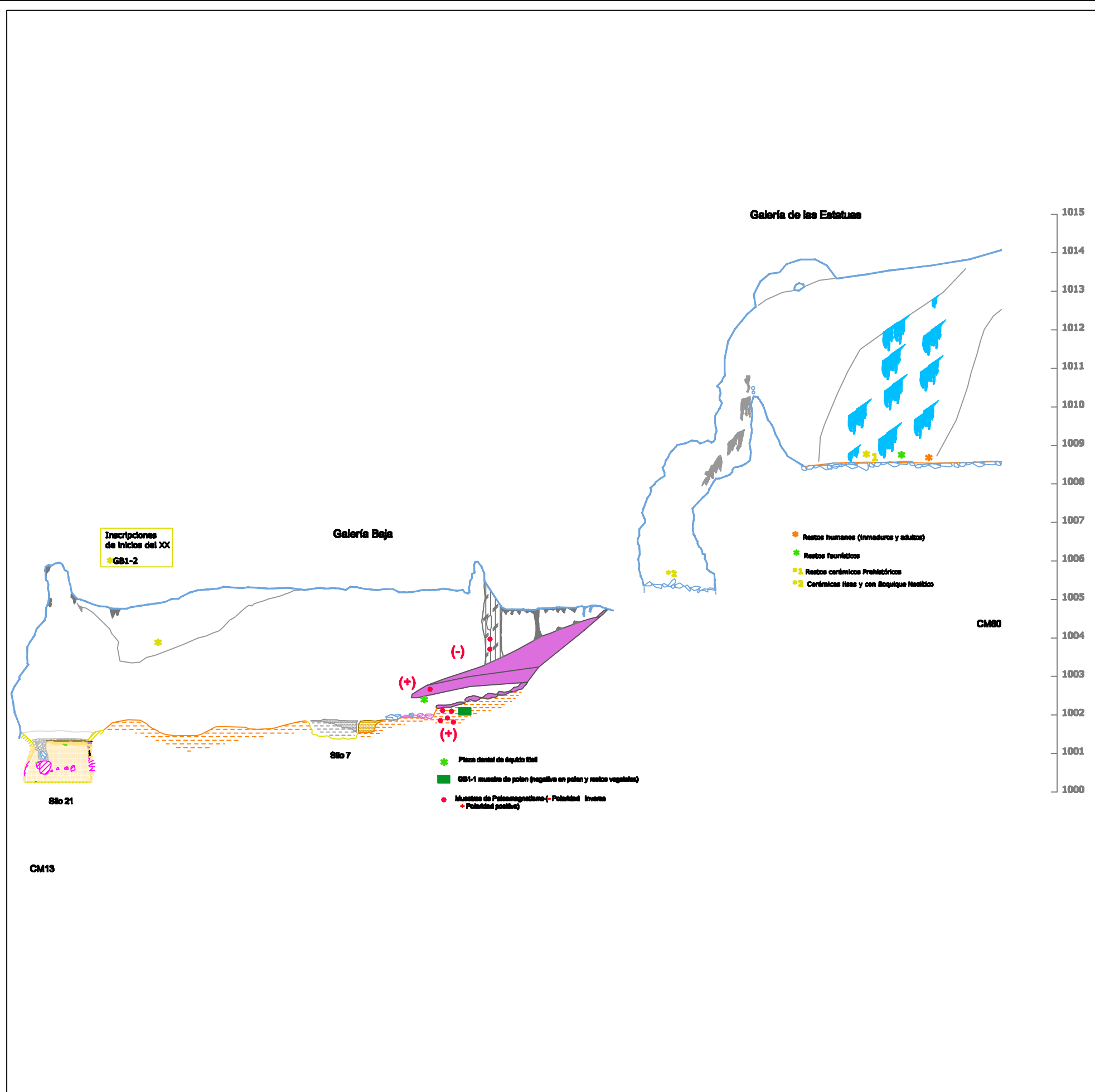
TESIS :
EVOLUCIÓN GEOMORFOLÓGICA DEL KARST DE LA SIERRA DE ATAPUERCA Y SU RELACIÓN CON LOS YACIMIENTOS PLEISTOCENOS

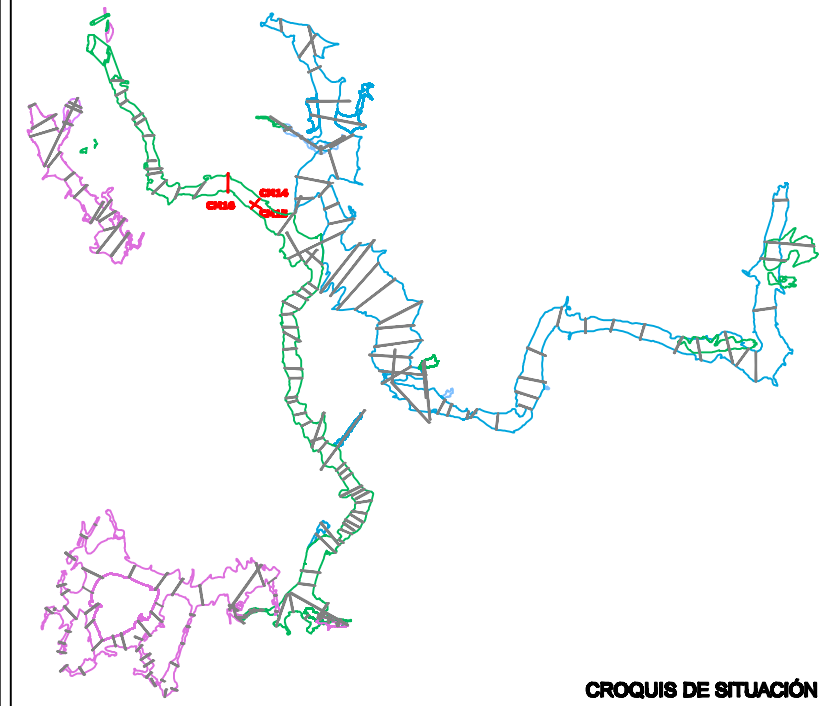
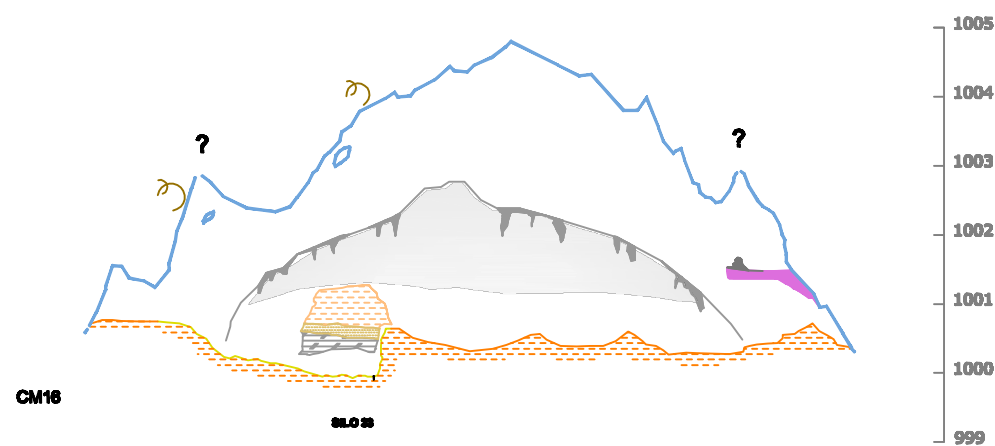
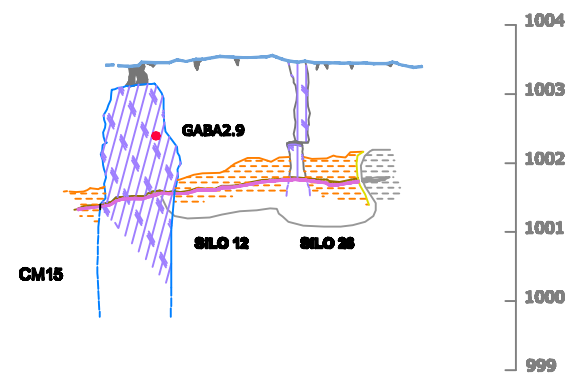
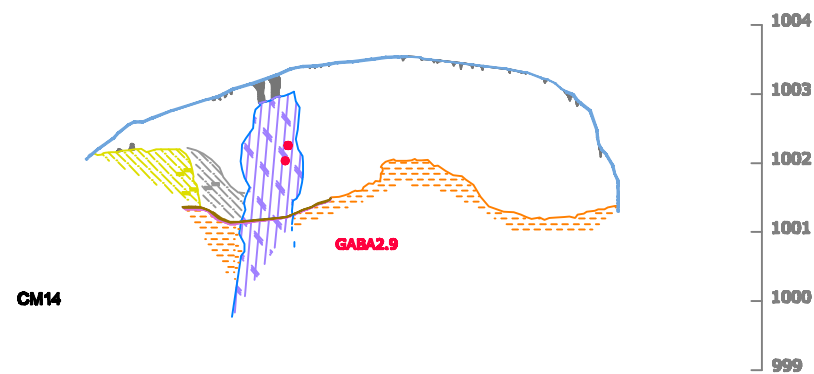
CUEVA: CUEVA MAYOR **NIVEL: NIVEL 2**
GALERÍA: GALERÍA BAJA
SECCIONES: CM10-CM11-CM12

AUTOR TESIS :
ANA ISABEL ORTEGA MARTÍNEZ

Fecha realizaciÓn: Diciembre 2008 **Escala :** 1 : 100 **41 de 91**

CARTOGRAFÍA BASE :
 - PlanimetrÍa del karst de TucucÓ-Cueva Mayor, 1977-2006. Escala variable
 Grupo EspeleolÓgico IbaÓndola.
 IbaÓndola, DiputaciÓn de Burgos.





PARED CUEVA	DATACIONES
ARCILLAS (F.DE INTERIOR)	PALEOMAGNETISMO
MARGAS	CI&A
ARENAS	RESTOS ARQUEOL&GICOS
NARANJA	SILO
GRAVAS METAM&RFICAS	CER&MICA
CONCRECI&N EROSIONADA	TIZONAZOS, Y RESTOS DE CARB&N
CONCRECI&N VIEJA	GRABADOS Y PINTURAS
CONCRECI&N NUEVA	CATA O BARRENO MINERO
MURCI&LAGUINA	RESTOS PALEONTOL&GICOS
POSADERAS DE MURCI&LAGO	HUESOS DE OSO
ELEMENTOS GEOL&GICOS	ZARPAZOS DE OSO
HUELLAS DE CORRIENTE	ZARPAZOS DE MURCI&LAGO
ESCARPE ROCOSO	RESTOS ANTROPOL&GICOS
N&DULOS DE S&ILEX	RESTOS HUMANOS
CA&IDA GRAVITACIONAL	SUMIDERO
VENA	SEGUNDO PLANO
CA&IDA GRAVITACIONAL	TERCER PLANO

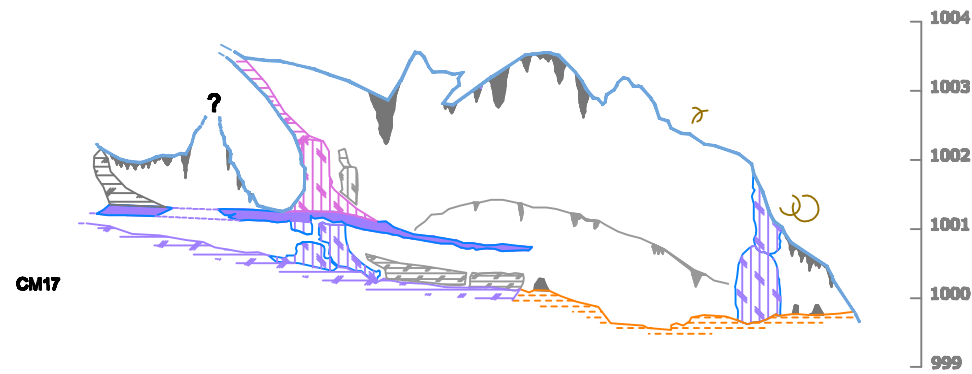
Altitudes referidas al nivel medio del mar en Alicante.



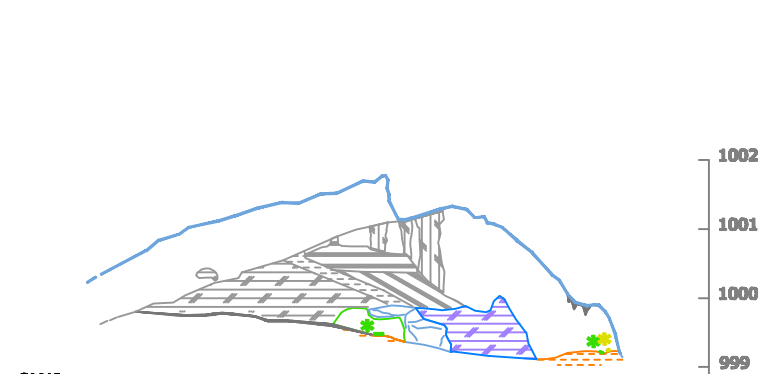
TESIS :
EVOLUCI&N GEOMORFOL&GICA DEL KARST DE LA SIERRA DE ATAPUERCA Y SU RELACI&N CON LOS YACIMIENTOS PLEISTOCENOS

CUEVA: CUEVA MAYOR **NIVEL: NIVEL 2**
GALER&A: GALER&A BAJA
SECCIONES: CM14-CM15-CM16

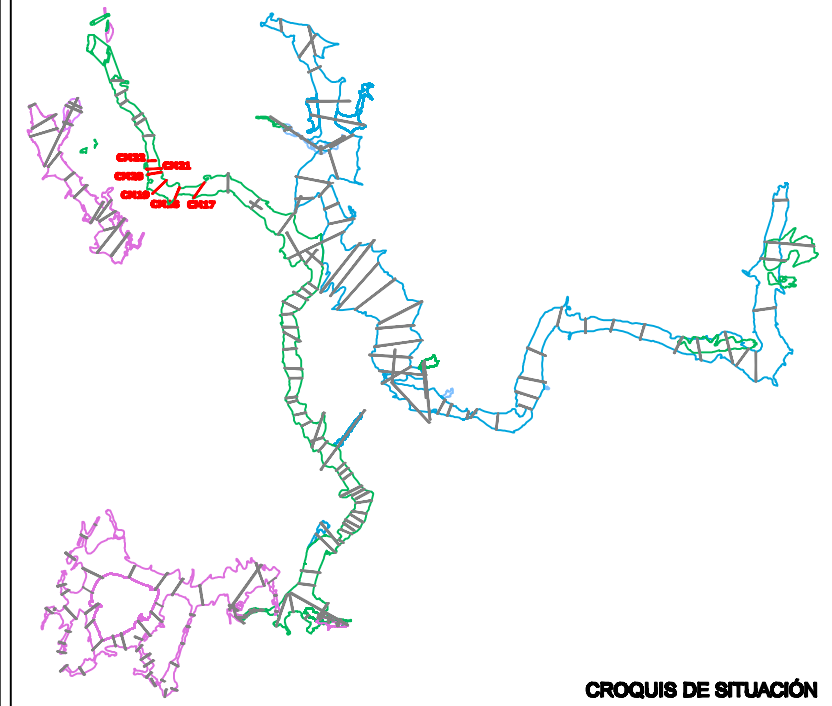
AUTOR TESIS : ANA ISABEL ORTEGA MART&NEZ		CARTOGRAF&A BASE : - Planimetr&A del karst de Turca-Cueva Mayor, 1977-2006. Escala variable. Grupo Espeleol&gico I&Ahuvel&A. I&Ahuvel&A, Diputaci&n de Burgos.
Fecha realizaci&n: Diciembre 2008	Escala : 1 : 100	
43 de 91		



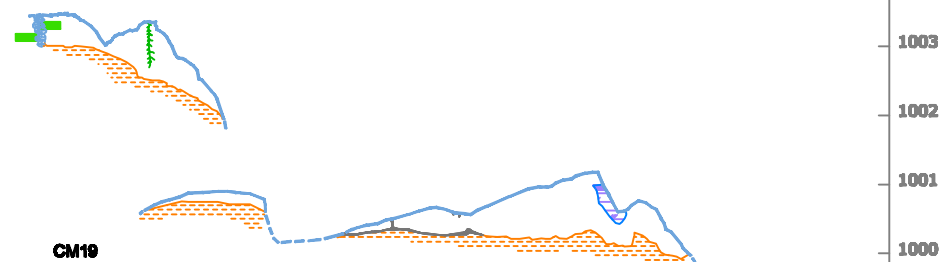
CM17



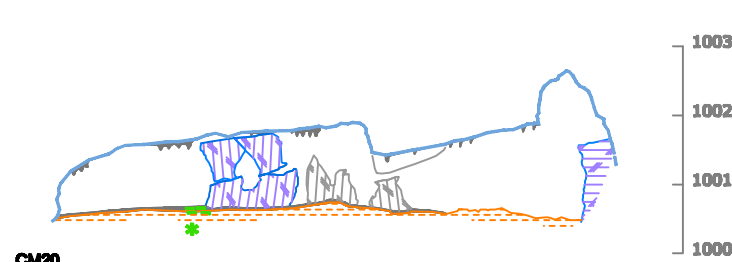
CM18



CROQUIS DE SITUACIÓN



CM19

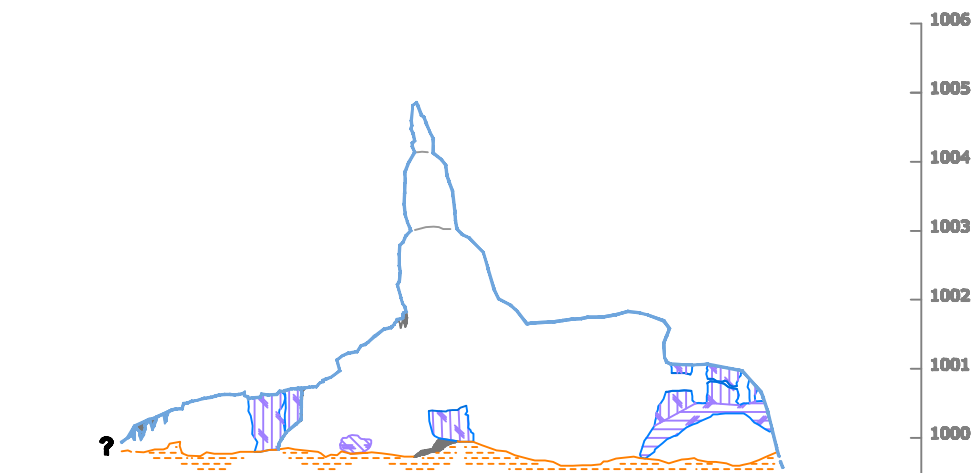


CM20

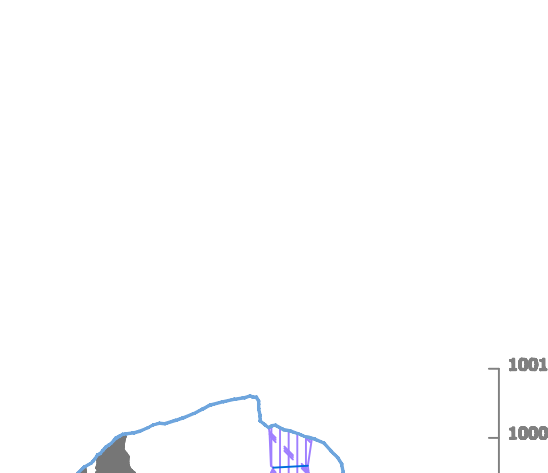


LEYENDA

Altitudes referidas al nivel medio del mar en Alicante.



CM21

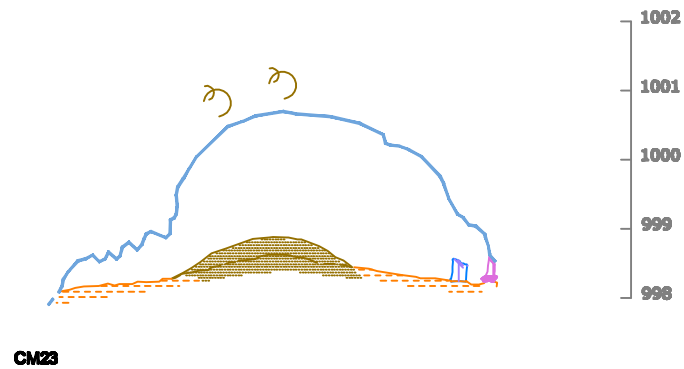


CM22

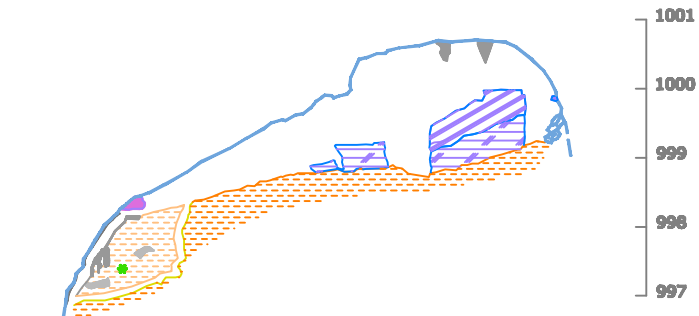
TESIS :
EVOLUCIÓN GEOMORFOLÓGICA DEL KARST DE LA SIERRA DE ATAPUERCA Y SU RELACIÓN CON LOS YACIMIENTOS PLEISTOCENOS

CUEVA: CUEVA MAYOR **NIVEL: NIVEL 2**
GALERÍA: GALERÍA BAJA
SECCIONES: CM17-CM18-CM19-CM20-CM21-CM22

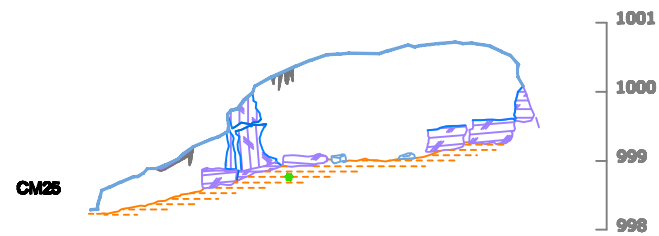
AUTOR TESIS : ANA ISABEL ORTEGA MARTÍNEZ		CARTOGRAFÍA BASE :
Fecha realización: Diciembre 2008	Escala : 1 : 100	- Planimetría del karst de Turca-Cueva Mayor. 1977-2006. Escala variable. Grupo Espeleológico Ibañeta. Ibañeta, Diputación de Burgos.
		44 de 91



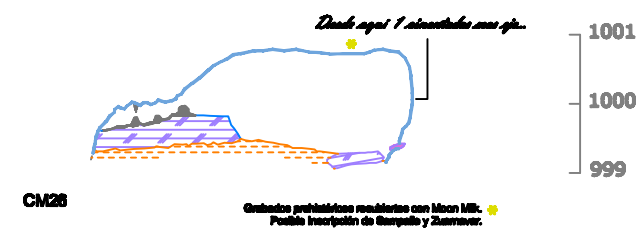
CM23



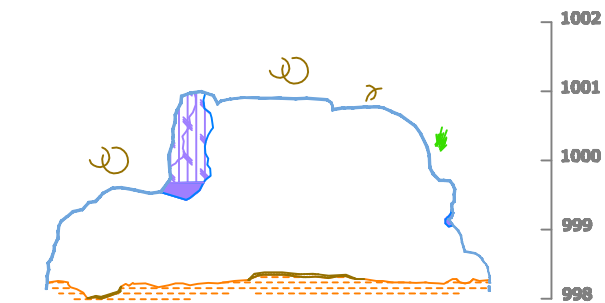
CM24



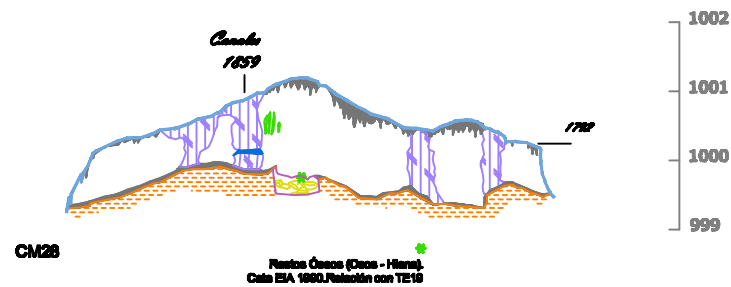
CM25



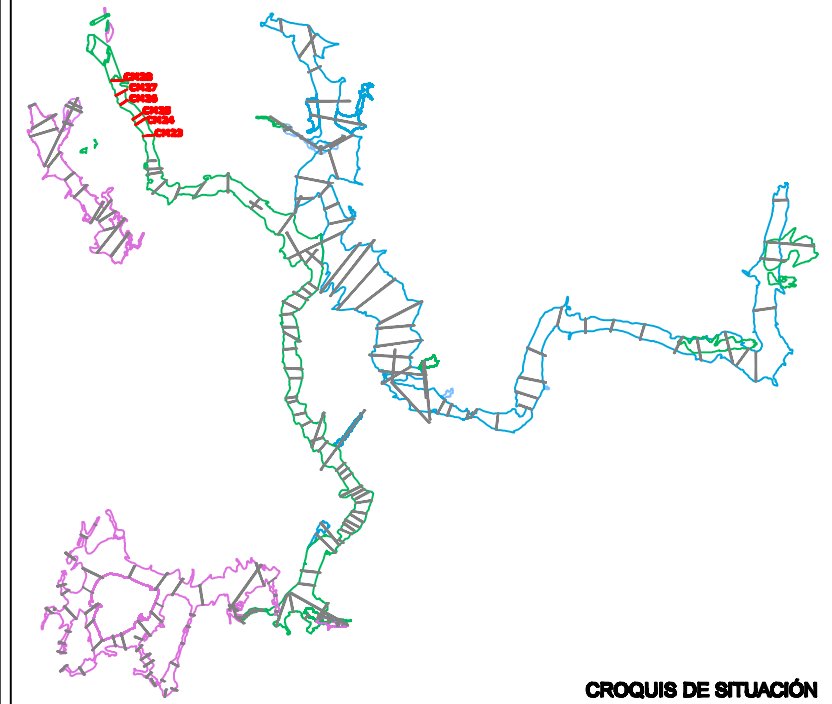
CM26



CM27



CM28



CROQUIS DE SITUACIÓN

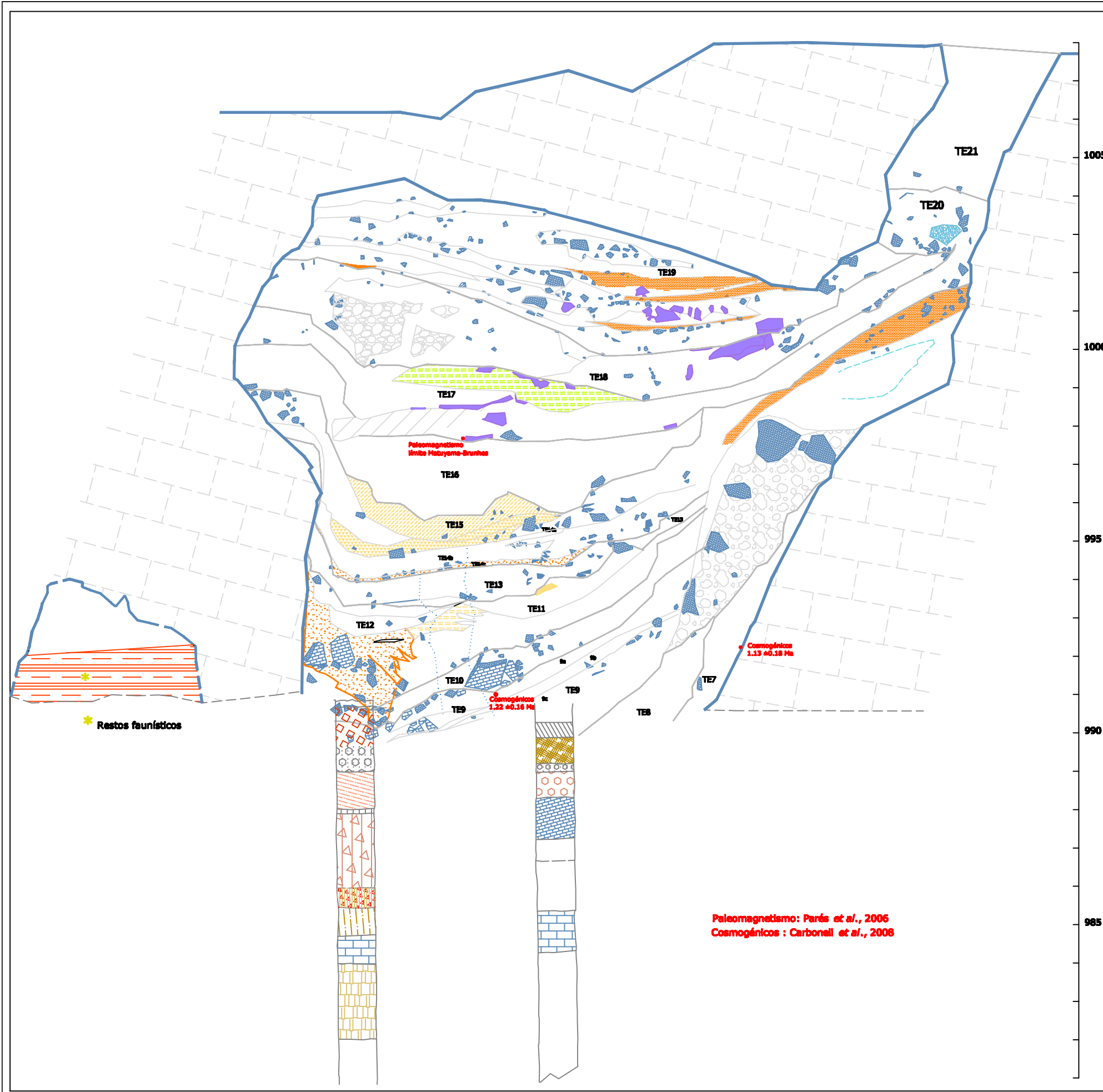
PARED CUEVA	DATACIONES
ARCILLAS (F.DE INTERIOR)	PALEOMAGNETISMO
MARGAS	CI&A
ARENAS	RESTOS ARQUEOL&GICOS
NARANJA	SILO
GRAVAS METAM&RFICAS	CER&MICA
CONCRECI&N EROSIONADA	TIZONAZOS, Y RESTOS DE CARB&N
CONCRECI&N VIEJA	GRABADOS Y PINTURAS
CONCRECI&N NUEVA	CATA O BARRENO MINERO
MURCI&LAGUINA	RESTOS PALEONTOL&GICOS
POSADERAS DE MURCI&LAGO	HUESOS DE OSO
ELEMENTOS GEOL&GICOS	ZARPAZOS DE OSO
HUELLAS DE CORRIENTE	ZARPAZOS DE MURCI&LAGO
ESCARPE ROCOSO	RESTOS ANTROPOL&GICOS
N&DULOS DE S&ILEX	RESTOS HUMANOS
CA&IDA GRAVITACIONAL	SUMIDERO
VENA	SEGUNDO PLANO
TERCER PLANO	



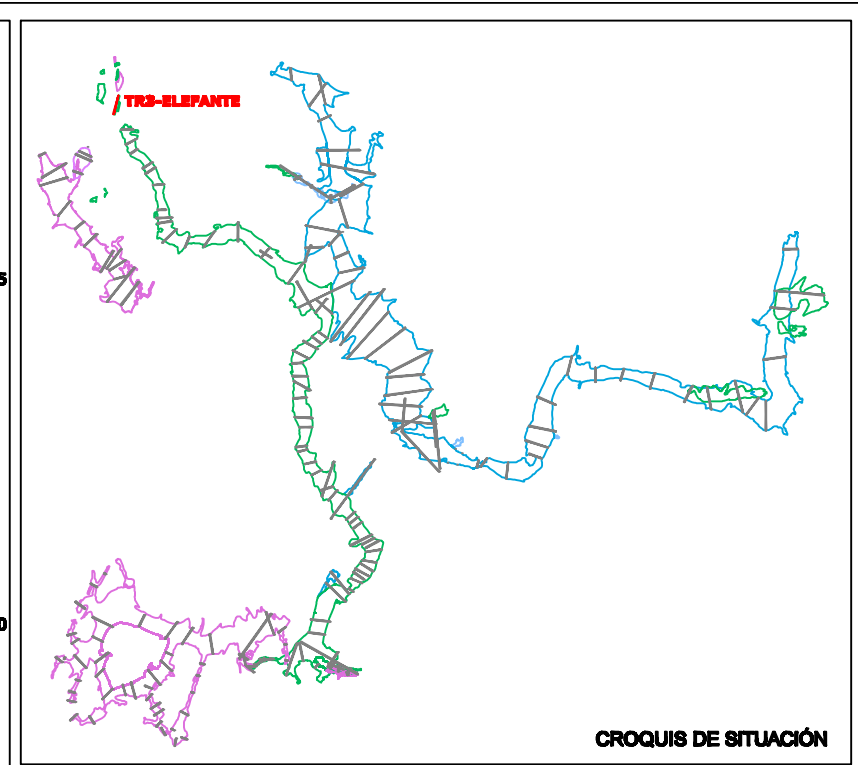
TESIS :
EVOLUCI&N GEOMORFOL&GICA DEL KARST DE LA SIERRA DE ATAPUERCA Y SU RELACI&N CON LOS YACIMIENTOS PLEISTOCENOS

CUEVA: CUEVA MAYOR **NIVEL: NIVEL 2**
GALER&A: GALER&A BAJA
SECCIONES: CM23-CM24-CM25-CM26-CM27-CM28

AUTOR TESIS : ANA ISABEL ORTEGA MART&NEZ		CARTOGRAF&A BASE : - Planimetr&A del karst de Turca-Cueva Mayor. 1977-2006. Escala variable. Grupo Espeleol&gico I&Ahuvelin. I&Ahuvelin, Diputaci&n de Burgos.
Fecha realizaci&n: Diciembre 2008	Escala : 1 : 100	
45 de 91		



Paleomagnetismo: Parés *et al.*, 2006
 Cosmogénicos: Carbonell *et al.*, 2008



LEYENDA

— PARED CUEVA	• DATACIONES
— ARCILLAS (F.DE INTERIOR)	* PALEOMAGNETISMO
— MARGAS	* C14
— ARENAS	• RESTOS ARQUEOLÓGICOS
— NARANJA	○ SILO
— GRAVAS METAMÓRFICAS	○ CERÁMICA
— CONCRECIÓN EROSIONADA	— TIZONAZOS, Y RESTOS DE CARBÓN
— CONCRECIÓN VIEJA	— GRABADOS Y PINTURAS
— CONCRECIÓN NUEVA	— CATA O BARRENO MINERO
— MURCIELAGUINA	• RESTOS PALEONTOLÓGICOS
— POSADERAS DE MURCIÉLAGO	— HUESOS DE OSO
— ELEMENTOS GEOLÓGICOS	— ZARPAZOS DE OSO
— HUELLAS DE CORRIENTE	— ZARPAZOS DE MURCIÉLAGO
— ESCARPE ROCOSO	• RESTOS ANTROPOLÓGICOS
— NÓDULOS DE SÍLEX	— RESTOS HUMANOS
— CAÍDA GRAVITACIONAL	— VENA
	— SEGUNDO PLANO
	— TERCER PLANO

Altitudes referidas al nivel medio del mar en Alicante.

ESCALA GRÁFICA

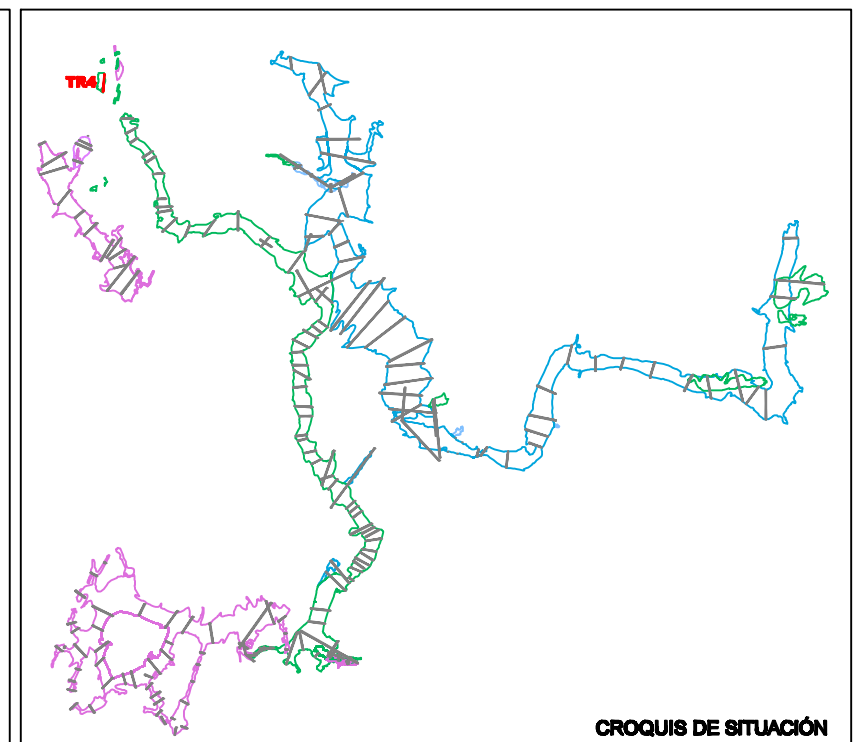
TESIS :
EVOLUCIÓN GEOMORFOLÓGICA DEL KARST DE LA SIERRA DE ATAPUERCA Y SU RELACIÓN CON LOS YACIMIENTOS PLEISTOCENOS

TRINCHERA DEL FERROCARRIL **NIVEL: NIVEL 2**

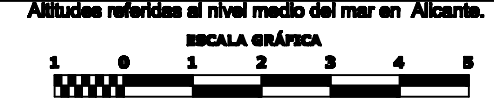
GALERÍA: GALERÍA BAJA

RELLENO: TR3-ELEFANTE

AUTOR TESIS : ANA ISABEL ORTEGA MARTÍNEZ		CARTOGRAFÍA BASE : FECHA: Julio 2005 - Levantamiento topográfico. Relieve de Trinchera
Fecha realización: Diciembre 2008	Escala : 1 : 100	46 de 91 Julio 2008. Escala 1:800 A. Pérez-González, R. Huguet, R. Pérez.



- LEYENDA**
- | | |
|----------------------------|---------------------------------|
| — PARED CUEVA | • DATACIONES |
| — ARCILLAS (F.DE INTERIOR) | * PALEOMAGNETISMO |
| — MARGAS | * CI4 |
| — ARENAS | • RESTOS ARQUEOLÓGICOS |
| — NARANJA | ○ SILO |
| — GRAVAS METAMÓRFICAS | ○ CERÁMICA |
| — CONCRECIÓN EROSIONADA | — TIZONAZOS, Y RESTOS DE CARBÓN |
| — CONCRECIÓN VIEJA | — GRAVADOS Y PINTURAS |
| — CONCRECIÓN NUEVA | — CATA O BARRENO MINERO |
| — MURCIELAGUINA | • RESTOS PALEONTOLÓGICOS |
| — POSADERAS DE MURCIÉLAGO | — HUESOS DE OSO |
| — ELEMENTOS GEOLÓGICOS | — ZARPAZOS DE OSO |
| — HUELLAS DE CORRIENTE | — ZARPAZOS DE MURCIÉLAGO |
| — ESCARPE ROCOSO | • RESTOS ANTROPOLÓGICOS |
| — NÓDULOS DE SÍLEX | — RESTOS HUMANOS |
| — CAÍDA GRAVITACIONAL | — VENA |
| | — SEGUNDO PLANO |
| | — TERCER PLANO |

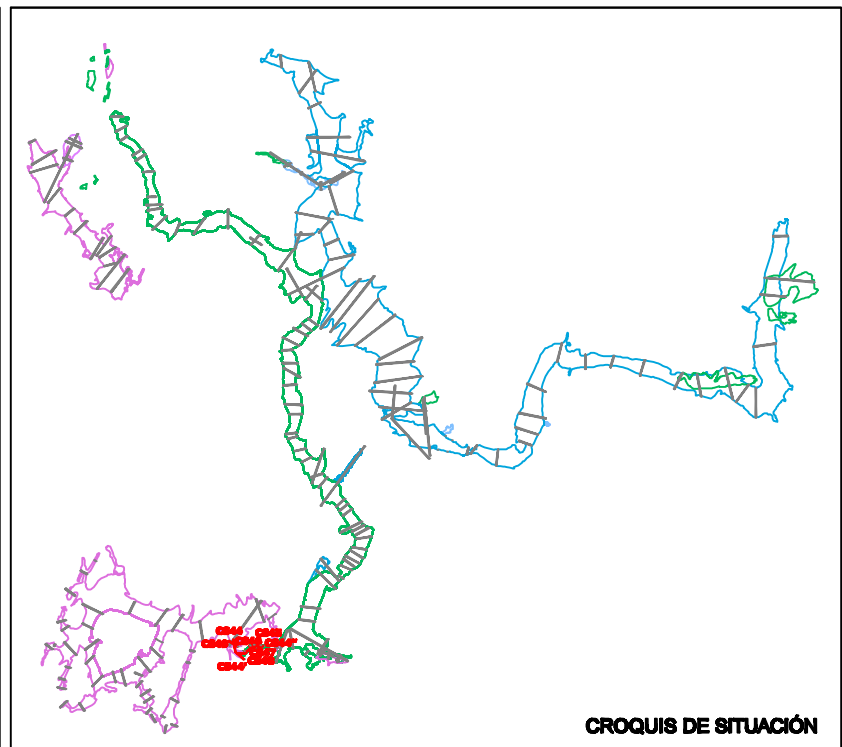
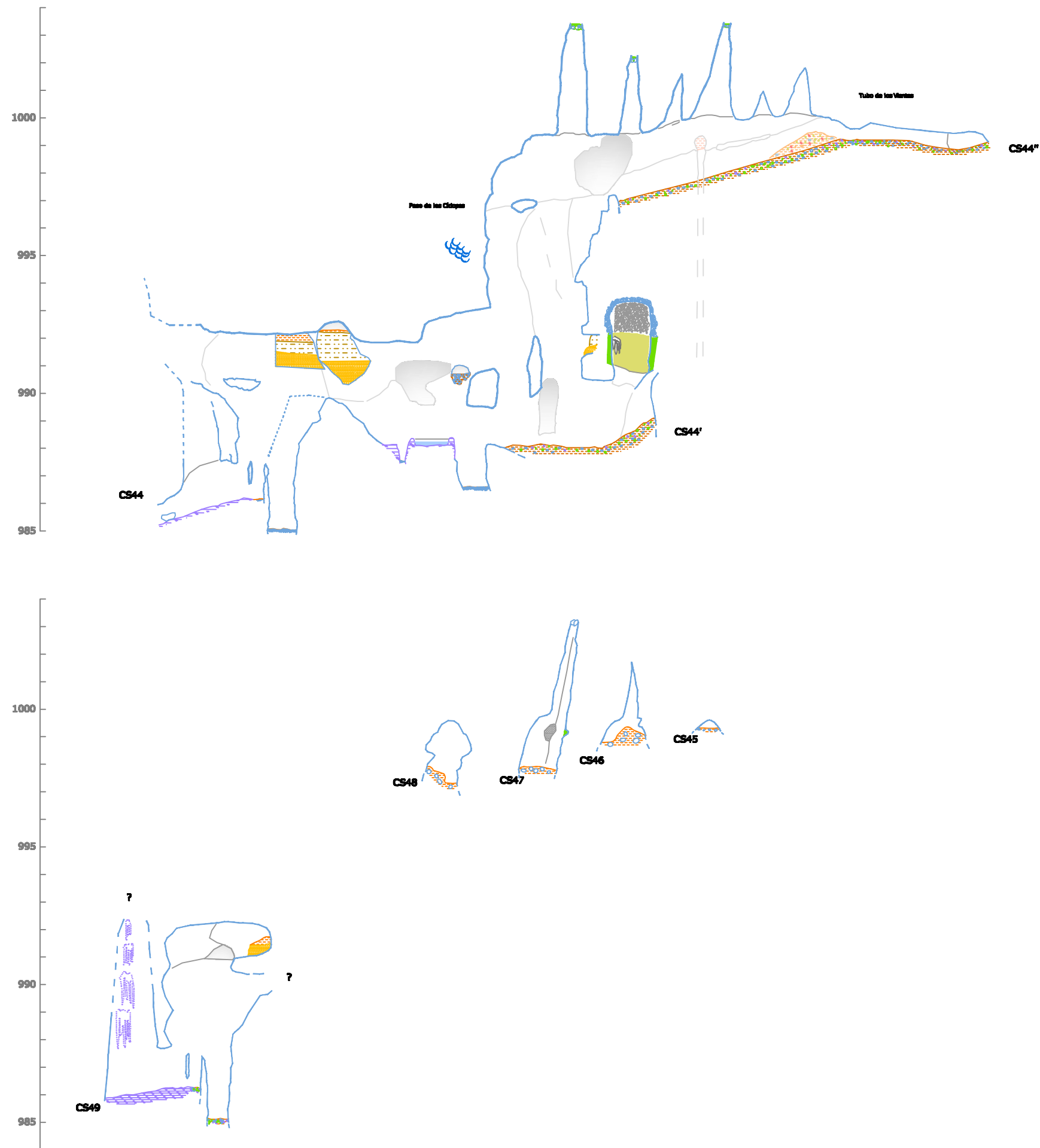


TESIS :
EVOLUCIÓN GEOMORFOLÓGICA DEL KARST DE LA SIERRA DE ATAPUERCA Y SU RELACIÓN CON LOS YACIMIENTOS PLEISTOCENOS

TRINCHERA DEL FERROCARRIL NIVEL: NIVEL 2

RELLENO: TR4/BU-IV-A-8

AUTOR TESIS : ANA ISABEL ORTEGA MARTÍNEZ		CARTOGRAFÍA BASE : FECHA: Julio 2008 - Levantamiento topográfico. Relieve de Trinchera
Fecha realización: Diciembre 2008	Escala : 1 : 100	47 de 91 Julio 2008. Escala 1:800 A. Pérez-González, R.Pérez, A.L. Ortega.



PARED CUEVA	DATACIONES
ARCILLAS (F.DE INTERIOR)	PALEOMAGNETISMO
MARGAS	CI4
ARENAS	RESTOS ARQUEOLÓGICOS
NARANJA	SILO
GRAVAS METAMÓRFICAS	CERÁMICA
CONCRECIÓN EROSIONADA	TIZONAZOS, Y RESTOS DE CARBÓN
CONCRECIÓN VIEJA	GRABADOS Y PINTURAS
CONCRECIÓN NUEVA	CATA O BARRENO MINERO
MURCIELAGUINA	RESTOS PALEONTOLÓGICOS
POSADERAS DE MURCIÉLAGO	HUESOS DE OSO
ELEMENTOS GEOLÓGICOS	ZARPAZOS DE OSO
HUELLAS DE CORRIENTE	ZARPAZOS DE MURCIÉLAGO
ESCARPE ROCOSO	RESTOS ANTROPOLÓGICOS
NÓDULOS DE SÍLEX	RESTOS HUMANOS
CAÍDA GRAVITACIONAL	SEGUNDO PLANO
VENA	TERCER PLANO

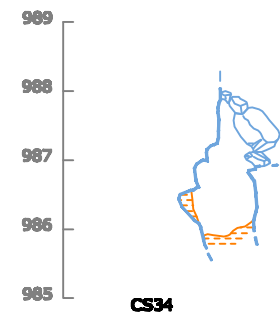
Altitudes referidas al nivel medio del mar en Alcantá.



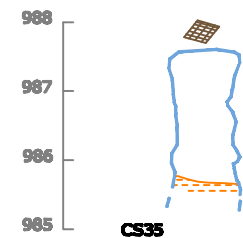
TESIS :
EVOLUCIÓN GEOMORFOLÓGICA DEL KARST DE LA SIERRA DE ATAPUERCA Y SU RELACIÓN CON LOS YACIMIENTOS PLEISTOCENOS

CUEVA: CUEVA DEL SILO **NIVEL: NIVEL 2 y NIVEL 3**
GALERÍA: PASO DE LOS CÍCLOPES Y TUBO DE LOS VIENTOS
SECCIONES: CS44-CS45-CS46-CS47-CS48-CS49

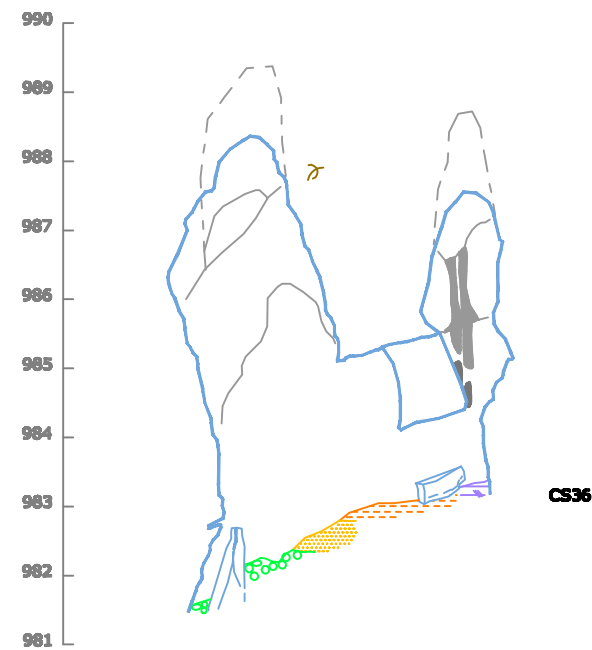
AUTOR TESIS : ANA ISABEL ORTEGA MARTÍNEZ		CARTOGRAFÍA BASE :
Fecha realización: Mayo 2008	Escala : 1 : 150	- Planimetría del karst de Turca-Cueva Mayor. 1977-2006. Escala variable. Grupo Espeleológico Ibañeta. Ezcaray, Diputación de Burgos.
		48 de 91



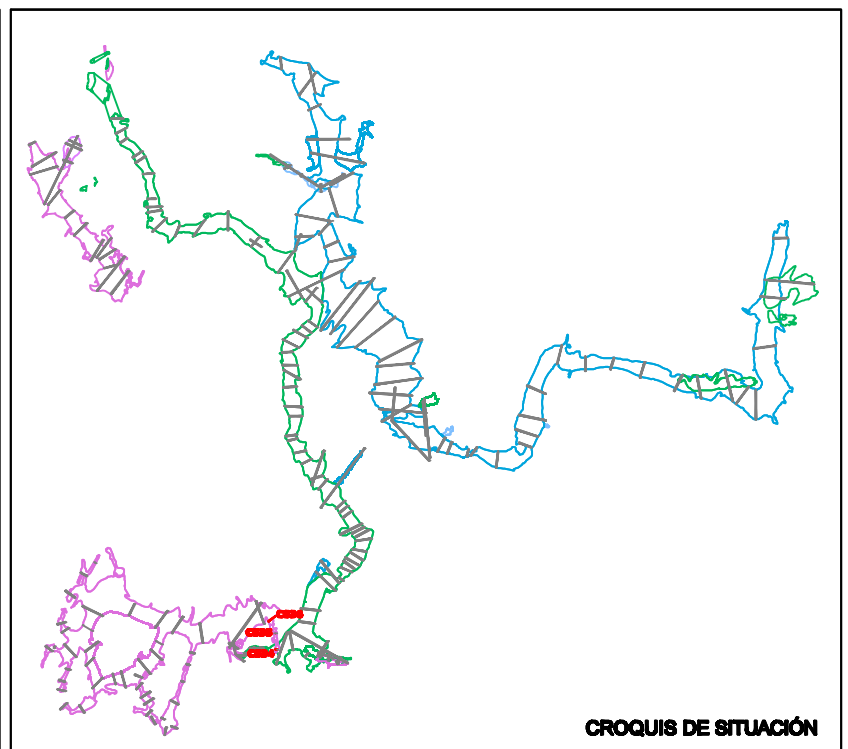
CS34



CS35



CS36



CROQUIS DE SITUACIÓN

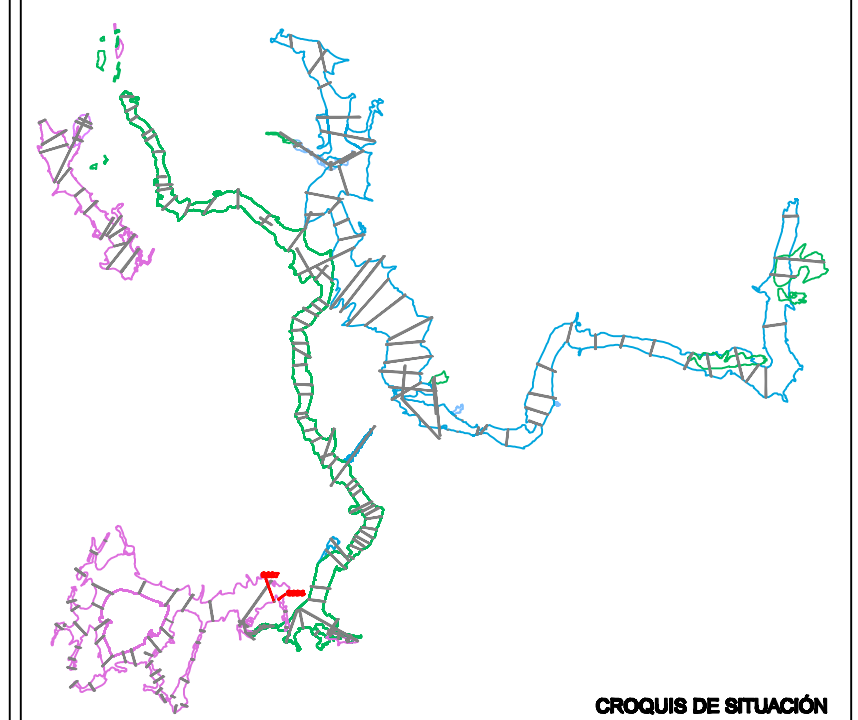
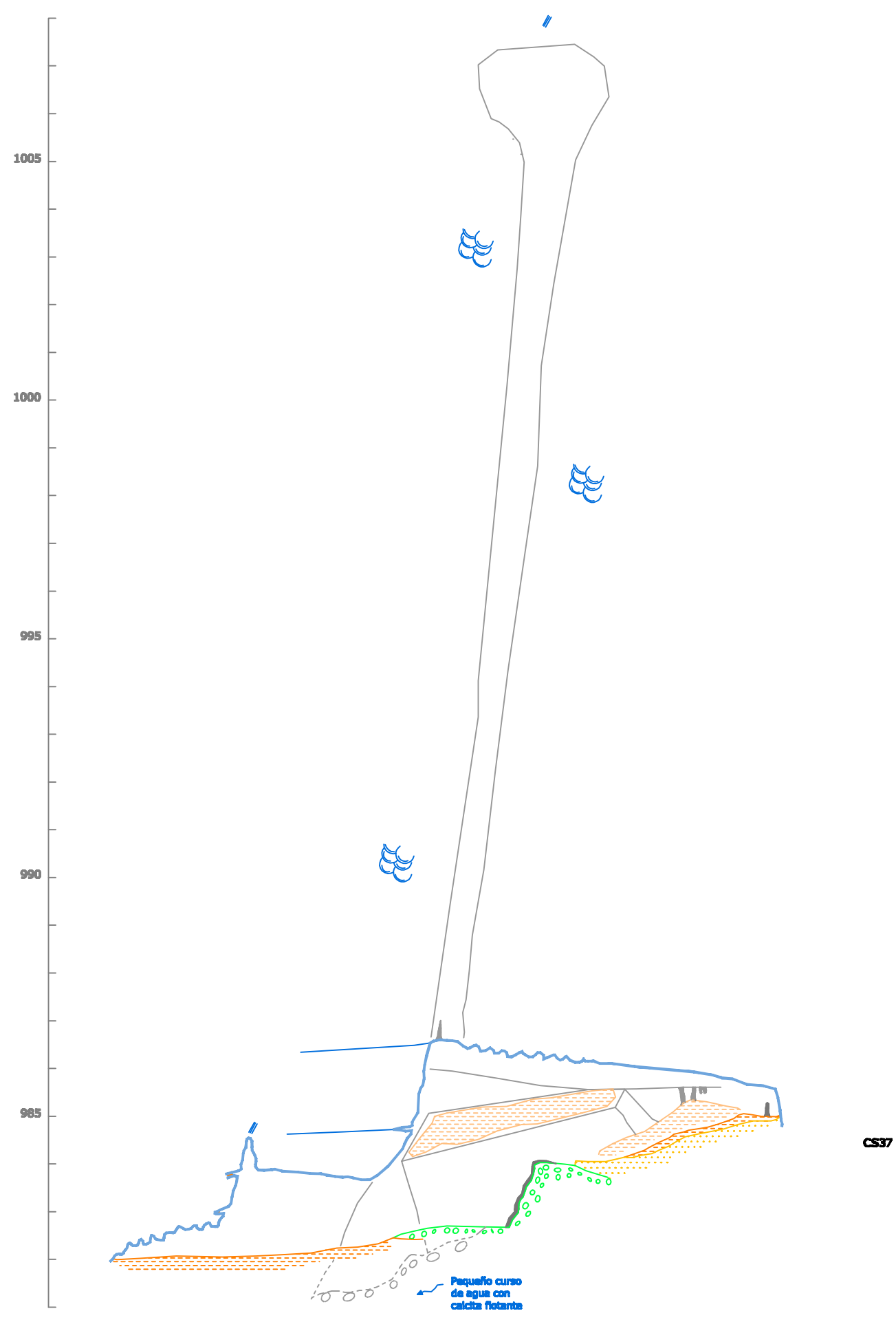
PARED CUEVA	DATACIONES
ARCILLAS (F.DE INTERIOR)	PALEOMAGNETISMO
MARGAS	CIÁ
ARENAS	RESTOS ARQUEOLÓGICOS
NARANJA	SILO
GRAVAS METAMÓRFICAS	CERÁMICA
CONCRECIÓN EROSIONADA	TIZONAZOS, Y RESTOS DE CARBÓN
CONCRECIÓN VIEJA	GRABADOS Y PINTURAS
CONCRECIÓN NUEVA	CATA O BARRENO MINERO
MURCIELAGUINA	RESTOS PALEONTOLÓGICOS
POSADERAS DE MURCIÉLAGO	HUESOS DE OSO
ELEMENTOS GEOLÓGICOS	ZARPAZOS DE OSO
HUELLAS DE CORRIENTE	ZARPAZOS DE MURCIÉLAGO
ESCARPE ROCOSO	RESTOS ANTROPOLÓGICOS
NÓDULOS DE SÍLEX	RESTOS HUMANOS
CAÍDA GRAVITACIONAL	SUMIDERO
VENA	SEGUNDO PLANO
SEGUNDO PLANO	TERCER PLANO



TESIS :
EVOLUCIÓN GEOMORFOLÓGICA DEL KARST DE LA SIERRA DE ATAPUERCA Y SU RELACIÓN CON LOS YACIMIENTOS PLEISTOCENOS

CUEVA: CUEVA DEL SILO **NIVEL: NIVEL 3**
GALERÍA: GALERÍA INFERIOR A CÍCLOPES
SECCIONES: CS34-CS35-C36

AUTOR TESIS : ANA ISABEL ORTEGA MARTÍNEZ		CARTOGRAFÍA BASE : - Planimetría del karst de Turca-Cueva Mayor. 1977-2006. Escala variable. Grupo Espeleológico Ibañeta. Ezcaray, Diputación de Burgos.
Fecha realización: Diciembre 2008	Escala : 1 : 100	



LEYENDA

PARED CUEVA	DATACIONES
ARCILLAS (F.DE INTERIOR)	PALEOMAGNETISMO
MARGAS	CI4
ARENAS	RESTOS ARQUEOLÓGICOS
NARANJA	SILO
GRAVAS METAMÓRFICAS	CERÁMICA
CONCRECIÓN EROSIONADA	TIZONAZOS, Y RESTOS DE CARBÓN
CONCRECIÓN VIEJA	GRABADOS Y PINTURAS
CONCRECIÓN NUEVA	CATA O BARRENO MINERO
MURCIELAGUINA	RESTOS PALEONTOLÓGICOS
POSADERAS DE MURCIÉLAGO	HUESOS DE OSO
ELEMENTOS GEOLÓGICOS	ZARPAZOS DE OSO
HUELLAS DE CORRIENTE	ZARPAZOS DE MURCIÉLAGO
ESCARPE ROCOSO	RESTOS ANTROPOLÓGICOS
NÓDULOS DE SÍLEX	RESTOS HUMANOS
CAÍDA GRAVITACIONAL	SUMIDERO
VENA	SEGUNDO PLANO
TERCER PLANO	

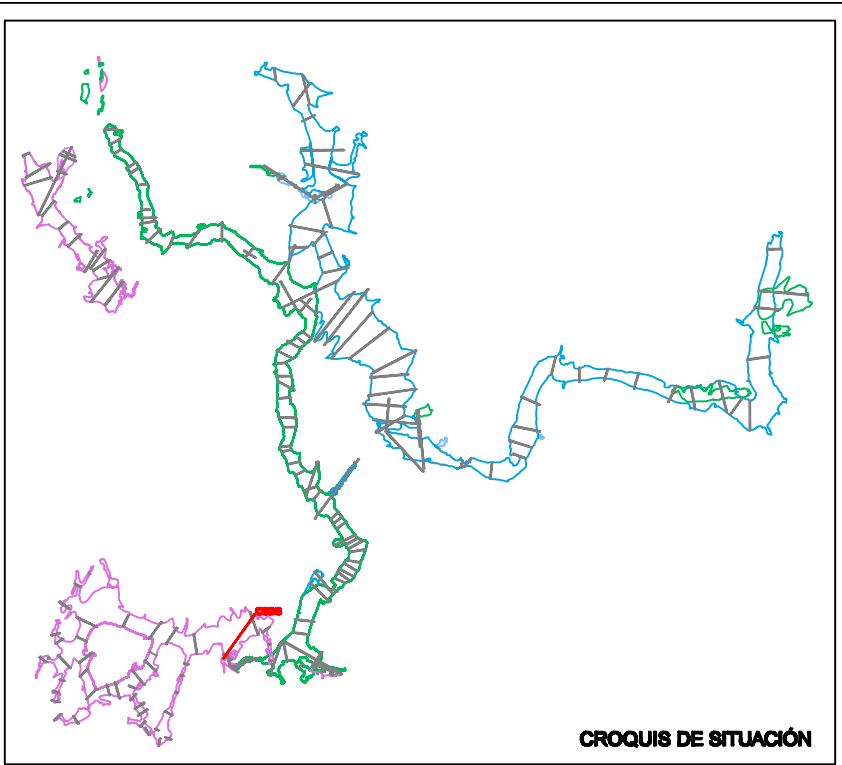
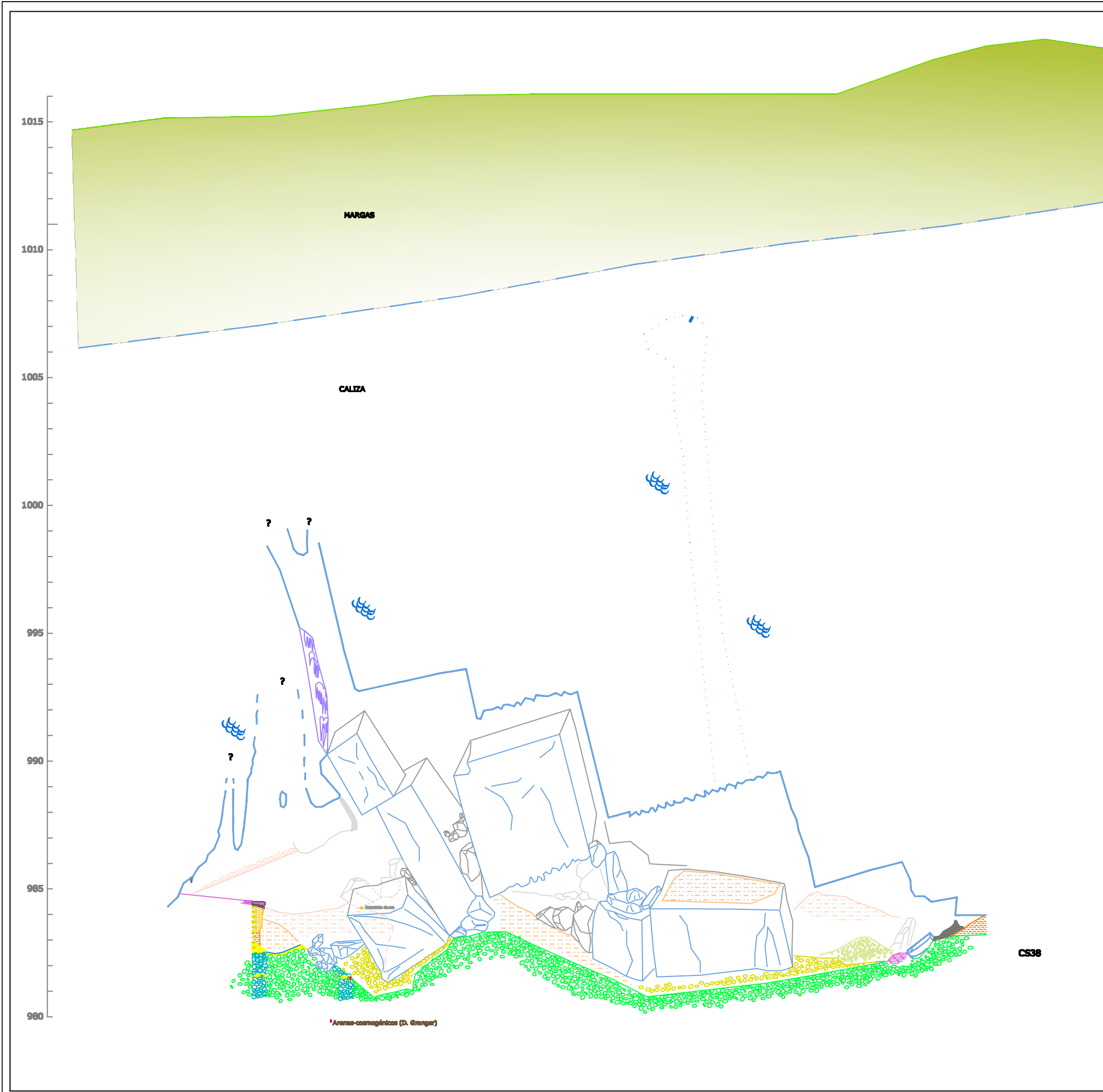
Altitudes referidas al nivel medio del mar en Alicante.

ESCALA GRÁFICA

TESIS :
EVOLUCIÓN GEOMORFOLÓGICA DEL KARST DE LA SIERRA DE ATAPUERCA Y SU RELACIÓN CON LOS YACIMIENTOS PLEISTOCENOS

CUEVA: CUEVA DEL SILO **NIVEL: NIVEL 3**
GALERÍA: SALA DEL CAOS
SECCIONES: CS37

AUTOR TESIS : ANA ISABEL ORTEGA MARTÍNEZ		CARTOGRAFÍA BASE : - Planimetría del karst de Turca-Cueva Mayor. 1977-2006. Escala variable. Grupo Espeleológico Ibañeta. Ezcaray, Diputación de Burgos.
Fecha realización: Diciembre 2008	Escala : 1 : 100	
50 de 91		



LEYENDA

— PARED CUEVA	• DATACIONES
— ARCILLAS (F. DE INTERIOR)	* PALEOMAGNETISMO
— MARGAS	* C14
— ARENAS	• RESTOS ARQUEOLÓGICOS
— NARANJA	○ SILO
— GRAVAS METAMÓRFICAS	○ CERÁMICA
— CONCRECIÓN EROSIONADA	— TIZONAZOS, Y RESTOS DE CARBÓN
— CONCRECIÓN VIEJA	— GRABADOS Y PINTURAS
— CONCRECIÓN NUEVA	— CATA O BARRENO MINERO
— MURCIELAGUINA	• RESTOS PALEONTOLÓGICOS
— POSADERAS DE MURCIÉLAGO	— HUESOS DE OSO
— ELEMENTOS GEOLÓGICOS	— ZARPAZOS DE OSO
— HUELLAS DE CORRIENTE	— ZARPAZOS DE MURCIÉLAGO
— ESCARPE ROCOSO	• RESTOS ANTROPOLÓGICOS
— NÓDULOS DE SÍLEX	— RESTOS HUMANOS
— CAÍDA GRAVITACIONAL	— SEGUNDO PLANO
— VENA	— TERCER PLANO

Altitudes referidas al nivel medio del mar en Alicante.

ESCALA GRÁFICA

TESIS :
EVOLUCIÓN GEOMORFOLÓGICA DEL KARST DE LA SIERRA DE ATAPUERCA Y SU RELACIÓN CON LOS YACIMIENTOS PLEISTOCENOS

CUEVA: CUEVA DEL SILO **NIVEL: NIVEL 3**

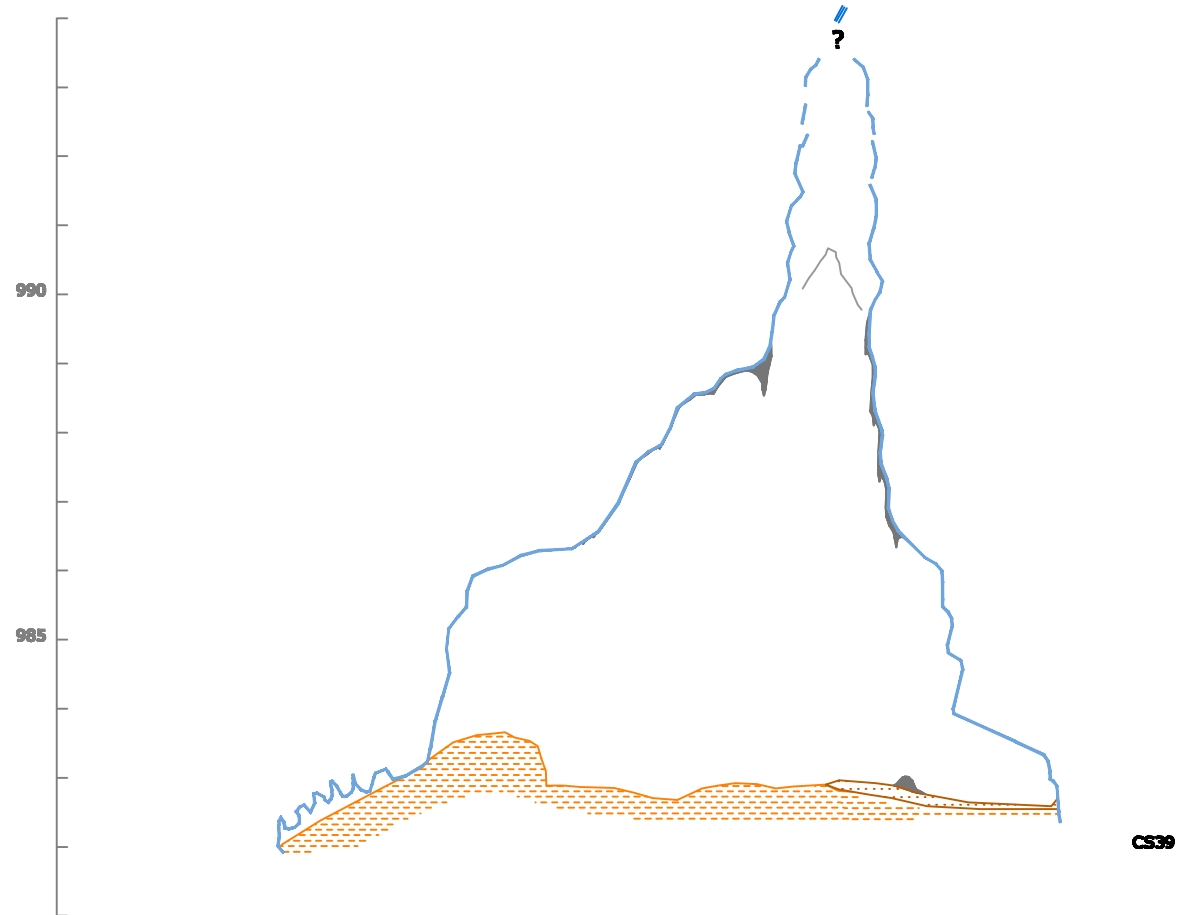
GALERÍA: SALA DEL CAOS

SECCIONES: CS38

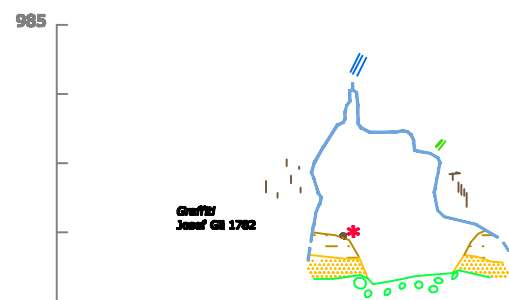
AUTOR TESIS :
ANA ISABEL ORTEGA MARTÍNEZ

Fecha realización: Diciembre 2008 **Escala: 1 : 150** **51 de 91**

CARTOGRAFÍA BASE :
 - Planimetría del karst de Turca-Cueva Mayor. 1977-2006. Escala variable. Grupo Espeleológico Ibañeta. Ezcaray. Diputación de Burgos.

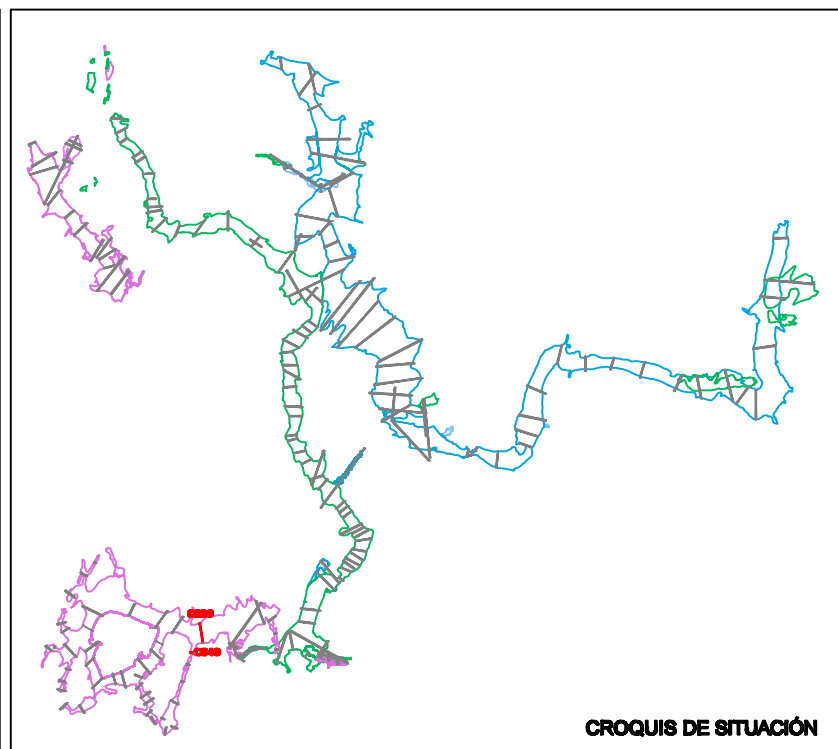


CS39



CS40

Gruffel
Josef GE 1782
MUYA 281788
AT99-C. 86a 3.838 +/- 48 BP

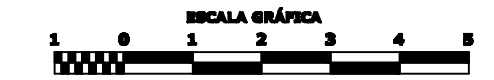


CROQUIS DE SITUACIÓN

PARED CUEVA	DATACIONES
ARCILLAS (F.DE INTERIOR)	PALEOMAGNETISMO
MARGAS	CIÁ
ARENAS	RESTOS ARQUEOLÓGICOS
NARANJA	SILO
GRAVAS METAMÓRFICAS	CERÁMICA
CONCRECIÓN EROSIONADA	TIZONAZOS, Y RESTOS DE CARBÓN
CONCRECIÓN VIEJA	GRABADOS Y PINTURAS
CONCRECIÓN NUEVA	CATA O BARRENO MINERO
MURCIELAGUINA	RESTOS PALEONTOLÓGICOS
POSADERAS DE MURCIÉLAGO	HUESOS DE OSO
ELEMENTOS GEOLÓGICOS	ZARPAZOS DE OSO
HUELLAS DE CORRIENTE	ZARPAZOS DE MURCIÉLAGO
ESCARPE ROCOSO	RESTOS ANTROPOLÓGICOS
NÓDULOS DE SÍLEX	RESTOS HUMANOS
CAÍDA GRAVITACIONAL	SUMIDERO
VENA	SEGUNDO PLANO
TERCER PLANO	

LEYENDA

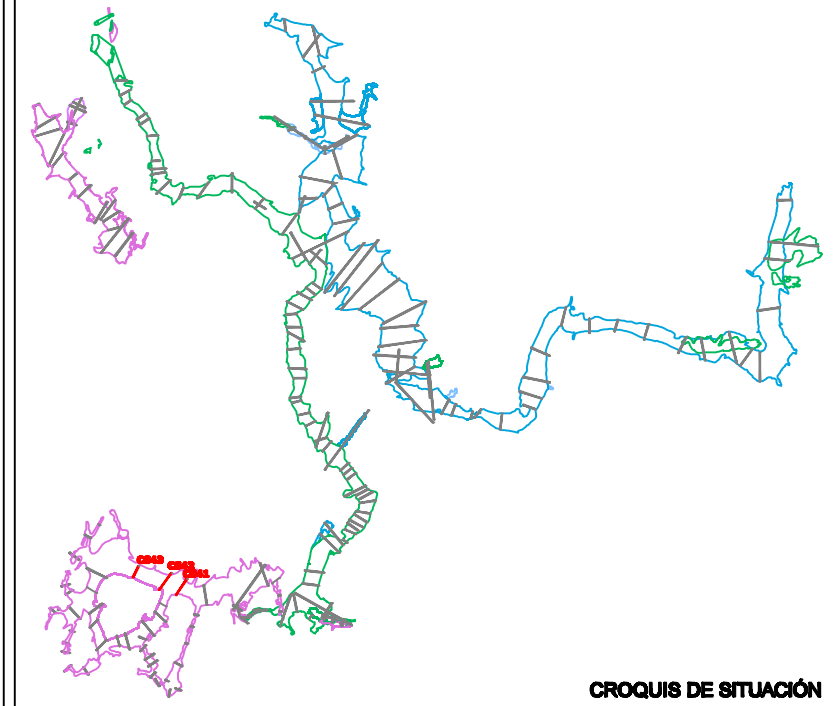
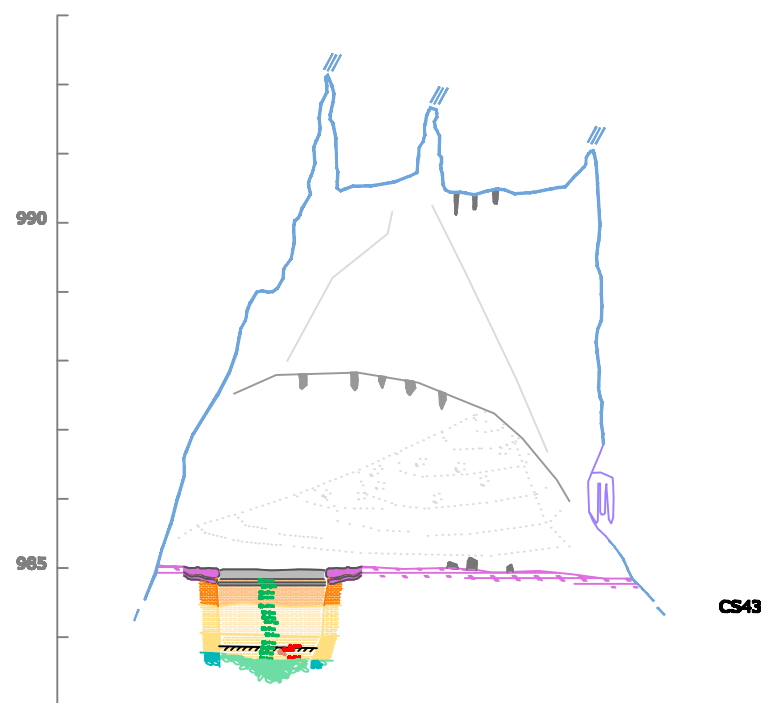
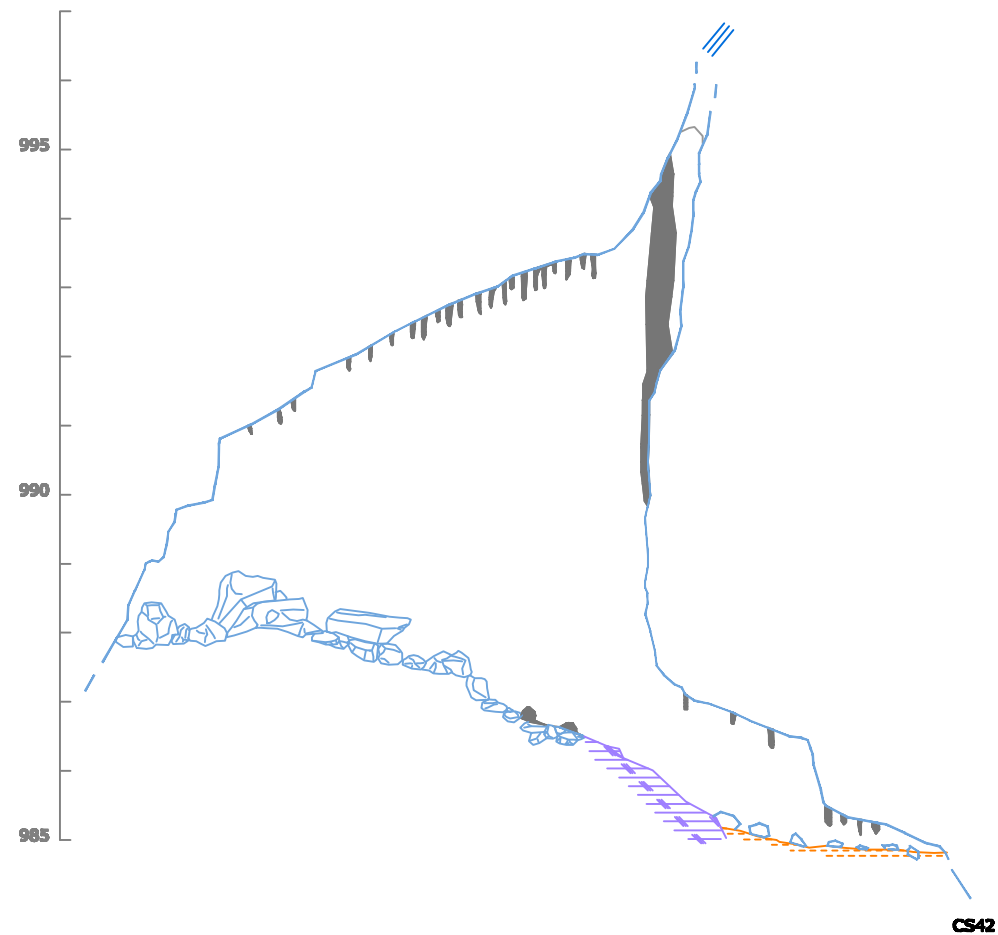
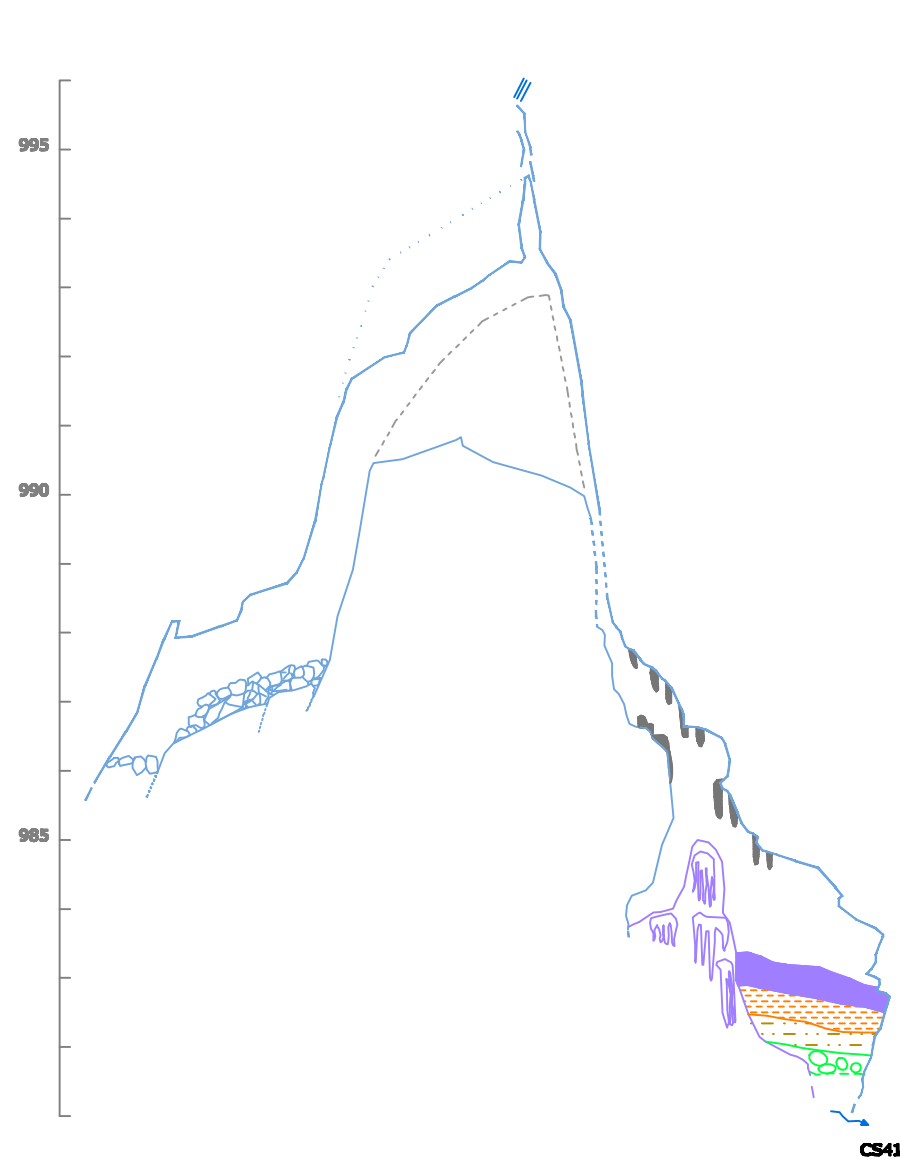
Altitudes referidas al nivel medio del mar en Alicante.



TESIS :
EVOLUCIÓN GEOMORFOLÓGICA DEL KARST DE LA SIERRA DE ATAPUERCA Y SU RELACIÓN CON LOS YACIMIENTOS PLEISTOCENOS

CUEVA: CUEVA DEL SILO **NIVEL: NIVEL 3**
GALERÍA: SALA DEL CAOS
SECCIONES: CS39-CS40

AUTOR TESIS : ANA ISABEL ORTEGA MARTÍNEZ		CARTOGRAFÍA BASE : - Planimetría del karst de Turca-Cueva Mayor. 1977-2006. Escala variable. Grupo Espeleológico Ibañeta. Ezcaray, Diputación de Burgos.
Fecha realización: Diciembre 2008	Escala : 1 : 100	
52 de 91		



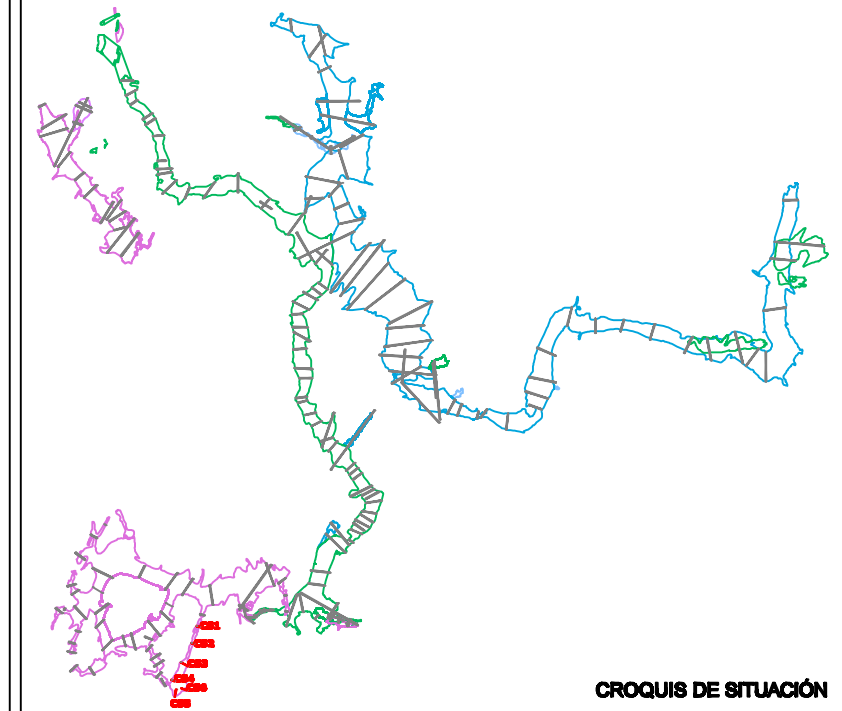
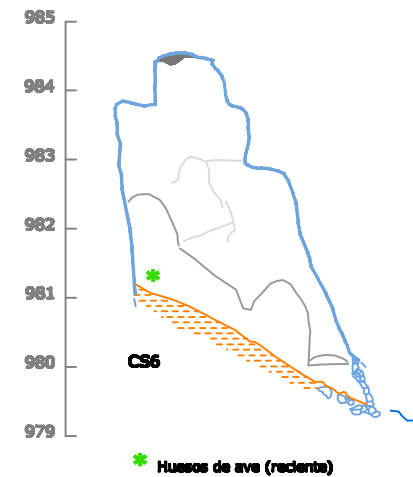
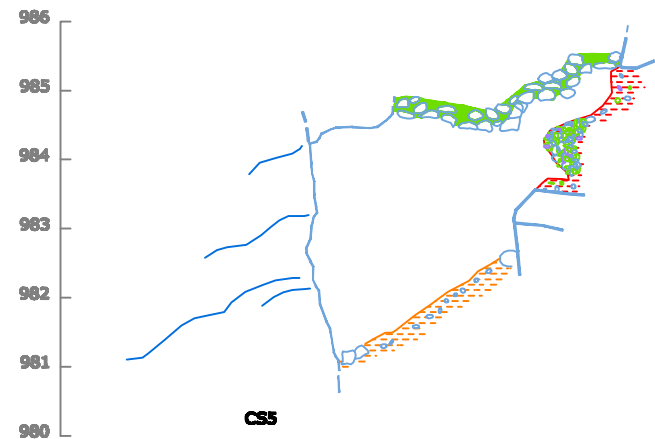
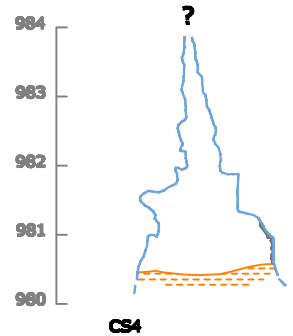
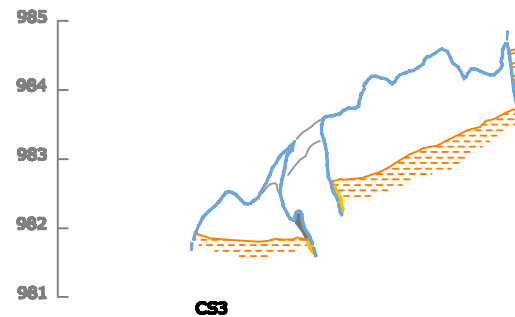
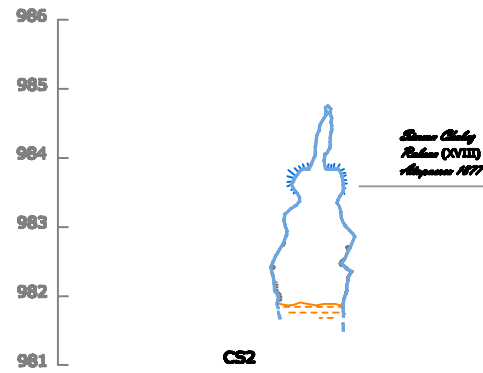
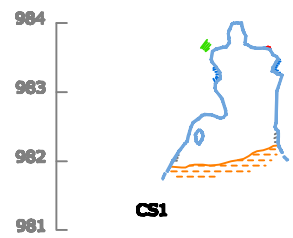
PARED CUEVA	DATACIONES
ARCILLAS (F.DE INTERIOR)	PALEOMAGNETISMO
MARGAS	CI&A
ARENAS	RESTOS ARQUEOL&GICOS
NARANJA	SILO
GRAVAS METAM&RFICAS	CER&MICA
CONCRECI&N EROSIONADA	TIZONAZOS, Y RESTOS DE CARB&N
CONCRECI&N VIEJA	GRABADOS Y PINTURAS
CONCRECI&N NUEVA	CATA O BARRENO MINERO
MURCIELAGUINA	RESTOS PALEONTOL&GICOS
POSADERAS DE MURCI&LAGO	HUESOS DE OSO
ELEMENTOS GEOL&GICOS	ZARPAZOS DE OSO
HUELLAS DE CORRIENTE	ZARPAZOS DE MURCI&LAGO
ESCARPE ROCOSO	RESTOS ANTROPOL&GICOS
N&DULOS DE S&ILEX	RESTOS HUMANOS
CA&IDA GRAVITACIONAL	SEGUNDO PLANO
VENA	TERCER PLANO



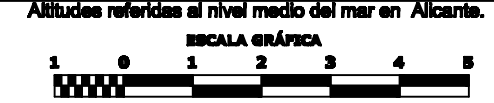
TESIS :
EVOLUCI&N GEOMORFOL&GICA DEL KARST DE LA SIERRA DE ATAPUERCA Y SU RELACI&N CON LOS YACIMIENTOS PLEISTOCENOS

CUEVA: CUEVA DEL SILO **NIVEL: NIVEL 3**
GALER&A: GALER&A PRINCIPAL
SECCIONES: CS41-CS42-CS43

AUTOR TESIS : ANA ISABEL ORTEGA MART&NEZ		CARTOGRAF&A BASE : - Planimetr&A del karst de Turca-Cueva Mayor. 1977-2006. Escala varias. Grupo Espeleol&gico I&Ahuvelin. I&Ahuvelin, Diputaci&n de Burgos.
Fecha realizaci&n: Diciembre 2008	Escala : 1 : 100	
53 de 91		



PARED CUEVA	DATACIONES
ARCILLAS (F.DE INTERIOR)	PALEOMAGNETISMO
MARGAS	CIÚ
ARENAS	RESTOS ARQUEOLÓGICOS
NARANJA	SILO
GRAVAS METAMÓRFICAS	CERÁMICA
CONCRECIÓN EROSIONADA	TIZONAZOS, Y RESTOS DE CARBÓN
CONCRECIÓN VIEJA	GRABADOS Y PINTURAS
CONCRECIÓN NUEVA	CATA O BARRENO MINERO
MURCIELAGUINA	RESTOS PALEONTOLOGÓGICOS
POSADERAS DE MURCIÉLAGO	HUESOS DE OSO
ELEMENTOS GEOLÓGICOS	ZARPAZOS DE OSO
HUELLAS DE CORRIENTE	ZARPAZOS DE MURCIÉLAGO
ESCARPE ROCOSO	RESTOS ANTROPOLÓGICOS
NÓDULOS DE SÍLEX	RESTOS HUMANOS
CAÍDA GRAVITACIONAL	SUMIDERO
VENA	SEGUNDO PLANO
TERCER PLANO	



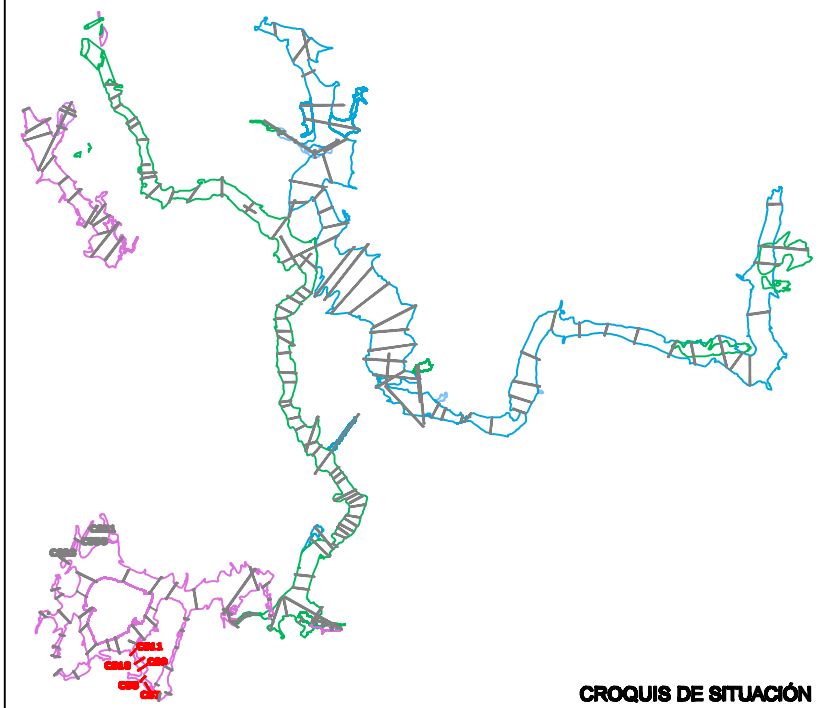
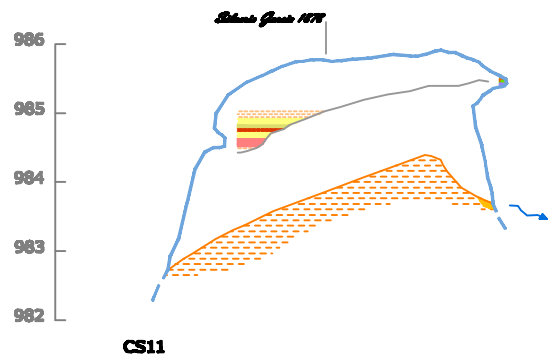
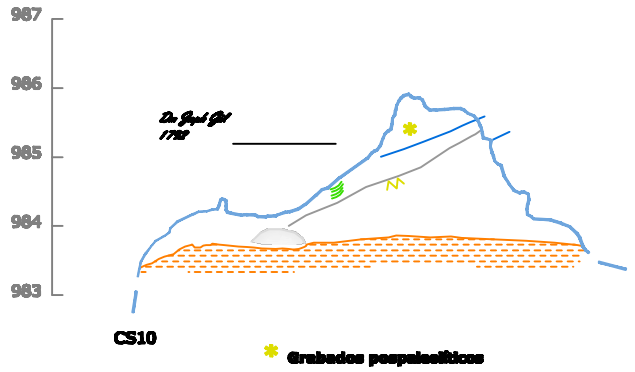
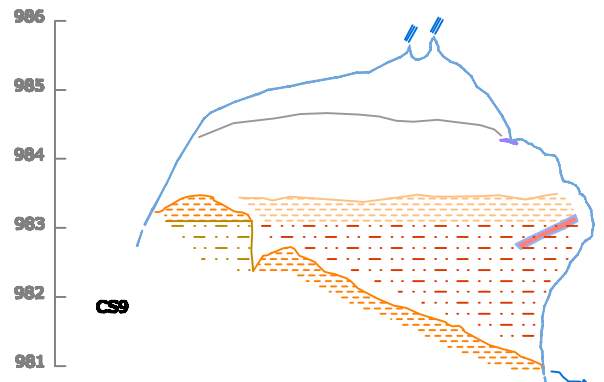
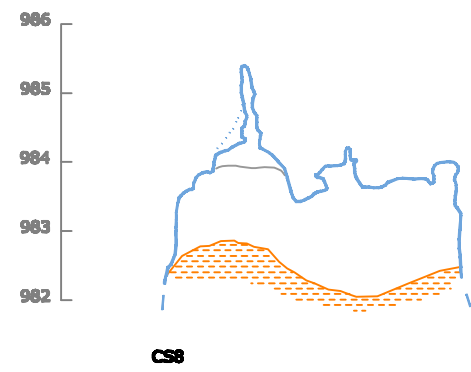
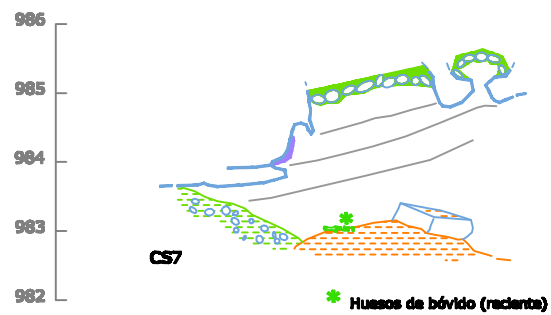
TESIS :
EVOLUCIÓN GEOMORFOLÓGICA DEL KARST DE LA SIERRA DE ATAPUERCA Y SU RELACIÓN CON LOS YACIMIENTOS PLEISTOCENOS

CUEVA: CUEVA DEL SILO **NIVEL: NIVEL 3**
GALERÍA: GALERÍA DE LA RECTA
SECCIONES: CS1-CS2-CS3-CS4-CS5-CS6

AUTOR TESIS :
ANA ISABEL ORTEGA MARTÍNEZ

Fecha realizaciÓn: **Escala :** **54 de 91**
Diciembre 2008 **1 : 100**

CARTOGRAFÍA BASE :
 - PlanimetrÍa del karst de Turca-Cueva Mayor. 1977-2006. Escala variable. Grupo EspeleolÓgico IÍberico. IÍberica, DiputaciÓn de Burgos.



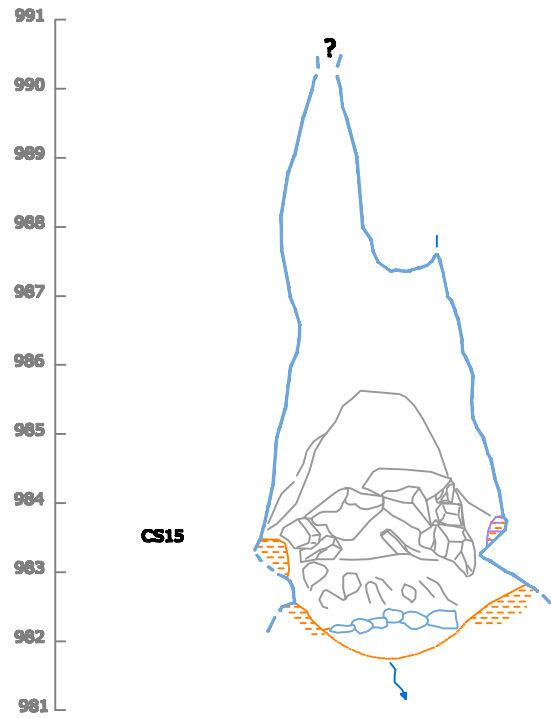
PARED CUEVA	DATACIONES
ARCILLAS (F.DE INTERIOR)	PALEOMAGNETISMO
MARGAS	CI4
ARENAS	RESTOS ARQUEOLÓGICOS
NARANJA	SILO
GRAVAS METAMÓRFICAS	CERÁMICA
CONCRECIÓN EROSIONADA	TIZONAZOS, Y RESTOS DE CARBÓN
CONCRECIÓN VIEJA	GRABADOS Y PINTURAS
CONCRECIÓN NUEVA	CATA O BARRENO MINERO
MURCIELAGUINA	RESTOS PALEONTOLÓGICOS
POSADERAS DE MURCIÉLAGO	HUESOS DE OSO
ELEMENTOS GEOLÓGICOS	ZARPAZOS DE OSO
HUELLAS DE CORRIENTE	ZARPAZOS DE MURCIÉLAGO
ESCARPE ROCOSO	RESTOS ANTROPOLÓGICOS
NÓDULOS DE SÍLEX	RESTOS HUMANOS
CAÍDA GRAVITACIONAL	SUMIDERO
VENA	SEGUNDO PLANO
TERCER PLANO	



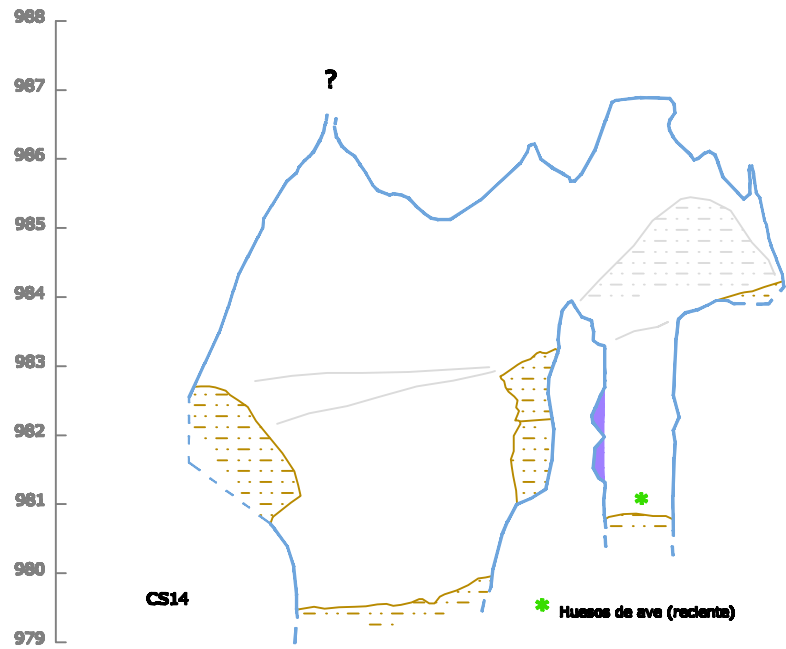
TESIS :
EVOLUCIÓN GEOMORFOLÓGICA DEL KARST DE LA SIERRA DE ATAPUERCA Y SU RELACIÓN CON LOS YACIMIENTOS PLEISTOCENOS

CUEVA: CUEVA DEL SILO **NIVEL: NIVEL 3**
GALERÍA: ENLACE TOBOGÁN-RECTA
SECCIONES: CS7-CS8-CS9-CS10-CS11

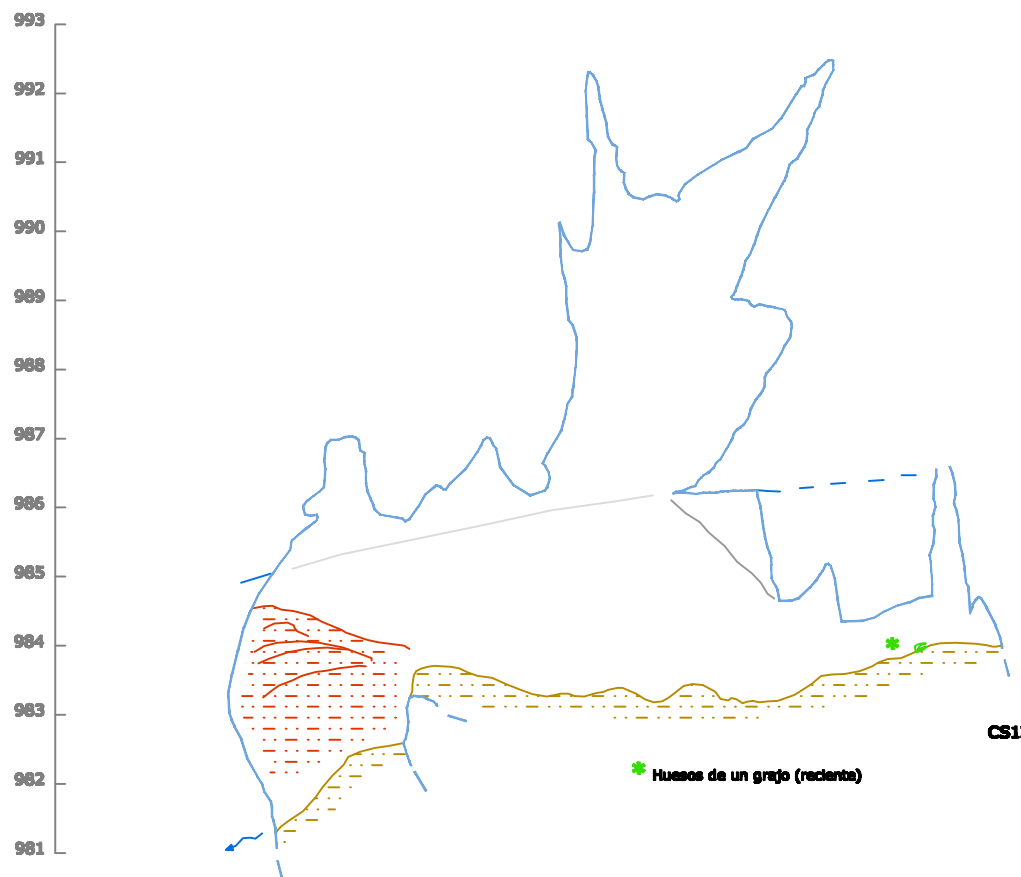
AUTOR TESIS : ANA ISABEL ORTEGA MARTÍNEZ		CARTOGRAFÍA BASE : - Planimetría del karst de Turca-Cueva Mayor. 1977-2006. Escala variable. Grupo Espeleológico Ibañeta. Ezcaray, Diputación de Burgos.
Fecha realización: Diciembre 2008	Escala : 1 : 100	
55 de 91		



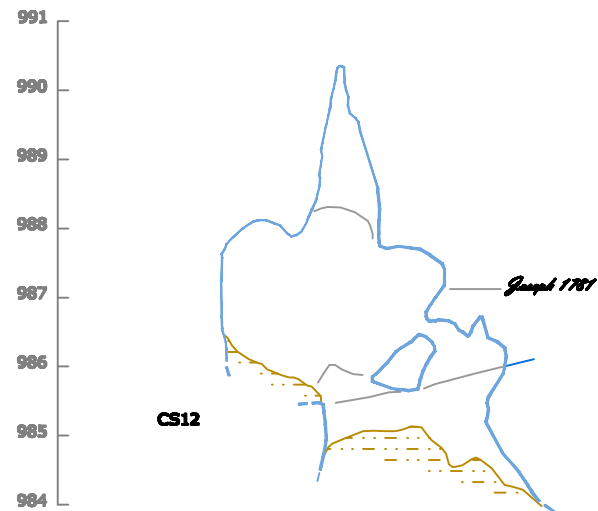
CS15



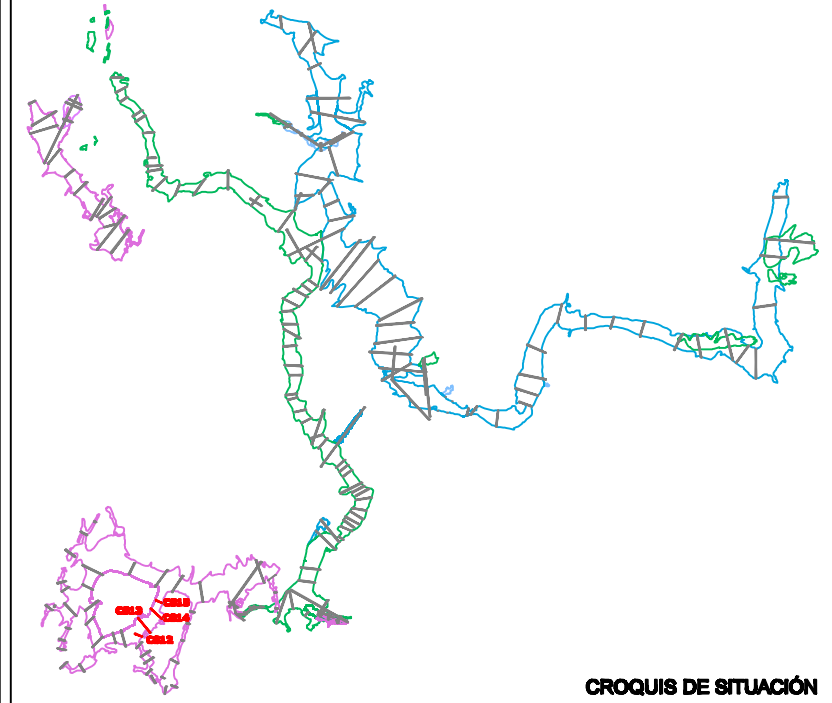
CS14



CS13



CS12



CROQUIS DE SITUACIÓN

PARED CUEVA	DATACIONES
ARCILLAS (F.DE INTERIOR)	PALEOMAGNETISMO
MARGAS	CI&A
ARENAS	RESTOS ARQUEOL&GICOS
NARANJA	SILO
GRAVAS METAM&RFICAS	CER&MICA
CONCRECI&N EROSIONADA	TIZONAZOS, Y RESTOS DE CARB&N
CONCRECI&N VIEJA	GRABADOS Y PINTURAS
CONCRECI&N NUEVA	CATA O BARRENO MINERO
MURCIELAGUINA	RESTOS PALEONTOL&GICOS
POSADERAS DE MURCI&LAGO	HUESOS DE OSO
ELEMENTOS GEOL&GICOS	ZARPAZOS DE OSO
HUELLAS DE CORRIENTE	ZARPAZOS DE MURCI&LAGO
ESCARPE ROCOSO	RESTOS ANTROPOL&GICOS
N&DULOS DE S&ILEX	RESTOS HUMANOS
CA&IDA GRAVITACIONAL	SEGUNDO PLANO
VENA	TERCER PLANO

LEYENDA

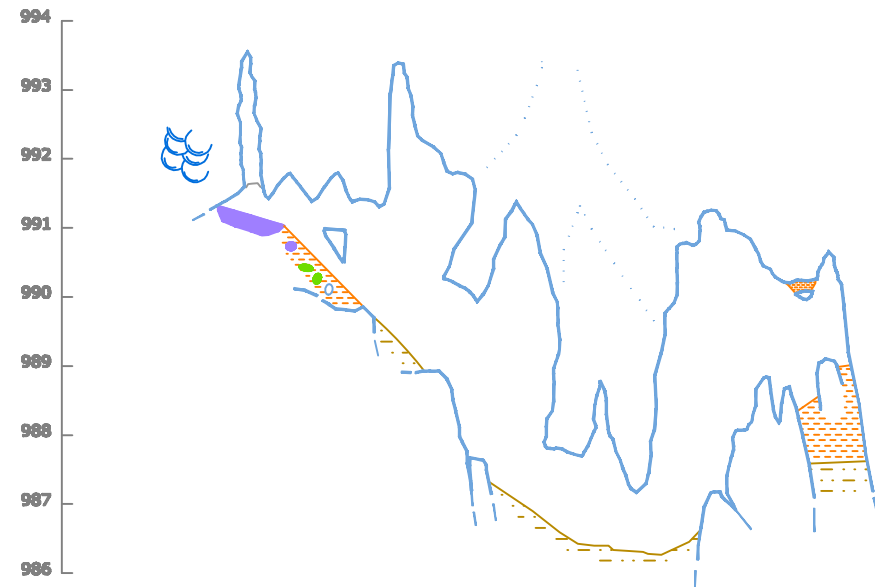
Altitudes referidas al nivel medio del mar en Alicante.



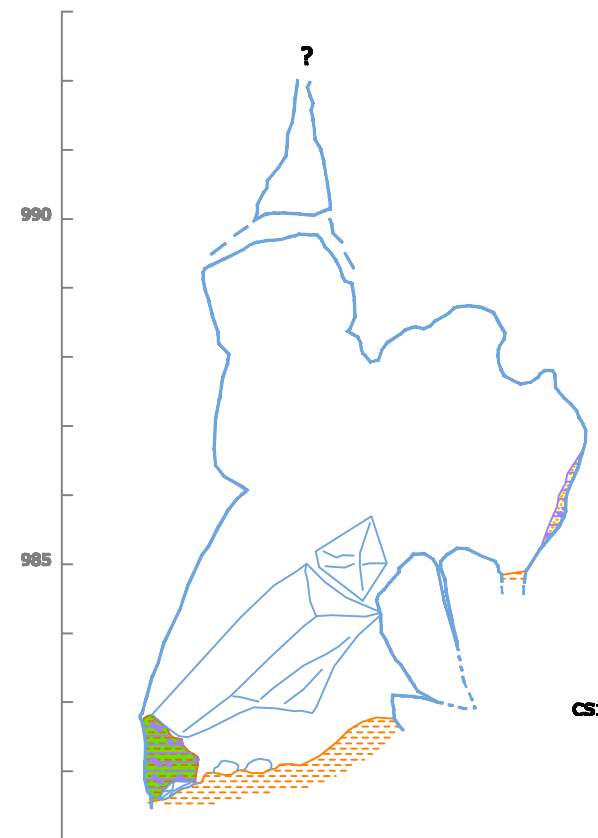
TESIS :
EVOLUCI&N GEOMORFOL&GICA DEL KARST DE LA SIERRA DE ATAPUERCA Y SU RELACI&N CON LOS YACIMIENTOS PLEISTOCENOS

CUEVA: CUEVA DEL SILO **NIVEL: NIVEL 3**
GALER&A: GALER&A TRANSVERSAL
SECCIONES: CS15-CS14-CS13-CS12

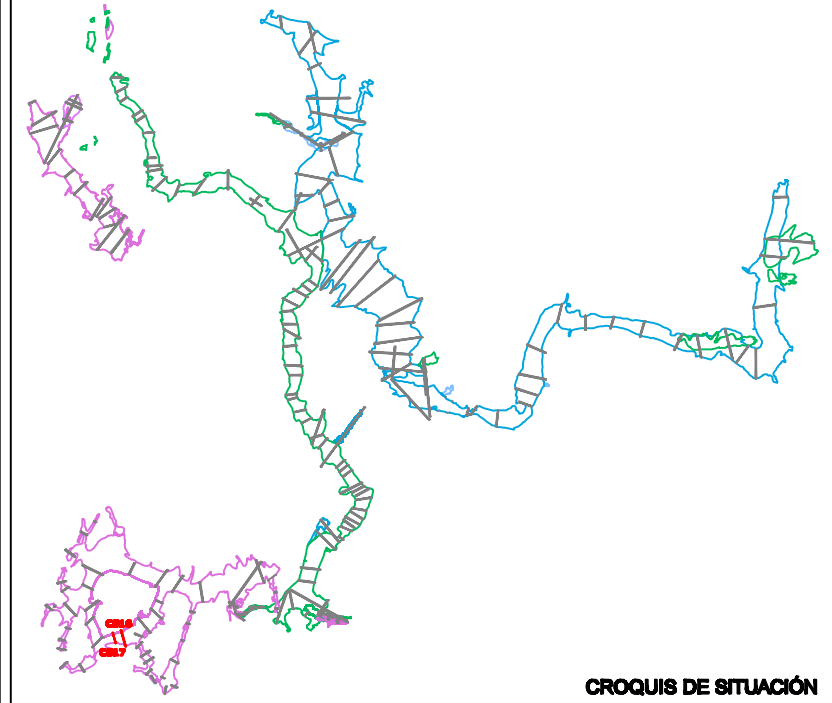
AUTOR TESIS : ANA ISABEL ORTEGA MART&NEZ	CARTOGRAF&A BASE : - Planimetr&A del karst de Turca-Cueva Mayor. 1977-2006. Escala vertical Grupo Espeleol&gico I&Ahuvel&A. I&Ahuvel&A, Diputaci&n de Burgos.
Fecha realizaci&n: Diciembre 2008	Escala : 1 : 100
56 de 91	



CS16



CS17



CROQUIS DE SITUACIÓN

PARED CUEVA	DATACIONES
ARCILLAS (F.DE INTERIOR)	PALEOMAGNETISMO
MARGAS	CIÚ
ARENAS	RESTOS ARQUEOLÓGICOS
NARANJA	SILO
GRAVAS METAMÓRFICAS	CERÁMICA
CONCRECIÓN EROSIONADA	TIZONAZOS, Y RESTOS DE CARBÓN
CONCRECIÓN VIEJA	GRABADOS Y PINTURAS
CONCRECIÓN NUEVA	CATA O BARRENO MINERO
MURCIELAGUINA	RESTOS PALEONTOLÓGICOS
POSADERAS DE MURCIÉLAGO	HUESOS DE OSO
ELEMENTOS GEOLÓGICOS	ZARPAZOS DE OSO
HUELLAS DE CORRIENTE	ZARPAZOS DE MURCIÉLAGO
ESCARPE ROCOSO	RESTOS ANTROPOLÓGICOS
NÓDULOS DE SÍLEX	RESTOS HUMANOS
CAÍDA GRAVITACIONAL	VENA
SUMIDERO	SEGUNDO PLANO
TERCER PLANO	

LEYENDA

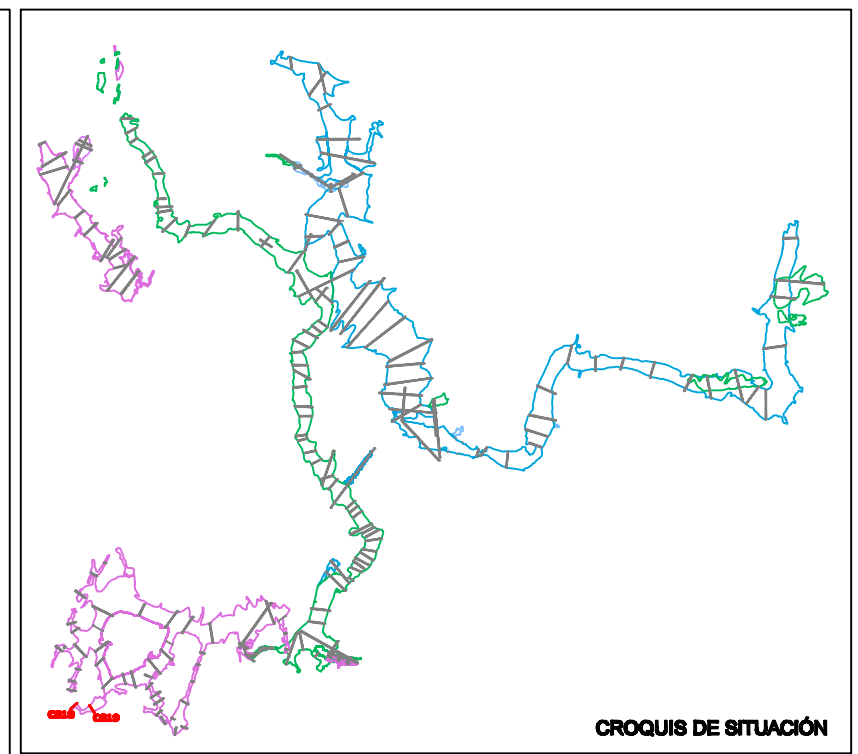
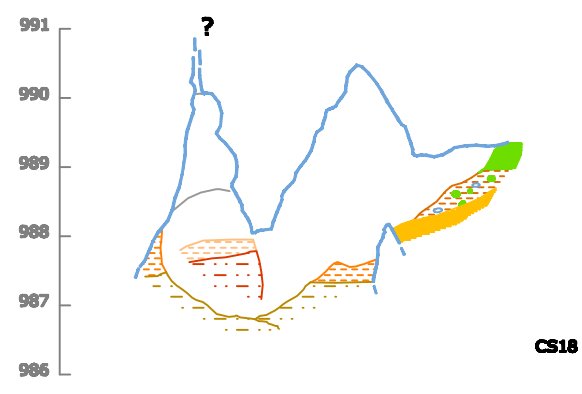
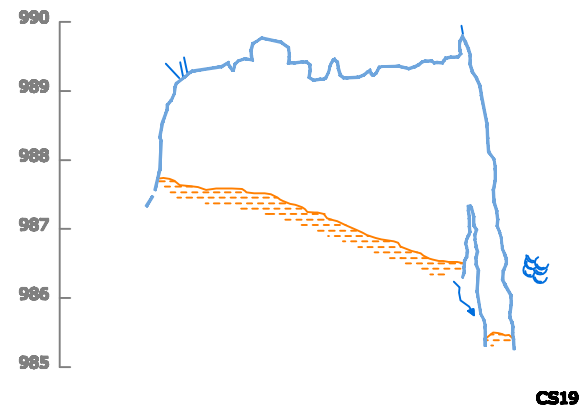
Altitudes referidas al nivel medio del mar en Alicante.



TESIS :
EVOLUCIÓN GEOMORFOLÓGICA DEL KARST DE LA SIERRA DE ATAPUERCA Y SU RELACIÓN CON LOS YACIMIENTOS PLEISTOCENOS

CUEVA: CUEVA DEL SILO **NIVEL: NIVEL 3**
GALERÍA: TOBOGÁN
SECCIONES: CS16-CS17

AUTOR TESIS : ANA ISABEL ORTEGA MARTÍNEZ		CARTOGRAF&Iacute;A BASE : - PlanimetrÍa del karst de Turca-Cueva Mayor. 1977-2006. Escala varias. Grupo EspeleolÓgico IÍberico. IÍberca, DiputaciÓn de Burgos.
Fecha realizaci&Oacute;n: Diciembre 2008	Escala : 1 : 100	
57 de 91		



LEYENDA

PARED CUEVA	DATACIONES
ARCILLAS (F.DE INTERIOR)	PALEOMAGNETISMO
MARGAS	C14
ARENAS	RESTOS ARQUEOLÓGICOS
NARANJA	SILO
GRAVAS METAMÓRFICAS	CERÁMICA
CONCRECIÓN EROSIONADA	TIZONAZOS, Y RESTOS DE CARBÓN
CONCRECIÓN VIEJA	GRABADOS Y PINTURAS
CONCRECIÓN NUEVA	CATA O BARRENO MINERO
MURCIELAGUINA	RESTOS PALEONTOLÓGICOS
POSADERAS DE MURCIÉLAGO	HUESOS DE OSO
ELEMENTOS GEOLÓGICOS	ZARPAZOS DE OSO
HUELLAS DE CORRIENTE	ZARPAZOS DE MURCIÉLAGO
ESCARPE ROCOSO	RESTOS ANTROPOLÓGICOS
NÓDULOS DE SÍLEX	RESTOS HUMANOS
CAÍDA GRAVITACIONAL	VENA
SUMIDERO	SEGUNDO PLANO
TERCER PLANO	

Altitudes referidas al nivel medio del mar en Alicante.

ESCALA GRÁFICA

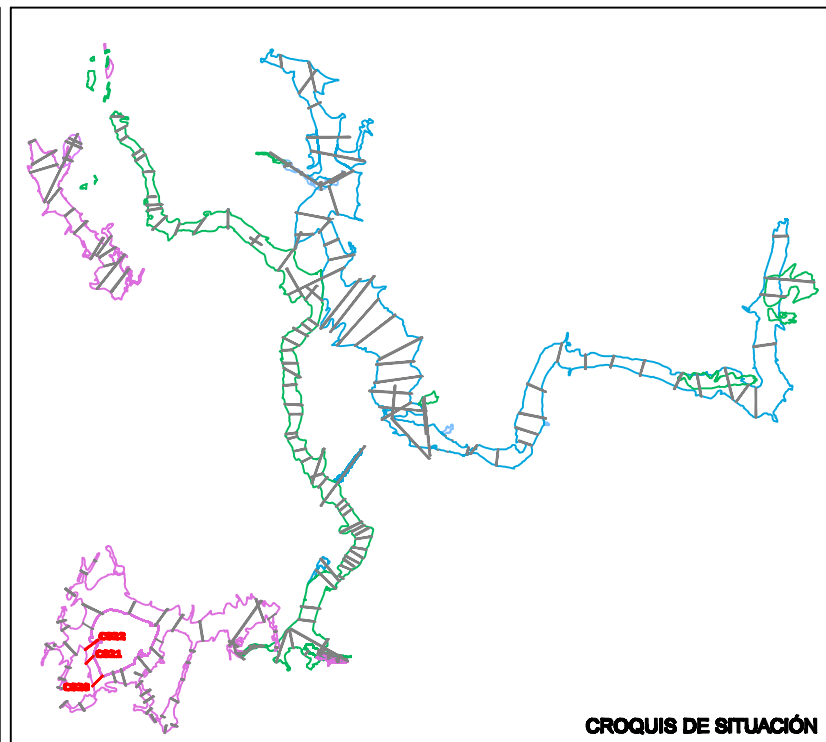
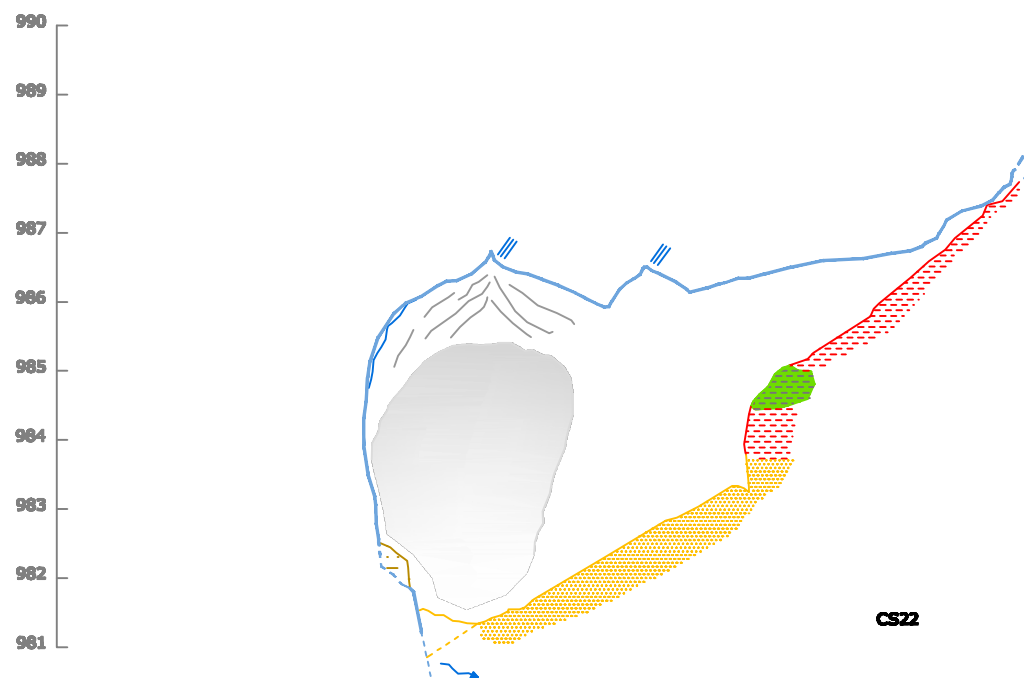
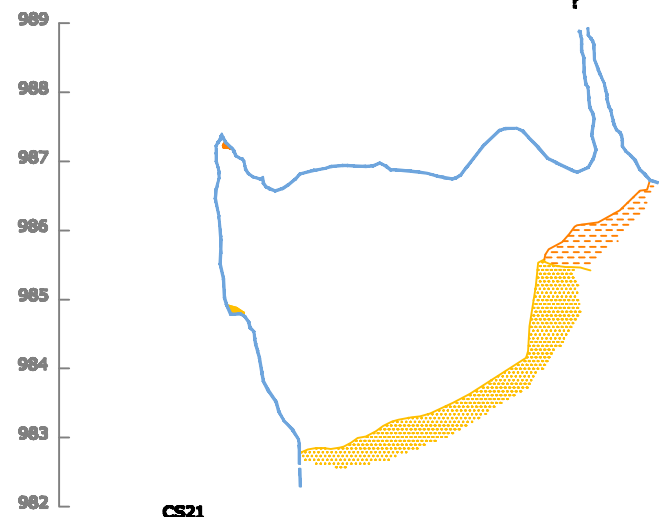
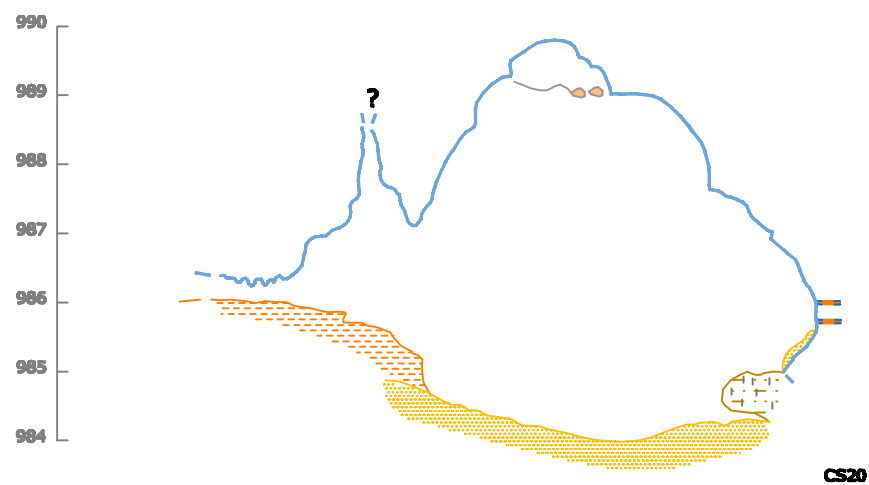
TESIS :
EVOLUCIÓN GEOMORFOLÓGICA DEL KARST DE LA SIERRA DE ATAPUERCA Y SU RELACIÓN CON LOS YACIMIENTOS PLEISTOCENOS

CUEVA: CUEVA DEL SILO **NIVEL: NIVEL 3**
GALERÍA: LOS PENDANTS
SECCIONES: CS19-CS18

AUTOR TESIS :
ANA ISABEL ORTEGA MARTÍNEZ

Fecha realización: **Escala :**
Diciembre 2008 **1 : 100** **58 de 91**

CARTOGRAFÍA BASE :
 - Planimetría del karst de Turca-Cueva Mayor. 1977-2006. Escala variable. Grupo Espeleológico Ibañeta. Ezcaray, Diputación de Burgos.



PARED CUEVA	DATACIONES
ARCILLAS (F.DE INTERIOR)	PALEOMAGNETISMO
MARGAS	CI4
ARENAS	RESTOS ARQUEOLÓGICOS
NARANJA	SILO
GRAVAS METAMÓRFICAS	CERÁMICA
CONCRECIÓN EROSIONADA	TIZONAZOS, Y RESTOS DE CARBÓN
CONCRECIÓN VIEJA	GRABADOS Y PINTURAS
CONCRECIÓN NUEVA	CATA O BARRENO MINERO
MURCIELAGUINA	RESTOS PALEONTOLÓGICOS
POSADERAS DE MURCIÉLAGO	HUESOS DE OSO
ELEMENTOS GEOLÓGICOS	ZARPAZOS DE OSO
HUELLAS DE CORRIENTE	ZARPAZOS DE MURCIÉLAGO
ESCARPE ROCOSO	RESTOS ANTROPOLÓGICOS
NÓDULOS DE SÍLEX	RESTOS HUMANOS
CAÍDA GRAVITACIONAL	SUMIDERO
VENA	SEGUNDO PLANO
TERCER PLANO	

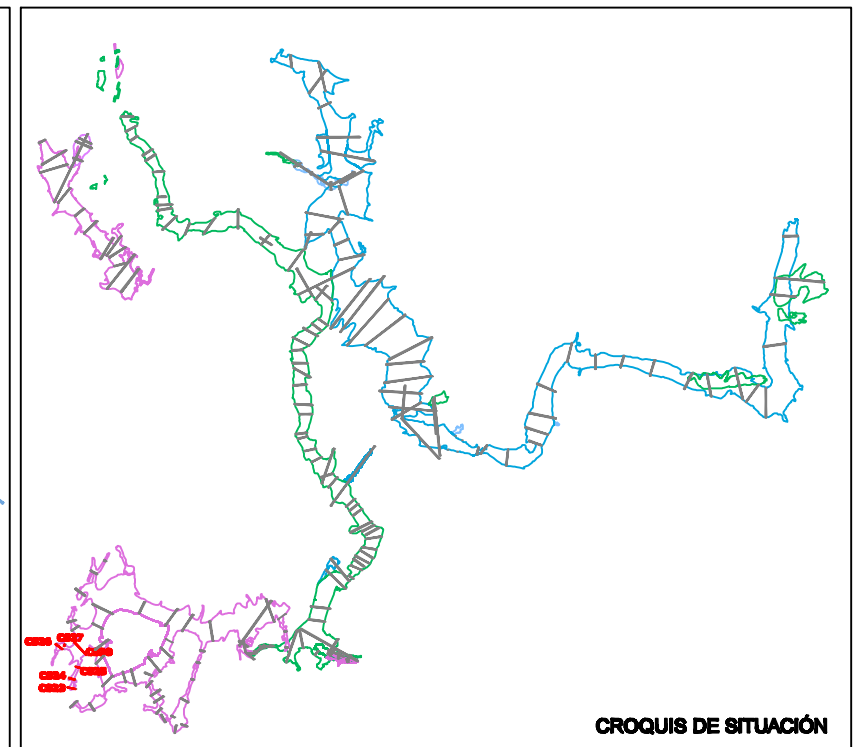
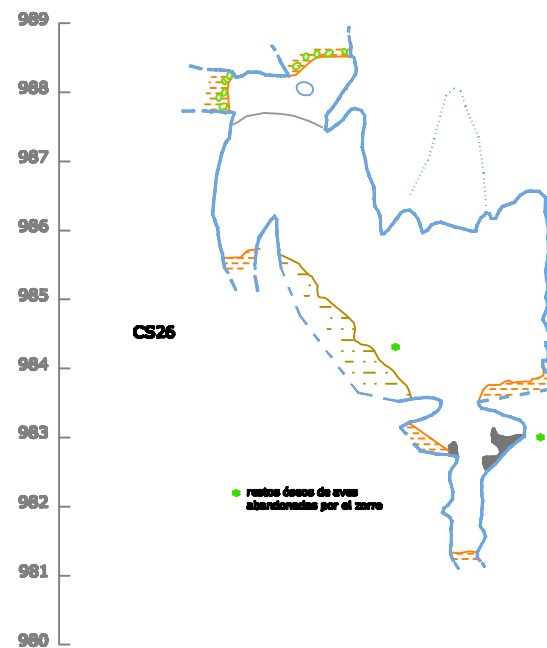
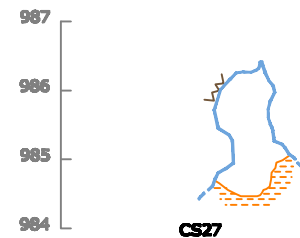
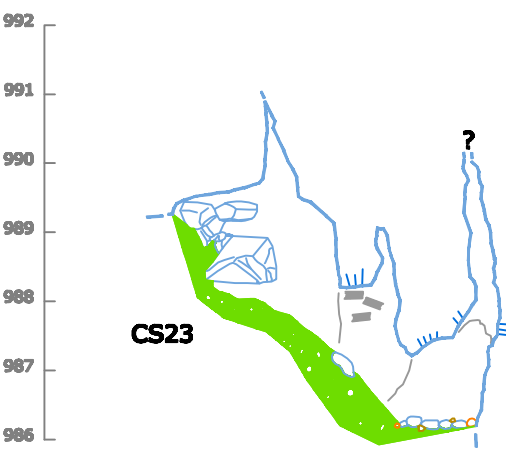
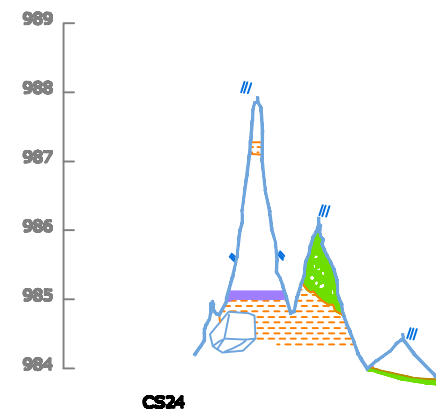
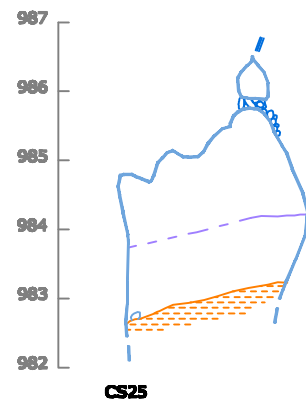
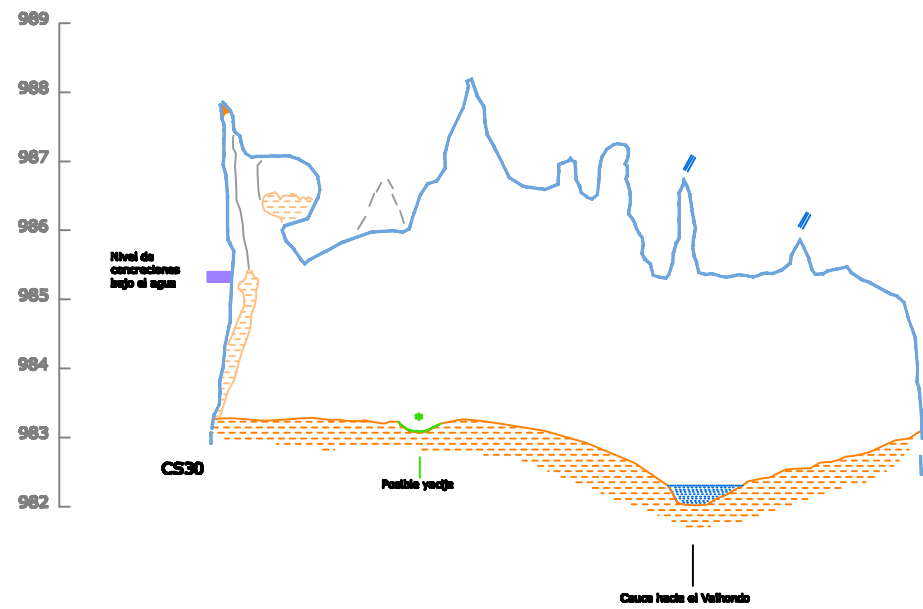
Altitudes referidas al nivel medio del mar en Alicante.



TESIS :
EVOLUCIÓN GEOMORFOLÓGICA DEL KARST DE LA SIERRA DE ATAPUERCA Y SU RELACIÓN CON LOS YACIMIENTOS PLEISTOCENOS

CUEVA: CUEVA DEL SILO **NIVEL: NIVEL 3**
GALERÍA: GALERÍA DE LAS ARENAS
SECCIONES: CS22-CS21-CS20

AUTOR TESIS : ANA ISABEL ORTEGA MARTÍNEZ		CARTOGRAFÍA BASE : - Planimetría del karst de Turca-Cueva Mayor. 1977-2006. Escala variable. Grupo Espeleológico Ibañeta. Ezcaray, Diputación de Burgos.
Fecha realización: Diciembre 2008	Escala : 1 : 100	
59 de 91		



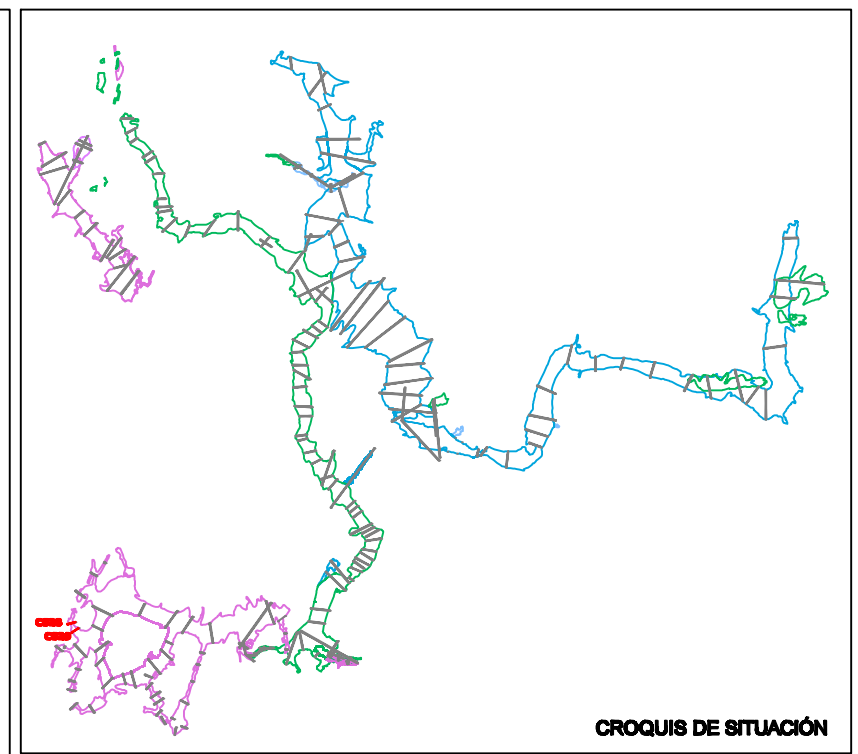
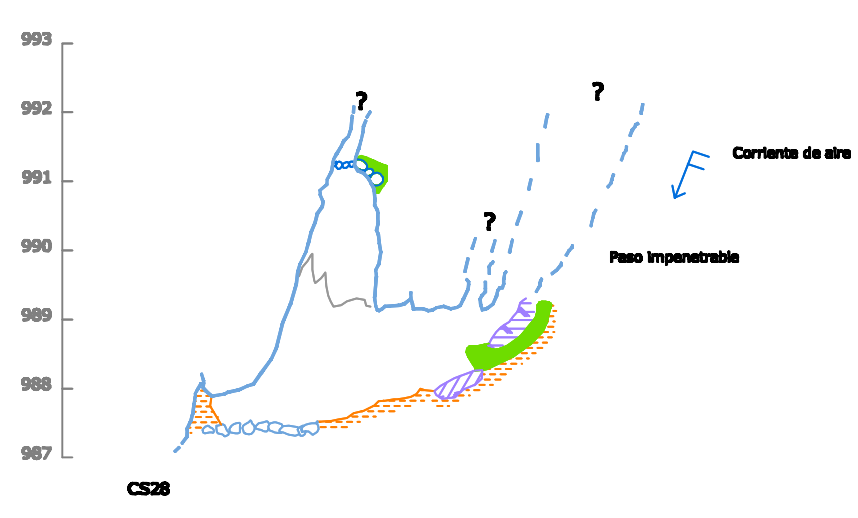
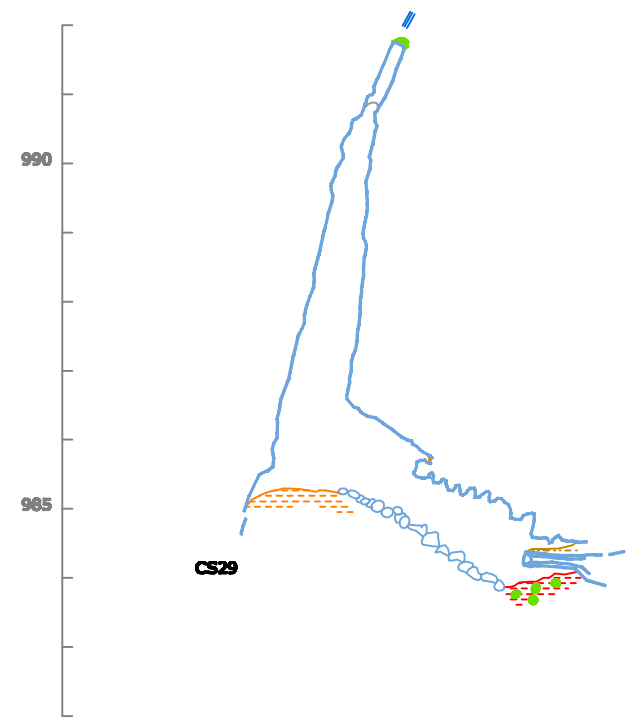
PARED CUEVA	DATACIONES
ARCILLAS (F.DE INTERIOR)	PALEOMAGNETISMO
MARGAS	CI&A
ARENAS	RESTOS ARQUEOL&GICOS
NARANJA	SILO
GRAVAS METAM&RFICAS	CER&MICA
CONCRECI&N EROSIONADA	TIZONAZOS, Y RESTOS DE CARB&N
CONCRECI&N VIEJA	GRABADOS Y PINTURAS
CONCRECI&N NUEVA	CATA O BARRENO MINERO
MURCI&LAGUINA	RESTOS PALEONTOLOG&GICOS
POSADERAS DE MURCI&LAGO	HUESOS DE OSO
ELEMENTOS GEOL&GICOS	ZARPAZOS DE OSO
HUELLAS DE CORRIENTE	ZARPAZOS DE MURCI&LAGO
ESCARPE ROCOSO	RESTOS ANTROPOL&GICOS
N&DULOS DE S&ILEX	RESTOS HUMANOS
CA&IDA GRAVITACIONAL	SEGUNDO PLANO
VENA	TERCER PLANO



TESIS :
EVOLUCI&N GEOMORFOL&GICA DEL KARST DE LA SIERRA DE ATAPUERCA Y SU RELACI&N CON LOS YACIMIENTOS PLEISTOCENOS

CUEVA: CUEVA DEL SILO **NIVEL: NIVEL 3**
GALER&A: FRONTAL y LATERAL DE LOS GRABADOS DE BREUIL
SECCIONES: CS30-CS25-CS24-CS23-CS27-CS26

AUTOR TESIS : ANA ISABEL ORTEGA MART&NEZ		CARTOGRAF&A BASE : - Planimetr&A del karst de Turca-Cueva Mayor. 1977-2006. Escala vertical Grupo Espeleol&gico I&Ahuvel&A. Ezcarra, Diputaci&n de Burgos.
Fecha realizaci&n: Diciembre 2008	Escala : 1 : 100	
60 de 91		



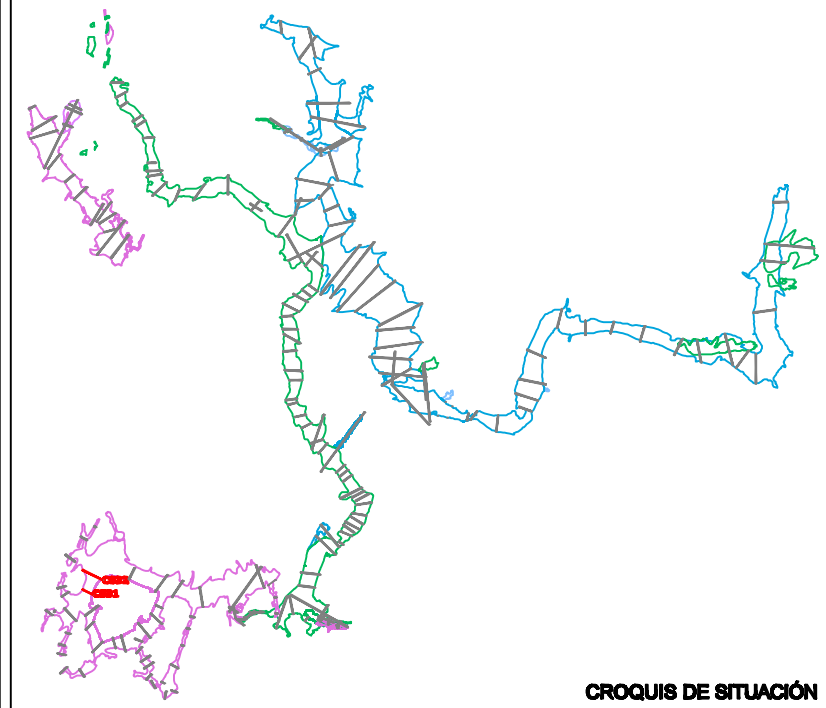
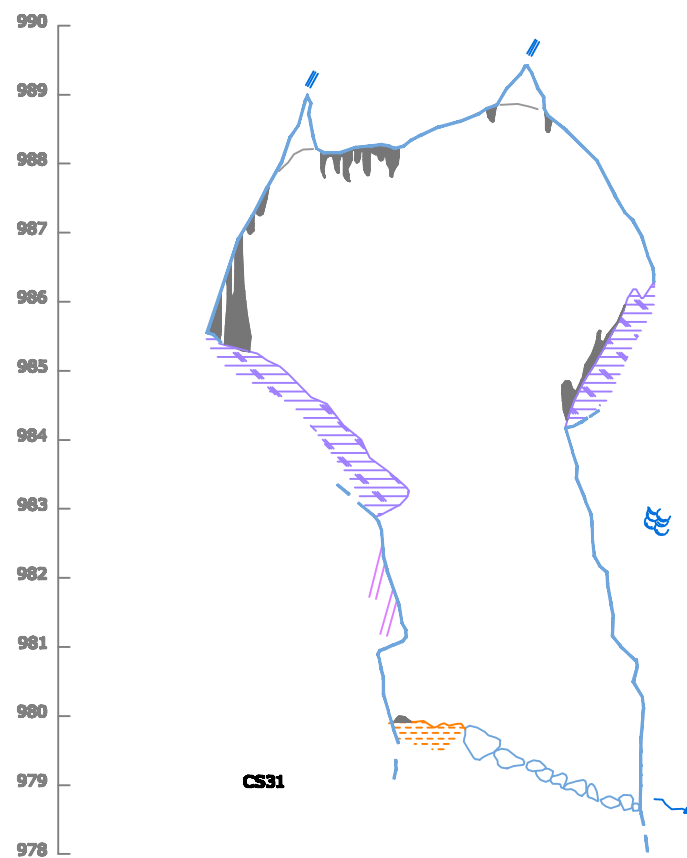
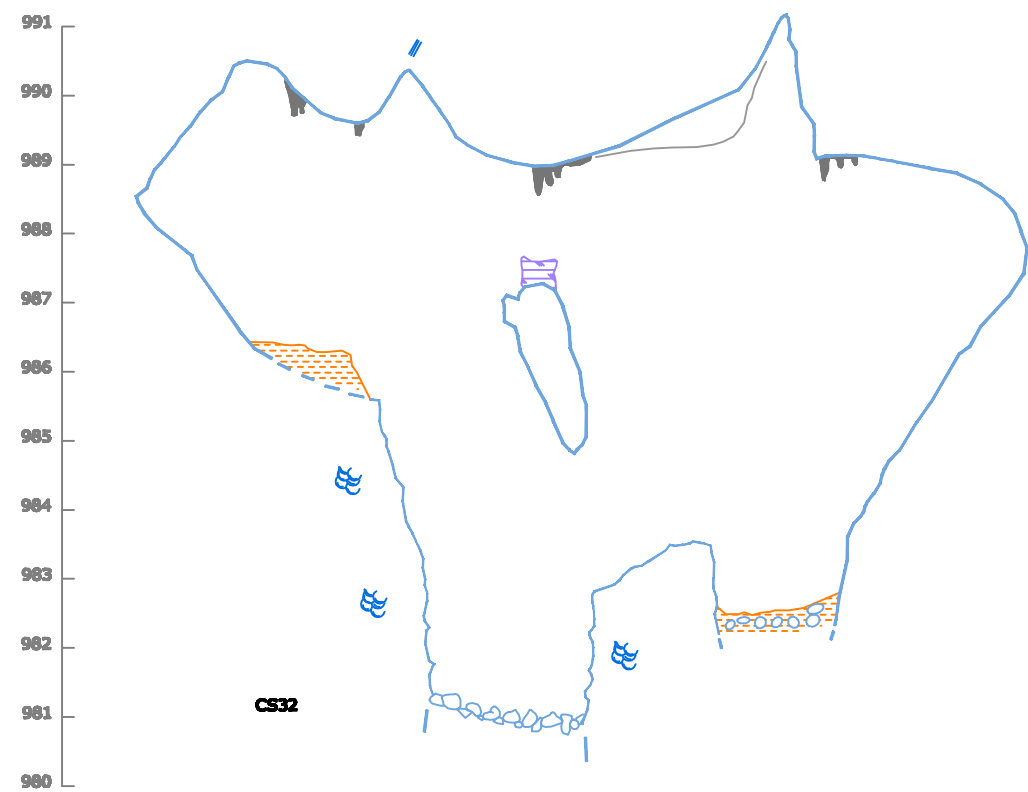
PARED CUEVA	DATACIONES
ARCILLAS (F.DE INTERIOR)	PALEOMAGNETISMO
MARGAS	C14
ARENAS	RESTOS ARQUEOLÓGICOS
NARANJA	SILO
GRAVAS METAMÓRFICAS	CERÁMICA
CONCRECIÓN EROSIONADA	TIZONAZOS, Y RESTOS DE CARBÓN
CONCRECIÓN VIEJA	GRABADOS Y PINTURAS
CONCRECIÓN NUEVA	CATA O BARRENO MINERO
MURCIELAGUINA	RESTOS PALEONTOLÓGICOS
POSADERAS DE MURCIÉLAGO	HUESOS DE OSO
ELEMENTOS GEOLÓGICOS	ZARPAZOS DE OSO
HUELLAS DE CORRIENTE	ZARPAZOS DE MURCIÉLAGO
ESCARPE ROCOSO	RESTOS ANTROPOLÓGICOS
NÓDULOS DE SÍLEX	RESTOS HUMANOS
CAÍDA GRAVITACIONAL	VENA
	SUMIDERO
	SEGUNDO PLANO
	TERCER PLANO



TESIS :
EVOLUCIÓN GEOMORFOLÓGICA DEL KARST DE LA SIERRA DE ATAPUERCA Y SU RELACIÓN CON LOS YACIMIENTOS PLEISTOCENOS

CUEVA: CUEVA DEL SILO **NIVEL: NIVEL 3**
GALERÍA: FRONTAL (Lateral)
SECCIONES: CS29-CS30

AUTOR TESIS : ANA ISABEL ORTEGA MARTÍNEZ		CARTOGRAFÍA BASE : - Planimetría del karst de Turca-Cueva Mayor. 1977-2006. Escala variable. Grupo Espeleológico Ibañeta. Ezcaray, Diputación de Burgos.
Fecha realización: Diciembre 2008	Escala : 1 : 100	
61 de 91		



- LEYENDA**
- | | |
|--------------------------|-------------------------------|
| PARED CUEVA | DATACIONES |
| ARCILLAS (F.DE INTERIOR) | PALEOMAGNETISMO |
| MARGAS | CIÓ |
| ARENAS | RESTOS ARQUEOLÓGICOS |
| NARANJA | SILO |
| GRAVAS METAMÓRFICAS | CERÁMICA |
| CONCRECIÓN EROSIONADA | TIZONAZOS, Y RESTOS DE CARBÓN |
| CONCRECIÓN VIEJA | GRABADOS Y PINTURAS |
| CONCRECIÓN NUEVA | CATA O BARRENO MINERO |
| MURCIELAGUINA | RESTOS PALEONTOLÓGICOS |
| POSADERAS DE MURCIÉLAGO | HUESOS DE OSO |
| ELEMENTOS GEOLÓGICOS | ZARPAZOS DE OSO |
| HUELLAS DE CORRIENTE | ZARPAZOS DE MURCIÉLAGO |
| ESCARPE ROCOSO | RESTOS ANTROPOLÓGICOS |
| NÓDULOS DE SÍLEX | RESTOS HUMANOS |
| CAÍDA GRAVITACIONAL | VENA |
| SUMIDERO | SEGUNDO PLANO |
| TERCER PLANO | |

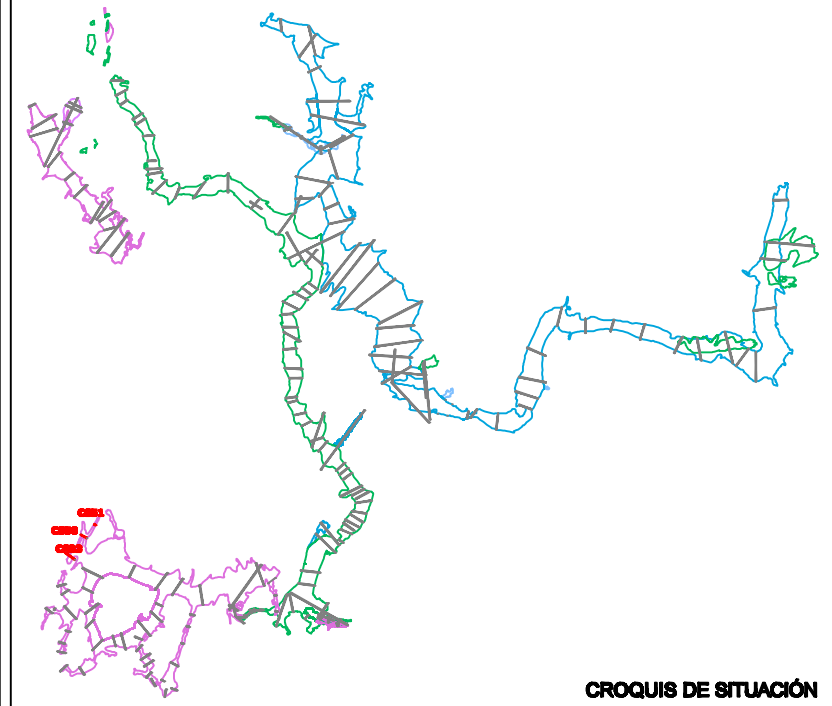
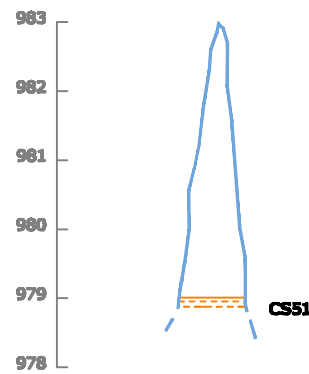
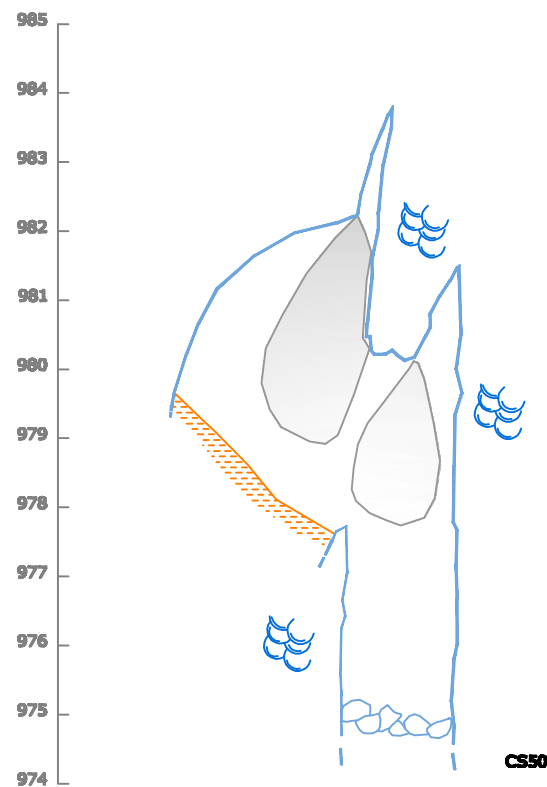
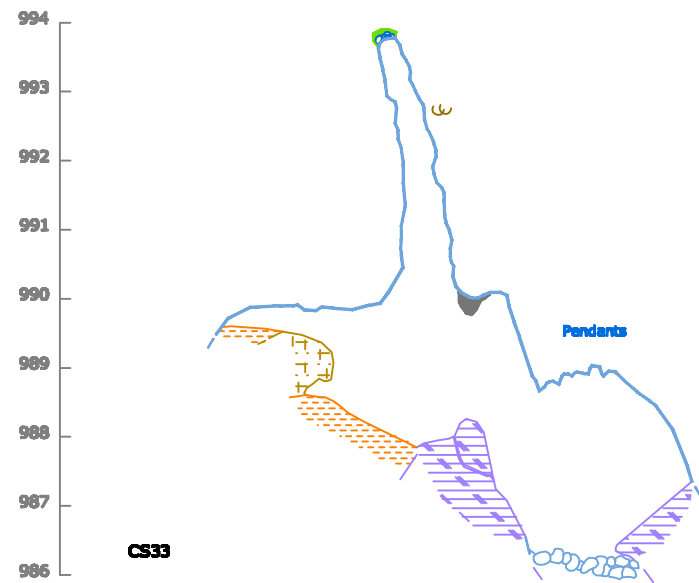
Altitudes referidas al nivel medio del mar en Alicante.



TESIS :
EVOLUCIÓN GEOMORFOLÓGICA DEL KARST DE LA SIERRA DE ATAPUERCA Y SU RELACIÓN CON LOS YACIMIENTOS PLEISTOCENOS

CUEVA: CUEVA DEL SILO **NIVEL: NIVEL 3**
GALERÍA: GALERÍA FRONTAL
SECCIONES: CS32-CS31

AUTOR TESIS : ANA ISABEL ORTEGA MARTÍNEZ		CARTOGRAFÍA BASE :
Fecha realización: Diciembre 2008	Escala : 1 : 100	- Planimetría del karst de Turca-Cueva Mayor. 1977-2006. Escala variable. Grupo Espeleológico Ibañeta. Ibañeta, Diputación de Burgos.
		62 de 91



PARED CUEVA	DATACIONES
ARCILLAS (F. DE INTERIOR)	PALEOMAGNETISMO
MARGAS	CI4
ARENAS	RESTOS ARQUEOLÓGICOS
NARANJA	SILO
GRAVAS METAMÓRFICAS	CERÁMICA
CONCRECIÓN EROSIONADA	TIZONAZOS, Y RESTOS DE CARBÓN
CONCRECIÓN VIEJA	GRABADOS Y PINTURAS
CONCRECIÓN NUEVA	CATA O BARRENO MINERO
MURCIELAGUINA	RESTOS PALEONTOLÓGICOS
POSADERAS DE MURCIÉLAGO	HUESOS DE OSO
ELEMENTOS GEOLÓGICOS	ZARPAZOS DE OSO
HUELLAS DE CORRIENTE	ZARPAZOS DE MURCIÉLAGO
ESCARPE ROCOSO	RESTOS ANTROPOLÓGICOS
NÓDULOS DE SÍLEX	RESTOS HUMANOS
CAÍDA GRAVITACIONAL	SEGUNDO PLANO
VENA	TERCER PLANO

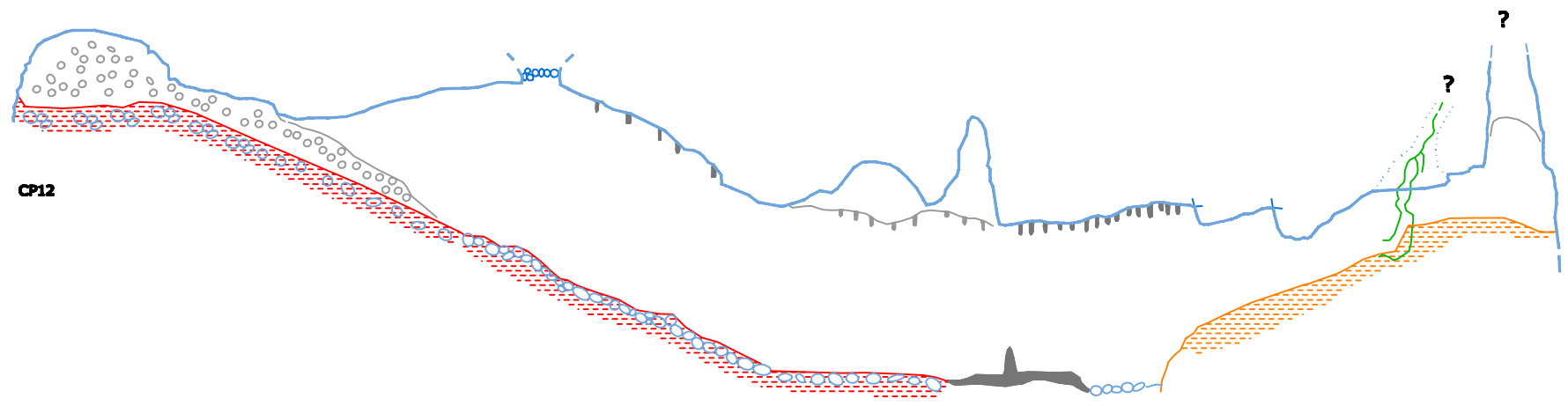
Altitudes referidas al nivel medio del mar en Alicante.



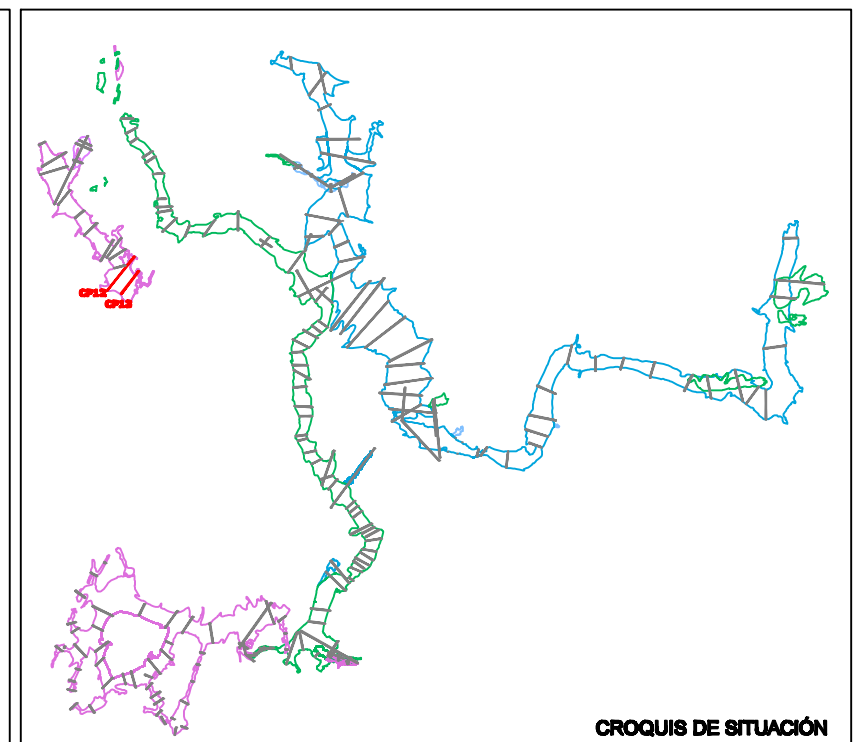
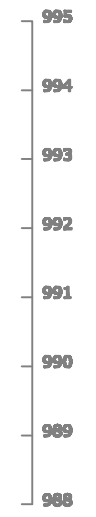
TESIS :
EVOLUCIÓN GEOMORFOLÓGICA DEL KARST DE LA SIERRA DE ATAPUERCA Y SU RELACIÓN CON LOS YACIMIENTOS PLEISTOCENOS

CUEVA: CUEVA DEL SILO **NIVEL: NIVEL 3**
GALERÍA: LA SIMA
SECCIONES: CS33-CS50-CS51

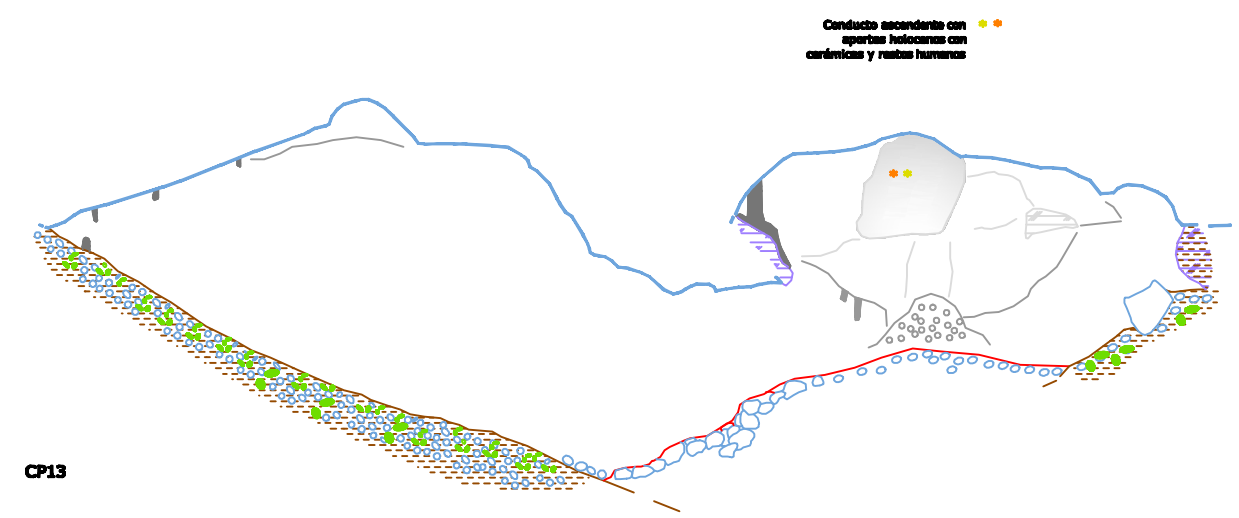
AUTOR TESIS : ANA ISABEL ORTEGA MARTÍNEZ		CARTOGRAFÍA BASE : - Planimetría del karst de Turca-Cueva Mayor. 1977-2006. Escala variable. Grupo Espeleológico Ibañetaín. Ezcarra, Diputación de Burgos.
Fecha realización: Diciembre 2008	Escala : 1 : 100	
63 de 91		



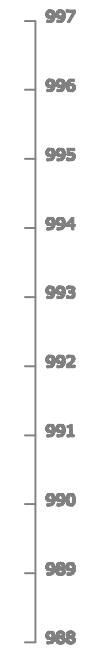
CP12



CROQUIS DE SITUACIÓN



CP13



PARED CUEVA	DATACIONES
ARCILLAS (F.DE INTERIOR)	PALEOMAGNETISMO
MARGAS	CIÚ
ARENAS	RESTOS ARQUEOLÓGICOS
NARANJA	SILO
GRAVAS METAMÓRFICAS	CERÁMICA
CONCRECIÓN EROSIONADA	TIZONAZOS, Y RESTOS DE CARBÓN
CONCRECIÓN VIEJA	GRABADOS Y PINTURAS
CONCRECIÓN NUEVA	CATA O BARRENO MINERO
MURCIÉLAGUINA	RESTOS PALEONTOLÓGICOS
POSADERAS DE MURCIÉLAGO	HUESOS DE OSO
ELEMENTOS GEOLÓGICOS	ZARPAZOS DE OSO
HUELLAS DE CORRIENTE	ZARPAZOS DE MURCIÉLAGO
ESCARPE ROCOSO	RESTOS ANTROPOLÓGICOS
NÓDULOS DE SÍLEX	RESTOS HUMANOS
CAÍDA GRAVITACIONAL	SEGUNDO PLANO
VENA	TERCER PLANO

LEYENDA

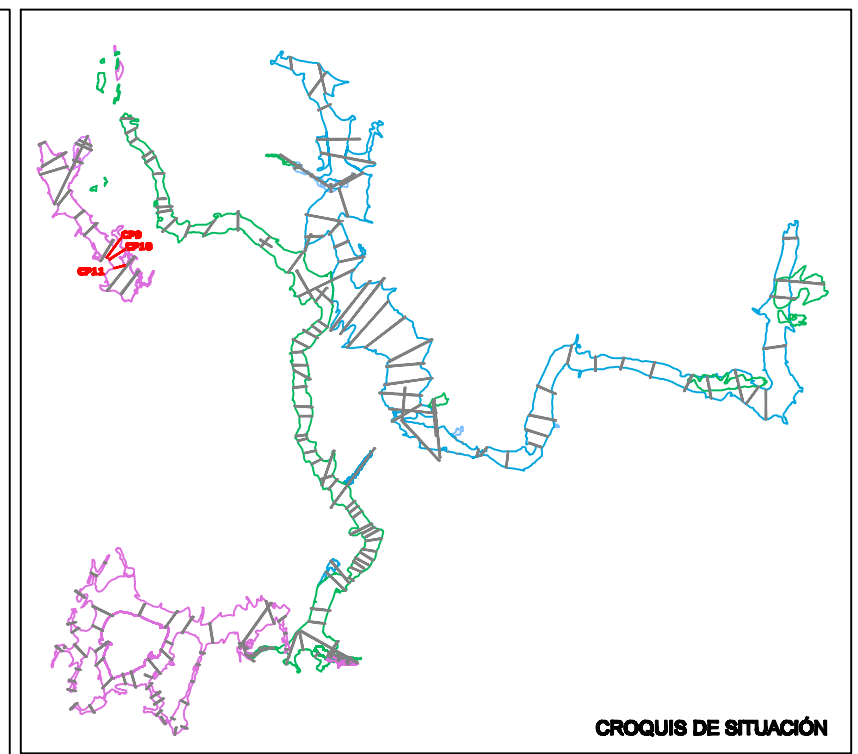
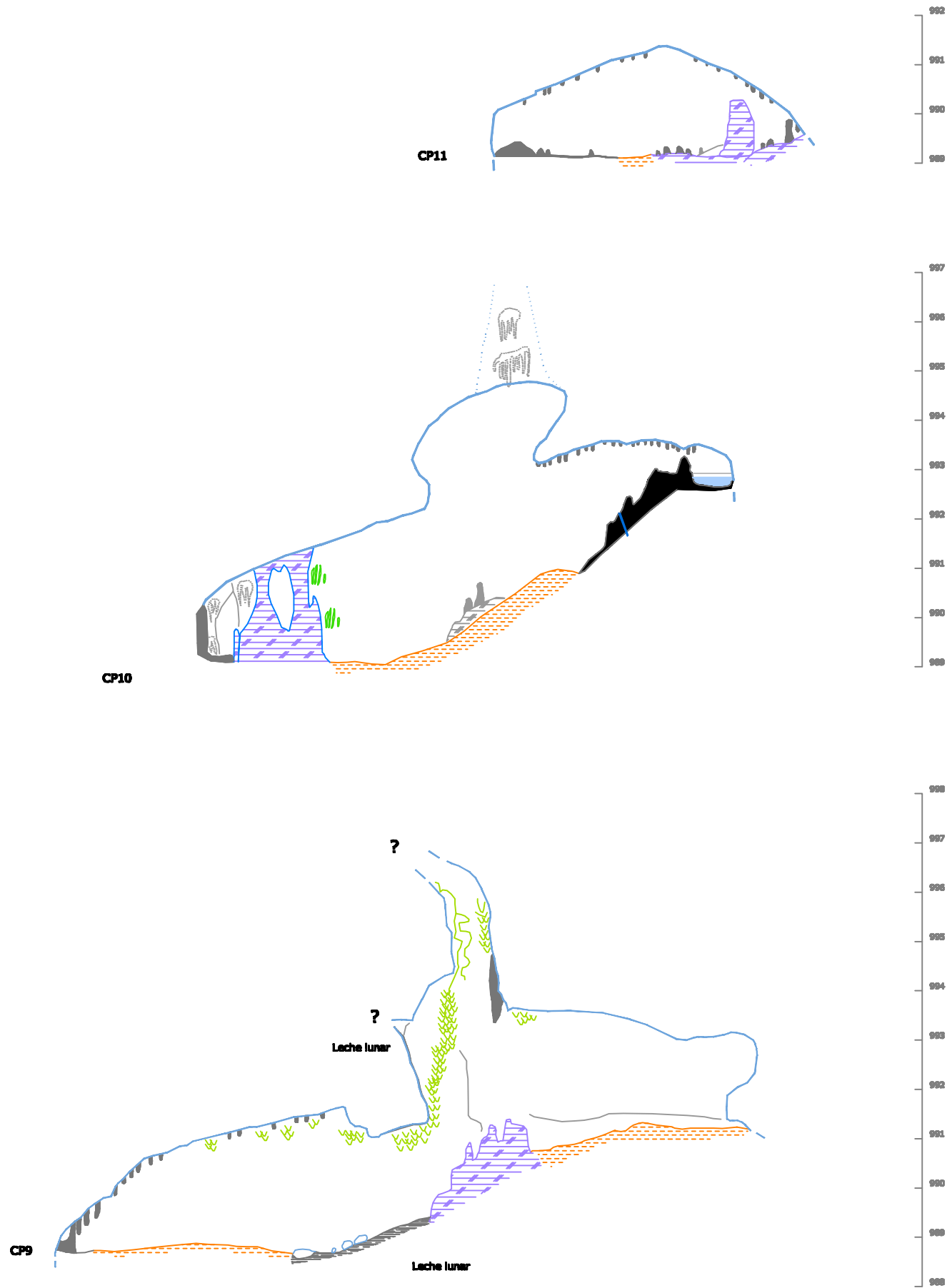
Altitudes referidas al nivel medio del mar en Alicante.



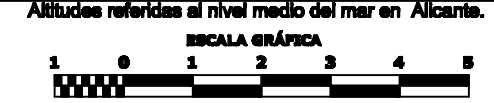
TESIS :
EVOLUCIÓN GEOMORFOLÓGICA DEL KARST DE LA SIERRA DE ATAPUERCA Y SU RELACIÓN CON LOS YACIMIENTOS PLEISTOCENOS

CUEVA: CUEVA PELUDA **NIVEL: NIVEL 3**
GALERÍA: GALERÍA PRINCIPAL
SECCIONES: CP12-CP13

AUTOR TESIS : ANA ISABEL ORTEGA MARTÍNEZ		CARTOGRAF&Iacute;A BASE : - PlanimetrÍa del karst de Turca-Cueva Mayor, 1977-2006. Escala variable. Grupo EspeleolÓgico I&I;berÍenÍs. I&I;berÍenÍs, DiputaciÓn de Burgos.
Fecha realizaci&Oacute;n: Diciembre 2008	Escala : 1 : 100	
64 de 91		



PARED CUEVA	DATACIONES
ARCILLAS (F.DE INTERIOR)	PALEOMAGNETISMO
MARGAS	CI4
ARENAS	RESTOS ARQUEOLÓGICOS
NARANJA	SILO
GRAVAS METAMÓRFICAS	CERÁMICA
CONCRECIÓN EROSIONADA	TIZONAZOS, Y RESTOS DE CARBÓN
CONCRECIÓN VIEJA	GRABADOS Y PINTURAS
CONCRECIÓN NUEVA	CATA O BARRENO MINERO
MURCIELAGUINA	RESTOS PALEONTOLÓGICOS
POSADERAS DE MURCIÉLAGO	HUESOS DE OSO
ELEMENTOS GEOLÓGICOS	ZARPAZOS DE OSO
HUELLAS DE CORRIENTE	ZARPAZOS DE MURCIÉLAGO
ESCARPE ROCOSO	RESTOS ANTROPOLÓGICOS
NÓDULOS DE SÍLEX	RESTOS HUMANOS
CAÍDA GRAVITACIONAL	VENA
SUMIDERO	SEGUNDO PLANO
TERCER PLANO	



TESIS :
EVOLUCIÓN GEOMORFOLÓGICA DEL KARST DE LA SIERRA DE ATAPUERCA Y SU RELACIÓN CON LOS YACIMIENTOS PLEISTOCENOS

CUEVA: CUEVA PELUDA **NIVEL: NIVEL 3**

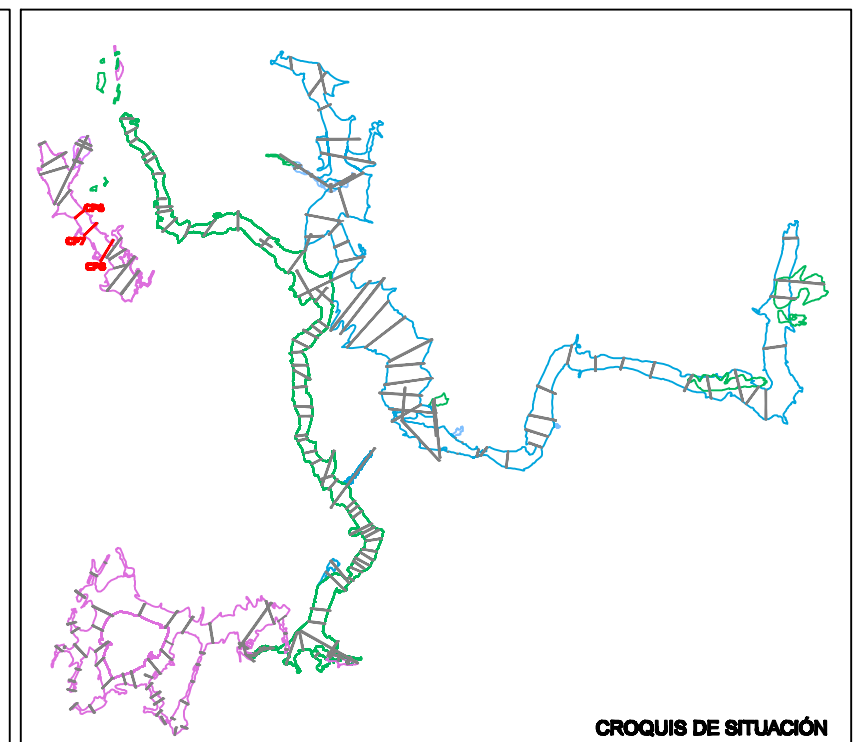
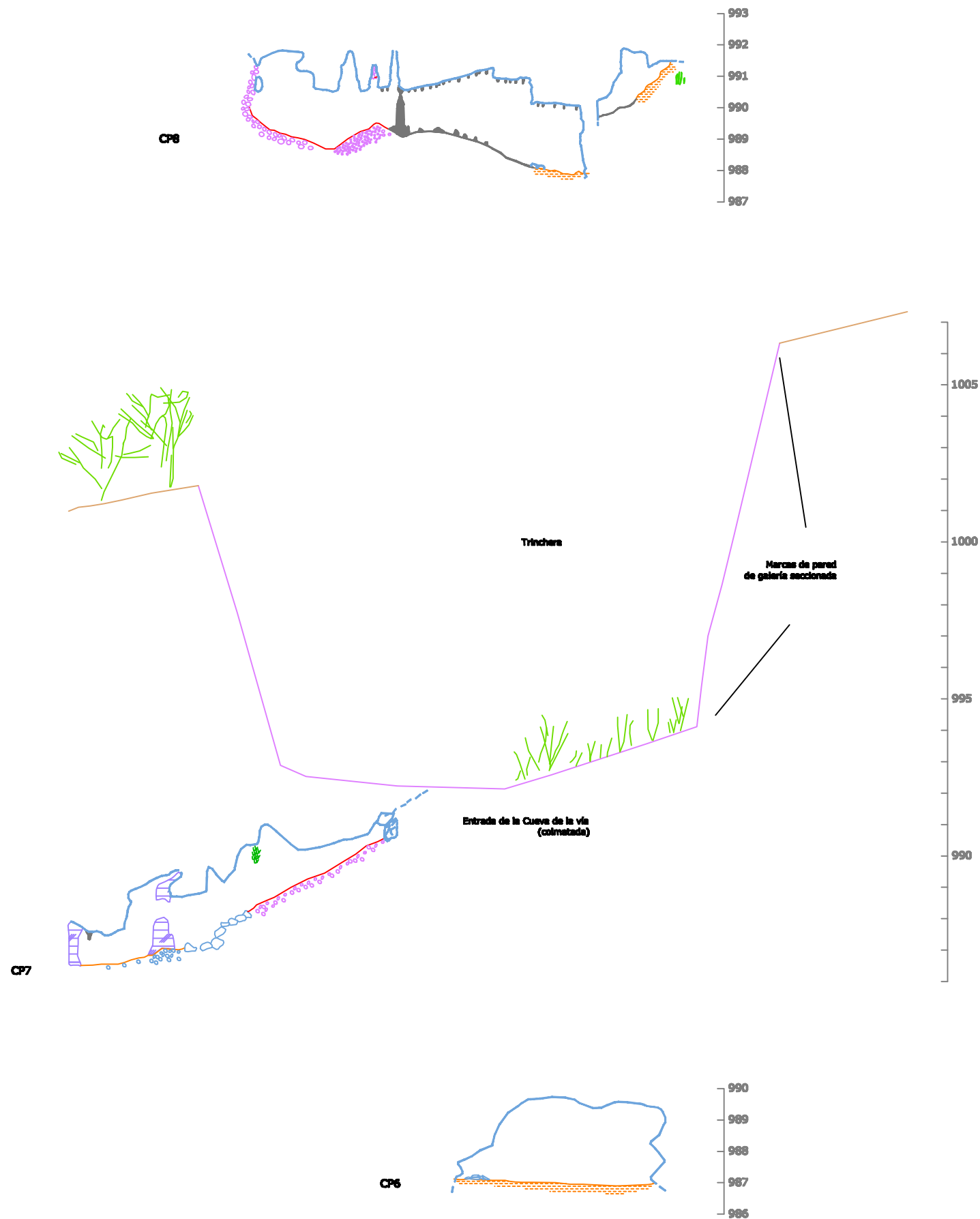
GALERÍA: GALERÍA PRINCIPAL

SECCIONES: CP11-CP10-CP9

AUTOR TESIS :
ANA ISABEL ORTEGA MARTÍNEZ

FECHA REALIZACIÓN: **ESCALA:** **CARTOGRAFÍA BASE :**
 Diciembre 2008 1 : 100 65 de 91

- Planimetría del karst de Turca-Cueva Mayor. 1977-2006. Escala variable. Grupo Espeleológico Ibañeta. Ezcaray, Diputación de Burgos.



LEYENDA

PARED CUEVA	DATACIONES
ARCILLAS (F.DE INTERIOR)	PALEOMAGNETISMO
MARGAS	CI4
ARENAS	RESTOS ARQUEOLÓGICOS
NARANJA	SILO
GRAVAS METAMÓRFICAS	CERÁMICA
CONCRECIÓN EROSIONADA	TIZONAZOS, Y RESTOS DE CARBÓN
CONCRECIÓN VIEJA	GRABADOS Y PINTURAS
CONCRECIÓN NUEVA	CATA O BARRENO MINERO
MURCIELAGUINA	RESTOS PALEONTOLÓGICOS
POSADERAS DE MURCIÉLAGO	HUESOS DE OSO
ELEMENTOS GEOLÓGICOS	ZARPAZOS DE OSO
HUELLAS DE CORRIENTE	ZARPAZOS DE MURCIÉLAGO
ESCARPE ROCOSO	RESTOS ANTROPOLÓGICOS
NÓDULOS DE SÍLEX	RESTOS HUMANOS
CAÍDA GRAVITACIONAL	SEGUNDO PLANO
VENA	TERCER PLANO

Altitudes referidas al nivel medio del mar en Alicante.



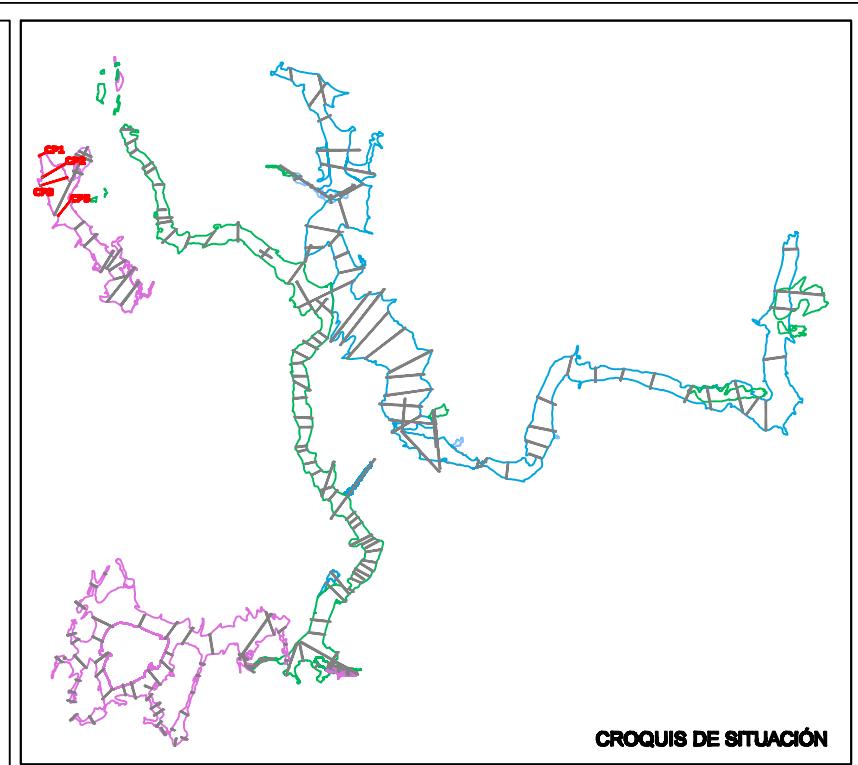
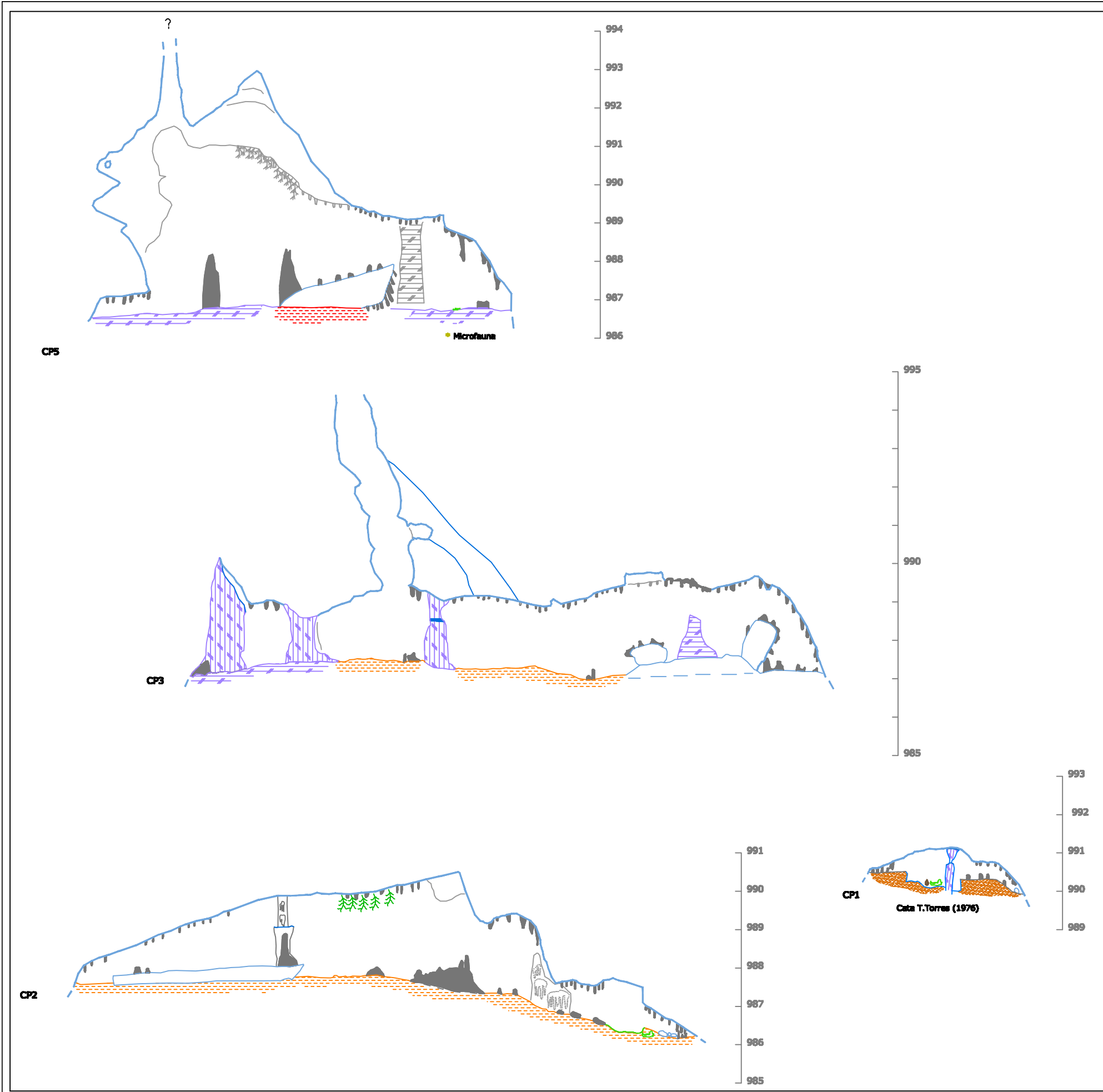
TESIS :
EVOLUCIÓN GEOMORFOLÓGICA DEL KARST DE LA SIERRA DE ATAPUERCA Y SU RELACIÓN CON LOS YACIMIENTOS PLEISTOCENOS

CUEVA: CUEVA PELUDA **NIVEL: NIVEL 3**
GALERÍA: GALERÍA PRINCIPAL
SECCIONES: CP8-CP7-CP6

AUTOR TESIS :
ANA ISABEL ORTEGA MARTÍNEZ

Fecha realización: **Escala :**
Diciembre 2008 **1 : 100** **66 de 91**

CARTOGRAFÍA BASE :
 - Planimetría del karst de Turca-Cueva Mayor, 1977-2006. Escala variable.
 Grupo Espeleológico Ibañeta.
 Ezcarra, Diputación de Burgos.



LEYENDA

— PARED CUEVA	• DATACIONES
— ARCILLAS (F.DE INTERIOR)	* PALEOMAGNETISMO
— MARGAS	* C14
— ARENAS	• RESTOS ARQUEOLÓGICOS
— NARANJA	○ SILO
— GRAVAS METAMÓRFICAS	○ CERÁMICA
— CONCRECIÓN EROSIONADA	— TIZONAZOS, Y RESTOS DE CARBÓN
— CONCRECIÓN VIEJA	— GRABADOS Y PINTURAS
— CONCRECIÓN NUEVA	— CATA O BARRENO MINERO
— MURCIELAGUINA	• RESTOS PALEONTOLÓGICOS
— POSADERAS DE MURCIÉLAGO	— HUESOS DE OSO
— ELEMENTOS GEOLÓGICOS	— ZARPAZOS DE OSO
— HUELLAS DE CORRIENTE	— ZARPAZOS DE MURCIÉLAGO
— ESCARPE ROCOSO	• RESTOS ANTROPOLÓGICOS
— NÓDULOS DE SÍLEX	— RESTOS HUMANOS
— CAÍDA GRAVITACIONAL	— VENA
	— SEGUNDO PLANO
	— TERCER PLANO

Altitudes referidas al nivel medio del mar en Alicante.

ESCALA GRÁFICA

TESIS :
EVOLUCIÓN GEOMORFOLÓGICA DEL KARST DE LA SIERRA DE ATAPUERCA Y SU RELACIÓN CON LOS YACIMIENTOS PLEISTOCENOS

CUEVA: CUEVA PELUDA **NIVEL: NIVEL 3**

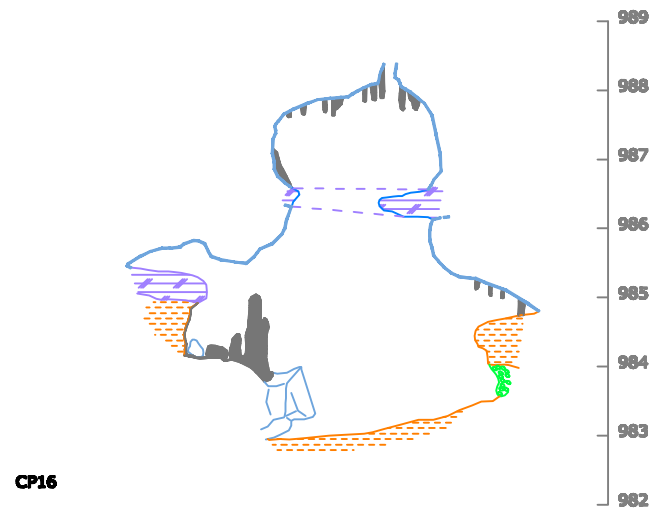
GALERÍA: GALERÍA PRINCIPAL

SECCIONES: CP5-CP3-CP2-CP1

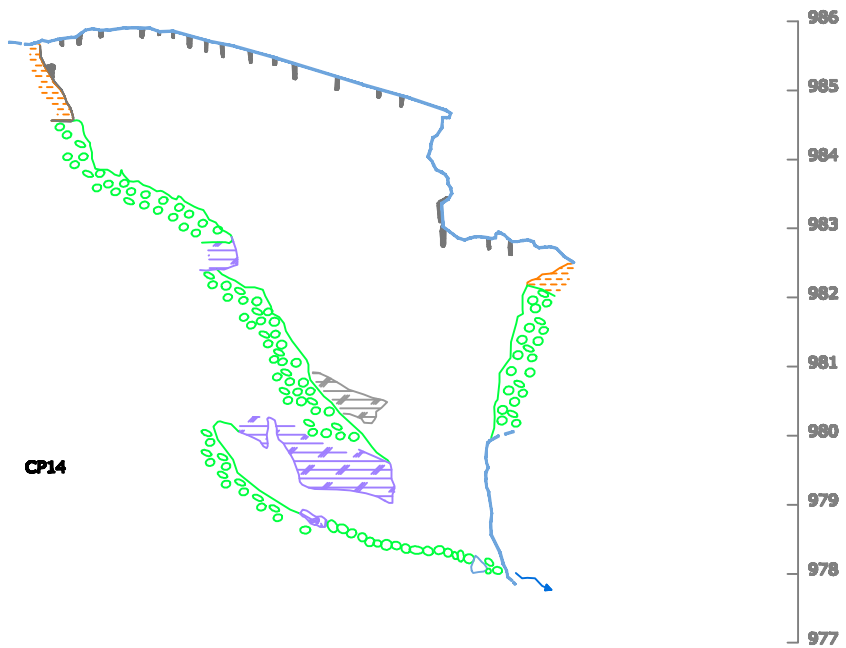
AUTOR TESIS :
ANA ISABEL ORTEGA MARTÍNEZ

Fecha realización: **Escala :**
Diciembre 2008 **1 : 100** **67 de 91**

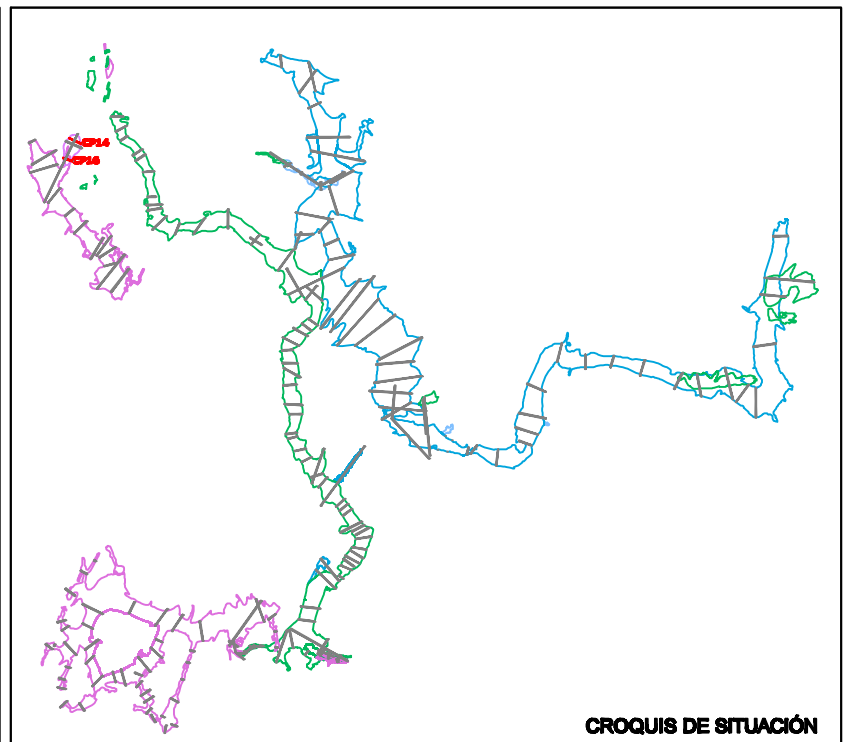
CARTOGRAFÍA BASE :
 - Planimetría del karst de Torres-Cueva Mayor, 1977-2006. Escala variable. Grupo Espeleológico Educativo. Ictoma, Diputación de Burgos.



CP16



CP14



CROQUIS DE SITUACIÓN

PARED CUEVA	DATACIONES
ARCILLAS (F.DE INTERIOR)	PALEOMAGNETISMO
MARGAS	CIÚ
ARENAS	RESTOS ARQUEOLÓGICOS
NARANJA	SILO
GRAVAS METAMÓRFICAS	CERÁMICA
CONCRECIÓN EROSIONADA	TIZONAZOS, Y RESTOS DE CARBÓN
CONCRECIÓN VIEJA	GRABADOS Y PINTURAS
CONCRECIÓN NUEVA	CATA O BARRENO MINERO
MURCIELAGUINA	RESTOS PALEONTOLÓGICOS
POSADERAS DE MURCIÉLAGO	HUESOS DE OSO
ELEMENTOS GEOLÓGICOS	ZARPAZOS DE OSO
HUELLAS DE CORRIENTE	ZARPAZOS DE MURCIÉLAGO
ESCARPE ROCOSO	RESTOS ANTROPOLÓGICOS
NÓDULOS DE SÍLEX	RESTOS HUMANOS
CAÍDA GRAVITACIONAL	VENA
SUMIDERO	SEGUNDO PLANO
TERCER PLANO	

LEYENDA

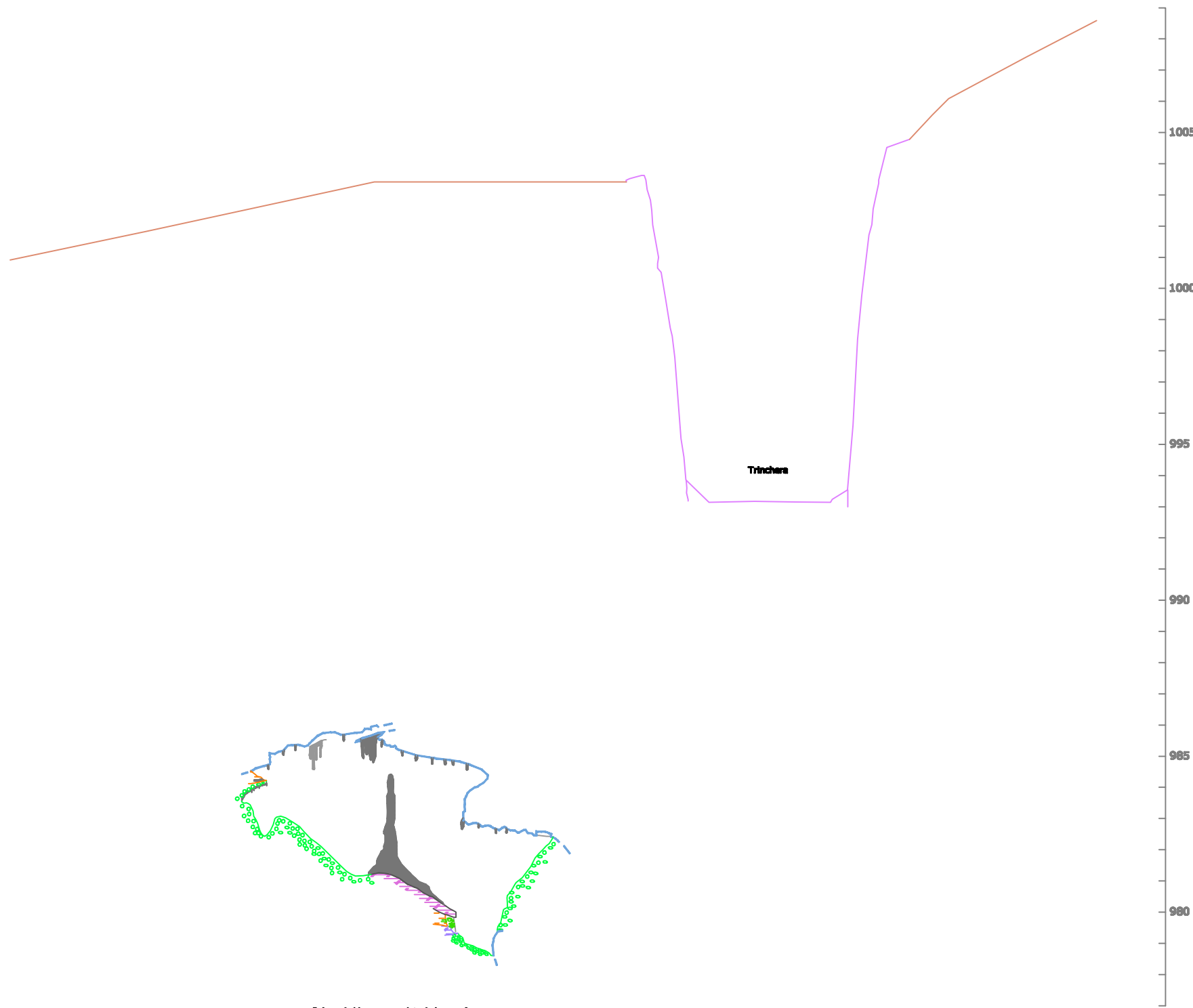
Altitudes referidas al nivel medio del mar en Alicante.



TESIS :
EVOLUCIÓN GEOMORFOLÓGICA DEL KARST DE LA SIERRA DE ATAPUERCA Y SU RELACIÓN CON LOS YACIMIENTOS PLEISTOCENOS

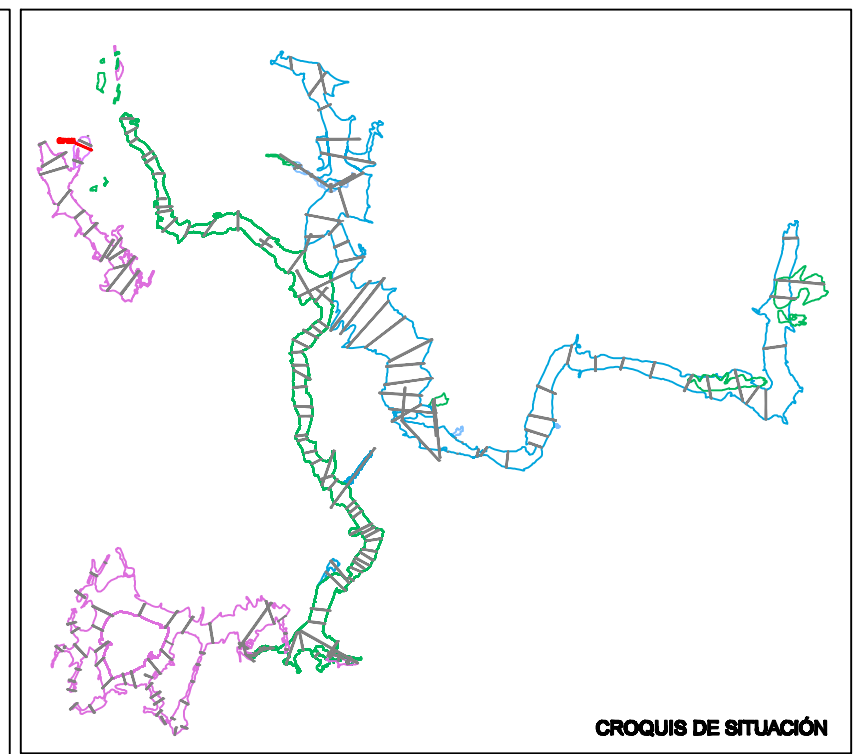
CUEVA: CUEVA PELUDA **NIVEL: NIVEL 3**
GALERÍA: GALERÍA INFERIOR
SECCIONES: CP16-CP14

AUTOR TESIS : ANA ISABEL ORTEGA MARTÍNEZ		CARTOGRAF&Iacute;A BASE : - PlanimetrÍa del karst de Turca-Cueva Mayor. 1977-2006. Escala varias. Grupo EspeleolÓgico IÍberico. IÍberca, DiputaciÓn de Burgos.
Fecha realizaci&Oacute;n: Diciembre 2008	Escala : 1 : 100	
68 de 91		



CP15

Crisol de lana y esqueleto de lagomorfó *



CROQUIS DE SITUACIÓN

PARED CUEVA	DATACIONES
ARCILLAS (F.DE INTERIOR)	PALEOMAGNETISMO
MARGAS	CIÁ
ARENAS	RESTOS ARQUEOLÓGICOS
NARANJA	SILO
GRAVAS METAMÓRFICAS	CERÁMICA
CONCRECIÓN EROSIONADA	TIZONAZOS, Y RESTOS DE CARBÓN
CONCRECIÓN VIEJA	GRABADOS Y PINTURAS
CONCRECIÓN NUEVA	CATA O BARRENO MINERO
MURCIELAGUINA	RESTOS PALEONTOLÓGICOS
POSADERAS DE MURCIÉLAGO	HUESOS DE OSO
ELEMENTOS GEOLÓGICOS	ZARPAZOS DE OSO
HUELLAS DE CORRIENTE	ZARPAZOS DE MURCIÉLAGO
ESCARPE ROCOSO	RESTOS ANTROPOLÓGICOS
NÓDULOS DE SÍLEX	RESTOS HUMANOS
CAÍDA GRAVITACIONAL	SUMIDERO
VENA	SEGUNDO PLANO
TERCER PLANO	

LEYENDA

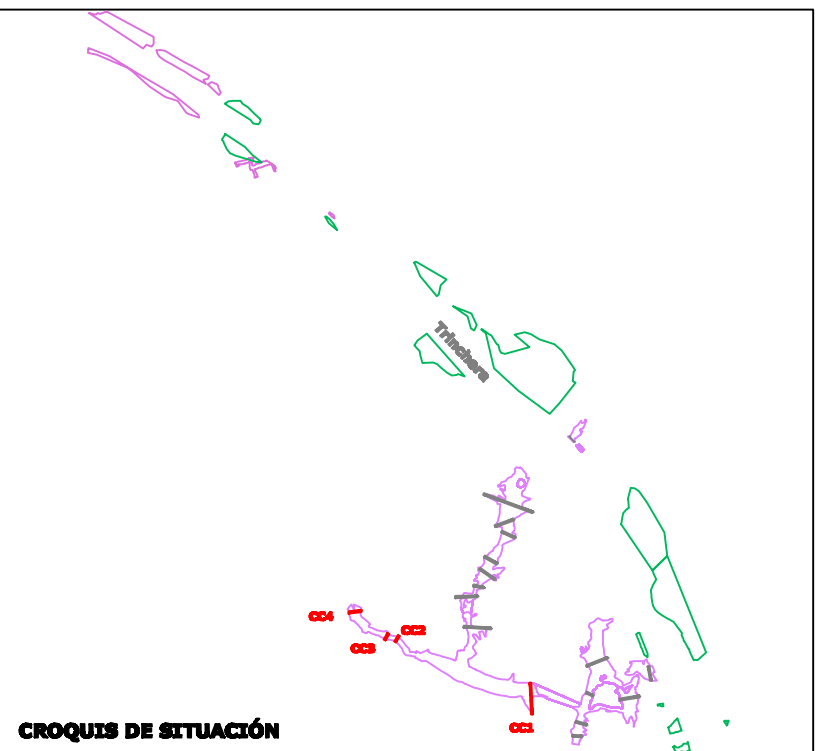
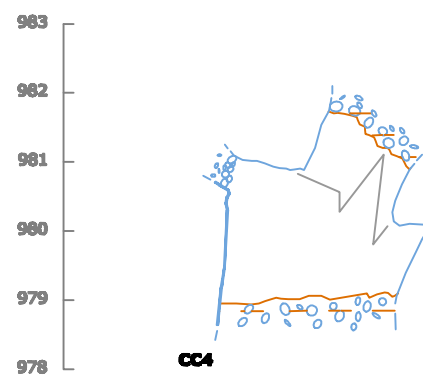
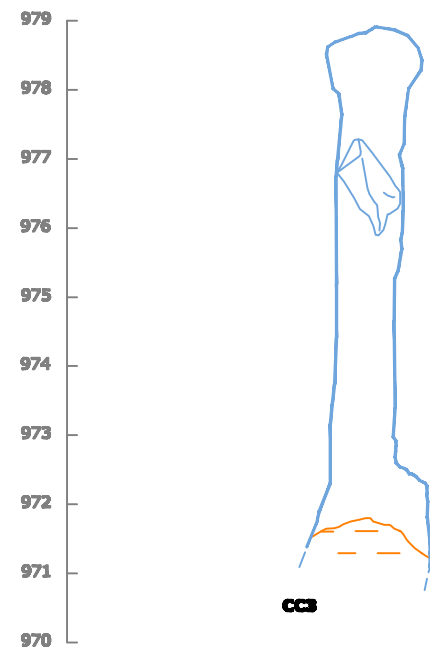
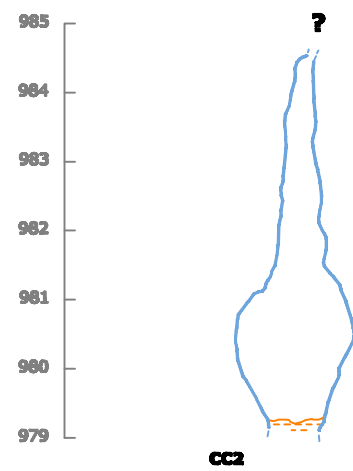
Altitudes referidas al nivel medio del mar en Alicante.



TESIS :
EVOLUCIÓN GEOMORFOLÓGICA DEL KARST DE LA SIERRA DE ATAPUERCA Y SU RELACIÓN CON LOS YACIMIENTOS PLEISTOCENOS

CUEVA: CUEVA PELUDA **NIVEL: NIVEL 3**
GALERÍA: GALERÍA INFERIOR
SECCIONES: CP15

AUTOR TESIS : ANA ISABEL ORTEGA MARTÍNEZ		CARTOGRAFÍA BASE : - Planimetría del karst de Turca-Cueva Mayor. 1977-2006. Escala variable. Grupo Espeleológico Ibañeta. Ezcaray, Diputación de Burgos.
Fecha realización: Diciembre 2008	Escala : 1 : 100	
69 de 91		



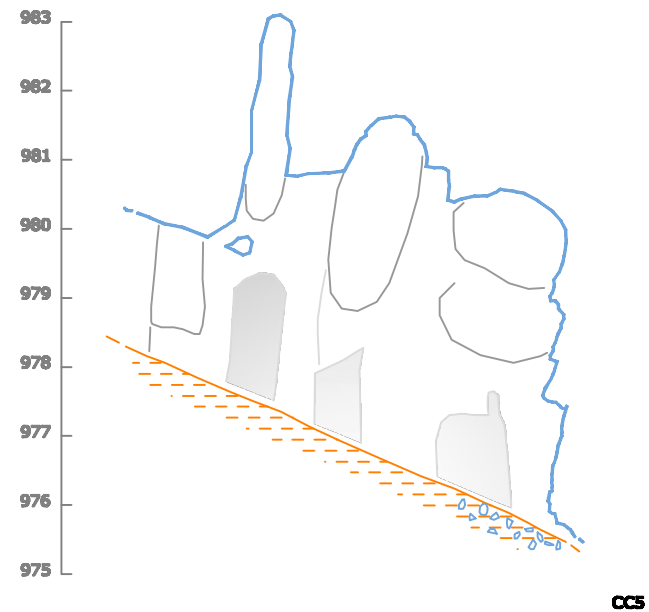
PARED CUEVA	DATACIONES
ARCILLAS (F.DE INTERIOR)	PALEOMAGNETISMO
MARGAS	CI4
ARENAS	RESTOS ARQUEOLÓGICOS
NARANJA	SILO
GRAVAS METAMÓRFICAS	CERÁMICA
CONCRECIÓN EROSIONADA	TIZONAZOS, Y RESTOS DE CARBÓN
CONCRECIÓN VIEJA	GRABADOS Y PINTURAS
CONCRECIÓN NUEVA	CATA O BARRENO MINERO
MURCIELAGUINA	RESTOS PALEONTOLÓGICOS
POSADERAS DE MURCIÉLAGO	HUESOS DE OSO
ELEMENTOS GEOLÓGICOS	ZARPAZOS DE OSO
HUELLAS DE CORRIENTE	ZARPAZOS DE MURCIÉLAGO
ESCARPE ROCOSO	RESTOS ANTROPOLÓGICOS
NÓDULOS DE SÍLEX	RESTOS HUMANOS
CAÍDA GRAVITACIONAL	SEGUNDO PLANO
VENA	TERCER PLANO



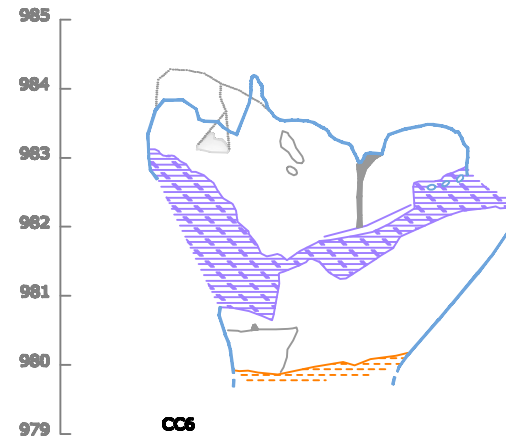
TESIS :
EVOLUCIÓN GEOMORFOLÓGICA DEL KARST DE LA SIERRA DE ATAPUERCA Y SU RELACIÓN CON LOS YACIMIENTOS PLEISTOCENOS

CUEVA: CUEVA COMPRESOR **NIVEL: NIVEL 3**
GALERÍA: GALERÍA TRANSVERSAL
SECCIONES: CC1-CC2-CC3-CC4

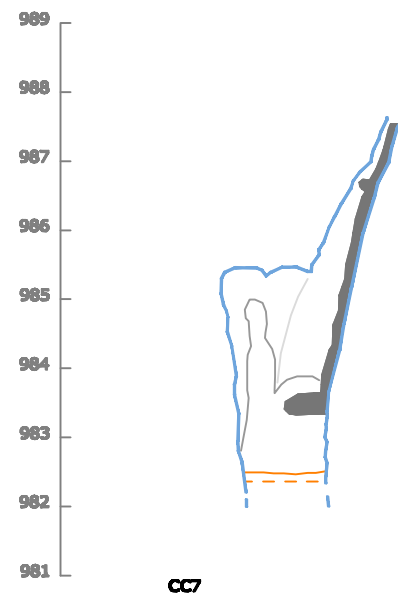
AUTOR TESIS : ANA ISABEL ORTEGA MARTÍNEZ		CARTOGRAFÍA BASE : FICHA: - Planimetría del karst de Torca-Cueva Mayor. 1977-2006. Escala vertical Grupo Espeleológico Madrileño. Iccma. Diputación de Burgos.
Fecha realización: Diciembre 2008	Escala : 1 : 100	



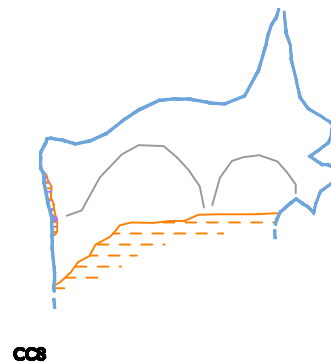
CC5



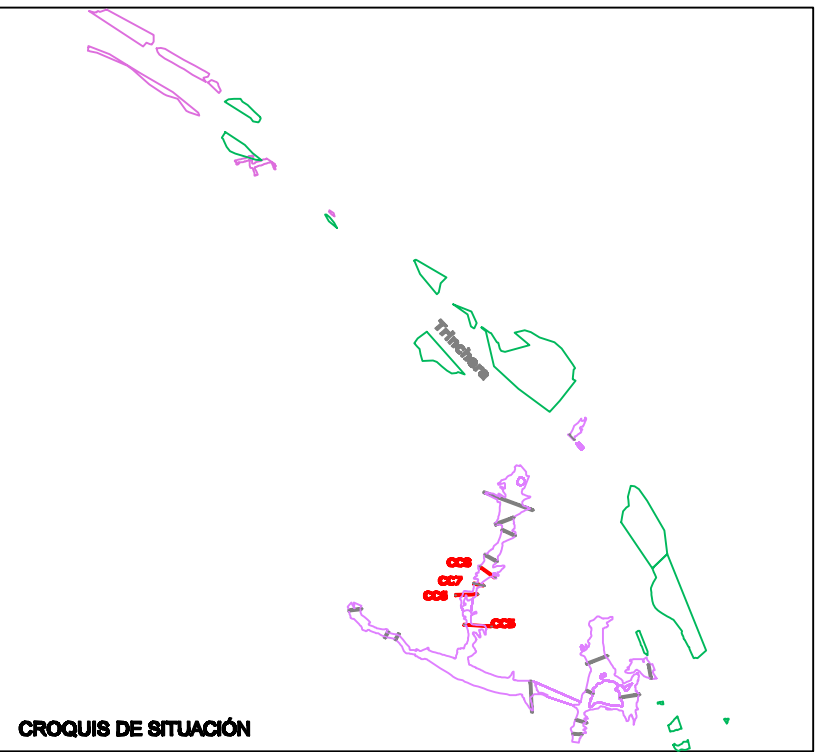
CC6



CC7



CC8



CROQUIS DE SITUACIÓN

PARED CUEVA	DATACIONES
ARCILLAS (F.DE INTERIOR)	PALEOMAGNETISMO
MARGAS	CI4
ARENAS	RESTOS ARQUEOLÓGICOS
NARANJA	SILO
GRAVAS METAMÓRFICAS	CERÁMICA
CONCRECIÓN EROSIONADA	TIZONAZOS, Y RESTOS DE CARBÓN
CONCRECIÓN VIEJA	GRABADOS Y PINTURAS
CONCRECIÓN NUEVA	CATA O BARRENO MINERO
MURCIELAGUINA	RESTOS PALEONTOLÓGICOS
POSADERAS DE MURCIÉLAGO	HUESOS DE OSO
ELEMENTOS GEOLÓGICOS	ZARPAZOS DE OSO
HUELLAS DE CORRIENTE	ZARPAZOS DE MURCIÉLAGO
ESCARPE ROCOSO	RESTOS ANTROPOLÓGICOS
NÓDULOS DE SÍLEX	RESTOS HUMANOS
SUMIDERO	VENA
CAÍDA GRAVITACIONAL	SEGUNDO PLANO
	TERCER PLANO

LEYENDA

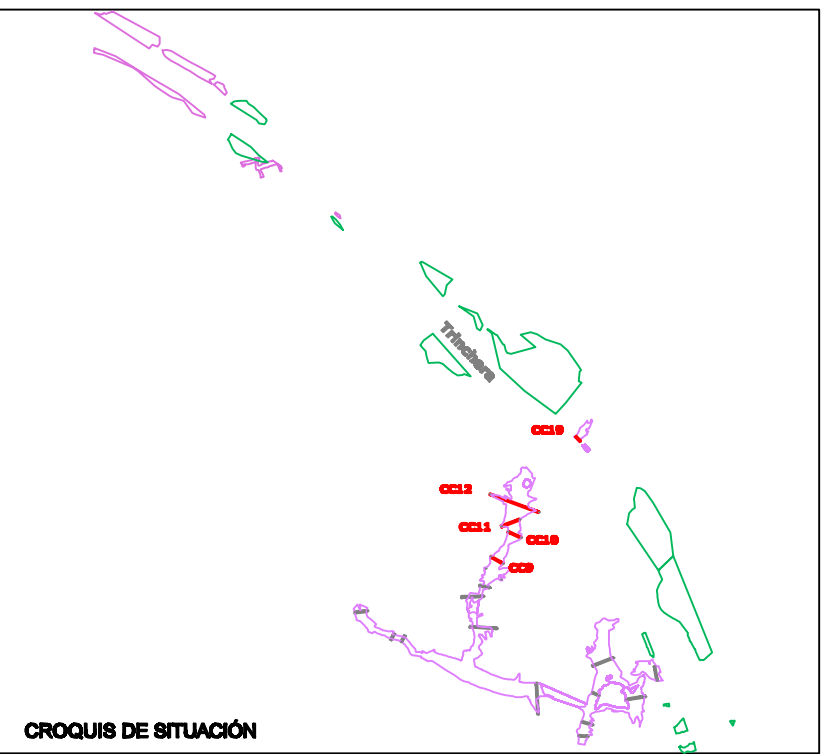
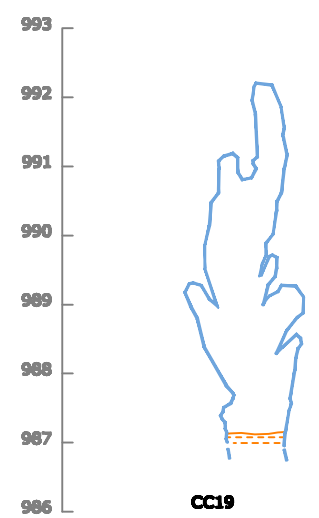
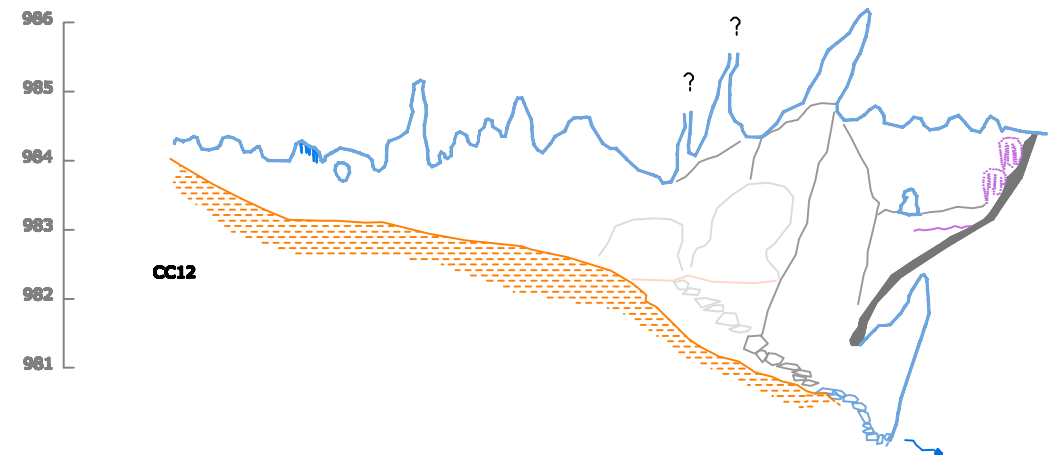
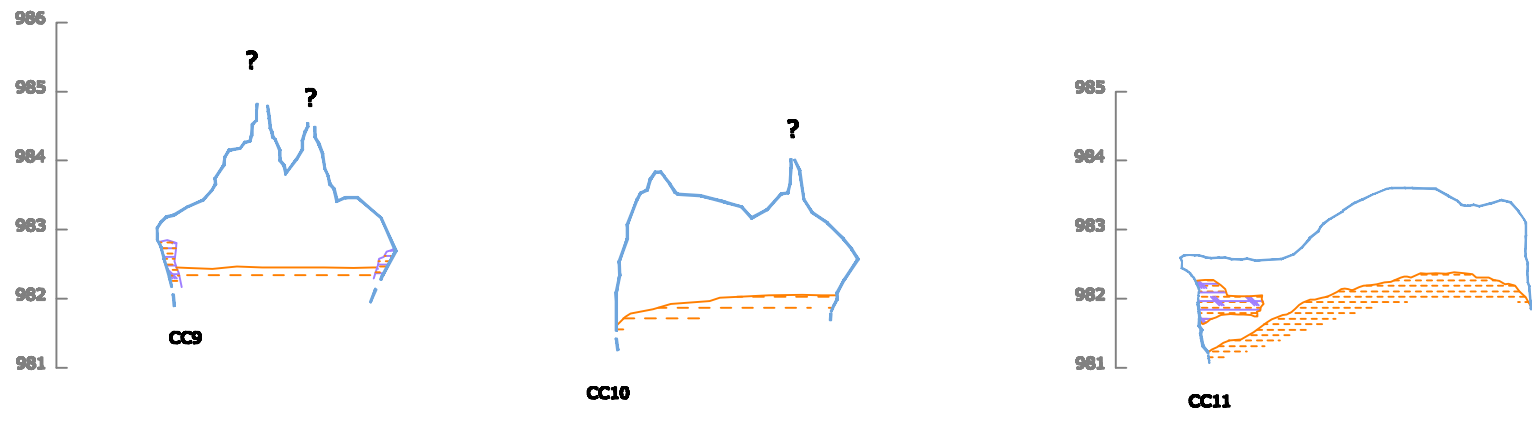
Altitudes referidas al nivel medio del mar en Alicante.



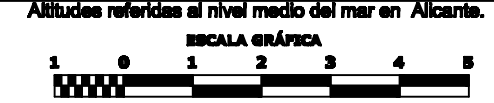
TESIS :
EVOLUCIÓN GEOMORFOLÓGICA DEL KARST DE LA SIERRA DE ATAPUERCA Y SU RELACIÓN CON LOS YACIMIENTOS PLEISTOCENOS

CUEVA: CUEVA COMPRESOR **NIVEL: NIVEL 3**
GALERÍA: GALERÍA CENTRAL
SECCIONES: CC5-CC6-CC7-CC8

AUTOR TESIS : ANA ISABEL ORTEGA MARTÍNEZ		CARTOGRAFÍA BASE : FICHA: - Planimetría del karst de Torca-Cueva Mayor. 1977-2006. Escala vertical Grupo Espeleológico Insuwaite. Izenna. Diputación de Burgos.
Fecha realización: Diciembre 2008	Escala : 1 : 100	



PARED CUEVA	DATACIONES
ARCILLAS (F.DE INTERIOR)	PALEOMAGNETISMO
MARGAS	CI4
ARENAS	RESTOS ARQUEOLÓGICOS
NARANJA	SILO
GRAVAS METAMÓRFICAS	CERÁMICA
CONCRECIÓN EROSIONADA	TIZONAZOS, Y RESTOS DE CARBÓN
CONCRECIÓN VIEJA	GRABADOS Y PINTURAS
CONCRECIÓN NUEVA	CATA O BARRENO MINERO
MURCIELAGUINA	RESTOS PALEONTOLÓGICOS
POSADERAS DE MURCIÉLAGO	HUESOS DE OSO
ELEMENTOS GEOLÓGICOS	ZARPAZOS DE OSO
HUELLAS DE CORRIENTE	ZARPAZOS DE MURCIÉLAGO
ESCARPE ROCOSO	RESTOS ANTROPOLÓGICOS
NÓDULOS DE SÍLEX	RESTOS HUMANOS
CAÍDA GRAVITACIONAL	SUMIDERO
VENA	SEGUNDO PLANO
TERCER PLANO	



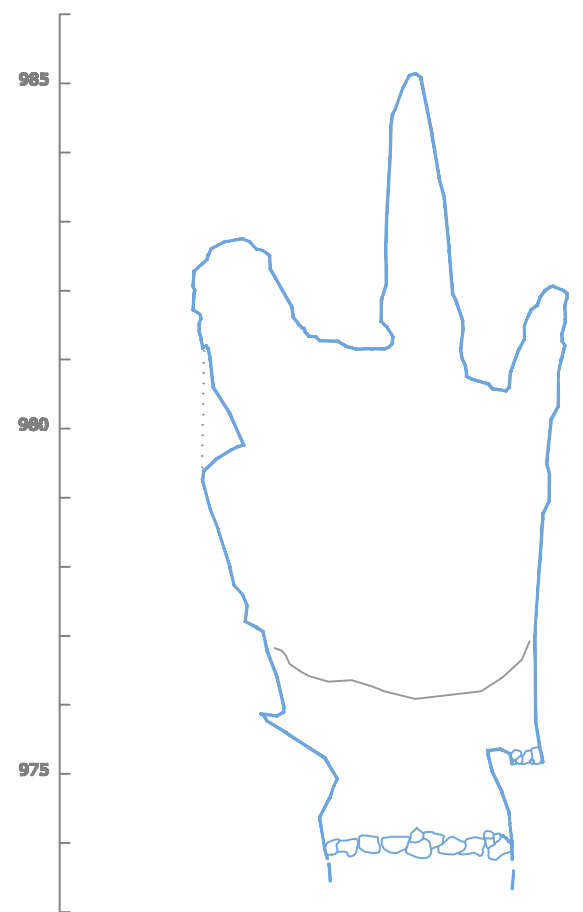
TESIS :
EVOLUCIÓN GEOMORFOLÓGICA DEL KARST DE LA SIERRA DE ATAPUERCA Y SU RELACIÓN CON LOS YACIMIENTOS PLEISTOCENOS

CUEVA: CUEVA COMPRESOR **NIVEL: NIVEL 3**
GALERÍA: GALERÍA NORTE
SECCIONES: CC9-CC10-CC11-CC12-CC19

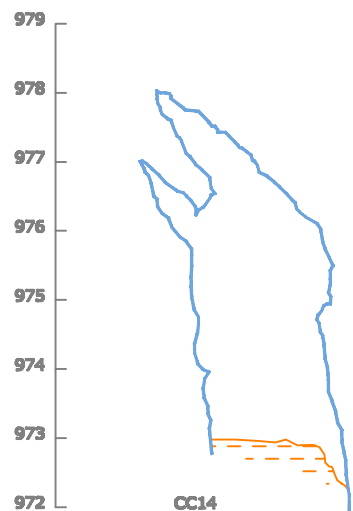
AUTOR TESIS :
ANA ISABEL ORTEGA MARTÍNEZ

Fecha realización: Diciembre 2008 **Escala :** 1 : 100 **72 de 91**

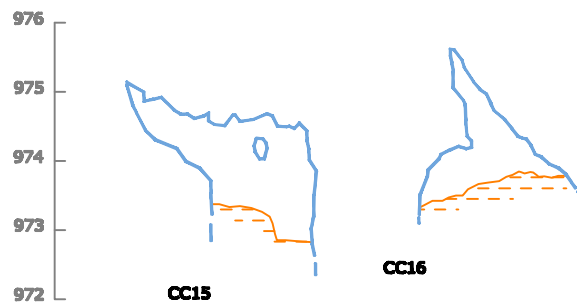
CARTOGRAFÍA BASE :
 - Planimetría del karst de Turca-Cueva Mayor. 1977-2006. Escala variable. Grupo Espeleológico Ibañeta. Ibañeta, Diputación de Burgos.



CC13

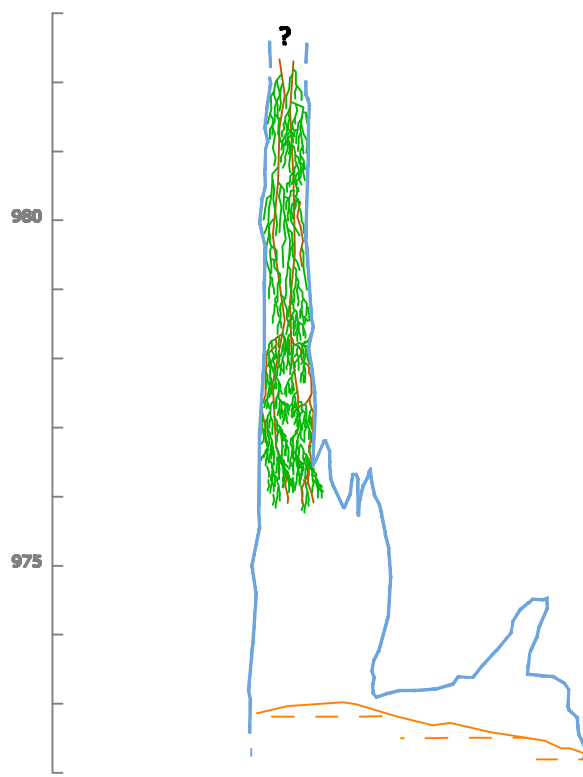


CC14

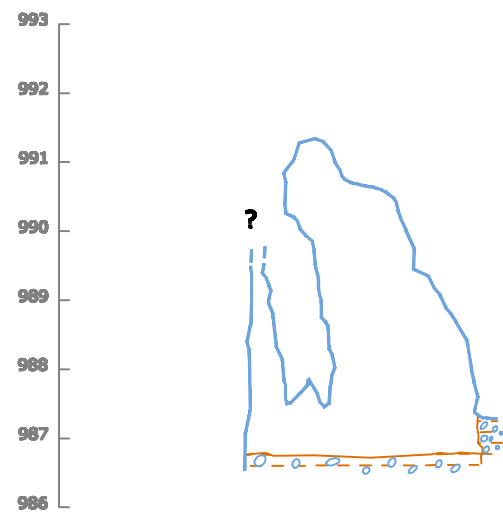


CC15

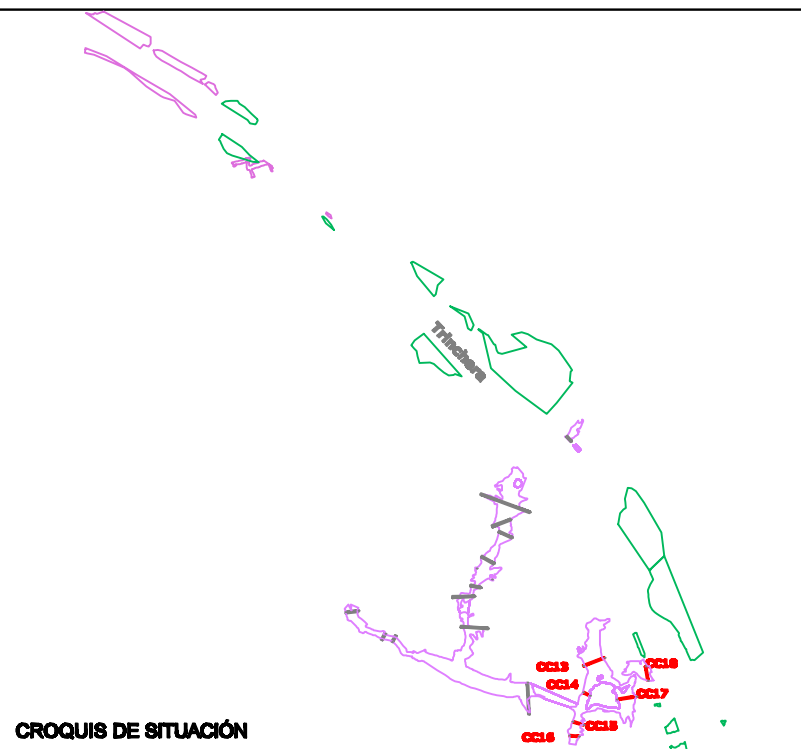
CC16



CC17



CC18



CROQUIS DE SITUACIÓN

PARED CUEVA	DATACIONES
ARCILLAS (F.DE INTERIOR)	PALEOMAGNETISMO
MARGAS	CI4
ARENAS	RESTOS ARQUEOLÓGICOS
NARANJA	SILO
GRAVAS METAMÓRFICAS	CERÁMICA
CONCRECIÓN EROSIONADA	TIZONAZOS, Y RESTOS DE CARBÓN
CONCRECIÓN VIEJA	GRABADOS Y PINTURAS
CONCRECIÓN NUEVA	CATA O BARRENO MINERO
MURCIELAGUINA	RESTOS PALEONTOLÓGICOS
POSADERAS DE MURCIÉLAGO	HUESOS DE OSO
ELEMENTOS GEOLÓGICOS	ZARPAZOS DE OSO
HUELLAS DE CORRIENTE	ZARPAZOS DE MURCIÉLAGO
ESCARPE ROCOSO	RESTOS ANTROPOLÓGICOS
NÓDULOS DE SÍLEX	RESTOS HUMANOS
CAÍDA GRAVITACIONAL	SUMIDERO
VENA	SEGUNDO PLANO
TERCER PLANO	

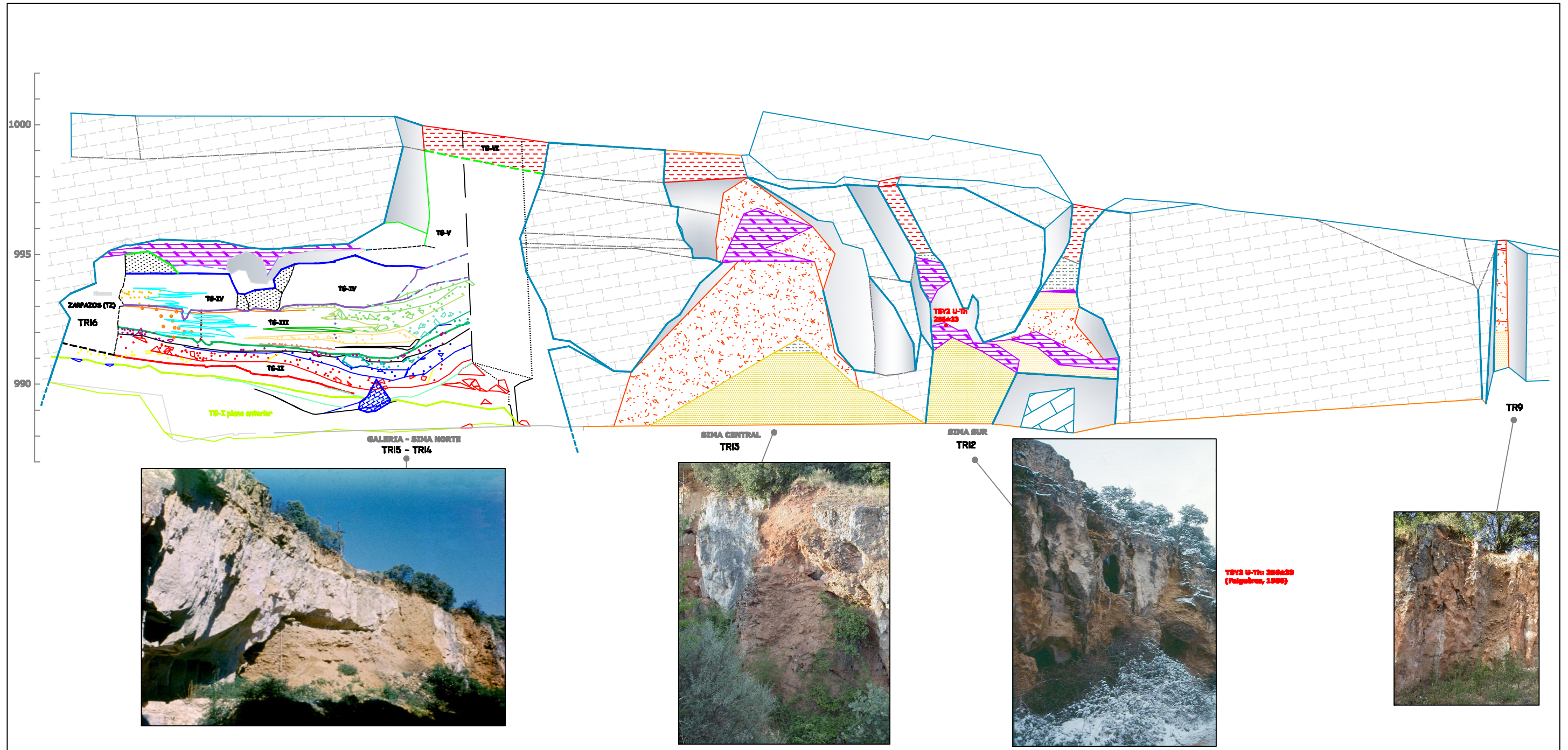
Altitudes referidas al nivel medio del mar en Alicante.



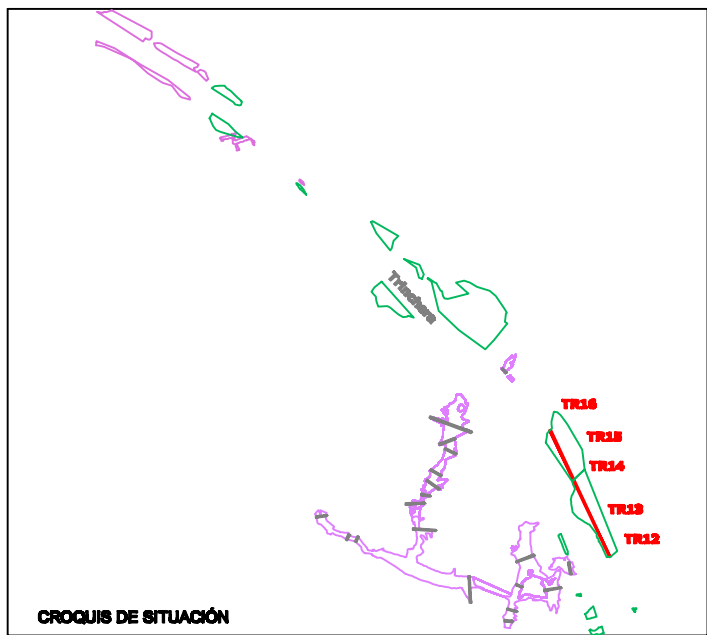
TESIS :
EVOLUCIÓN GEOMORFOLÓGICA DEL KARST DE LA SIERRA DE ATAPUERCA Y SU RELACIÓN CON LOS YACIMIENTOS PLEISTOCENOS

CUEVA: CUEVA COMPRESOR **NIVEL:** NIVEL 3
GALERÍA: GALERÍAS DE LOS POZOS y DE LAS SALAMANDRAS
SECCIONES: CC18-CC17-CC13-CC14 y CC15-CC16

AUTOR TESIS :
ANA ISABEL ORTEGA MARTÍNEZ
Fecha realización: Diciembre 2008 **Escala :** 1 : 100 **73 de 91**
CARTOGRAFÍA BASE :
FECHA:
 - Planimetría del karst de Torca-Cueva Mayor. 1977-2006. Escala vertical
 Grupo Espeleológico Ibañeta. Ibañeta. Diputación de Burgos.



TR12 U-Th 286433 (Fuigueras, 1988)

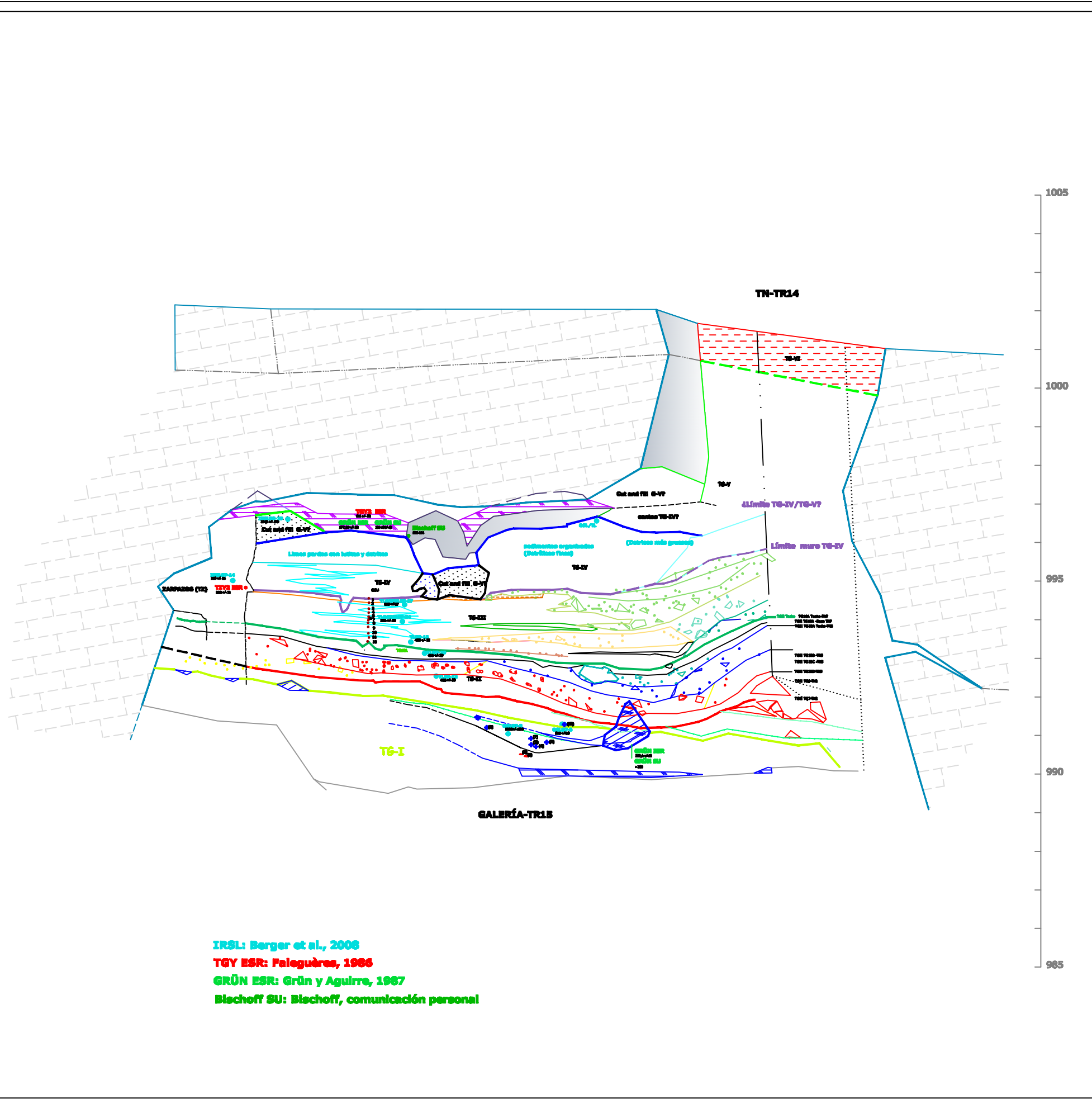


LEYENDA	
	PARED CUEVA
	ARCILLAS (F.DE INTERIOR)
	MARGAS
	ARENAS
	NARANJA
	GRAVAS METAMÓRFICAS
	CONCRECIÓN EROSIONADA
	CONCRECIÓN VIEJA
	CONCRECIÓN NUEVA
	MURCIELAGUINA
	POSADERAS DE MURCIÉLAGO
	ELEMENTOS GEOLÓGICOS
	HUELLAS DE CORRIENTE
	ESCARPE ROCOSO
	NÓDULOS DE SÍLEX
	SUMIDERO
	CAÍDA GRAVITACIONAL
	DATACIONES
	PALEOMAGNETISMO
	C14
	RESTOS ARQUEOLÓGICOS
	SILO
	CERÁMICA
	TIZONAZOS, Y RESTOS DE CARBÓN
	GRABADOS Y PINTURAS
	CATA O BARRENO MINERO
	RESTOS PALEONTOLÓGICOS
	HUESOS DE OSO
	ZARPAZOS DE OSO
	ZARPAZOS DE MURCIÉLAGO
	RESTOS ANTROPOLÓGICOS
	RESTOS HUMANOS
	SEGUNDO PLANO
	TERCER PLANO

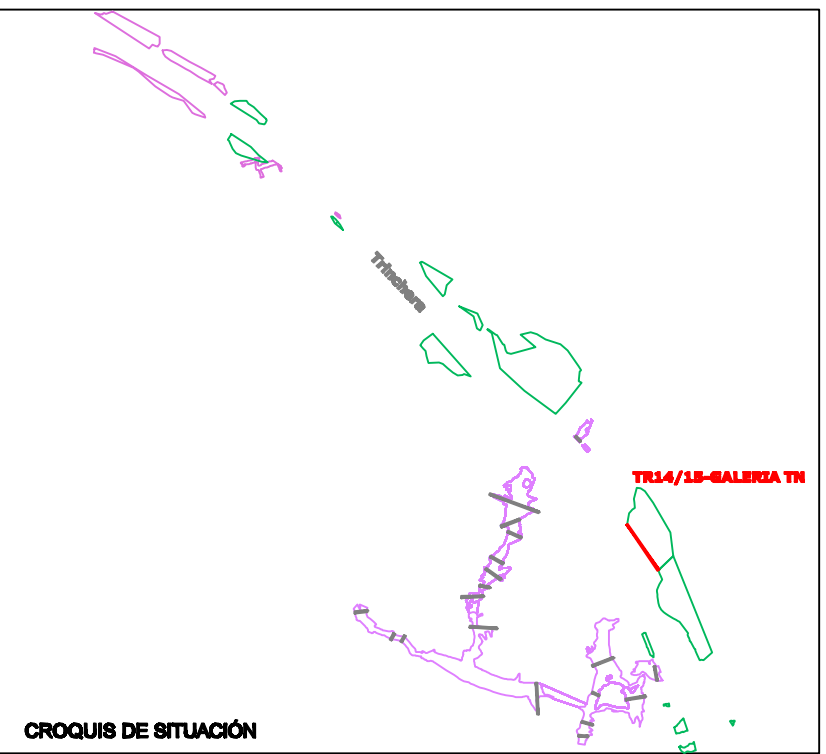
Altitudes referidas al nivel medio del mar en Alicante.



TESIS : EVOLUCIÓN GEOMORFOLÓGICA DEL KARST DE LA SIERRA DE ATAPUERCA Y SU RELACIÓN CON LOS YACIMIENTOS PLEISTOCENOS		
TRINCHERA DEL FERROCARRIL		NIVEL: NIVEL 2
RELLENO: TR12-TR13-TR14-TR15-TR16 COMPLEJO GALERÍA-TRES SIMAS		
AUTOR TESIS : ANA ISABEL ORTEGA MARTÍNEZ		CARTOGRAFÍA BASE : FECHA: Julio 2005 - Levantamiento topográfico. Rellenos de Trinchera Julio 2005. Escala 1:500 R. Pérez, A.I. Ortega, A. Pérez-González.
Fecha realización: Diciembre 2006	Escala : 1 : 150	74 de 91



IRSL: Berger et al., 2008
 TGY ESR: Faleguères, 1966
 GRÜN ESR: Grün y Aguirre, 1987
 Bischoff SU: Bischoff, comunicación personal



LEYENDA

<ul style="list-style-type: none"> — PARED CUEVA — ARCILLAS (F.DE INTERIOR) — MARGAS — ARENAS — NARANJA — GRAVAS METAMÓRFICAS — CONCRECIÓN EROSIONADA — CONCRECIÓN VIEJA — CONCRECIÓN NUEVA — MURCIELAGUINA — POSADERAS DE MURCIÉLAGO — ELEMENTOS GEOLÓGICOS — HUELLAS DE CORRIENTE — ESCARPE ROCOSO — NÓDULOS DE SÍLEX — CAÍDA GRAVITACIONAL 	<ul style="list-style-type: none"> • DATACIONES ✱ PALEOMAGNETISMO ✱ C14 • RESTOS ARQUEOLÓGICOS ○ SILO ○ CERÁMICA — TIZONAZOS, Y RESTOS DE CARBÓN — GRABADOS Y PINTURAS — CATA O BARRENO MINERO • RESTOS PALEONTOLÓGICOS — HUESOS DE OSO — ZARPAZOS DE OSO — ZARPAZOS DE MURCIÉLAGO • RESTOS ANTROPOLÓGICOS — RESTOS HUMANOS — VENA — SEGUNDO PLANO — TERCER PLANO
---	---

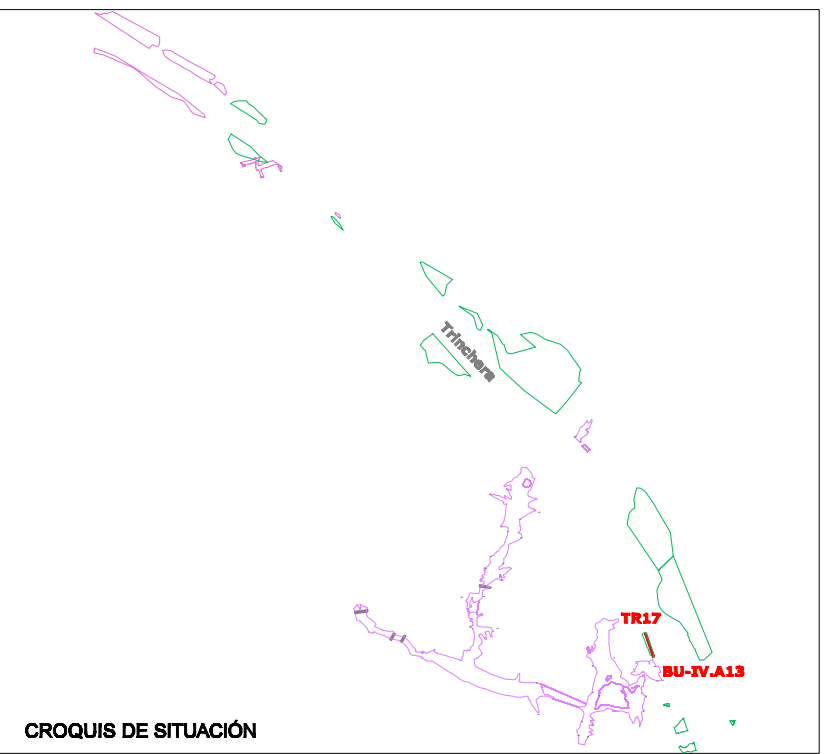
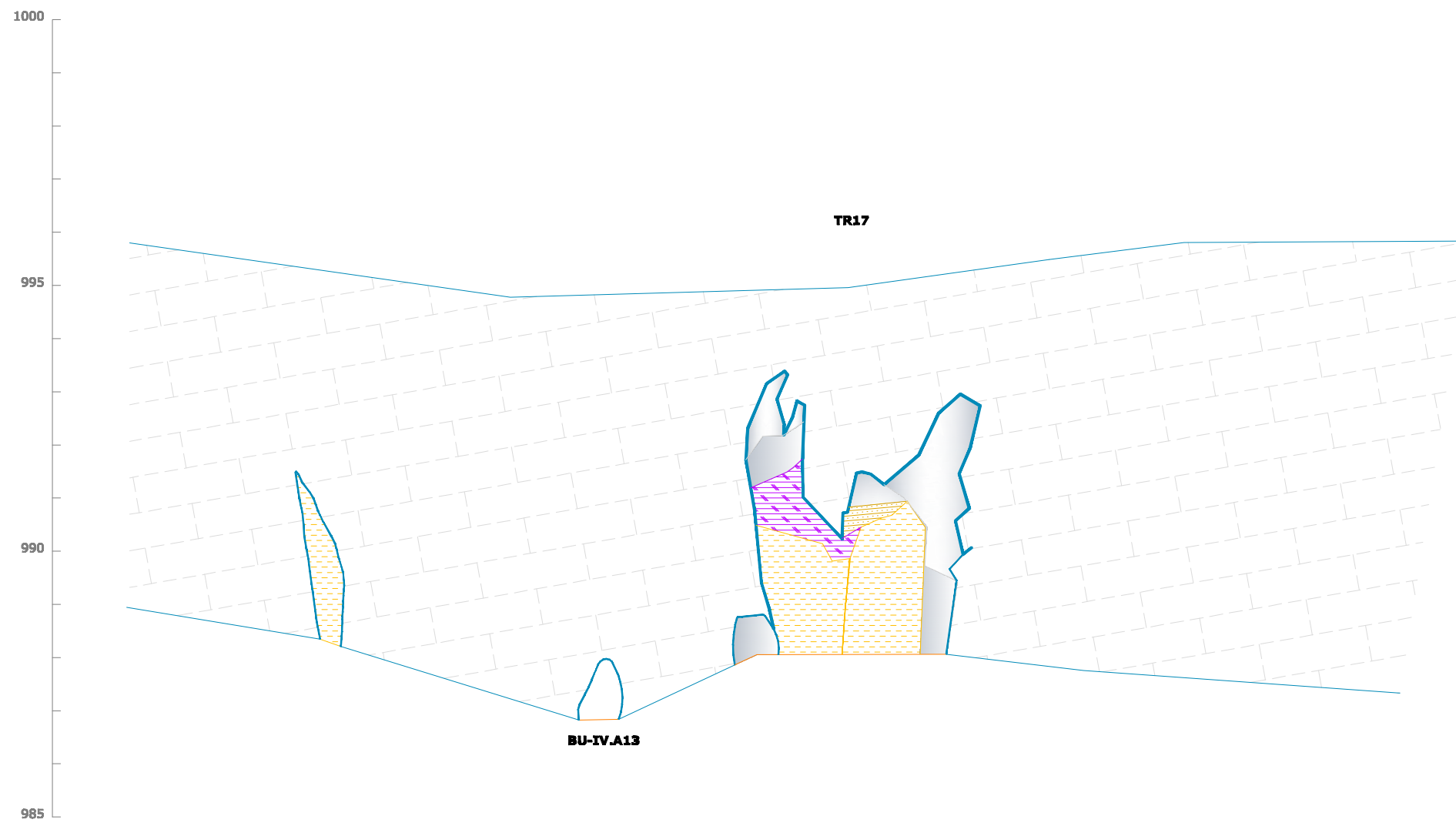


TESIS :
EVOLUCIÓN GEOMORFOLÓGICA DEL KARST DE LA SIERRA DE ATAPUERCA Y SU RELACIÓN CON LOS YACIMIENTOS PLEISTOCENOS

TRINCHERA DEL FERROCARRIL **NIVEL: NIVEL 2**

RELLENO: TR14/15-GALERÍA/TN

AUTOR TESIS : ANA ISABEL ORTEGA MARTÍNEZ	CARTOGRAFÍA BASE : FECHA: Julio 2008 - Levantamiento topográfico. Relieve de Trinchera Julio 2008. Escala 1:800 A. Pérez-González, A.I. Ortega, J. Valverde.	
Fecha realización: Diciembre 2008	Escala : 1 : 100	75 de 91



	PARED CUEVA		DATACIONES
	ARCILLAS (F.DE INTERIOR)		PALEOMAGNETISMO
	MARGAS		CI4
	ARENAS		RESTOS ARQUEOLÓGICOS
	NARANJA		SILO
	GRAVAS METAMÓRFICAS		CERÁMICA
	CONCRECIÓN EROSIONADA		TIZONAZOS, Y RESTOS DE CARBÓN
	CONCRECIÓN VIEJA		GRABADOS Y PINTURAS
	CONCRECIÓN NUEVA		CATA O BARRENO MINERO
	MURCIELAGUINA		RESTOS PALEONTOLÓGICOS
	POSADERAS DE MURCIÉLAGO		HUESOS DE OSO
	ELEMENTOS GEOLÓGICOS		ZARPAZOS DE OSO
	HUELLAS DE CORRIENTE		ZARPAZOS DE MURCIÉLAGO
	ESCARPE ROCOSO		RESTOS ANTROPOLÓGICOS
	NÓDULOS DE SÍLEX		RESTOS HUMANOS
	CAÍDA GRAVITACIONAL		SEGUNDO PLANO
	VENA		TERCER PLANO

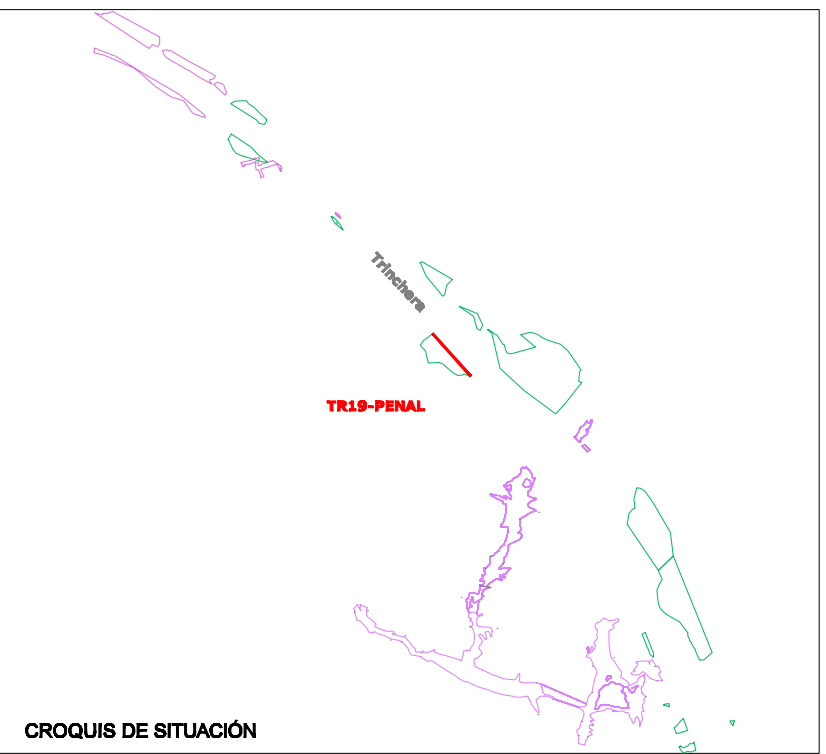
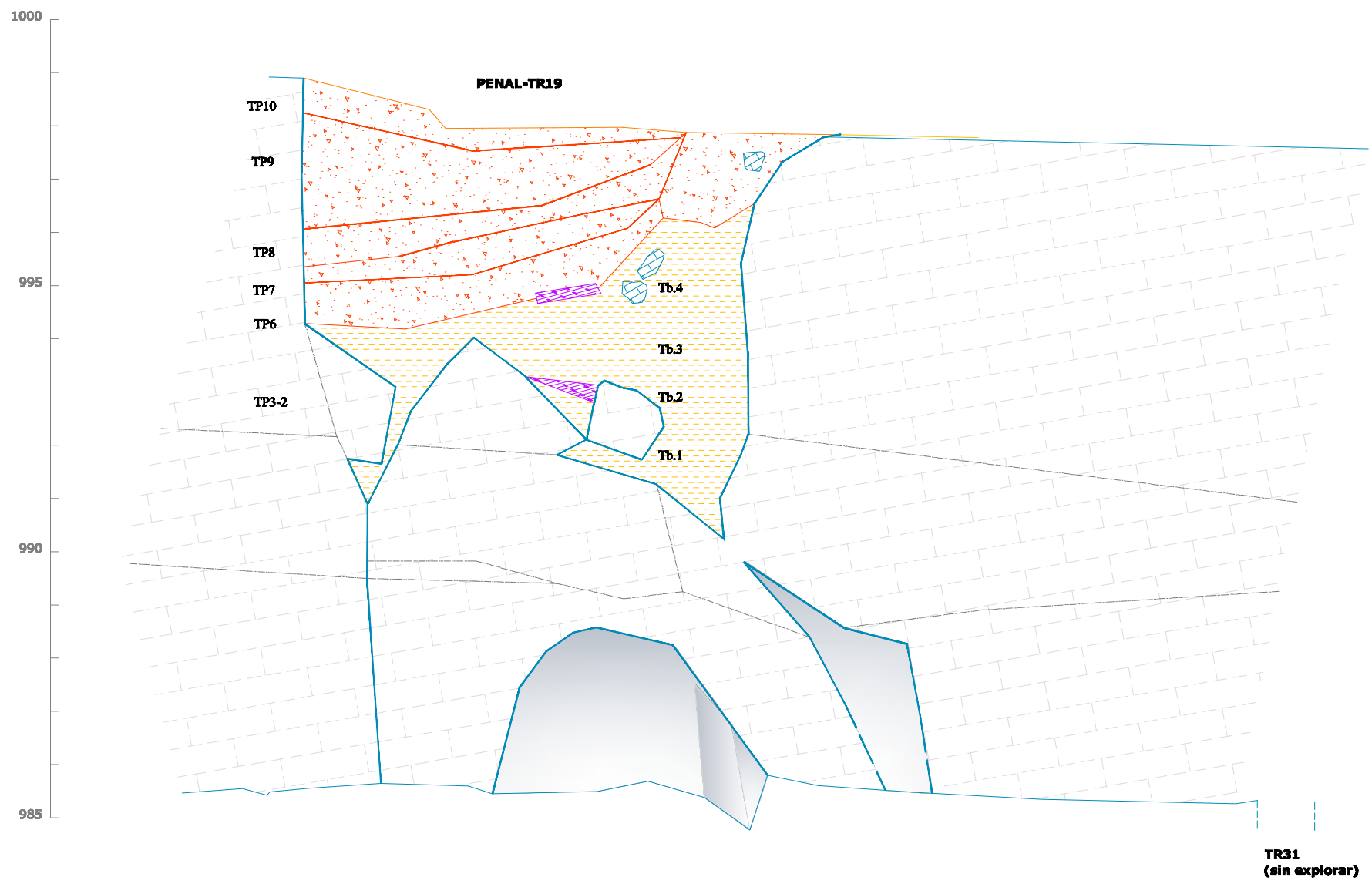


TESIS :
EVOLUCIÓN GEOMORFOLÓGICA DEL KARST DE LA SIERRA DE ATAPUERCA Y SU RELACIÓN CON LOS YACIMIENTOS PLEISTOCENOS

TRINCHERA DEL FERROCARRIL NIVEL: NIVEL 3

RELLENO: TR17-BU-IV.A13 (acceso a cueva)

AUTOR TESIS : ANA ISABEL ORTEGA MARTÍNEZ	CARTOGRAFÍA BASE : FECHA: Julio 2005 - Levantamiento topográfico. Relleno de Trinchera Julio 2005. Escala 1:500 R. Pérez, A.I. Ortega.
Fecha realización: Diciembre 2008	Escala : 1 : 100
76 de 91	



LEYENDA

PARED CUEVA	DATAIONES
ARCILLAS (F.DE INTERIOR)	PALEOMAGNETISMO
MARGAS	CI4
ARENAS	RESTOS ARQUEOLÓGICOS
NARANJA	SILO
GRAVAS METAMÓRFICAS	CERÁMICA
CONCRECIÓN EROSIONADA	TIZONAZOS, Y RESTOS DE CARBÓN
CONCRECIÓN VIEJA	GRABADOS Y PINTURAS
CONCRECIÓN NUEVA	CATA O BARRENO MINERO
MURCIELAGUINA	RESTOS PALEONTOLÓGICOS
POSADERAS DE MURCIÉLAGO	HUESOS DE OSO
ELEMENTOS GEOLÓGICOS	ZARPAZOS DE OSO
HUELLAS DE CORRIENTE	ZARPAZOS DE MURCIÉLAGO
ESCARPE ROCOSO	RESTOS ANTROPOLÓGICOS
NÓDULOS DE SÍLEX	RESTOS HUMANOS
CAÍDA GRAVITACIONAL	SEGUNDO PLANO
VENA	TERCER PLANO

Altitudes referidas al nivel medio del mar en Alicante.

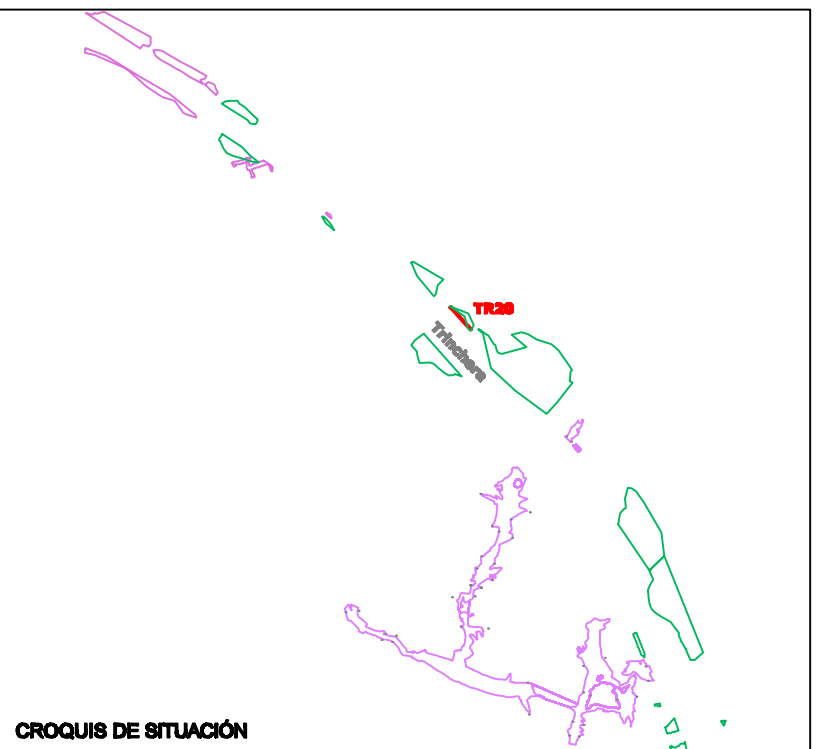
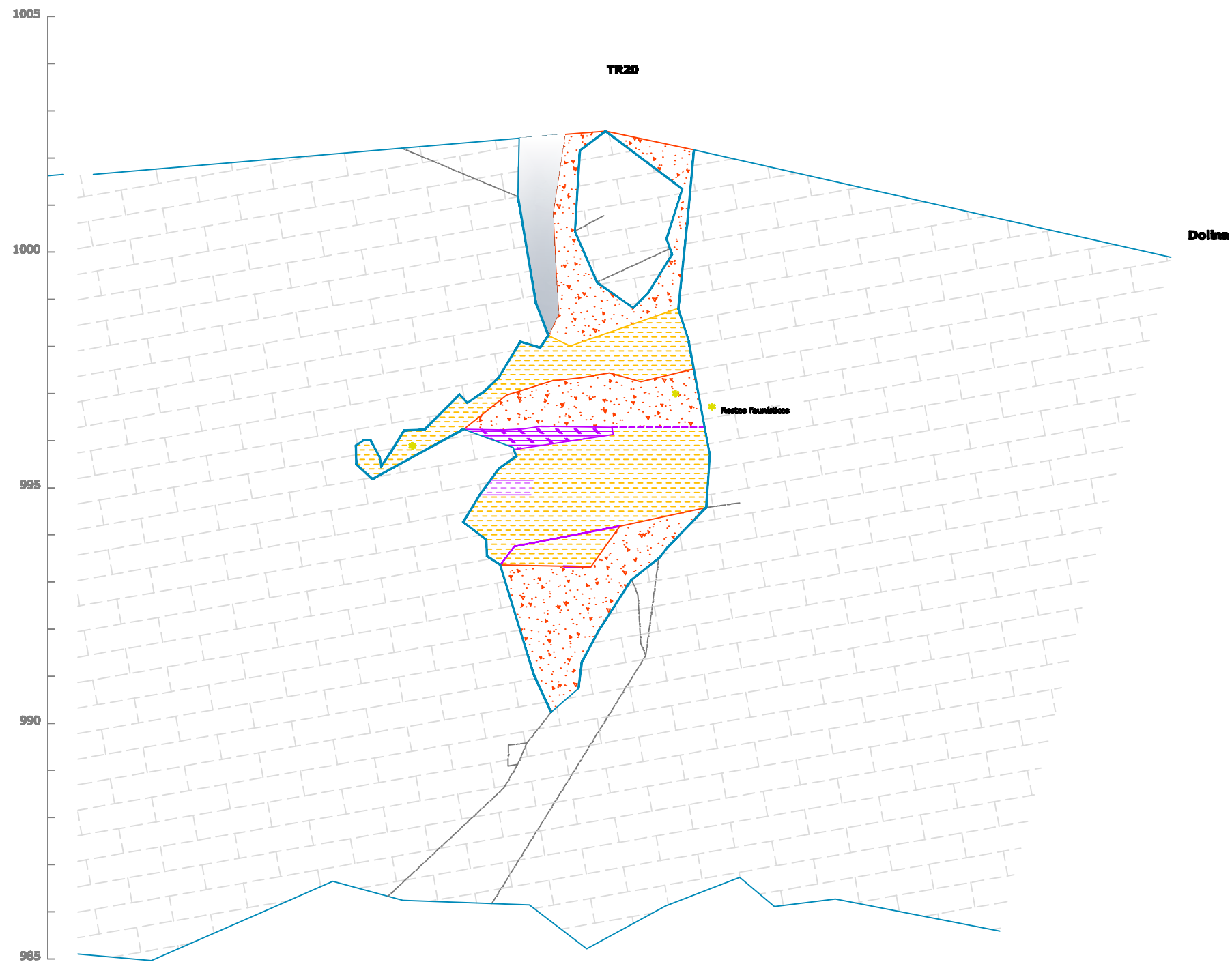
ESCALA GRÁFICA

TESIS :
EVOLUCIÓN GEOMORFOLÓGICA DEL KARST DE LA SIERRA DE ATAPUERCA Y SU RELACIÓN CON LOS YACIMIENTOS PLEISTOCENOS

TRINCHERA DEL FERROCARRIL **NIVEL: NIVEL 3**

RELLENO: TR19-PENAL-TR31

AUTOR TESIS : ANA ISABEL ORTEGA MARTÍNEZ		CARTOGRAFÍA BASE : FECHA: Julio 2005 - Levantamiento topográfico. Relleno de Trinchera de Trinchera Julio 2005. Escala 1:500 R. Pérez, A.I. Ortega.
Fecha realización: Diciembre 2008	Escala : 1 : 100	78 de 91



PARED CUEVA	DATAACIONES
ARCILLAS (F. DE INTERIOR)	PALEOMAGNETISMO
MARGAS	CIÁ
ARENAS	RESTOS ARQUEOLÓGICOS
NARANJA	SILO
GRAVAS METAMÓRFICAS	CERÁMICA
CONCRECIÓN EROSIONADA	TIZONAZOS, Y RESTOS DE CARBÓN
CONCRECIÓN VIEJA	GRABADOS Y PINTURAS
CONCRECIÓN NUEVA	CATA O BARRENO MINERO
MURCIELAGUINA	RESTOS PALEONTOLÓGICOS
POSADERAS DE MURCIÉLAGO	HUESOS DE OSO
ELEMENTOS GEOLÓGICOS	ZARPAZOS DE OSO
HUELLAS DE CORRIENTE	ZARPAZOS DE MURCIÉLAGO
ESCARPE ROCOSO	RESTOS ANTROPOLÓGICOS
NÓDULOS DE SÍLEX	RESTOS HUMANOS
CAÍDA GRAVITACIONAL	SEGUNDO PLANO
VENA	TERCER PLANO

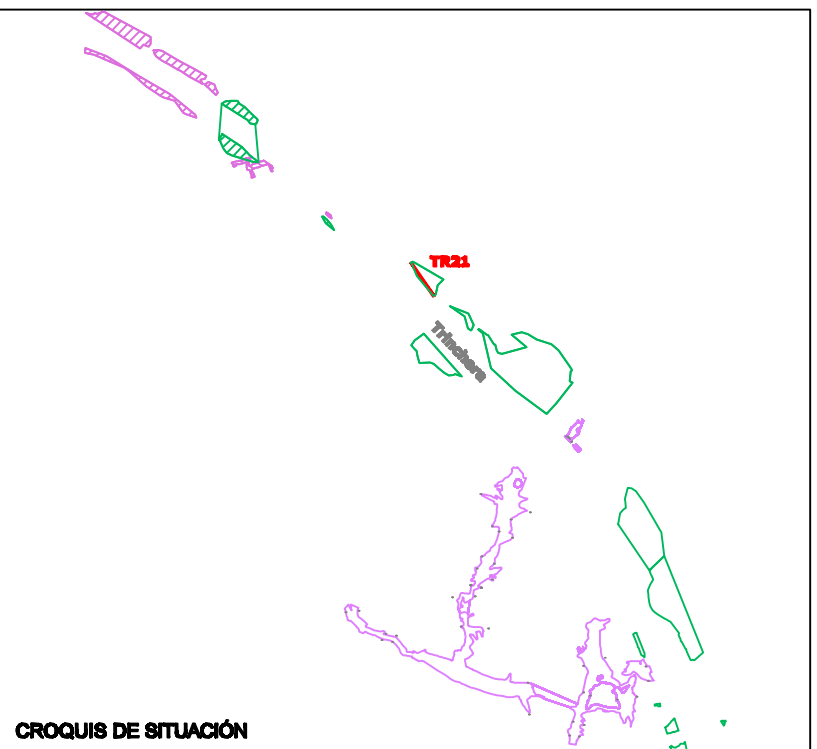
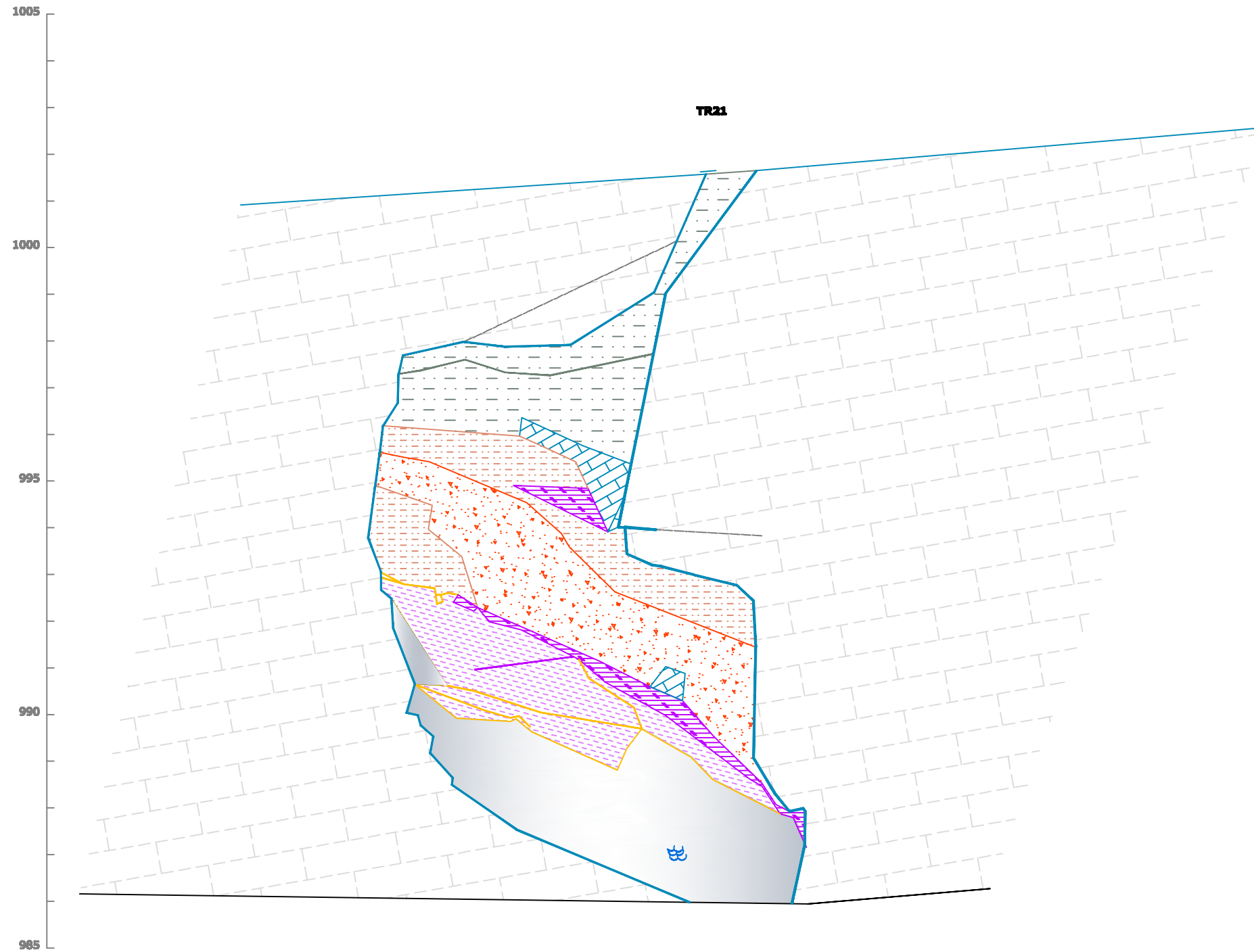


TESIS :
EVOLUCIÓN GEOMORFOLÓGICA DEL KARST DE LA SIERRA DE ATAPUERCA Y SU RELACIÓN CON LOS YACIMIENTOS PLEISTOCENOS

TRINCHERA DEL FERROCARRIL **NIVEL: NIVEL 3**

RELLENO: TR20

AUTOR TESIS : ANA ISABEL ORTEGA MARTÍNEZ	CARTOGRAFÍA BASE : FECHA: Julio 2005 - Levantamiento topográfico. Relieve de Trinchera
Fecha realización: Diciembre 2008	Escala : 1 : 100
79 de 91	Fecha realización: Julio 2005. Escala 1:500 R. Pérez, A.I. Ortega.



- LEYENDA**
- | | |
|--------------------------|-------------------------------|
| PARED CUEVA | DATACIONES |
| ARCILLAS (F.DE INTERIOR) | PALEOMAGNETISMO |
| MARGAS | CI4 |
| ARENAS | RESTOS ARQUEOLÓGICOS |
| NARANJA | SILO |
| GRAVAS METAMÓRFICAS | CERÁMICA |
| CONCRECIÓN EROSIONADA | TIZONAZOS, Y RESTOS DE CARBÓN |
| CONCRECIÓN VIEJA | GRABADOS Y PINTURAS |
| CONCRECIÓN NUEVA | CATA O BARRENO MINERO |
| MURCIELAGUINA | RESTOS PALEONTOLÓGICOS |
| POSADERAS DE MURCIÉLAGO | HUESOS DE OSO |
| ELEMENTOS GEOLÓGICOS | ZARPAZOS DE OSO |
| HUELLAS DE CORRIENTE | ZARPAZOS DE MURCIÉLAGO |
| ESCARPE ROCOSO | RESTOS ANTROPOLÓGICOS |
| NÓDULOS DE SÍLEX | RESTOS HUMANOS |
| VENA | SEGUNDO PLANO |
| CAÍDA GRAVITACIONAL | TERCER PLANO |

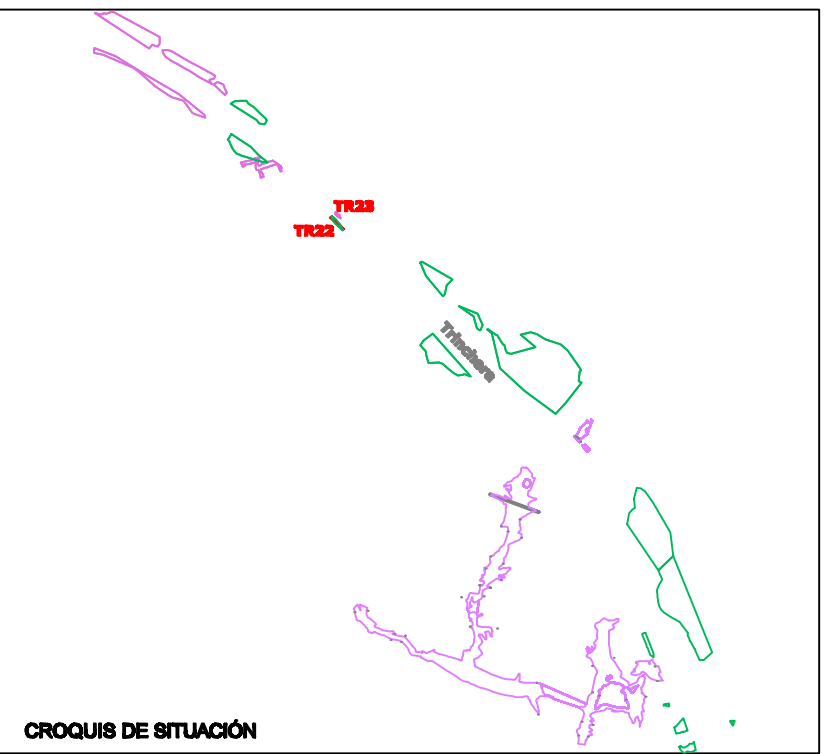
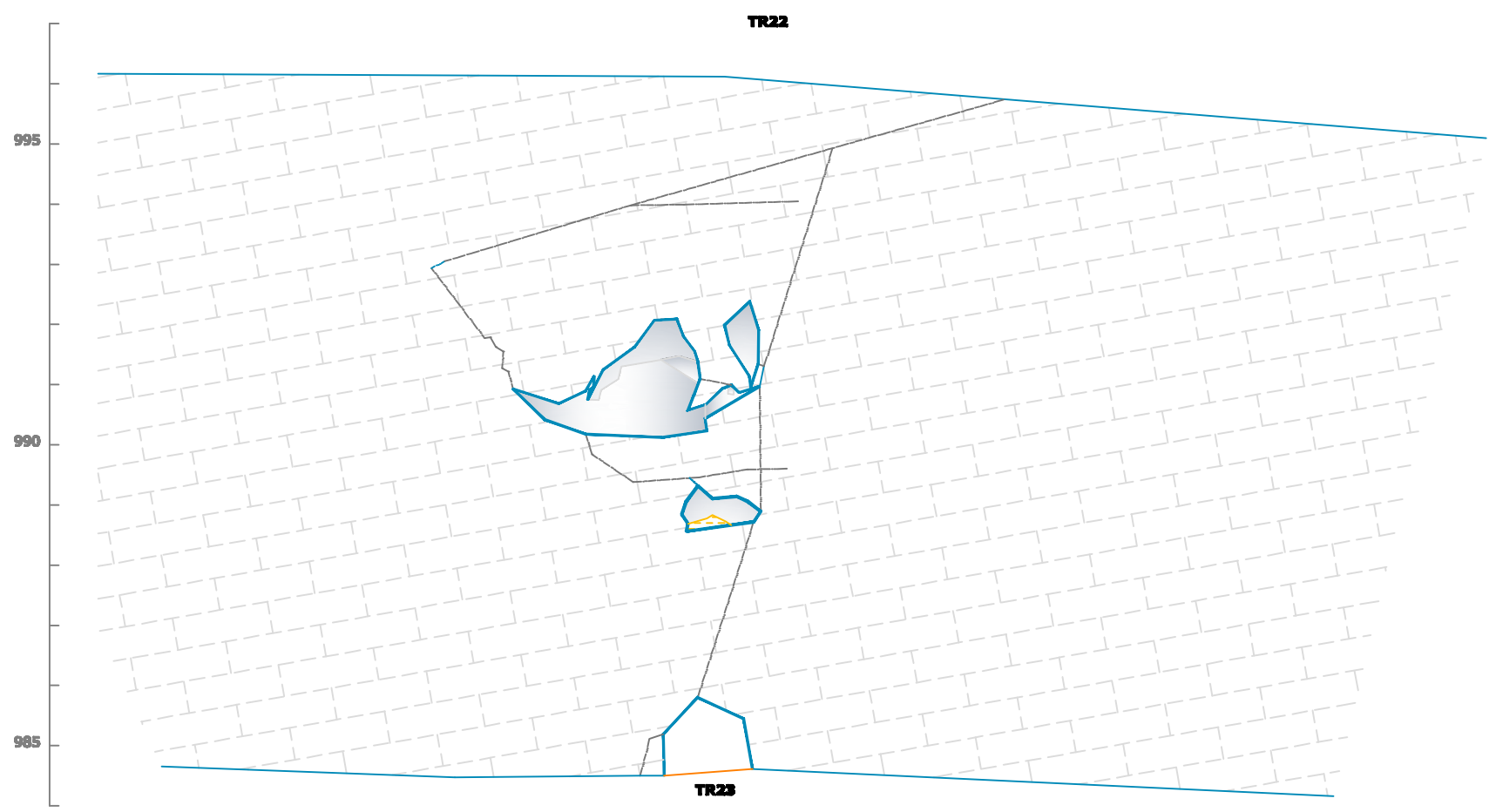


TESIS :
EVOLUCIÓN GEOMORFOLÓGICA DEL KARST DE LA SIERRA DE ATAPUERCA Y SU RELACIÓN CON LOS YACIMIENTOS PLEISTOCENOS

TRINCHERA DEL FERROCARRIL **NIVEL: NIVEL 3**

RELLENO: TR21

AUTOR TESIS : ANA ISABEL ORTEGA MARTÍNEZ		CARTOGRAFÍA BASE : FECHA: Julio 2005 - Levantamiento topográfico. Relieve de Trinchera
Fecha realización: Diciembre 2008	Escala : 1 : 100	80 de 91 Julio 2005. Escala 1:500 R. Pérez, A.I. Ortega.



- LEYENDA**
- | | |
|--------------------------------|--------------------------------------|
| PARED CUEVA | DATACIONES |
| ARCILLAS (F.DE INTERIOR) | PALEOMAGNETISMO |
| MARGAS | CIÚ |
| ARENAS | RESTOS ARQUEOLÓGICOS |
| NARANJA | SILO |
| GRAVAS METAMÓRFICAS | CERÁMICA |
| CONCRECIÓN EROSIONADA | TIZONAZOS, Y RESTOS DE CARBÓN |
| CONCRECIÓN VIEJA | GRABADOS Y PINTURAS |
| CONCRECIÓN NUEVA | CATA O BARRENO MINERO |
| MURCIELAGUINA | RESTOS PALEONTOLÓGICOS |
| POSADERAS DE MURCIÉLAGO | HUESOS DE OSO |
| ELEMENTOS GEOLÓGICOS | ZARPAZOS DE OSO |
| HUELLAS DE CORRIENTE | ZARPAZOS DE MURCIÉLAGO |
| ESCARPE ROCOSO | RESTOS ANTROPOLÓGICOS |
| NÓDULOS DE SÍLEX | RESTOS HUMANOS |
| CAÍDA GRAVITACIONAL | VENA |
| SUMIDERO | SEGUNDO PLANO |
| TERCER PLANO | |

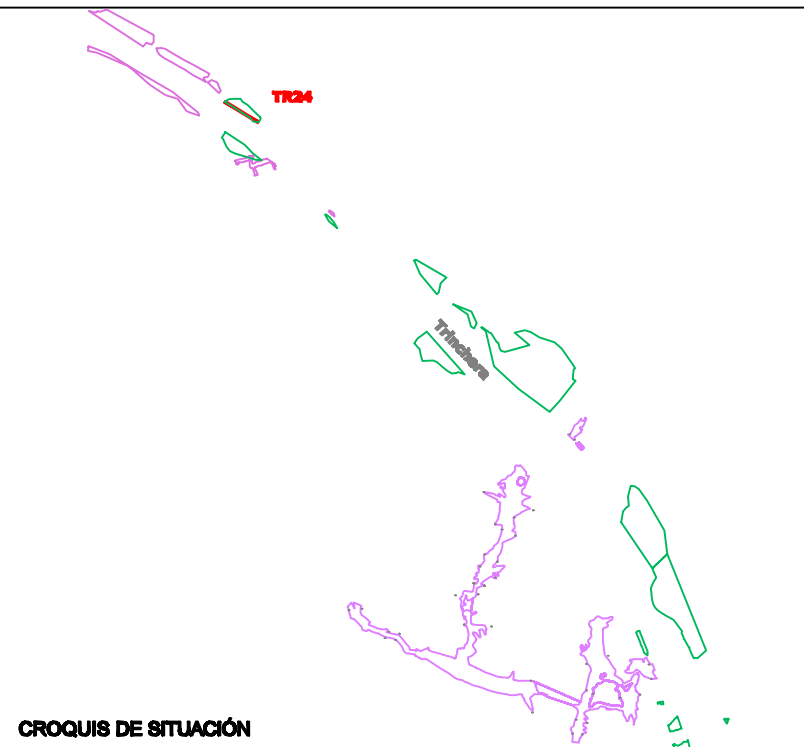
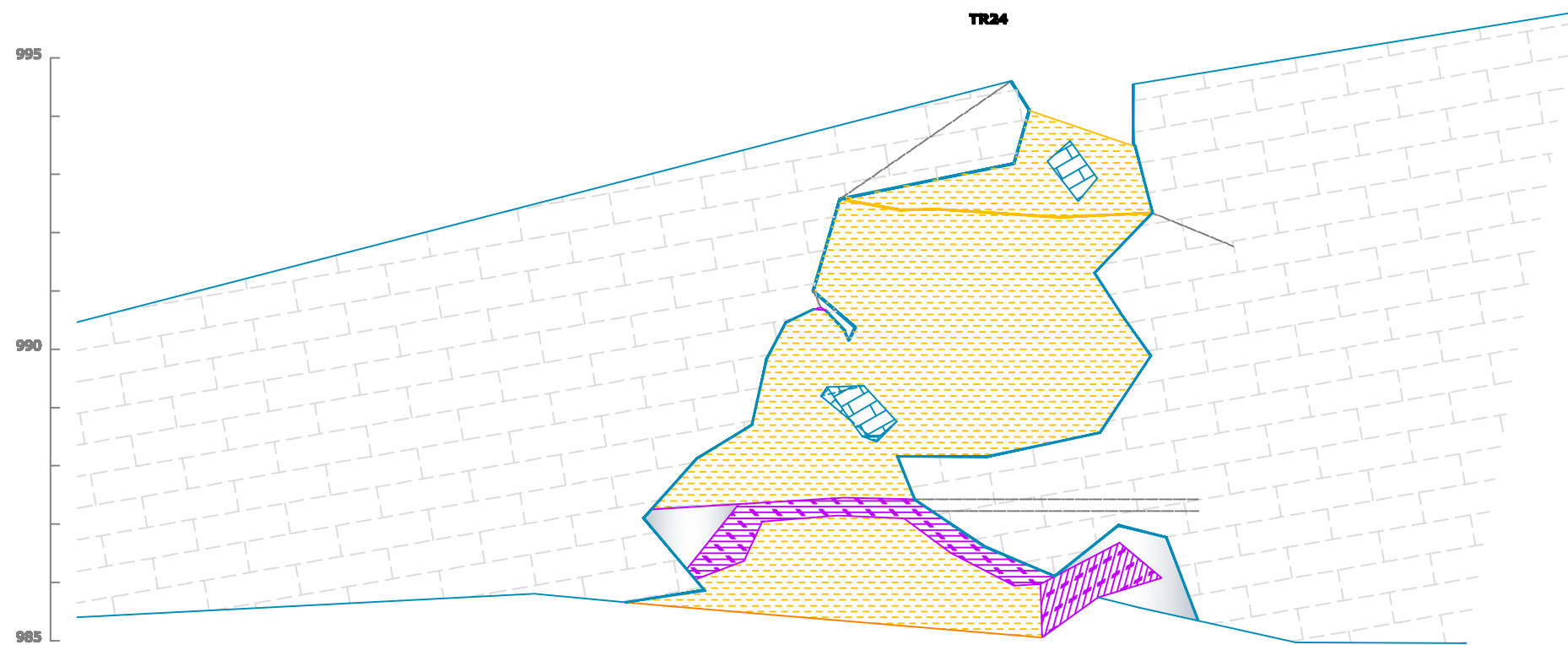


TESIS :
EVOLUCIÓN GEOMORFOLÓGICA DEL KARST DE LA SIERRA DE ATAPUERCA Y SU RELACIÓN CON LOS YACIMIENTOS PLEISTOCENOS

TRINCHERA DEL FERROCARRIL **NIVEL: NIVEL 3**

RELLENO: TR22-TR23

AUTOR TESIS : ANA ISABEL ORTEGA MARTÍNEZ		CARTOGRAF&Iacute;A BASE : FECHA: Julio 2008 - Levantamiento topogrÁfico. Relleno de Trinchera
Fecha realizaci&Oacute;n: Diciembre 2008	Escala : 1 : 100	81 de 91 Julio 2008. Escala 1:800 R. PÁrez, A.I. Ortega.



PARED CUEVA	DATACIONES
ARCILLAS (F.DE INTERIOR)	PALEOMAGNETISMO
MARGAS	CI4
ARENAS	RESTOS ARQUEOLÓGICOS
NARANJA	SILO
GRAVAS METAMÓRFICAS	CERÁMICA
CONCRECIÓN EROSIONADA	TIZONAZOS, Y RESTOS DE CARBÓN
CONCRECIÓN VIEJA	GRABADOS Y PINTURAS
CONCRECIÓN NUEVA	CATA O BARRENO MINERO
MURCIELAGUINA	RESTOS PALEONTOLÓGICOS
POSADERAS DE MURCIÉLAGO	HUESOS DE OSO
ELEMENTOS GEOLÓGICOS	ZARPAZOS DE OSO
HUELLAS DE CORRIENTE	ZARPAZOS DE MURCIÉLAGO
ESCARPE ROCOSO	RESTOS ANTROPOLÓGICOS
NÓDULOS DE SÍLEX	RESTOS HUMANOS
VENA	SEGUNDO PLANO
CAÍDA GRAVITACIONAL	TERCER PLANO

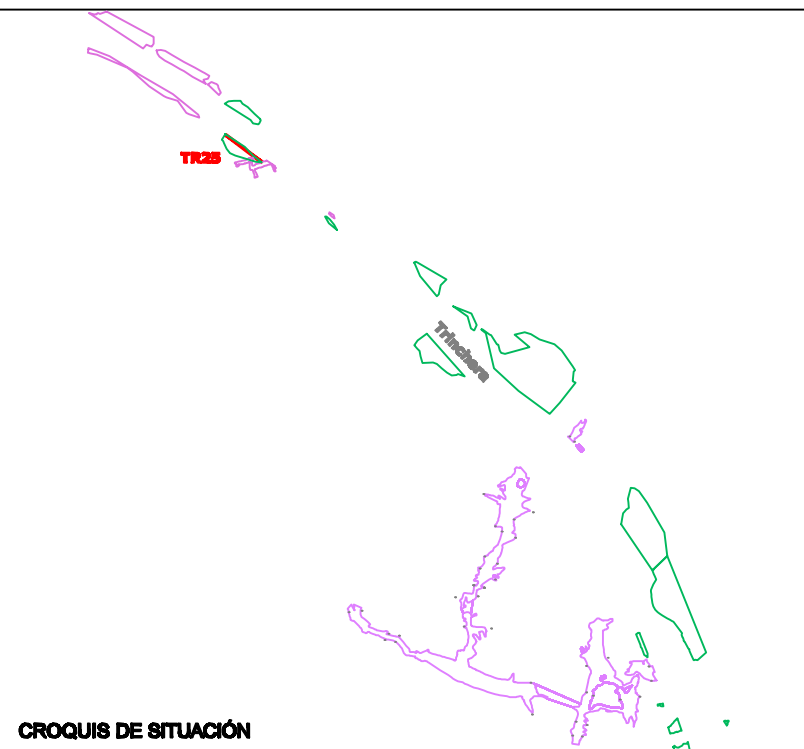
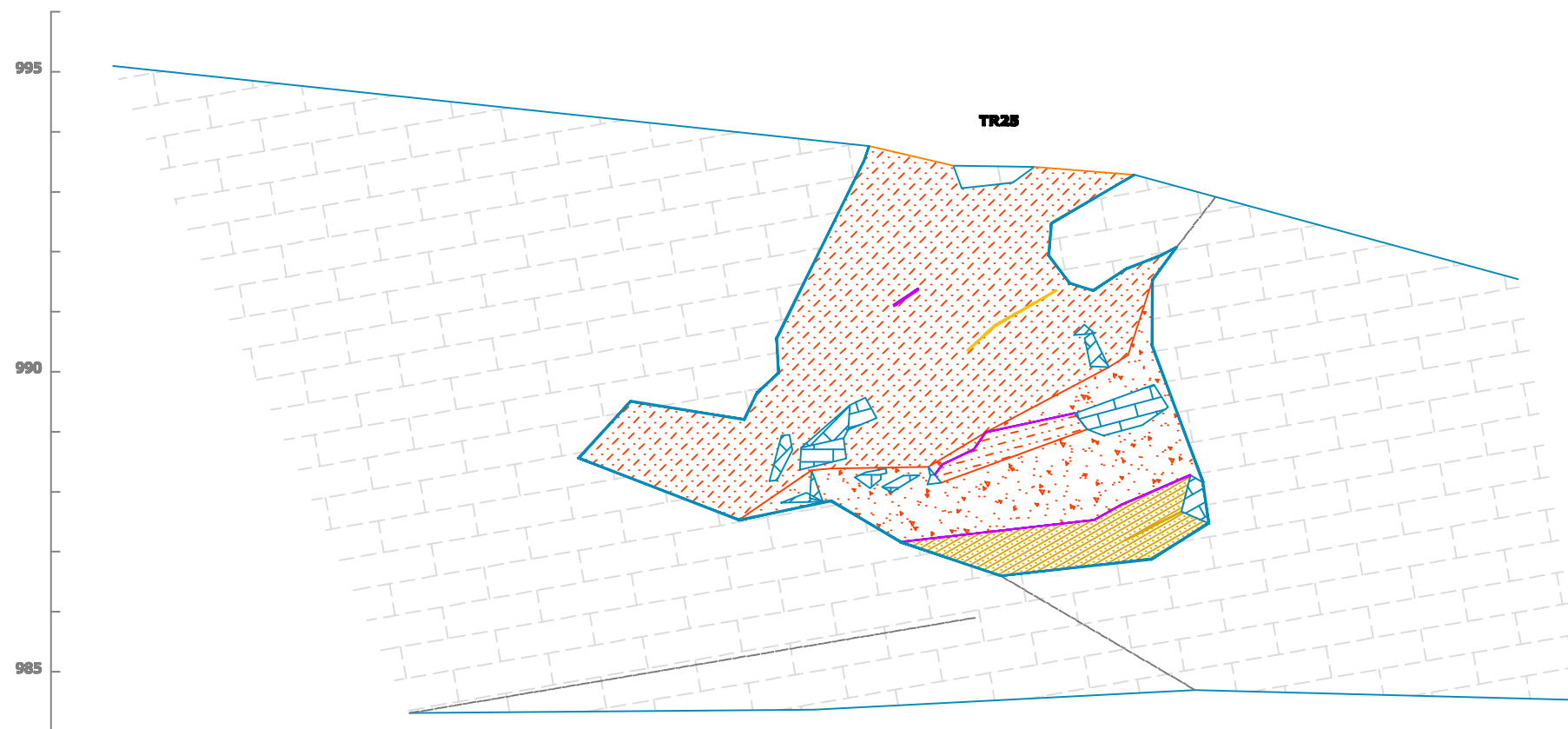
Altitudes referidas al nivel medio del mar en Alicante.
 ESCALA GRÁFICA
 1 0 1 2 3 4 5

TESIS :
EVOLUCIÓN GEOMORFOLÓGICA DEL KARST DE LA SIERRA DE ATAPUERCA Y SU RELACIÓN CON LOS YACIMIENTOS PLEISTOCENOS

TRINCHERA DEL FERROCARRIL **NIVEL: NIVEL 3**

RELLENO: TR24

AUTOR TESIS : ANA ISABEL ORTEGA MARTÍNEZ	CARTOGRAFÍA BASE : FECHA: Julio 2008 - Levantamiento topográfico. Relieve de Trinchera Julio 2008. Escala 1:800 R. Pérez, A.I. Ortega.
Fecha realización: Diciembre 2008	Escala : 1 : 100
82 de 91	



CROQUIS DE SITUACIÓN

- | | |
|--------------------------|-------------------------------|
| PARED CUEVA | DATACIONES |
| ARCILLAS (F.DE INTERIOR) | PALEOMAGNETISMO |
| MARGAS | CI4 |
| ARENAS | RESTOS ARQUEOLÓGICOS |
| NARANJA | SILO |
| GRAVAS METAMÓRFICAS | CERÁMICA |
| CONCRECIÓN EROSIONADA | TIZONAZOS, Y RESTOS DE CARBÓN |
| CONCRECIÓN VIEJA | GRABADOS Y PINTURAS |
| CONCRECIÓN NUEVA | CATA O BARRENO MINERO |
| MURCIELAGUINA | RESTOS PALEONTOLÓGICOS |
| POSADERAS DE MURCIÉLAGO | HUESOS DE OSO |
| ELEMENTOS GEOLÓGICOS | ZARPAZOS DE OSO |
| HUELLAS DE CORRIENTE | ZARPAZOS DE MURCIÉLAGO |
| ESCARPE ROCOSO | RESTOS ANTROPOLÓGICOS |
| NÓDULOS DE SÍLEX | RESTOS HUMANOS |
| CAÍDA GRAVITACIONAL | VENA |
| SUMIDERO | SEGUNDO PLANO |
| TERCER PLANO | |

LEYENDA

Altitudes referidas al nivel medio del mar en Alicante.

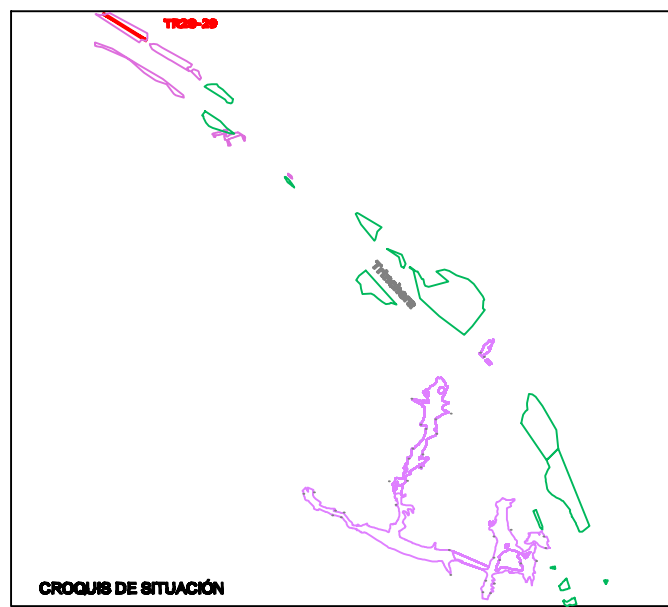
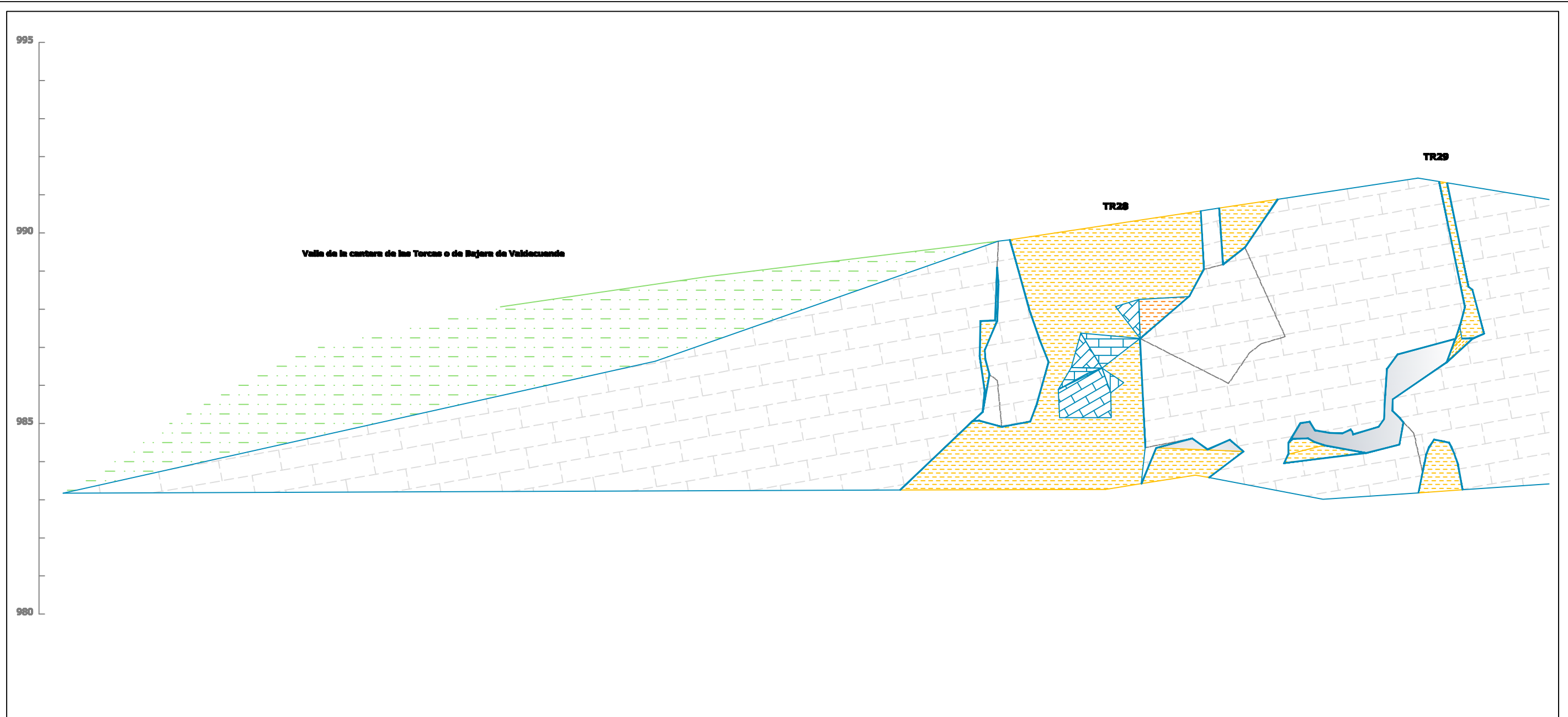


TESIS :
EVOLUCIÓN GEOMORFOLÓGICA DEL KARST DE LA SIERRA DE ATAPUERCA Y SU RELACIÓN CON LOS YACIMIENTOS PLEISTOCENOS

TRINCHERA DEL FERROCARRIL **NIVEL: NIVEL 3**

RELLENO: TR25

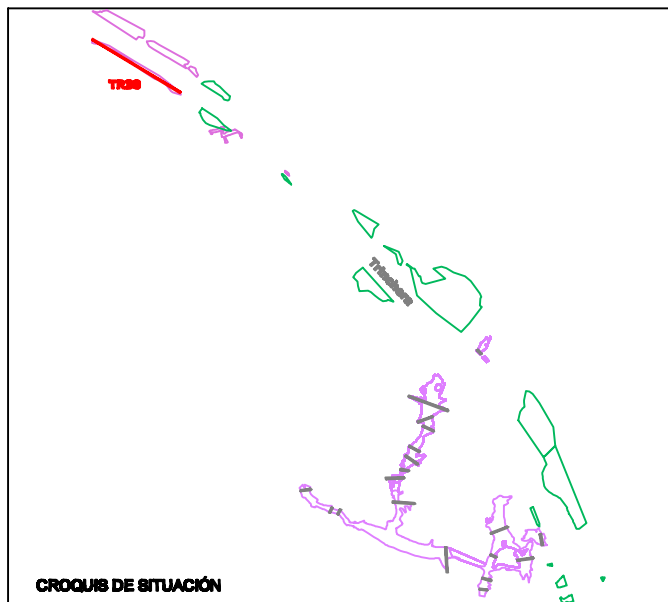
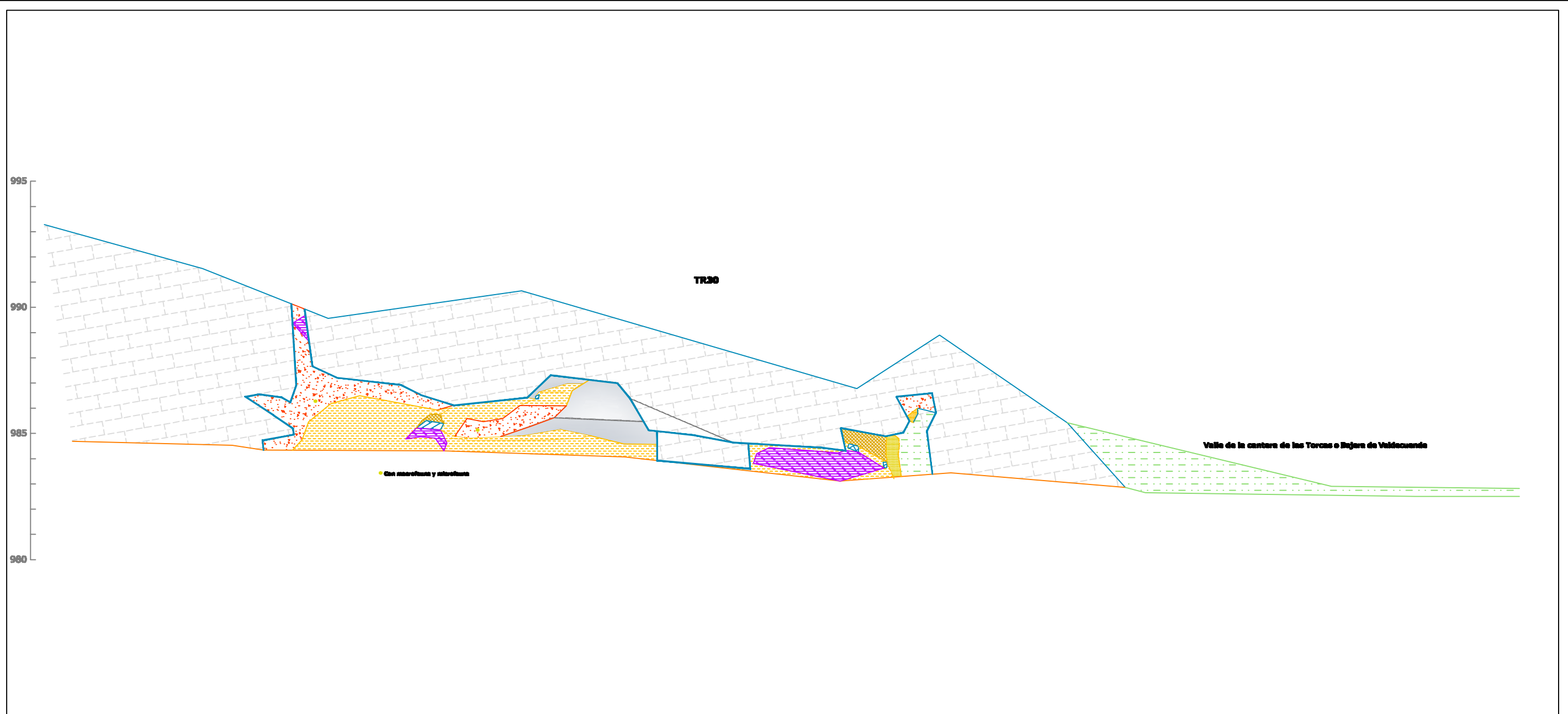
AUTOR TESIS : ANA ISABEL ORTEGA MARTÍNEZ		CARTOGRAFÍA BASE : FECHA: Julio 2005 - Levantamiento topográfico. Relleño de Trinchera
Fecha realización: Diciembre 2008	Escala : 1 : 100	83 de 91 Julio 2005. Escala 1:500 R. Pérez, A.I. Ortega.



PARED CUEVA	DATACIONES
ARCILLAS (F.DE INTERIOR)	PALEOMAGNETISMO
MARGAS	C14
ARENAS	RESTOS ARQUEOLÓGICOS
NARANJA	SILO
GRAVAS METAMÓRFICAS	CERÁMICA
CONCRECIÓN EROSIONADA	TIZONAZOS, Y RESTOS DE CARBÓN
CONCRECIÓN VIEJA	GRABADOS Y PINTURAS
CONCRECIÓN NUEVA	CATA O BARRENO MINERO
MURCIELAGUINA	RESTOS PALEONTOLÓGICOS
POSADERAS DE MURCIÉLAGO	HUESOS DE OJO
ELEMENTOS GEOLÓGICOS	ZARPAZOS DE OJO
HUELLAS DE CORRIENTE	ZARPAZOS DE MURCIÉLAGO
ESCARPE ROCOSO	RESTOS ANTROPOLÓGICOS
NÓDULOS DE SÍLEX	RESTOS HUMANOS
SUMIDERO	SEGUNDO PLANO
VENA	TERCER PLANO
CAÍDA GRAVITACIONAL	



TESIS : EVOLUCIÓN GEOMORFOLÓGICA DEL KARST DE LA SIERRA DE ATAPUERCA Y SU RELACIÓN CON LOS YACIMIENTOS PLEISTOCENOS		
TRINCHERA DEL FERROCARRIL		NIVEL: NIVEL 3
RELLENO: TR28-29		
AUTOR TESIS : ANA ISABEL ORTEGA MARTÍNEZ		CARTOGRAFÍA BASE : FECHA: Julio 2005 - Levantamiento topográfico, Relieve de Trinchera Julio 2005. Escala 1:500 R. Pérez, A.I. Ortega.
Fecha realización: Diciembre 2008	Escala : 1 : 100	85 de 91

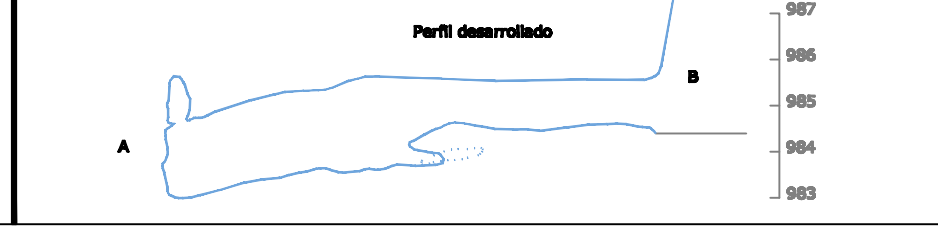
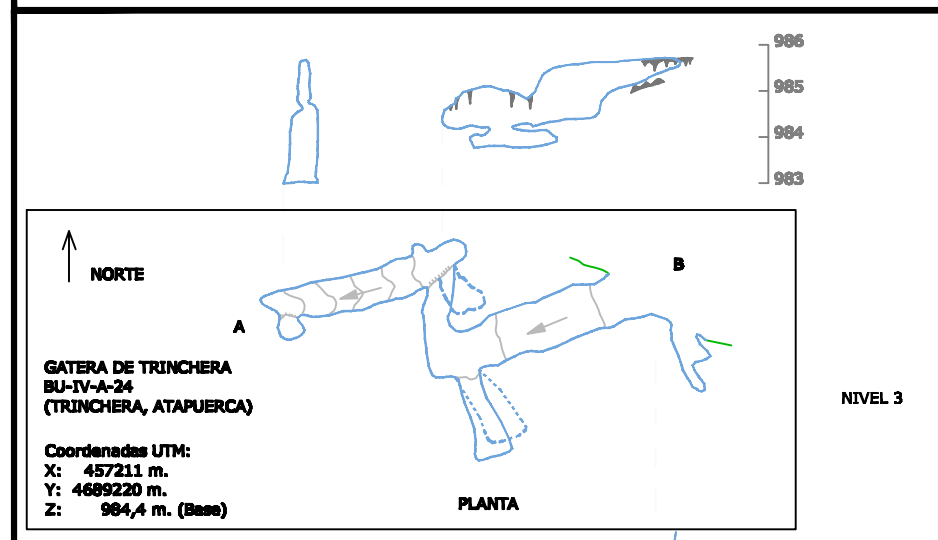
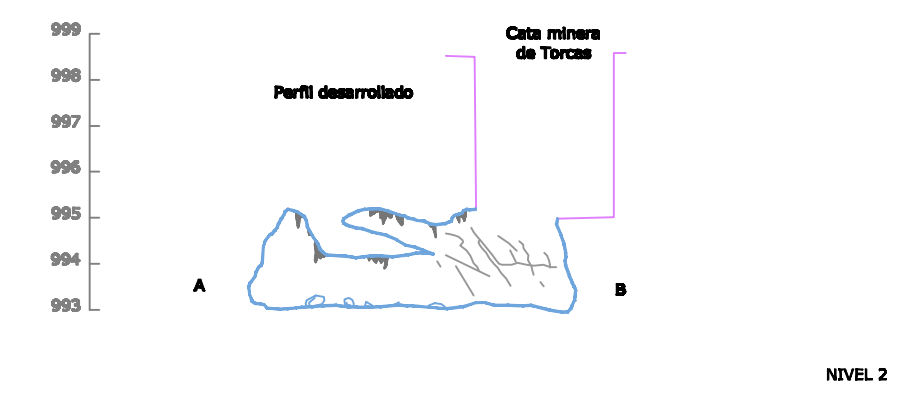
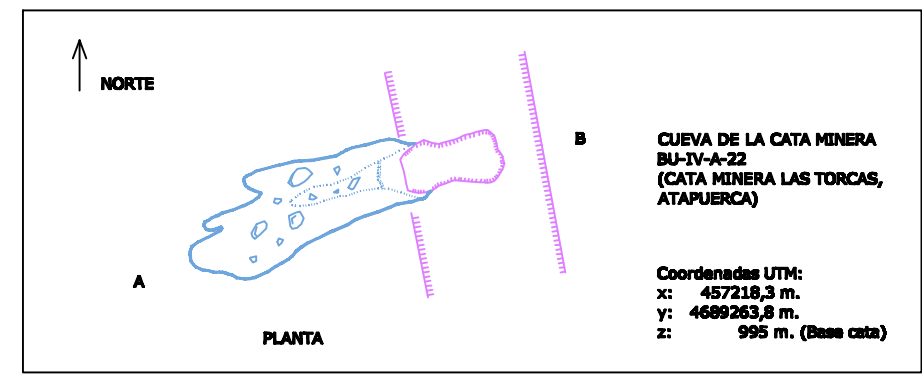
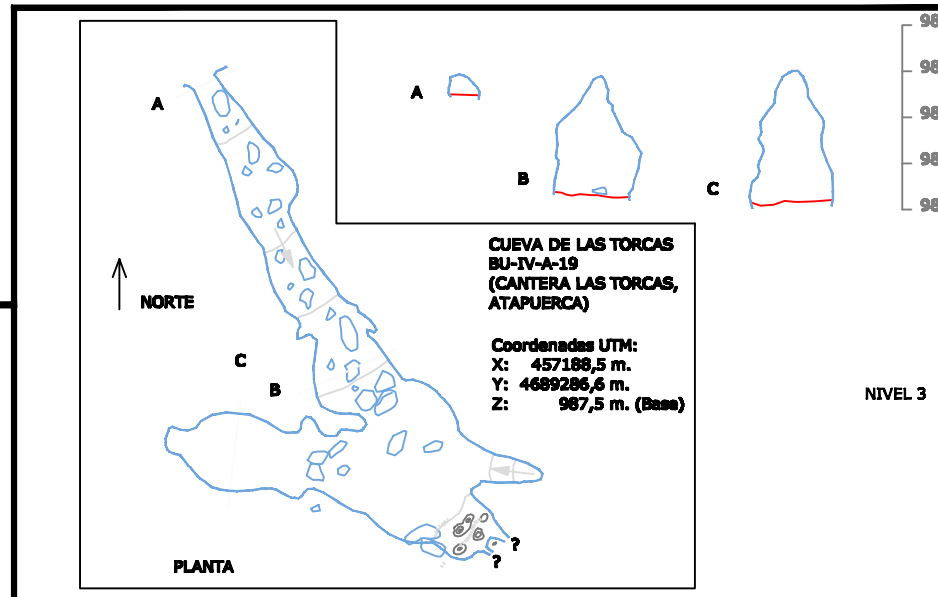
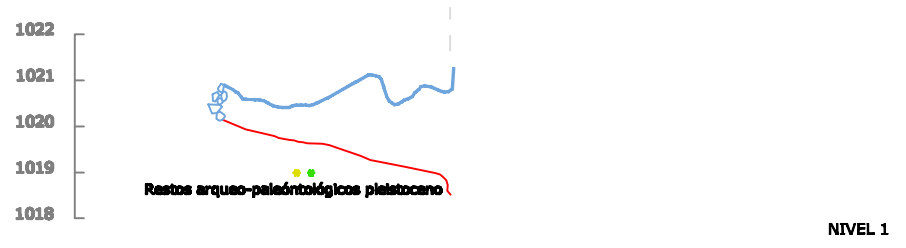
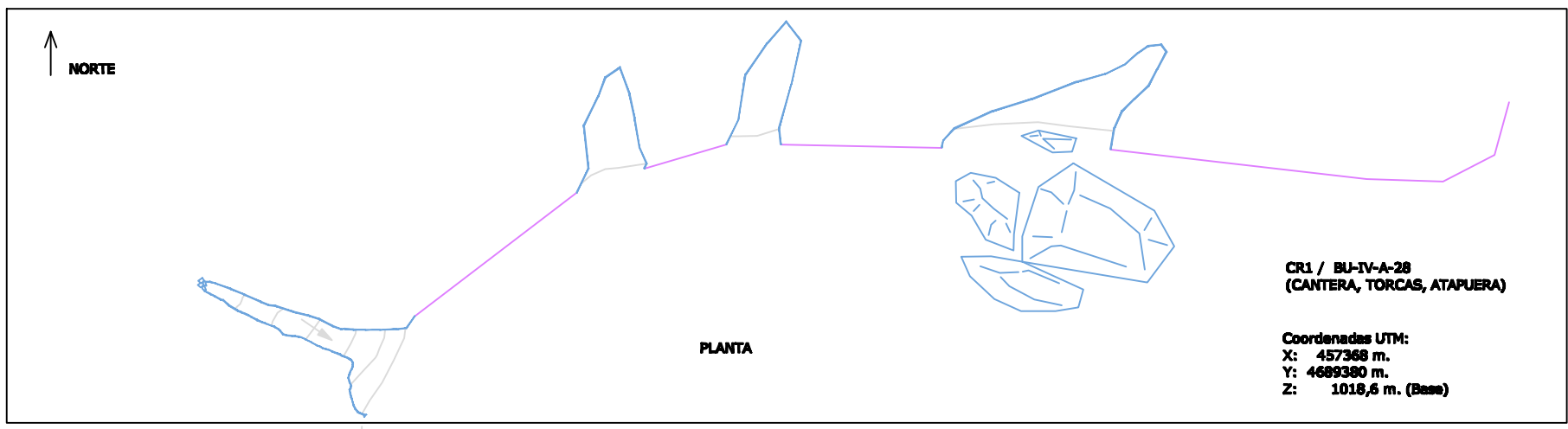


PARED CUEVA	DATACIONES
ARCILLAS (F.DE INTERIOR)	PALSEOMETRICO
MARGAS	C14
ARENAS	RESTOS ARQUEOLÓGICOS
NARANJA	SILO
GRAVAS METAMÓRFICAS	CERÁMICA
CONCRECIÓN EROSIONADA	TIZONAZOS, Y RESTOS DE CARBÓN
CONCRECIÓN VIEJA	GRABADOS Y PINTURAS
CONCRECIÓN NUEVA	CATA O BARRENO MINERO
MURCIELAGUINA	RESTOS PALEONTOLÓGICOS
POSADERAS DE MURCIÉLAGO	HUESOS DE OSO
ELEMENTOS GEOLÓGICOS	ZARPAZOS DE OSO
HUELLAS DE CORRIENTE	ZARPAZOS DE MURCIÉLAGO
ESCARPE ROCOSO	RESTOS ANTROPOLÓGICOS
SUMIDERO	RESTOS HUMANOS
NÓDULOS DE SÍLEX	SEGUNDO PLANO
CAÍDA GRAVITACIONAL	TERCER PLANO

Altitudes referidas al nivel medio del mar en Alicante.



TESIS : EVOLUCIÓN GEOMORFOLÓGICA DEL KARST DE LA SIERRA DE ATAPUERCA Y SU RELACIÓN CON LOS YACIMIENTOS PLEISTOCENOS		
TRINCHERA DEL FERROCARRIL		NIVEL: NIVEL 3
RELLENO: TR30		
AUTOR TESIS : ANA ISABEL ORTEGA MARTÍNEZ		CARTOGRAFÍA BASE : FECHA: Julio 2005 - Levantamiento topográfico. Relieve de Trinchera Julio 2005. Escala 1:500 R. Pérez, A.I. Ortega.
Fecha realización: Diciembre 2008	Escala : 1 : 150	86 de 91



PARED CUEVA	DATACIONES
ARCILLAS (F.DE INTERIOR)	PALEOMAGNETISMO
MARGAS	CI&A
ARENAS	RESTOS ARQUEOL&GICOS
NARANJA	SILO
GRAVAS METAM&RFICAS	CER&MICA
CONCRECI&N EROSIONADA	TIZONAZOS, Y RESTOS DE CARB&N
CONCRECI&N VIEJA	GRABADOS Y PINTURAS
CONCRECI&N NUEVA	CATA O BARRENO MINERO
MURCIELAGUINA	RESTOS PALEONTOL&GICOS
POSADERAS DE MURCI&LAGO	HUESOS DE OSO
ELEMENTOS GEOL&GICOS	ZARPAZOS DE OSO
HUELLAS DE CORRIENTE	ZARPAZOS DE MURCI&LAGO
ESCARPE ROCOSO	RESTOS ANTROPOL&GICOS
N&DULOS DE S&ILEX	RESTOS HUMANOS
CA&IDA GRAVITACIONAL	SEGUNDO PLANO
VENA	TERCER PLANO

Altitudes referidas al nivel medio del mar en Alicante.

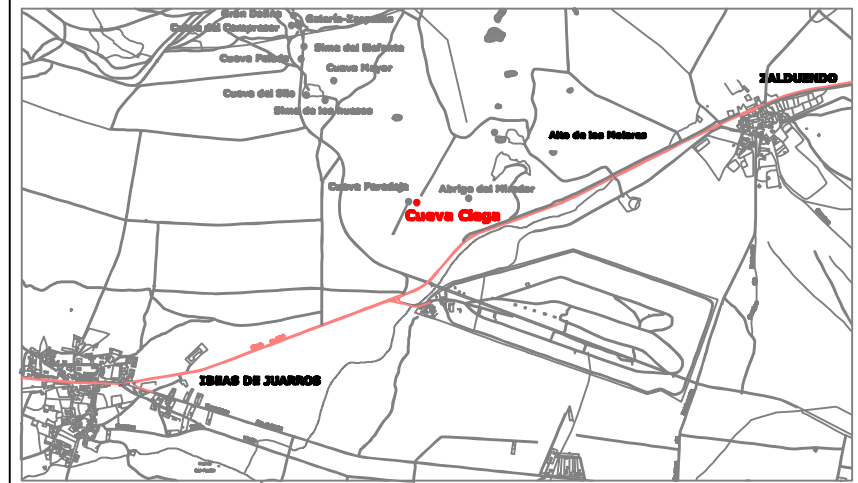
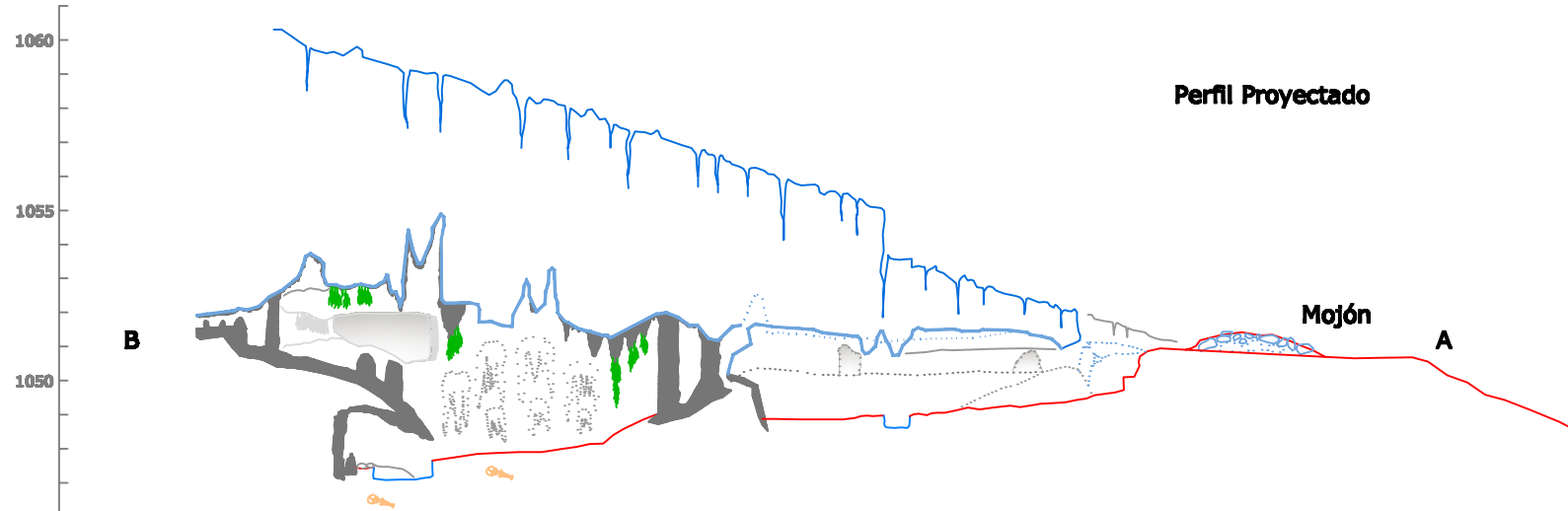


TESIS :
EVOLUCI&N GEOMORFOL&GICA DEL KARST DE LA SIERRA DE ATAPUERA Y SU RELACI&N CON LOS YACIMIENTOS PLEISTOCENOS

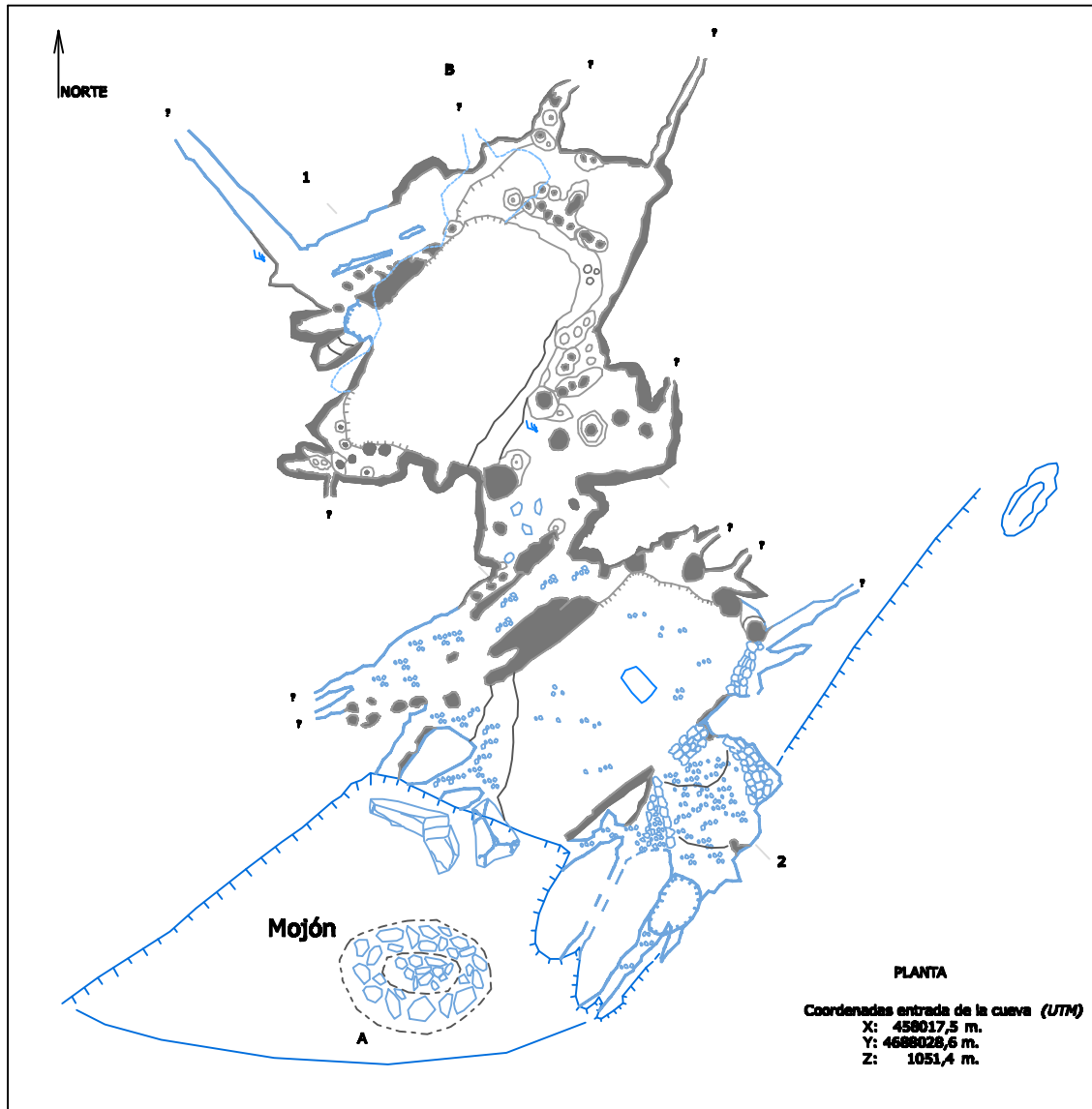
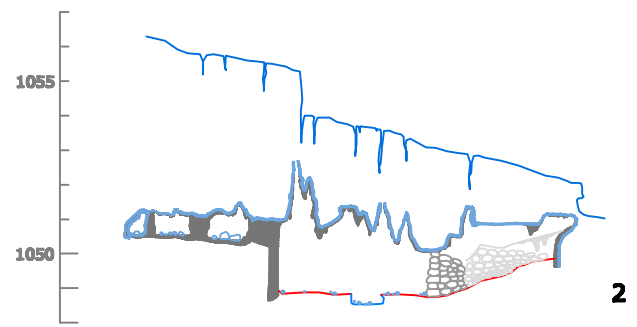
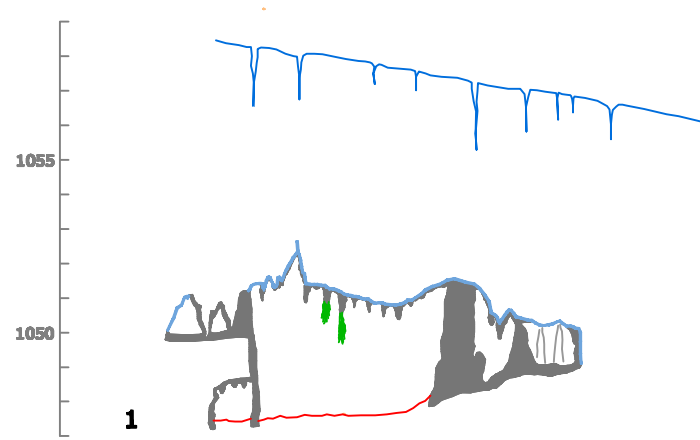
CAVIDADES DE TORCAS NIVEL: NIVEL 1, 2 y 3
CR1, CUEVA DE LA CATA MINERA, CUEVA DE LAS TORCAS Y GATERA DE TRINCHERA

AUTOR TESIS : ANA ISABEL ORTEGA MART&NEZ		CARTOGRAF&A BASE : - Planimetr&A del karst de Torcas-Cueva Mayor. 1977-1981. Escala: Grupo Espeleol&gico B&Ahu&A. ICSM, Diputaci&n de Burgos.
Fecha realizaci&n: Diciembre 2008	Escala : 1:150	

87 de 91



CROQUIS DE SITUACIÓN



PLANTA
 Coordenadas entrada de la cueva (UTM)
 X: 458017,5 m.
 Y: 4688028,6 m.
 Z: 1051,4 m.

PARED CUEVA	DATACIONES
ARCILLAS (F.DE INTERIOR)	PALEOMAGNETISMO
MARGAS	CIÓ
ARENAS	RESTOS ARQUEOLÓGICOS
NARANJA	SILO
GRAVAS METAMÓRFICAS	CERÁMICA
CONCRECIÓN EROSIONADA	TIZONAZOS, Y RESTOS DE CARBÓN
CONCRECIÓN VIEJA	GRABADOS Y PINTURAS
CONCRECIÓN NUEVA	CATA O BARRENO MINERO
MURCIÉLAGO	RESTOS PALEONTOLÓGICOS
POSADERAS DE MURCIÉLAGO	HUESOS DE OSO
ELEMENTOS GEOLÓGICOS	ZARPAZOS DE OSO
HUELLAS DE CORRIENTE	ZARPAZOS DE MURCIÉLAGO
ESCARPE ROCOSO	RESTOS ANTROPOLÓGICOS
NÓDULOS DE SÍLEX	RESTOS HUMANOS
CAÍDA GRAVITACIONAL	SEGUNDO PLANO
VENA	TERCER PLANO



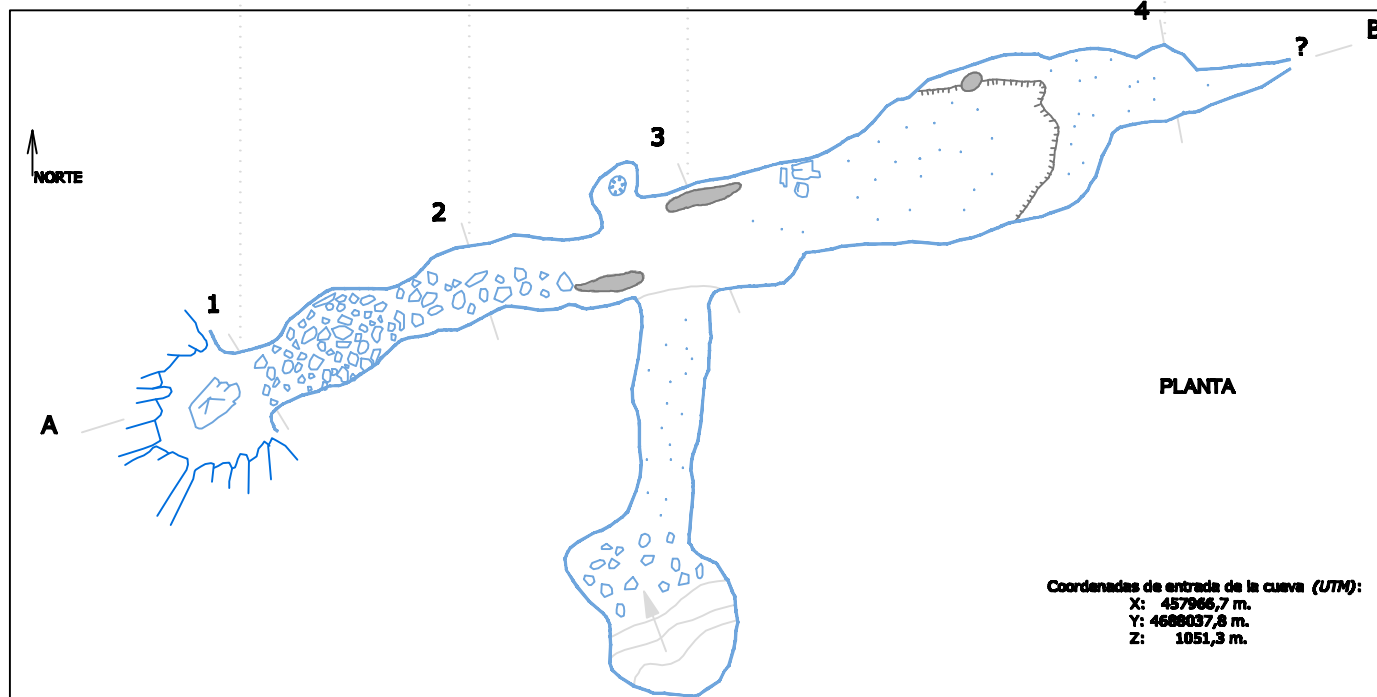
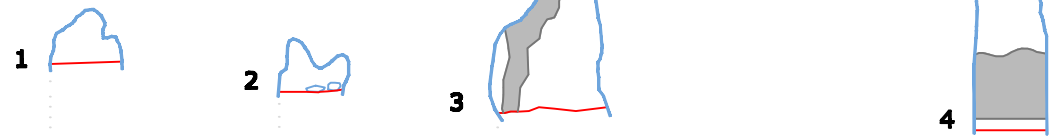
TESIS :
EVOLUCIÓN GEOMORFOLÓGICA DEL KARST DE LA SIERRA DE ATAPUERCA Y SU RELACIÓN CON LOS YACIMIENTOS PLEISTOCENOS

CUEVA: CUEVA CIEGA **NIVEL: NIVEL 0**

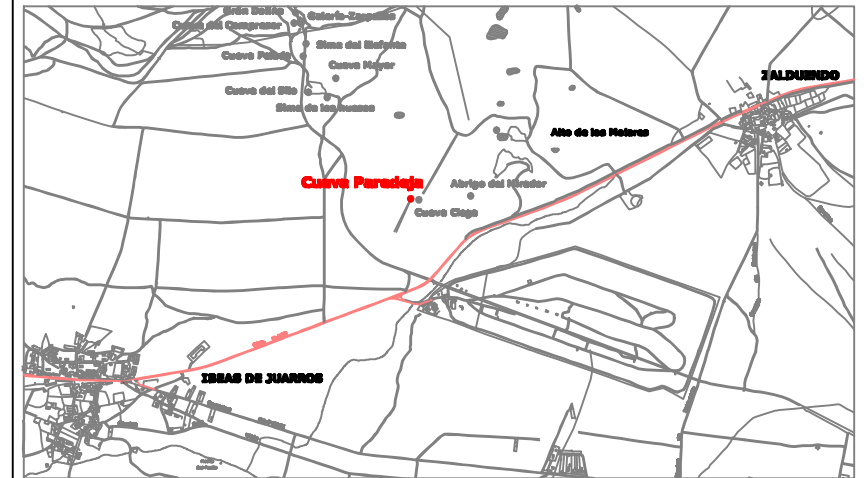
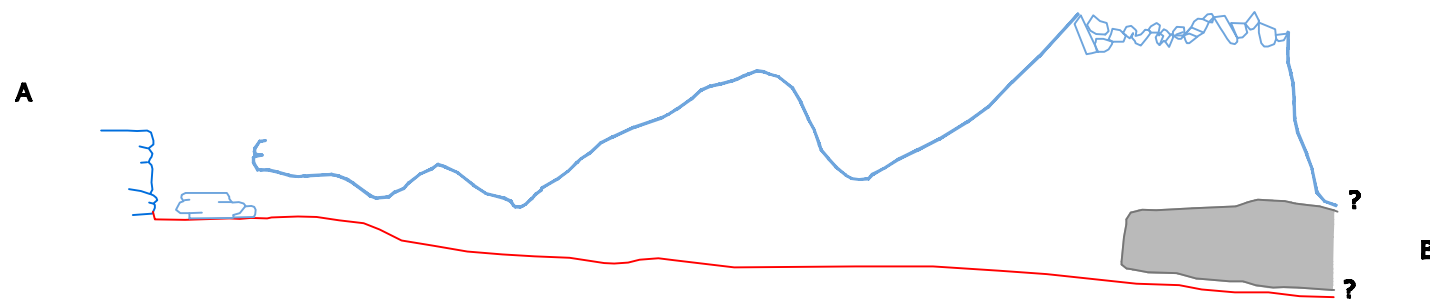
PLANTA, PERFIL PROYECTADO Y SECCIONES

AUTOR TESIS : ANA ISABEL ORTEGA MARTÍNEZ	CARTOGRAFÍA BASE : - Planimetría del karst de Turca-Cueva Mayor, 1977-2008. Escala variable Grupo Espeleológico Ibañeta. Ibañeta, Diputación de Burgos.
Fecha realización: Diciembre 2008	Escala : 1 : 200
88 de 91	

1055
1050



1055
1050



CROQUIS DE SITUACIÓN

PARED CUEVA	DATACIONES
ARCILLAS (F. DE INTERIOR)	PALEOMAGNETISMO
MARGAS	C14
ARENAS	RESTOS ARQUEOLÓGICOS
NARANJA	SILO
GRAVAS METAMÓRFICAS	CERÁMICA
CONCRECIÓN EROSIONADA	TIZONAZOS, Y RESTOS DE CARBÓN
CONCRECIÓN VIEJA	GRABADOS Y PINTURAS
CONCRECIÓN NUEVA	CATA O BARRENO MINERO
MURCIELAGUINA	RESTOS PALEONTOLÓGICOS
POSADERAS DE MURCIÉLAGO	HUESOS DE OSO
ELEMENTOS GEOLÓGICOS	ZARPAZOS DE OSO
HUELLAS DE CORRIENTE	ZARPAZOS DE MURCIÉLAGO
ESCARPE ROCOSO	RESTOS ANTROPOLÓGICOS
NÓDULOS DE SÍLEX	RESTOS HUMANOS
CAÍDA GRAVITACIONAL	VENA
SUMIDERO	SEGUNDO PLANO
TERCER PLANO	

LEYENDA

Altitudes referidas al nivel medio del mar en Alcantas.

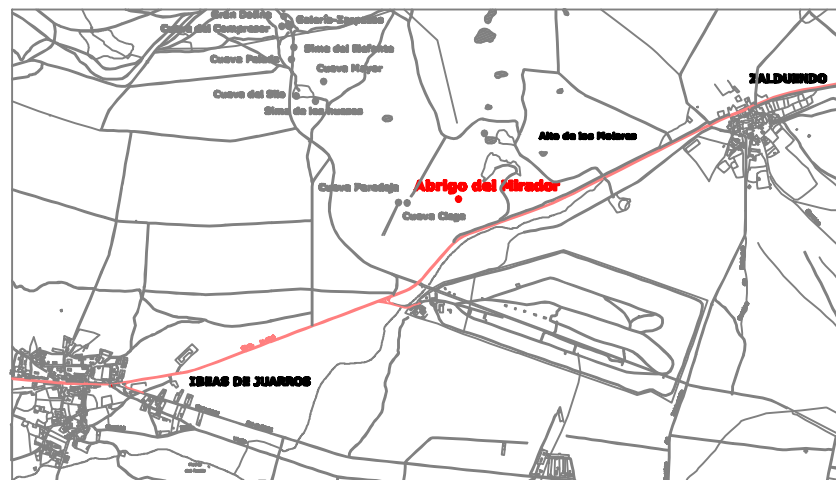
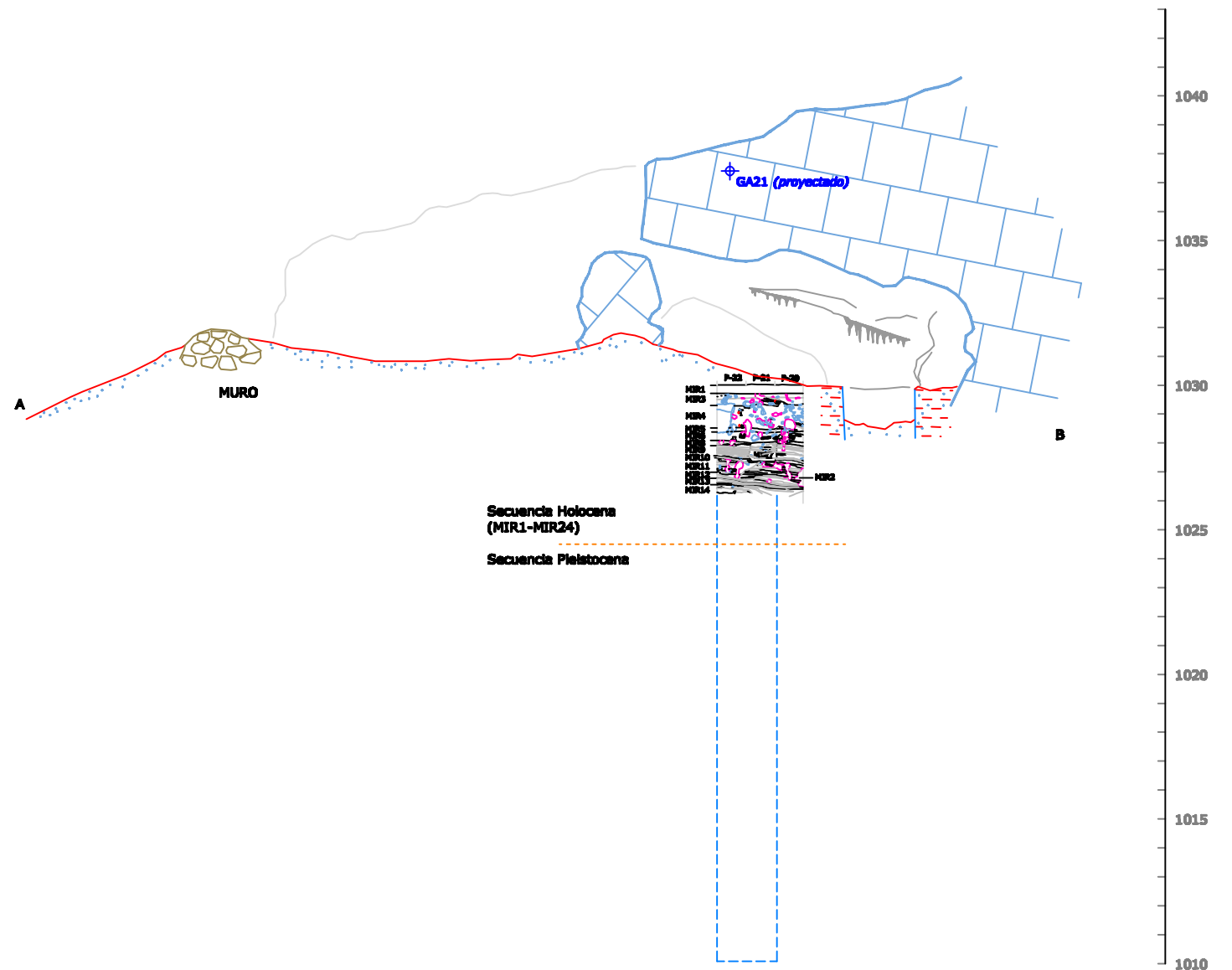
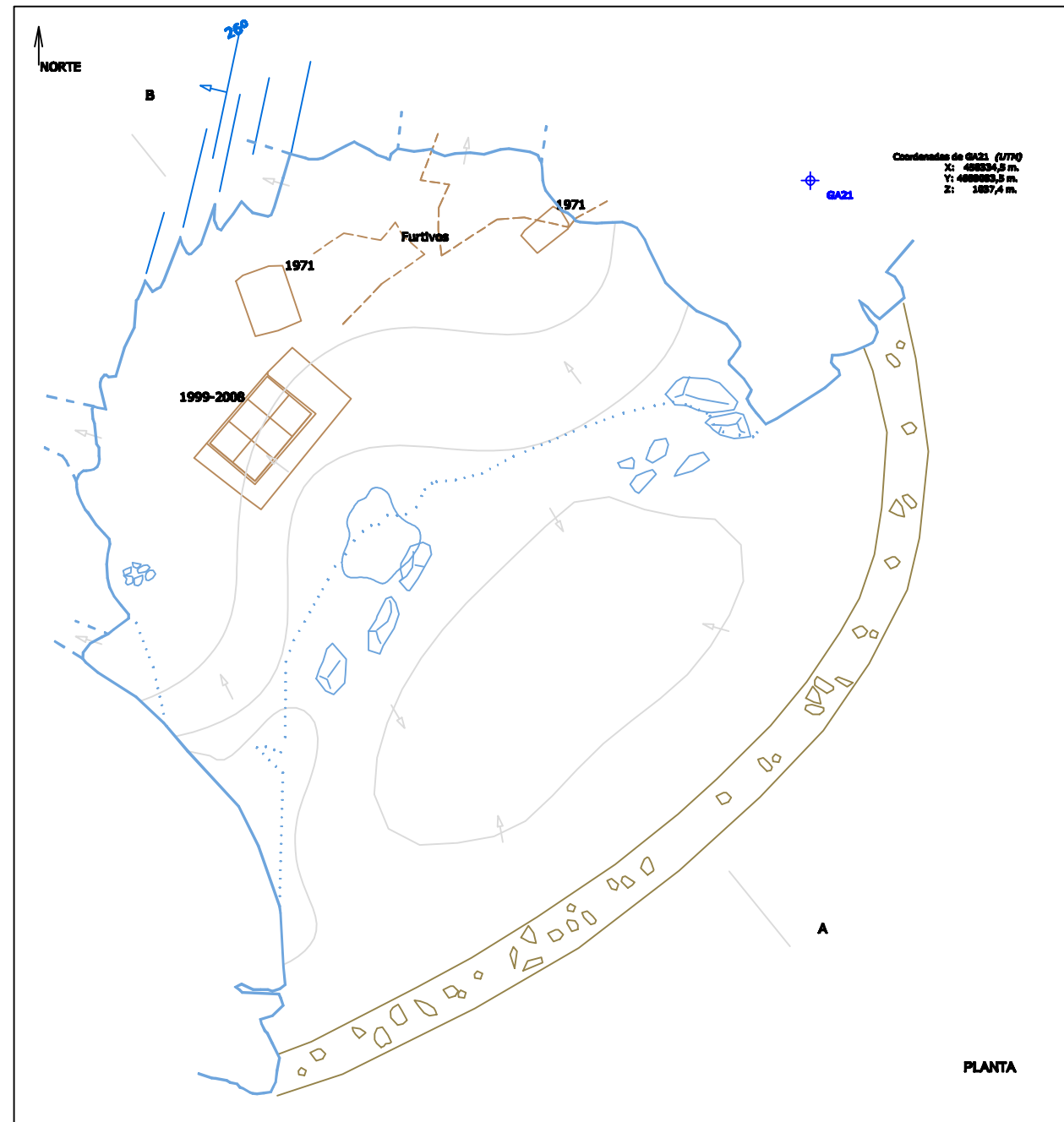


TESIS :
EVOLUCIÓN GEOMORFOLÓGICA DEL KARST DE LA SIERRA DE ATAPUERCA Y SU RELACIÓN CON LOS YACIMIENTOS PLEISTOCENOS

CUEVA: CUEVA PAREDEJA **NIVEL: NIVEL 0**
CUEVA DE LA MOFETA O BU-IV-A-37

PLANTA, PERFIL Y SECCIONES

AUTOR TESIS : ANA ISABEL ORTEGA MARTÍNEZ		CARTOGRAFÍA BASE : - Planimetría del karst de Turca-Cueva Mayor. 1977-2006. Escala variable. Grupo Espeleológico Ibañeta. Ibañeta, Diputación de Burgos.
Fecha realización: Diciembre 2008	Escala : 1 : 100	
89 de 91		



CROQUIS DE SITUACIÓN

- LEYENDA**
- PARED CUEVA
 - ARCILLAS (F.DE INTERIOR)
 - MARGAS
 - ARENAS
 - NARANJA
 - GRAVAS METAMÓRFICAS
 - CONCRECIÓN EROSIONADA
 - CONCRECIÓN VIEJA
 - CONCRECIÓN NUEVA
 - MURCIELAGUNA
 - POSADERAS DE MURCIÉLAGO
 - ELEMENTOS GEOLÓGICOS
 - HUELLAS DE CORRIENTE
 - ESCARPE ROCOSO
 - NÓDULOS DE SÍLEX
 - SUMIDERO
 - VENA
 - CAÍDA GRAVITACIONAL
 - DATACIONES
 - PALEOMAGNETISMO
 - C14
 - RESTOS ARQUEOLÓGICOS
 - SÍLO
 - CERÁMICA
 - TIZONAZOS, Y RESTOS DE CARBÓN
 - GRABADOS Y PINTURAS
 - CATA O BARRENO MINERO
 - RESTOS PALEONTOLÓGICOS
 - HUESOS DE OSO
 - ZARPAZOS DE OSO
 - ZARPAZOS DE MURCIÉLAGO
 - RESTOS ANTROPOLÓGICOS
 - RESTOS HUMANOS
 - SEGUNDO PLANO
 - TERCER PLANO

Altitudes referidas al nivel medio del mar en Alicante.



TESIS :
EVOLUCIÓN GEOMORFOLÓGICA DEL KARST DE LA SIERRA DE ATAPUERCA Y SU RELACIÓN CON LOS YACIMIENTOS PLEISTOCENOS

CUEVA: ABRIGO DEL MIRADOR **NIVEL: NIVEL 1**
CUEVA CHIQUITA (SS. XIX-XX) CUEVA RUBIA (SS. XII-XIX)

PLANTA Y SECCIÓN

AUTOR TESIS :
ANA ISABEL ORTEGA MARTÍNEZ

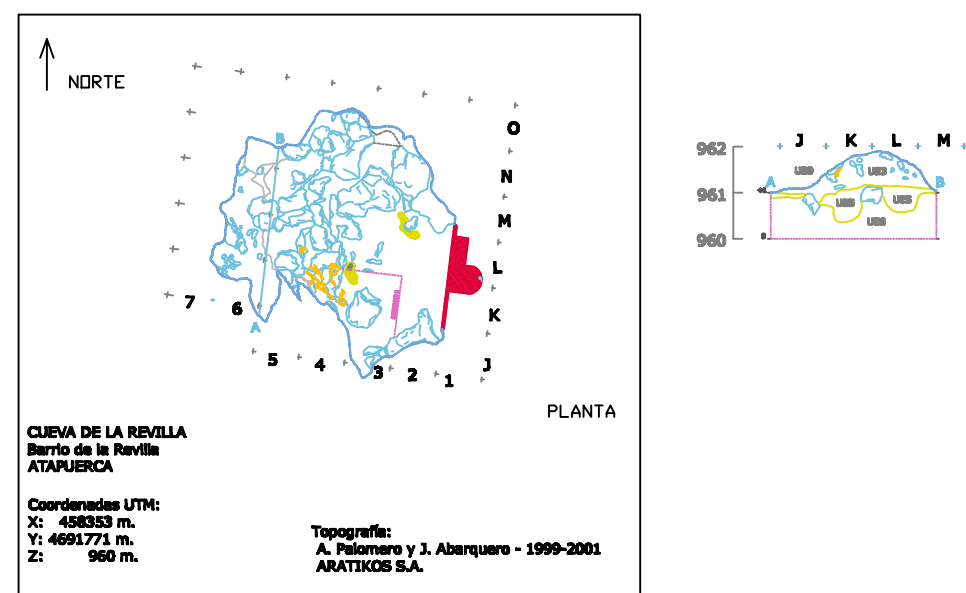
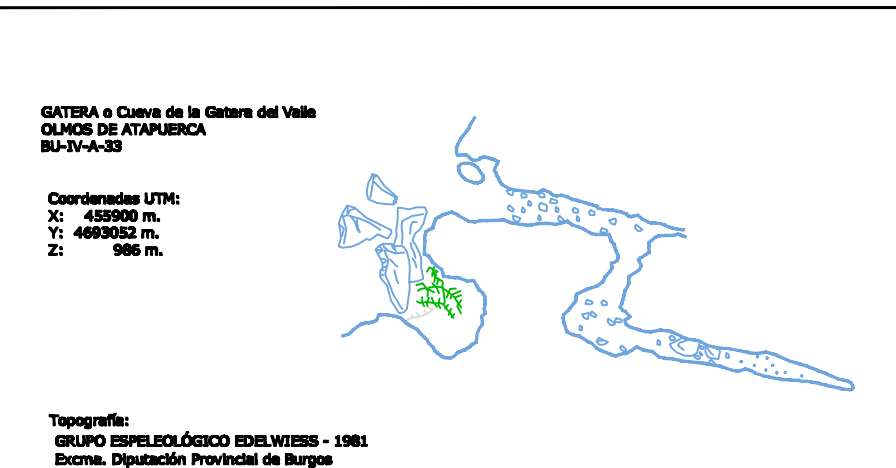
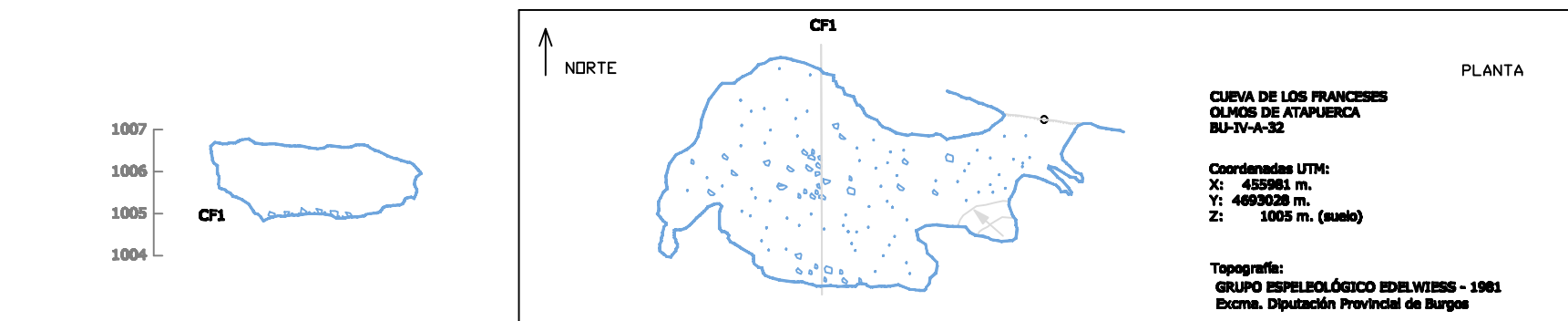
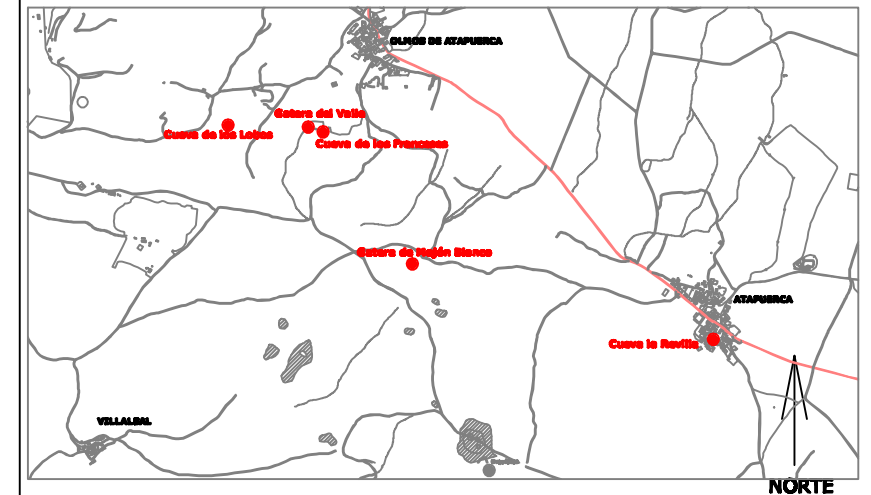
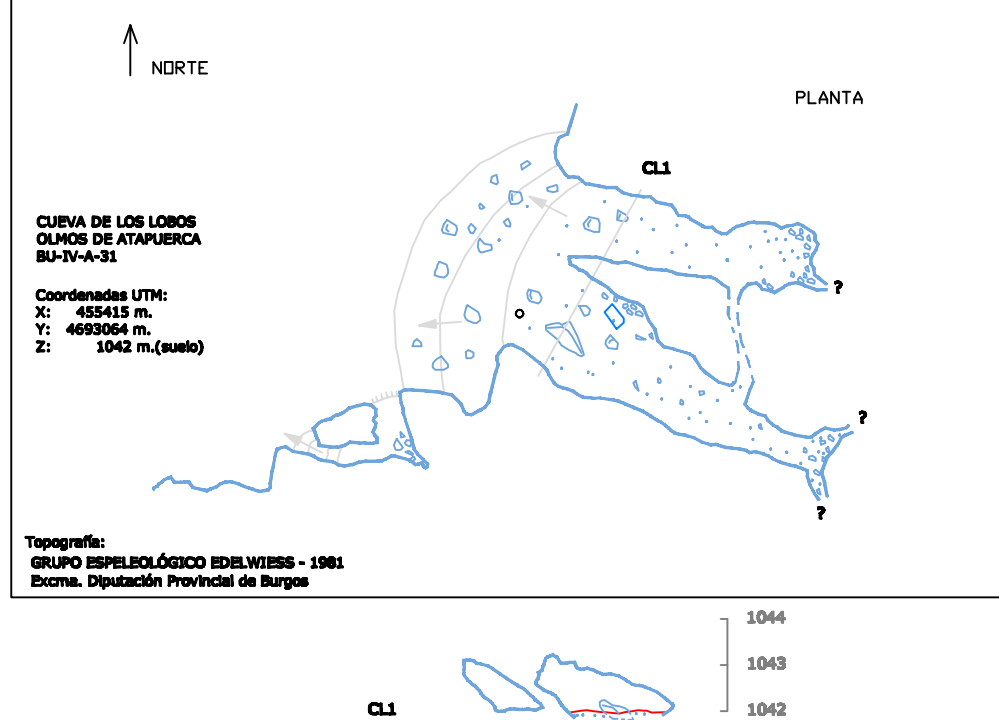
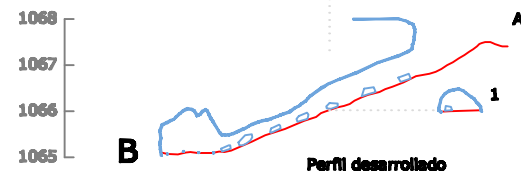
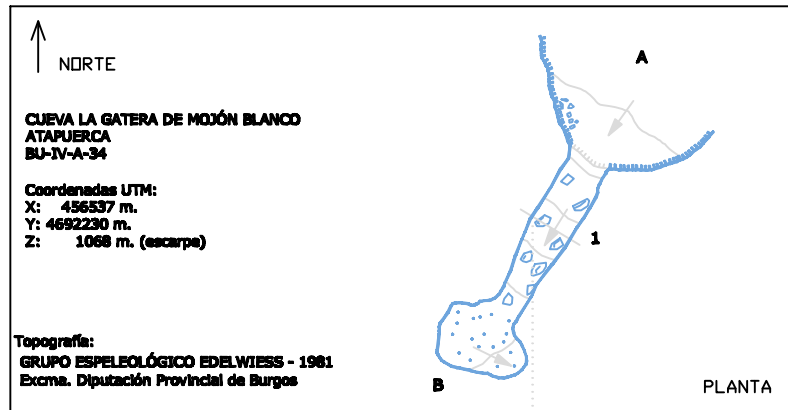
Fecha realización:
Diciembre 2008

Escala :
1 : 200

90 de 91

CARTOGRAFÍA BASE :

- Planimetría del karst de Torcaes-Cueva Mayor. 1977-2006. Escala varias.
 Grupo Espeleológico Madrileño.
 Excma. Diputación de Burgos.
 Equipo de Investigaciones de Atapuerca



PARED CUEVA	DATACIONES
ARCILLAS (F.DE INTERIOR)	PALEOMAGNETISMO
MARGAS	CIÚ
ARENAS	RESTOS ARQUEOLÓGICOS
NARANJA	SILO
GRAVAS METAMÓRFICAS	CERÁMICA
CONCRECIÓN EROSIONADA	TIZONAZOS, Y RESTOS DE CARBÓN
CONCRECIÓN VIEJA	GRABADOS Y PINTURAS
CONCRECIÓN NUEVA	CATA O BARRENO MINERO
MURCIELAGUINA	RESTOS PALEONTOLÓGICOS
POSADERAS DE MURCIÉLAGO	HUESOS DE OSO
ELEMENTOS GEOLÓGICOS	ZARPAZOS DE OSO
HUELLAS DE CORRIENTE	ZARPAZOS DE MURCIÉLAGO
ESCARPE ROCOSO	RESTOS ANTROPOLÓGICOS
NÓDULOS DE SÍLEX	RESTOS HUMANOS
CAÍDA GRAVITACIONAL	SEGUNDO PLANO
SUMIDERO	TERCER PLANO

Altitudes referidas al nivel medio del mar en Alicante.

ESCALA GRÁFICA

1 0 1 2 3 4 5

TESIS :
EVOLUCIÓN GEOMORFOLÓGICA DEL KARST DE LA SIERRA DE ATAPUERCA Y SU RELACIÓN CON LOS YACIMIENTOS PLEISTOCENOS

CAVIDADES DE MATAGRANDE NIVEL: NIVEL 0, 2, 3
GATERA DE MOJÓN BLANCO, CUEVA DE LOS LOBOS, CUEVA DE LOS FRANCESES, GATERA DEL VALLE, CUEVA DE LA REVILLA

AUTOR TESIS :
ANA ISABEL ORTEGA MARTÍNEZ

Fecha realizaciÓn: Diciembre 2008 **Escala:** 1:150 **91 de 91**

CARTOGRAFÍA BASE :
 - PlanimetrÍa del karst de Matagrande. 1977-1981. Escala varias.
 Grupo EspeleolÓgico Edelwies.
 Excm. DiputaciÓn de Burgos.
 ARATIKOS S.A. 1999-2001.