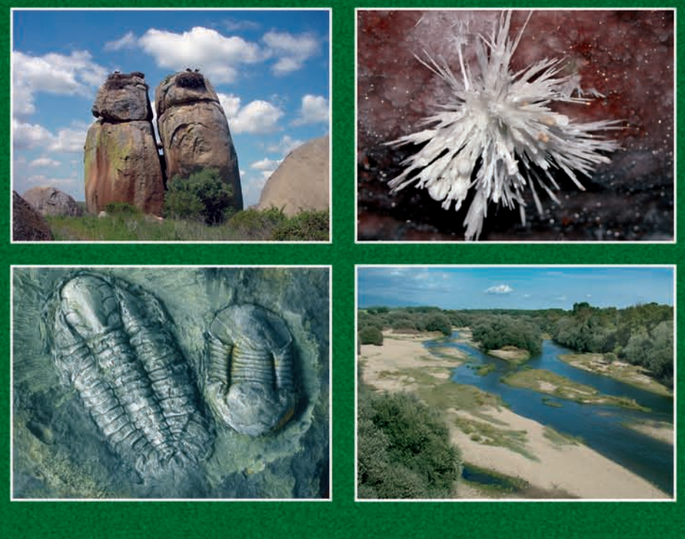
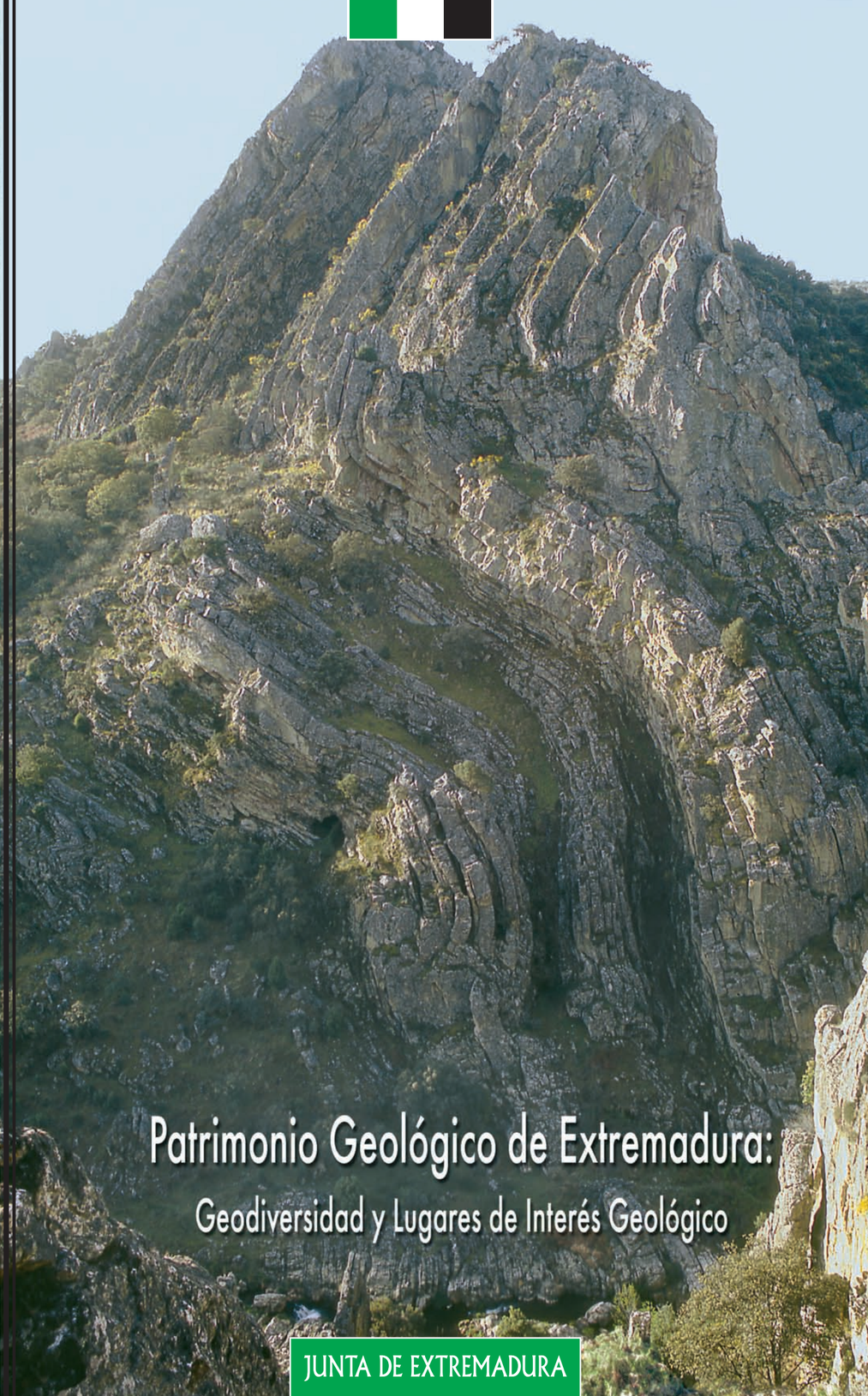


UNIÓN EUROPEA
FONDO EUROPEO AGRÍCOLA DE DESARROLLO RURAL:
EUROPA INVIERTE EN LAS ZONAS RURALES
FEADER

JUNTA DE EXTREMADURA
Consejería de Industria, Energía y Medio Ambiente

Patrimonio Geológico de Extremadura:
Geodiversidad y Lugares de Interés Geológico



Patrimonio Geológico de Extremadura:

Geodiversidad y Lugares de Interés Geológico



"Pese a esta sencillez, el campo es de gran variedad y de sobria belleza, ofreciendo diversidad de aspectos: alomados encinares, asociados a veces al alcornocal, que constituyen la dehesa extremeña, amplios llanos pizarrosos cerealísticos, mar de mieses en la primavera, extensos plantíos de viñas, olivos e higueras, amplios pastizales sin arboleda alguna y restos del jaral, matorral regresivo, que en manchas restringidas, resiste en las zonas de quebradas y agrestes relieves, especialmente de cuarcitas.

Estos campos de amplios horizontes, ofrecen los paisajes más genuinos del occidente peninsular, no teniendo equivalente alguno en el resto de Europa, salvo en Portugal."

Francisco Hernández Pacheco

Mapa Geológico de España y Portugal. 1965.

Edita:
JUNTA DE EXTREMADURA
Consejería de Industria, Energía y Medio Ambiente

Coordinadores de la edición:
Pedro Muñoz Barco
Esperanza Martínez Flores

Depósito Legal: BA-351-2005

I.S.B.N.: 84-8107-058-0

Maquetación:
Gráfica y Multimedia Sérprex, S.L.

Ilustraciones:
Antonio Grajera

Impresión:
Imprenta Moreno, S.L.

2ª Edición 2010

Patrimonio Geológico de Extremadura:
Geodiversidad y Lugares de Interés Geológico

Pedro Muñoz Barco
Esperanza Martínez Flores
(Coord. de la edición)

JUNTA DE EXTREMADURA
Consejería de Industria, Energía y Medio Ambiente

PRESENTACIÓN

Con la publicación que tiene en sus manos, la segunda edición tras el éxito obtenido por la primera, la Consejería de Industria, Energía y Medio Ambiente pretende iniciar en la materia al público interesado en la Geodiversidad de Extremadura y acercarle a los Lugares de Interés Geológico más representativos que se hallan repartidos por nuestra región.

Este libro busca, pues, una aproximación a lo más antiguo de Extremadura, su Geología. Conocer la gran variedad de elementos geológicos que podemos identificar en el territorio extremeño, nos ayuda también a desvelar la historia de la tierra y a comprender cómo actúa de base y sustento para el resto de valores ambientales.

Se trata de desentrañar el registro geológico de la Tierra, los materiales que la constituyen, así como los procesos naturales que los han originado y transformado. En definitiva, comprender los mecanismos que controlan los procesos geológicos, cómo actuaron en el pasado, en qué condiciones ambientales y cómo lo hacen actualmente.

El libro se estructura en tres partes, Geodiversidad y Espacios Naturales; Lugares de Interés más representativos de Extremadura, y un tercer capítulo en el que se da una visión general sobre fósiles, aguas subterráneas, minerales, rocas ornamentales, así como las rocas como elementos constructivos o artísticos.

Extremadura posee una biodiversidad extraordinaria, reconocida a nivel mundial, pero en pocas ocasiones nos percatamos de que la flora y la fauna se asientan sobre un escenario natural que es testigo de nuestra historia. Sería un gran error no mirar al suelo con el mismo interés que lo hacemos hacia nuestra flora y fauna.

José Luis Navarro Rivera

Consejero de Industria, Energía y Medio Ambiente

ÍNDICE

Prólogo **15**

1. Conservación de la Naturaleza y Patrimonio Geológico **19**

Juan José Durán Valsero, Jerónimo López Martínez, Esperanza Martínez Flores, Pedro Muñoz Barco

2. Geología y geodiversidad **33**

2.1 Geología Histórica de Extremadura 35

Teodoro Palacios Medrano

2.2 Geomorfología y paisaje extremeño 71

Guillermina Garzón Heydt

3. Lugares de interés geológico **97**

3.1 Cueva de Castañar 99

Ana Alonso Zarza, Sergio Sánchez Moral, Inmaculada Gil Peña, Javier Lario, Esperanza Martínez Flores, Pedro Muñoz Barco

3.2 Mina La Jayona 113

Francisco Javier Fernández Amo, Eduardo Rebollada Casado

3.3 Los Barruecos 123

Remedios Corral Rodríguez

3.4 Cuevas de Fuentes de León 131

Eduardo Rebollada Casado, Francisco Javier Fernández Amo

3.5 Los Pilones 137

Pedro Muñoz Barco, Carlos Miranzo Torres

3.6 Yacimiento paleontológico del "Cerro de Los Santos" 145

Teodoro Palacios Medrano

3.7 Sinclinal de Herrera del Duque 153
Pedro Muñoz Barco
3.8 Río Tiétar 161
Pedro Muñoz Barco, Esperanza Martínez Flores
3.9 Penillanura de la Serena 169
Carlos Miranzo Torres
3.10 Glaciares de Gredos: El Glaciar de La Serrá 177
Alfonso Mora Peña
3.11 El Terciario de Tierra de Barros 187
Miguel Villalobos Megía
3.12 Raña de Cañamero 197
Esperanza Martínez Flores
3.13 Yacimientos paleontológicos de Alconera 205
Teodoro Palacios Medrano
3.14 Penillanura trujillano-cacereña 213
Maite de Tena Rey
3.15 Falla y dique de Plasencia 221
Carlos Miranzo Torres
3.16 Las Villuercas 227
Magín Murillo Fernández
3.17 Balneario de Alange 239
Carlos Miranzo, Esperanza Martínez Flores
3.18 Mina "Monchi" 245
Francisco Javier Fernández Amo, Eduardo Rebollada Casado
3.19 Meandros de los ríos hurdanos 255
Esperanza Martínez Flores, Pedro Muñoz Barco
3.20 Estrecho de la Peña 263
Teodoro Palacios Medrano, Sören Jensen
3.21 El puente abandonado de Coria 271
Eduardo Rebollada Casado, Rosalía Merino Márquez
3.22 Mina "La Parrilla" 277
Pablo Gumiel, Rocío Campos

3.23 Canchales 283
Magín Murillo Fernández
3.24 Gargantas de la Vera 291
Pedro Muñoz Barco, Esperanza Martínez Flores
3.25 Baños de Montemayor 299
Carlos Miranzo, Esperanza Martínez Flores
3.26 Sinforme de Monfragüe 305
Pablo Gumiel, Rocío Campos, Pedro Muñoz Barco, Esperanza Martínez Flores

4. Fósiles 317
Isabel Rábano, Juan Carlos Gutiérrez-Marco, Antonio Perejón, Elena Moreno-Eiris y Sergio Rodríguez García

5. Aguas subterráneas 341
Juan Gil Montes

6. Yacimientos mineros y minerales 357
Pablo Gumiel, Rocío Campos

7. Rocas ornamentales 399
Mª José Pérez Pascual

8. El legado cultural de la Geología 413
8.1 Las rocas como elementos constructivos y artísticos 415
Juan Gil Montes, Manuel Regueiro y González-Barros
8.2 Museos, colecciones y geólogos ilustres en Extremadura 433
José Luis Barrera Morate, Ramón González Cerrato, Eduardo Rebollada Casado

Bibliografía 447

Glosario 461

Relación de autores 475

Créditos fotográficos 477

PRÓLOGO

La idea de editar un libro sobre Patrimonio Geológico de Extremadura surge por primera vez durante la IV Reunión Nacional de la Comisión de Patrimonio Geológico celebrada en junio de 1998 en Miraflores de la Sierra (Madrid). En esta reunión se presentó el libro de Patrimonio Geológico de la Comunidad Autónoma de Madrid publicado por la Sociedad Geológica de España y la Asamblea de Madrid, siendo éste el primero que se divulgaba en España sobre Puntos de Interés Geológico, Patrimonio Geológico y Geodiversidad. Con anterioridad solamente se había publicado algún folleto divulgativo (como el de Puntos de Interés Geológico de Asturias, del Instituto Geológico y Minero de España). No tardaron en ver la luz los libros de Patrimonio Geológico de Andalucía, Cataluña y Castilla-León, editados por ENRESA.

En otras comunidades se publican guías sobre el mismo tema pero con otros formatos, del tipo guía o inventarios, como los de Murcia y Aragón.

En Extremadura ya existía un inventario de puntos de interés geológico y, animados por las publicaciones que iban surgiendo, en noviembre de 1999, en el transcurso de la reunión de constitución de la Asociación Geológica de Extremadura (AGEX), se propone como actividad importante para ésta la elaboración de un libro sobre Patrimonio Geológico de Extremadura, invitando a participar a los socios de dicha Asociación con artículos o trabajos sobre algún tema geológico que hubieran estudiado o dispusieran de suficiente información.

Esta propuesta tuvo una respuesta minoritaria, por lo que en el año 2001 se decide sacar a concurso una Asistencia Técnica para la elaboración del libro.

En el trabajo participaron, para la redacción de los capítulos temáticos, distintos autores especialistas en cada una de las disciplinas geológicas, entre ellos José Luis Barrrera Morate, Rocío Campos, Guillermina Garzón Heydt, Pablo Gumiel, Juan Carlos Gutiérrez Marco, Elena Moreno-Eiris, Antonio Perejón, Cecilio Quesada, Isabel Rábano, Manuel Regueiro y González-Barros y Sergio Rodríguez García. En el capítulo destinado a describir los principales lugares o puntos de interés geológico se contó con el trabajo de campo y gabinete desarrollado por Francisco Fernández de la Llave y Santos Martín cuyo resultado fue la elaboración de un fichero de los distintos puntos seleccionados, utilizando la información contenida en éste para la redacción del capítulo correspondiente.

Con toda la información se elaboró un borrador que no vio la luz como publicación, aunque se abordaron líneas descriptivas de suma utilidad para el futuro.

En un tercer intento se aborda la edición del libro desde la Dirección General de Medio Ambiente, con el planteamiento original de contenido y metodología de una publicación de este tipo, así como la colaboración inestimable de autores que desarrollan su actividad en Extremadura.

En este proceso se han revisado, actualizado y completado los capítulos temáticos generales, así el capítulo de "La piedra en los monumentos de Extremadura" de Manuel Regueiro y González-Barros ha sido completado por el geólogo cacereño Juan Gil Montes, pasando a denominarse: "Las rocas como elementos constructivos y artísticos". El capítulo de "Geólogos extremeños ilustres" de José Luis Barrera Morate se ha reestructuado, incorporando datos de otros geólogos por parte de Eduardo Rebollada Casado y de los museos existentes en la región a cargo de Ramón González Cerrato, convirtiéndose en un nuevo capítulo denominado: "Museos, colecciones y geólogos ilustres en Extremadura".

El capítulo dedicado a la Geología Histórica de Extremadura, cuyo borrador fue redactado por Cecilio Quesada, ha sido sustituido por un nuevo trabajo elaborado por Teodoro Palacios Medrano, profesor de la Universidad de Extremadura, que aporta datos actualizados aprovechando los últimos conocimientos presentados en el Congreso de Geología de España celebrado en Zaragoza en julio de 2004.

A los capítulos temáticos generales citados se han añadido otros que completan el panorama geológico de nuestra región, como son: las Aguas Subterráneas, a cargo de Juan Gil Montes, y las Rocas Ornamentales, realizado por María José Pérez Pascual.

En cuanto a los lugares o puntos de interés geológico ya esbozados en los trabajos previos, se optó por solicitar la colaboración de geólogos y especialistas que trabajan y conocen con detalle las zonas incluidas.

Los autores que finalmente han participado en la redacción de los lugares o puntos de interés han sido: Ana Alonso Zarza, Remedios Corral Rodríguez, Francisco Javier Fernández Amo, Inmaculada Gil Peña, Sören Jensen, Esperanza Martínez Flores, Rosalía Merino Márquez, Juan Carlos Miranzo Torres, Alfonso Mora Peña, Pedro Muñoz Barco, Magín Murillo Fernández, Teodoro Palacios Medrano, Eduardo Rebollada Casado, Maite de Tena Rey y Miguel Villalobos Megía.

Algunos lugares o puntos se han redactado sobre trabajos previos de Pablo Gumiel y Rocío Campos, como es el caso de "La Mina La Parrilla" y el "Sinforme de Monfragüe". Asimismo han colaborado distintos geólogos relacionados con determinados aspectos temáticos del libro como Ángel Martín Serrano García en el punto de "La Raña de Cañamero".

Tras la revisión técnica de toda la información, con objeto de conseguir el máximo carácter divulgativo del libro, se ha contado con la colaboración de: José Luis Mosquera Müller, Jefe de Sección de Archivos, Biblioteca y Documentación de la Consejería, para la revisión de los textos.

La colaboración del personal de la Dirección General de Medio Ambiente así como de algunos fotógrafos de la Naturaleza entre los que se encuentran: Joaquín Dávalos Méndez, Joaquín Fernández Hernández, Atanasio Fernández García, Luis Galán Flores, Alberto Gil Chamorro, Pedro Holgado García, José Manuel López Caballero y Miguel Ángel Romo Bedate, que han cedido algunas de sus mejores fotografías, contribuyen a completar y enriquecer el material gráfico aportado por los autores.

Los dibujos de Antonio Grajera, el trabajo de maquetación de Juan Carlos Conde y las fotos de ambos culminan la elaboración del libro. El resultado es esta publicación, cuyo coste en tiempo queda amortizado viendo la luz y colmando el interés del lector.

La gestación de este volumen ha contado con el concurso de tantos profesionales que seguro alguno se nos queda en el tintero. En todo caso, los editores quieren reiterar desde estas líneas su agradecimiento a todos cuantos atendieron a su llamada.

Con objeto de dar una visión general de la geología de toda la Comunidad Autónoma y describir los puntos más singulares, el libro se ha estructurado en tres partes.

La primera recoge capítulos sobre temas como Geodiversidad y Espacios Naturales, Paleontología, Geología Histórica, Geomorfología y Paisaje. La segunda parte incluye los lugares de interés geológico. Estos se han elegido siguiendo dos criterios básicos como son: su representatividad dentro de la Geología, estando repartidos entre todas las disciplinas geológicas como la Geomorfología, Tectónica, Estratigrafía, Mineralogía, Karst, Sedimentología, etc., y un segundo criterio establecido en función de su distribución geográfica dentro de todo el territorio extremeño. La tercera parte incluye capítulos dedicados a dar una visión general sobre fósiles, aguas subterráneas, minerales, rocas ornamentales así como las rocas como elementos constructivos o artísticos. Finalmente, un repaso sucinto de las colecciones y museos existentes en Extremadura, así como la biografía de aquellos geólogos ilustres que cimentaron esta disciplina en nuestra región.

Evidentemente no están todos los lugares de interés geológico de Extremadura, pero esta publicación pretende iniciar al público interesado en el conocimiento de la Geodiversidad de Extremadura, así como acercar un aspecto del Medio Físico algo desconocido y poco difundido ya que, tradicionalmente, hemos dado más valor a otros factores ambientales como la fauna y la flora. Tomar conciencia de la gran variedad de elementos geológicos que podemos identificar y conocer en el territorio extremeño nos ayuda a comprender cómo actúa de base y sustento para el resto de valores ambientales.

Además de los objetivos de divulgación se pretende la puesta en valor de un recurso ambiental, turístico, educativo y científico, así como sentar las bases para la protección de los lugares singulares. Algunos ya cuentan con alguna figura de protección legal (Monumento Natural y Lugar de Interés Científico incluido en la Red de Espacios Naturales de Extremadura), pero la mayoría permanecen sin protección.

Ciertamente el tema que se les propone en esta publicación les puede resultar raro, cuando no desconocido y, sin embargo, vamos a hablar (y nunca mejor dicho) de nuestra tierra, la que nos toca pisar, transformar y conservar a diario. Las páginas que engrosan este libro buscan, pues, una aproximación a lo más antiguo de Extremadura, su geología. Nuestro deseo, por último, es que esa aproximación sea sinónima de disfrute.

Pedro Muñoz Barco



Sierra del Alcornocal.
Cabañas del Castillo.



Conservación de la Naturaleza y Patrimonio Geológico



Portacho angosto.
Cabañas del Castillo.



La conservación de la naturaleza comprende de un amplio abanico de disciplinas entre las que se encuentra la Geología. Tradicionalmente ha sido una ciencia escasamente representada en este ámbito, debido, entre otras cosas, a que los geólogos se han dedicado con mayor énfasis a otras importantes aplicaciones de esta ciencia, como la prospección y explotación de recursos (minería, rocas industriales, petróleo, aguas subterráneas) o de ciertas fuentes energéticas naturales de origen geológico (geotermia), así como la prevención ante problemas derivados del uso del terreno (geotecnia, filtraciones, erosión, transmisión de la contaminación) y de la amenaza de los riesgos geológicos (terremotos, volcanes, avenidas, deslizamientos o hundimientos del terreno).

Algunos ilustres geólogos, como Eduardo Hernández Pacheco abarcaron diversos campos de las Ciencias Naturales, y reclamaron la protección de los primeros espacios naturales en nuestro país (Valle de Ordesa, Montaña de Covadonga). Pero es desde finales de los años setenta cuando se comienza a realizar estudios sobre los puntos o lugares de interés geológico y a partir de mil novecientos ochenta cuando los aspectos geológicos comienzan a tenerse en cuenta en los estudios medioambientales y de ordenación del territorio. De este modo los geólogos se han implicado en trabajos de ordenación y conservación de la Naturaleza y se han multiplicado los espacios naturales protegidos exclusivamente por sus valores de carácter geológico.

En la actualidad, el concepto de Patrimonio Geológico es aceptado por todos los especialistas. Se define como el conjunto de elementos geológicos tales como formaciones y estructuras geológicas, paisajes geomorfológicos, yacimientos paleontológicos y mineralógicos, etc., de significativo valor para reconocer, estudiar e interpretar la historia y la evolución geológica de la Tierra así como de los procesos que la han modelado, con su correspondiente valor científico, cultural, educativo, paisajístico o recreativo.

Imagen de Extremadura en color natural realizada a partir de imágenes de satélite "landsat5(tm)sigcat". Dirección General de Urbanismo y Ordenación del Territorio. Consejería de Medio Ambiente, Urbanismo y Turismo. Junta de Extremadura.

La importancia del Patrimonio Geológico se pone de manifiesto en el reconocimiento de sus valores por parte de los geólogos y, en general, de la sociedad actual. Se trata de un recurso natural no renovable, cuya afección puede ser irreversible, de graves consecuencias para el medio natural. Su destrucción constituye una pérdida irreparable del registro histórico de nuestro Planeta.

El Patrimonio Geológico forma parte del Patrimonio Natural y Cultural, constituyendo un componente esencial de éste. Existe una considerable sensibilización ciudadana hacia el Patrimonio Histórico, Cultural y hacia la Biodiversidad. Sin embargo, no ocurre lo mismo con el Patrimonio Geológico, cuya menor consideración se debe fundamentalmente al escaso conocimiento y divulgación de los valores patrimoniales que atesoran los elementos geológicos.

A partir de la mitad de los años noventa se ha ido configurando el concepto de geodiversidad o diversidad geológica. Se entiende ésta como el número y la variedad de estructuras (sedimentarias, petrológicas, tectónicas, geomorfológicas e hidrogeológicas), así como de materiales geológicos (rocas, minerales, fósiles y suelos), que constituyen el substrato físico-natural de un territorio sobre las que se asienta el resto de variables ambientales.

Extremadura, con una superficie de aproximadamente 42000 kilómetros cuadrados, repartidos altitudinalmente entre los 2425 metros sobre el nivel del mar del pico Calvitero y los 186 metros de altitud del Guadiana aguas abajo de la ciudad de Badajoz, reúne, en su extensa geografía, una gran geodiversidad. Numerosos paisajes intermedios entre la montaña media-alta de las estribaciones de la Sierra de Gredos y los llanos del río Guadiana están representados en Extremadura. Sus 1336 kilómetros de perímetro encierran una excelente representación de paisajes geológicos actuales o heredados de los últimos millones de años de su historia geológica, que van desde los circos glaciares y modelados periglaciares de las cumbres serranas hasta las formas fluviales de los ríos meandriformes, pasando por canchales periglaciares, relieves estructurales (como los asociados a los sinclinorios de Villuercas, Ibores, Monfragüe, Sierra de San Pedro y Hornachos), formas endokársticas, berrocales graníticos y un abanico muy extenso de penillanuras, glacis y conos de deyección.

La geodiversidad de Extremadura se refleja asimismo en su historia geológica, que abarca unos 550 millones de años con materiales geológicos correspondientes a distintos periodos geológicos. Las rocas extremeñas ilustran algunos remotos periodos dentro de la escala cronoestratigráfica. La mayoría de estas rocas poseen edades del periodo geológico comprendido entre 850 y 320 millones de años, es decir el Precámbrico Superior y la mayor parte del Paleozoico. El resto de los materiales que afloran en Extremadura son mucho más recientes, neógenos y cuaternarios, o sea depositados en los últimos 20 millones de años.

En cuanto a la diversidad paleontológica, en el territorio extremeño existen valores excepcionales. Los restos fósiles más antiguos encontrados en Extremadura tienen unos 650 millones de años de antigüedad. Se han identificado más



de mil especies fósiles diferentes, fundamentalmente invertebrados marinos, microfósiles e icnofósiles, es decir huellas dejadas por ciertos organismos, que corresponden al Precámbrico y Paleozoico.

Otro aspecto importante de la geodiversidad extremeña es la relativa a los tipos de materiales que configuran su suelo y subsuelo. Existen extensos afloramientos de todos los grandes tipos de rocas principales: ígneas, metamórficas y sedimentarias. Dentro de las primeras, los ejemplos de batolitos graníticos son excepcionales, con un amplio repertorio de rocas plutónicas ácidas. También existen ejemplos de rocas subvolcánicas o filonianas, como las existentes a lo largo de la falla de Plasencia. Entre las rocas metamórficas, se encuentran magníficas representaciones de metamorfismo regional, como los extensos afloramientos de gneises del Macizo Hespérico y otros ligados al metamorfismo de contacto, como las corneanas de los skarns del suroeste extremeño. Por último, entre las rocas sedimentarias aparecen ejemplos de muchos tipos como cuarcitas, conglomerados y calizas muy antiguas (precámbricas o paleozoicas) y sedimentos más recientes, arcosas, margas, arcillas o sílex, entre otras muchas. Aunque en Extremadura no abundan las rocas carbonáticas susceptibles de disolverse y dar lugar a cavidades kársticas, existen algunas cuevas notables. Entre ellas destaca la Cueva de Castañar de Ibor, que presenta magníficos depósitos de precipitación química (espeleotemas) constituidos, principalmente, por aragonito.

La variedad litológica de Extremadura ha favorecido la explotación de la piedra natural a lo largo de la historia. Ya en la Prehistoria, los hombres de la Edad del Cobre conformaron el esqueleto de sus tumbas colectivas, los dól-



Fósiles del Devónico Superior. Cabeza del Buey.

menes, en granito. Los ejemplos tachonan toda la geografía extremeña: Valencia de Alcántara, Barcarrota, Lácara o Magacela. La cuarcita les sirvió como soporte para expresar en pictogramas variados mensajes en abrigos como los de La Zarza, Monfragüe o La Oliva. Durante el Periodo Orientalizante, los habitantes de la actual comarca de La Serena, utilizaron las rocas graníticas y las arcillas del entorno para construir santuarios como los de Cancho Roano, en Zalamea de la Serena, o la Mata, en Campanario. La máxima expresión se encuentra durante la época romana, con una amplia y diversa utilización de materiales geológicos en todo tipo de construcciones.

De forma paralela a la diversidad litológica se manifiesta la gran variedad mineralógica de estas tierras. La existencia de la Vía de la Plata como eje norte-sur que atraviesa Extremadura puede constatar este hecho. Son casi un centenar las especies minerales halladas en los yacimientos extremeños, algunas de ellas casi únicas, como es el caso de las vonsenitas y allanitas, minerales presentes en la Mina Monchi (Burguillos del Cerro), así como las arsenopiritas de Almoharín, las casiteritas, las vanadinitas de Santa Marta de los Barros, el cuarzo rosa de Oliva de Plasencia, el topacio azul de Valle de la Serena ó numerosos minerales radioactivos.

Asimismo la diversidad hidrogeológica queda reflejado en los distintos tipos de acuíferos existentes en el subsuelo extremeño. Se localizan grandes acuíferos detríticos ligados a las formaciones terciarias y cuaternarias de los principales ríos (Vegas del Guadiana y Campo Arañuelo), así como acuíferos kársticos en rocas carbonáticas paleozoicas, como "El Calerizo de Cáceres". Esta riqueza y variedad se manifiesta en numerosas ocasiones en forma de surgencias naturales, entre las que destacan una serie de balnearios repartidos por la geografía extremeña, como los de Alange y Baños de Montemayor.

Muchos de los lugares de interés geológico constituyen un medio de



"Mina La Jayona". Monumento Natural.

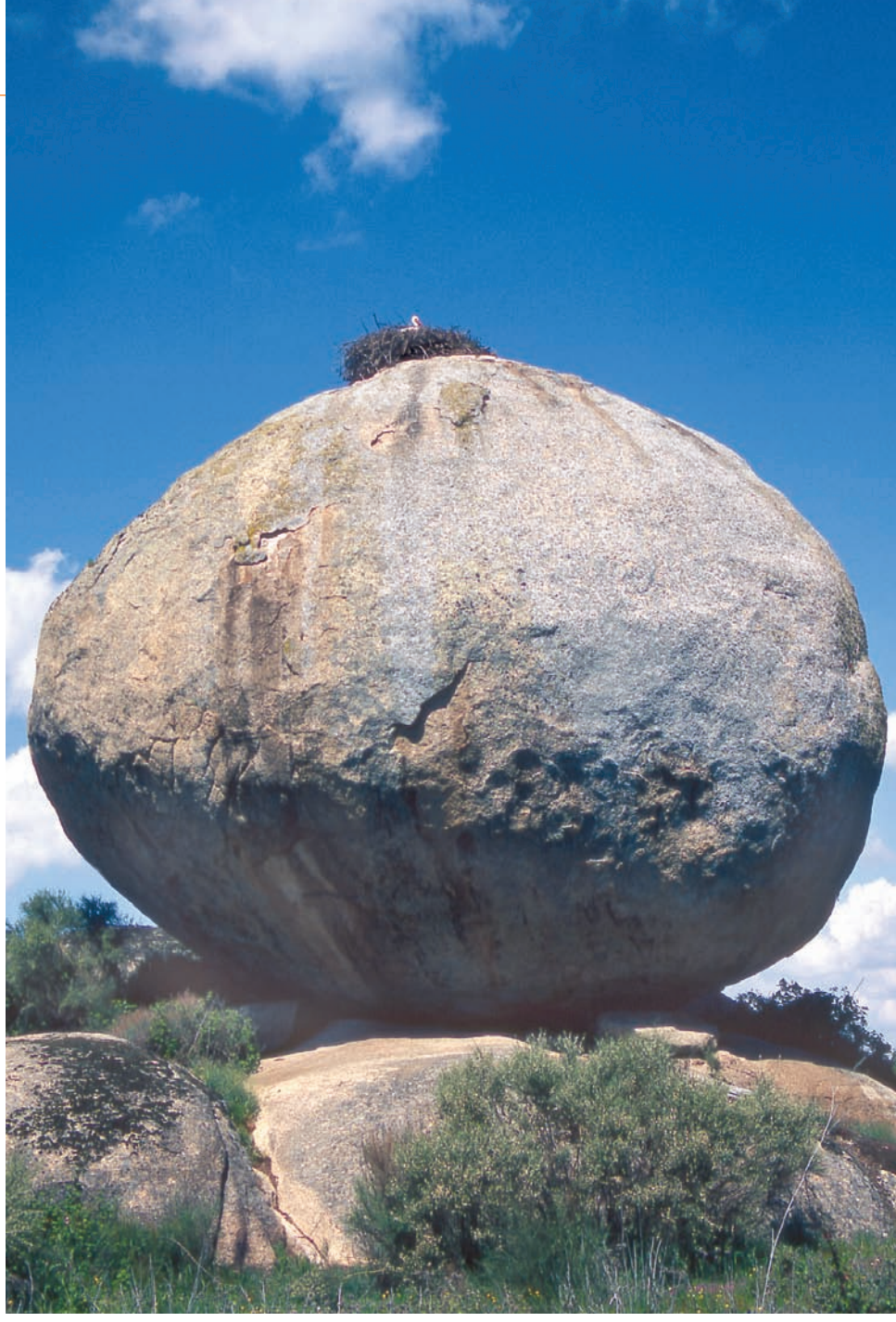


desarrollo importante para el ámbito en el que se insertan. La valorización de estos recursos geoambientales va cobrando cada vez mayor significación sirviendo de impulso económico para muchas localidades. En nuestra comunidad autónoma se cuenta también con lugares de interés geológico que previamente han sido declarados espacios naturales protegidos, o bien están incluidos como parte integrante de alguno de esos espacios, como es el caso representativo del Monumento Natural "Mina La Jayona", que ha implicado un notable impulso socioeconómico del municipio de Fuente del Arco y su entorno.

La geoconservación es una corriente de pensamiento que aboga por la necesidad de poner en práctica políticas activas de conservación del Patrimonio Geológico y de la geodiversidad.

Actualmente las bases para la protección del Patrimonio Geológico en Extremadura hay que buscarlas en la Ley 8/1998, de 26 de junio, de Conservación de la Naturaleza y de Espacios Naturales de Extremadura modificada por la Ley 9/2006, de 23 de diciembre. En el proceso previo de evaluación y selección de zonas para su inclusión en la Red de Áreas Protegidas de Extremadura se consideraron, entre otros, valores del medio físico-natural donde se incluyen los geológicos junto a los bióticos, los del medio perceptual, así como valores del medio socioeconómico, histórico y cultural. Tradicionalmente, los factores bióticos y los histórico-culturales han tenido un amplio desarrollo y divulgación en cuanto a estudios realizados y, en consecuencia, mayor importancia y peso a la hora de seleccionar zonas para su declaración como Espacios Naturales Protegidos. No obstante, hay que reconocer que el recurso geológico es el sustento del resto de variables ambientales jugando, en numerosas ocasiones, un papel primordial en la declaración de un espacio natural.

La Ley de Conservación de la Naturaleza y de Espacios Naturales de Extremadura confiere cobertura legal a la protección de determinados territorios dentro de Extremadura a través de diez figuras diferentes: Parque Natural, Reserva Natural, Monumento Natural, Paisaje Protegido, Zona Especial de Conservación,



Bolos graníticos en el Monumento Natural "Los Barruecos".

Vista del interior de la "Cueva del Castañar". Monumento Natural. (pág. izqda.)

Corredor Ecológico y de Biodiversidad, Parque Periurbano de Conservación y Ocio, Lugar de Interés Científico, Árboles Singulares y Corredor Ecocultural.

La figura de Monumento Natural es la que reconoce expresamente los valores geológicos del medio natural en Extremadura. Se trata de una figura que delimita enclaves o elementos con carácter puntual.

En la citada Ley se definen los Monumentos Naturales como "aquellos espacios de dimensiones reducidas o elementos de la naturaleza constituidos básicamente por formaciones de notoria singularidad, rareza o belleza, que merecen ser objeto de una protección especial", incluyéndose también "formaciones geológicas, yacimientos paleontológicos y otros elementos de la gea con interés especial por sus valores".

Hasta el momento se encuentran declarados los siguientes espacios como Monumentos Naturales: "Los Barruecos", "Mina La Jayona", "Cueva de Castañar" y "Cuevas de Fuentes de León".

Entre las distintas figuras de protección recogidas en la Ley de Conservación de la Naturaleza y de Espacios Naturales de Extremadura, se encuentran algunas que cubren



Panorámica de "La Serena y Sierra de Tiros". Z.E.P.A.

un ámbito territorial más amplio y que incluyen indudablemente valores geológicos de interés que contribuyen en gran medida a aumentar el valor ambiental del medio en el que se integran. Un detallado inventario ambiental pone de manifiesto este hecho. Es el caso del Parque Nacional de Monfragüe, el Parque Natural de Cornalvo, el Parque Natural del Tajo Internacional, la Reserva Natural de la Garganta de los Infiernos y las Zonas de Interés Regional de Sierra Grande de Hornachos y Sierra de San Pedro, donde el factor geológico adquiere gran relevancia.

Asimismo, la figura de Lugar de Interés Científico reconoce expresamente los valores geológicos del medio. Actualmente se encuentra declarado el "Volcán de El Gasco", en el término municipal de Nuñomoral (Cáceres). Existen otros enclaves de carácter geológico y paleontológico propuestos para su declaración como Lugar de Interés Científico, entre ellos cabe citar las canteras de mármol rojo del Cámbrico Inferior de Alconera (Badajoz) ó el yacimiento de "El Membrillar".

En cuanto a protección de los valores geológicos del territorio, no hay que olvidar las extensas superficies declaradas como Zonas de Especial Protección para las Aves (Z.E.P.A.) en virtud de la Directiva de Aves como son los LLanos de Cáceres y Sierra de Fuentes, La Serena o Las Villuercas. Todas se declaran por la presencia de valores principalmente faunísticos, sin obviar que en muchas de ellas se encuentran singularidades geológicas de primer orden.





Arroyo de Las Muelas a su paso por el berrocal de "El Rugidero" en el Parque Natural de Cornalvo.

Afloramiento de rocas pumíceas entre pizarras. "Volcán de El Gasco". Lugar de Interés Científico. (pág. dcha.)

Asimismo, en la actualidad se encuentran propuestas para su protección distintas zonas del territorio extremeño en virtud de la Directiva Hábitats y conocidas como Lugares de Importancia Comunitaria (LIC), entre las que se identifican algunas con especial singularidad geológica. Es el caso de Sierra de Gredos y Valle del Jerte, Las Hurdes, Sierra de Gata o numerosas cuevas y minas abandonadas repartidas por toda la geografía extremeña. En ellas se localizan distintos valores geológicos como son: el relieve periglaciar en el LIC de la Sierra de Gata, el control estructural del dique-falla Alentejo-Plasencia en el Valle del Jerte, los singulares meandros erosivos de los ríos de Las Hurdes (ríos Hurdano, Ladrillar y Malvellido), las formaciones kársticas de la Cueva de Valle de Santa Ana y las mineralizaciones de las Minas del Jálama.

La protección de los valores geológicos es directa cuando se trata de Espacios Naturales Protegidos o de zonas incluidas en la Red Natura 2000. Es indirecta cuando se realiza alguno de los procesos de evaluación y valoración ambiental de las actividades que se pretenden llevar a cabo en el territorio extremeño para hacerlas compatibles con el patrimonio natural.

Como contribución al desarrollo y reconocimiento del Patrimonio Geológico de la Comunidad Autónoma de Extremadura, la Dirección General del Medio Natural de la Junta de Extremadura promueve la edición de este Libro de Patrimonio Geológico cuya realización responde al compromiso de divulgar en el más amplio sentido nuestro Patrimonio Natural.

Con la publicación de esta obra se pretenden difundir las bases para la conservación y protección de rocas, minerales, estructuras geológicas, yacimientos paleontológicos... Esta labor es necesaria por distintas razones, entre otras por representar una importante herencia natural y cultural, de carácter irrepetible, por constituir una base imprescindible para la formación de científicos y profesionales, por ser un importante elemento de referencia para la protección de ciertos recursos estéticos ó recreativos, además de representar un recurso de alto potencial educativo y de formación intelectual.

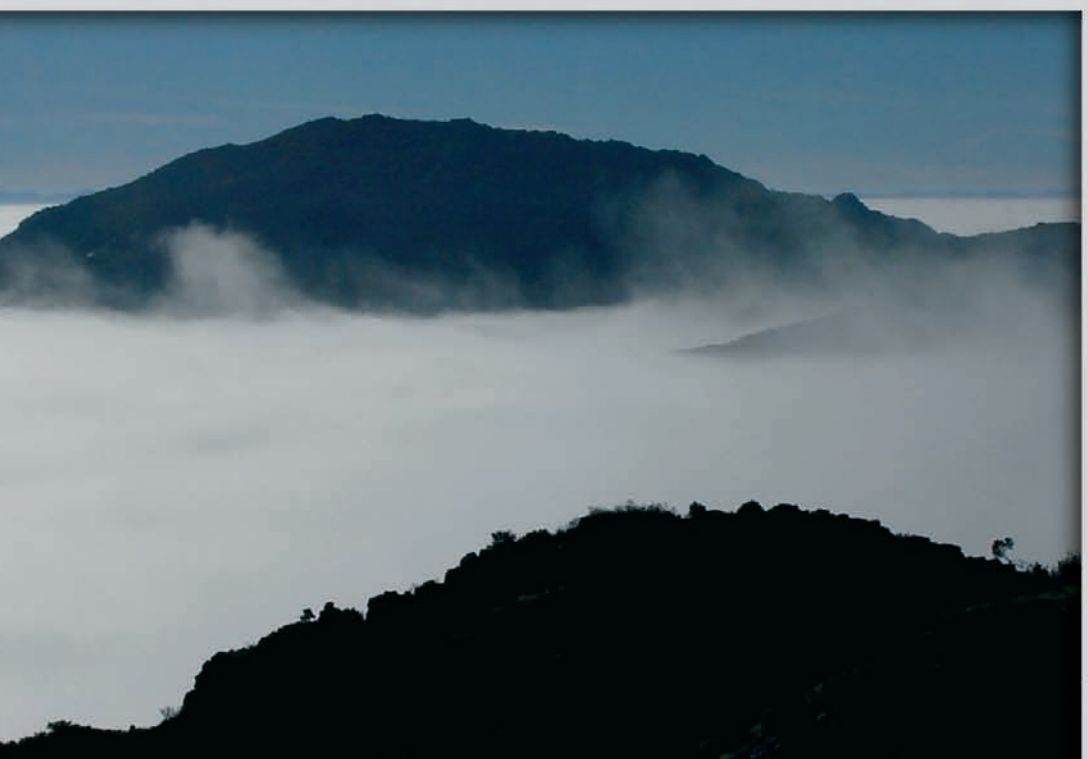






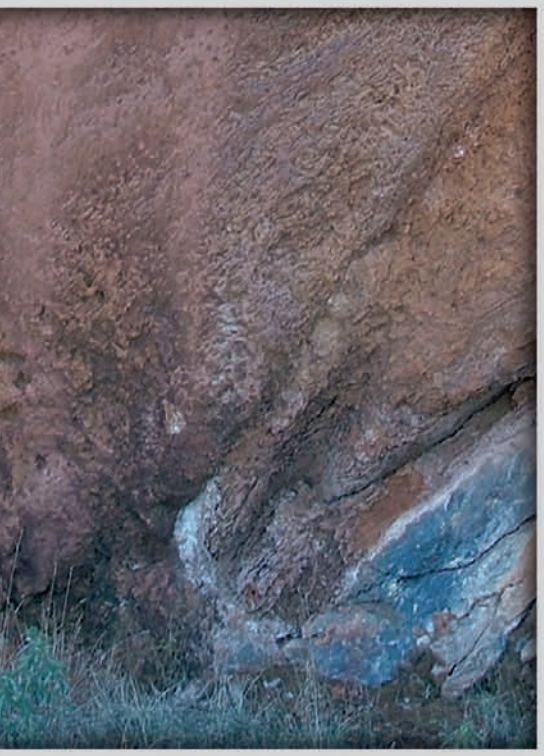




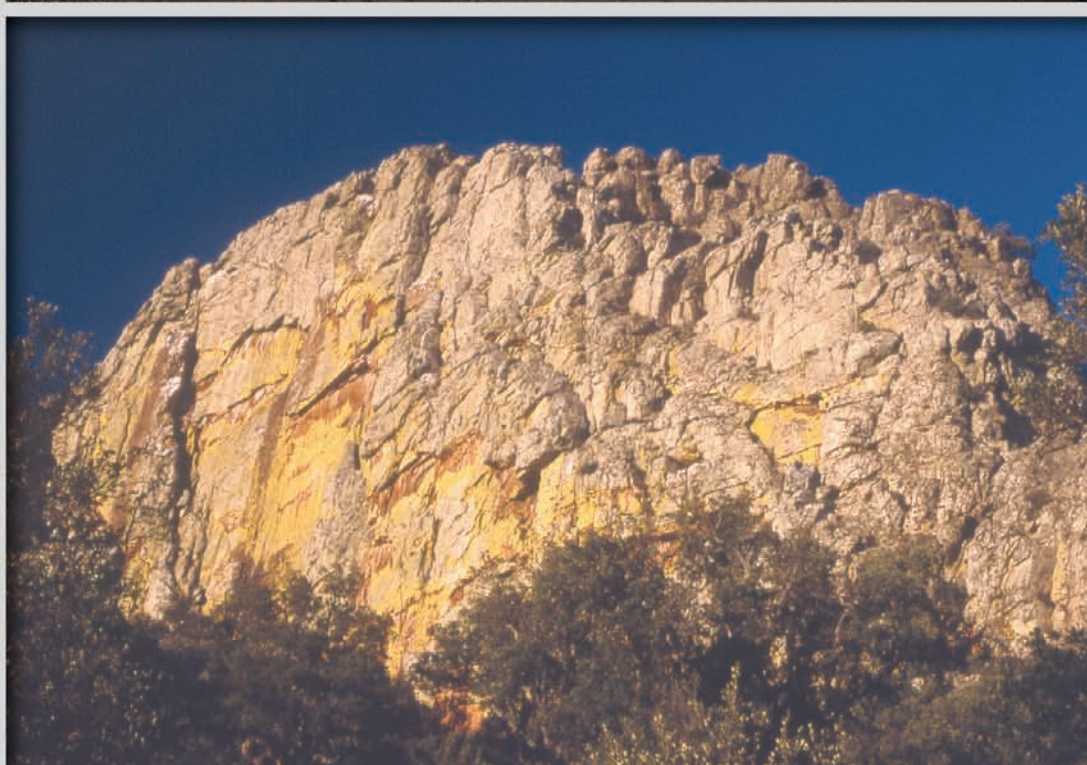









Geología y geodiversidad

La historia de la Tierra comenzó hace aproximadamente unos 4.550 millones de años, sin embargo, las primeras rocas formadas en Extremadura, a la vista de las modernas dataciones, tendrían una edad de no más de 650 millones de años antes del presente (en adelante M.a.). Los restos fósiles extremeños más antiguos que hoy conocemos posiblemente no lleguen a alcanzar los 600 millones de años, perteneciendo al Ediacárico (620-452 M.a.), periodo recientemente aprobado por la "International Comission on Stratigrafy" (ICS) en el Congreso Geológico Internacional de Florencia del 2004. En aquel remoto tiempo gran parte de la región era un medio marino en el que se fueron diversificando, a lo largo de todo el Paleozoico, distintas comunidades de organismos, cuyos restos han quedado registrados en los estratos extremeños; ellos, a la manera de un documento escrito, nos hablan de la evolución temprana de la vida en nuestra comunidad. Hace aproximadamente 326 millones de años, durante el Carbonífero, las fuerzas comprensivas originadas por el acercamiento del gran supercontinente de **Gondwana, en cuyo margen norte se situaba Extremadura**, al continente de **Euramérica** determinaron el cierre del Océano Reico, ocasionando la emersión del área donde hoy se ubica la región extremeña. Al final del Carbonífero e inicio del Pérmico acaecieron los cambios fisiográficos más drásticos pues, en el lugar donde anteriormente se encontraban medios marinos, se fue perfilando una elevada cordillera que debió alcanzar su máxima altitud en el Pérmico. A partir de ese momento las montañas se vieron sometidas a procesos graduales de erosión y denudación que determinaron su actual orografía de suaves relieves tan característicos de las cadenas antiguas, recientemente modeladas por los movimientos de elevación producidos en la Orogenia Alpina, que han provocado un rejuvenecimiento del relieve extremeño.

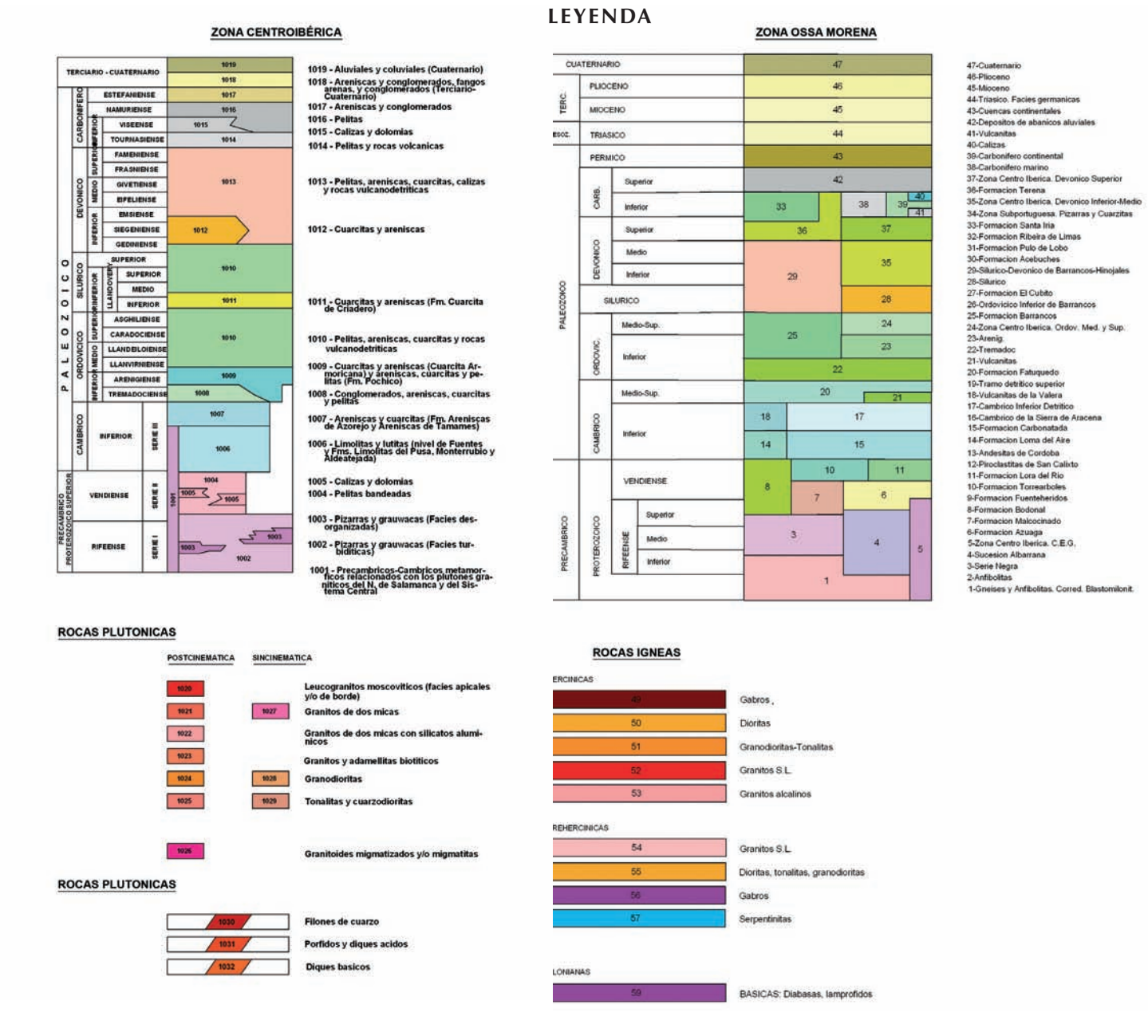
Estructuras sedimentarias en materiales cámbricos de Zafra.

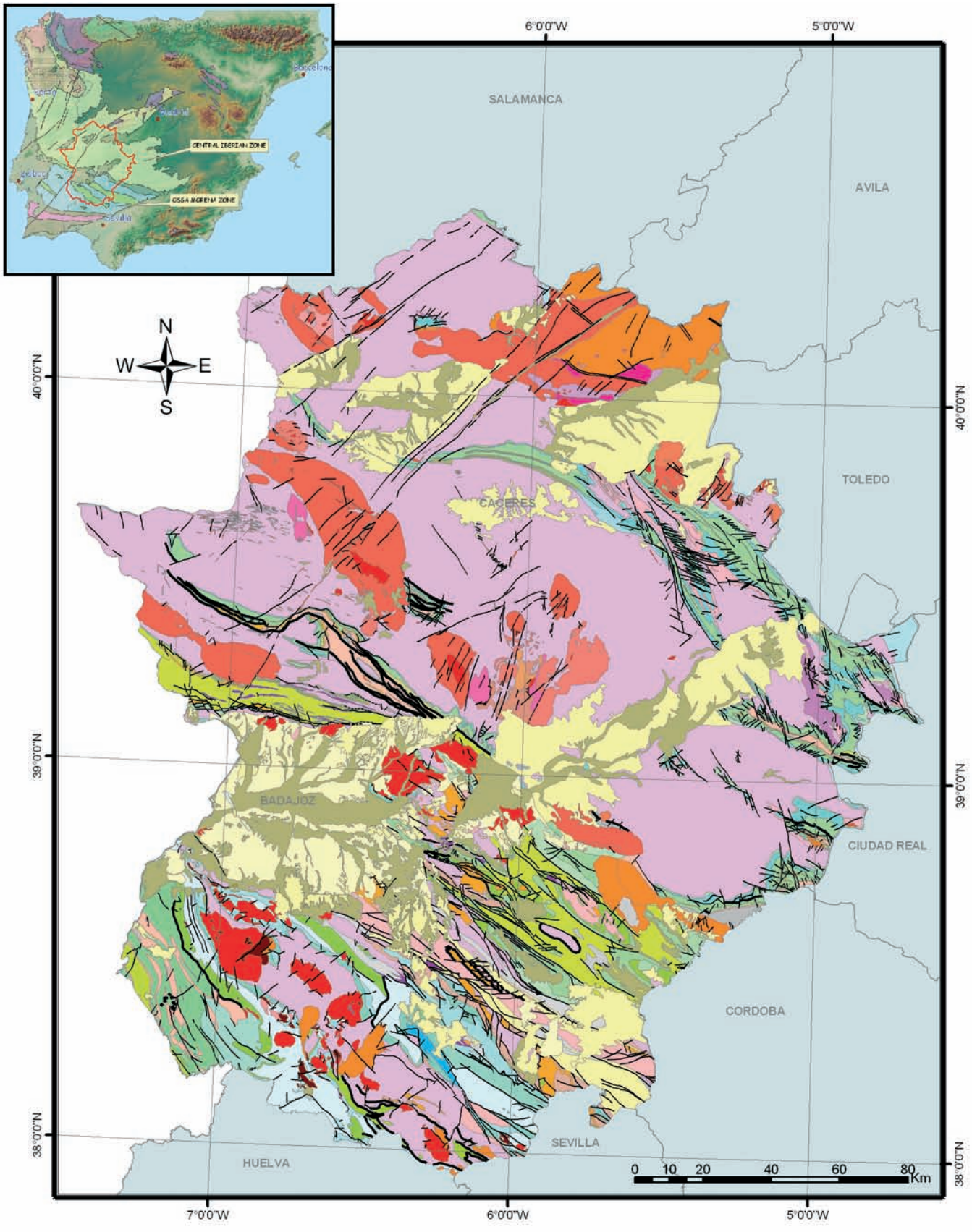


Geología Histórica de Extremadura

Situación Geológica de Extremadura

Para analizar la dinámica de la evolución y estructuración geológica de Extremadura utilizamos las divisiones tectonoestratigráficas en zonas del Macizo Ibérico establecidas por Lotze en 1945. En este contexto, las rocas extremeñas se incluyen en la Zona de Ossa-Morena (ZOM) y Zona Centro Ibérica (ZCI). El límite entre ambas es bastante controvertido y algunos investigadores lo sitúan en la Banda de Cizalla Badajoz-Córdoba (BCBC), sin embargo, investigaciones muy recientes demuestran que, al menos, las series neoproterozoicas y cámbricas situadas al norte de dicha banda son estratigráficamente bastante similares, además de mantener la misma vergencia. Estos mismos trabajos indican la presencia de otra importante banda de deformación situada al norte de la (BCBC) que se ha denominado Banda de Campillo y que constituye el límite sur del Dominio de Obejo Valsequillo. Este dominio forma el margen norte de la ZOM y se caracteriza por incluir materiales neoproterozoicos y cámbricos tipo Ossa-Morena junto a





Signos convencionales

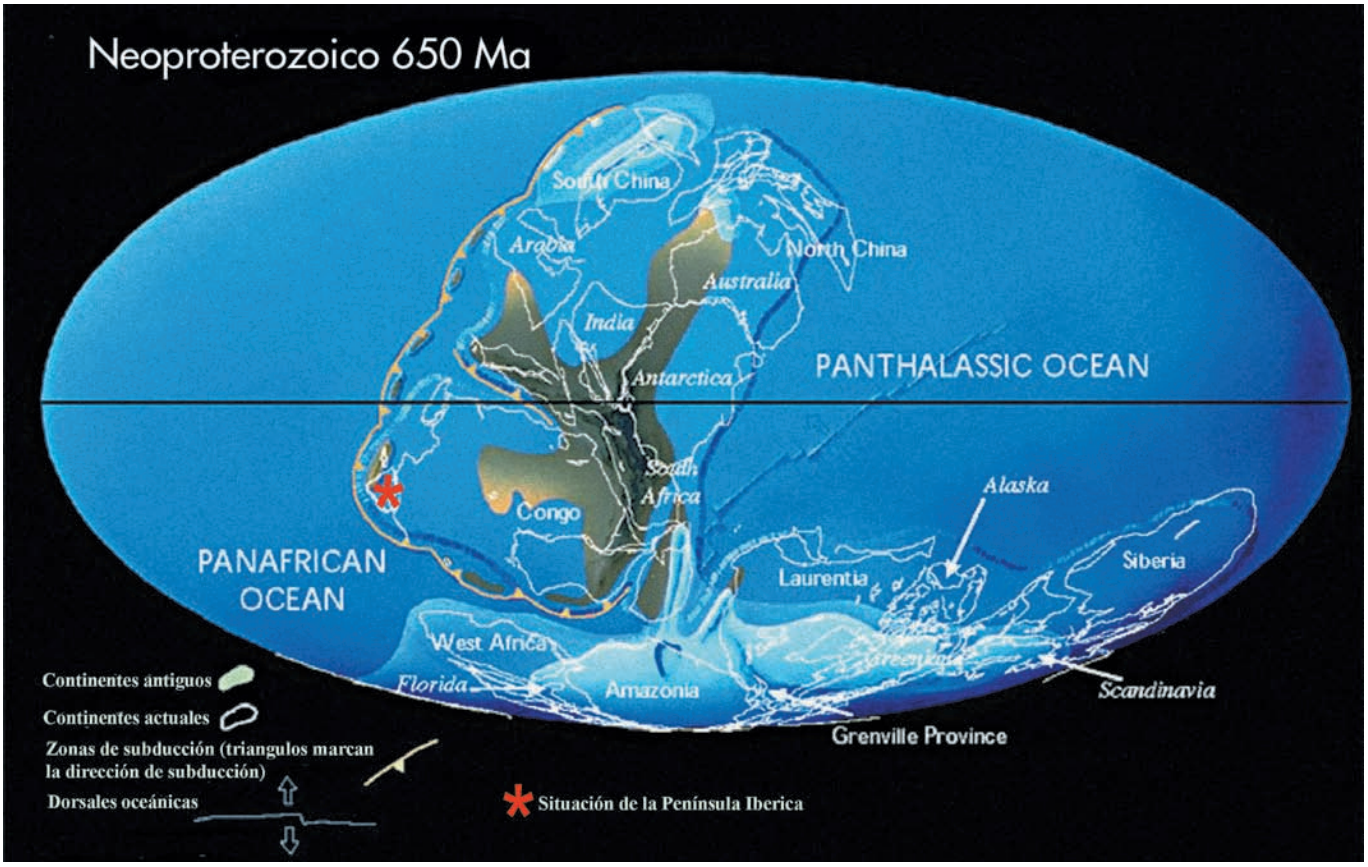
- CABALGAMIENTO
- FALLA NORMAL
- FALLA SUPUESTA

Coordenadas UTM. Huso 30
Datum: ED 1950

MAPA GEOLÓGICO DE EXTREMADURA

Autor del Mapa:
Carlos Alcalde Molero
Mayo 2005

Base geológica: Dirección General de Ordenación Industrial, Energía y Minas. Junta de Extremadura



Reconstrucción de la posición de la placas continentales durante el Neoproterozoico. Figura basada en Scotese. "Plate tectonic maps and Continental drift animations by C. R. Scotese, PALEOMAP Projet (www.scotese.com)".

materiales paleozoicos postcámbricos que incluyen series que participan de las características de la ZCI; en opinión de algunos investigadores este dominio tiene rango de Zona, aunque en esta introducción lo consideraremos como un dominio dentro de la ZOM. La diferencia fundamental con el resto de la ZOM es la presencia de medios paleozoicos mucho más someros, lo que indicaría que este dominio actuó como un umbral durante casi todo el Paleozoico. Su límite norte, y por lo tanto el de la ZOM, coincide a "grosso modo" con el establecido originalmente por Lotze (Batolito de los Pedroches). La evolución y estructuración geológica de Extremadura es bastante compleja aunque, en general, mucho menor de lo que distintos modelos habían presupuesto. Un deficiente conocimiento de la cronoestratigrafía de las formaciones extremeñas ha dado lugar a una cartografía bastante caótica, sobre todo en la ZOM, cuya consecuencia ha sido la utilización de un elevado conjunto de dominios que las recientes cartografías han demostrado prácticamente inexistentes (Apalategui *et al.*, 2004).

Neoproterozoico-Cámbrico basal en Extremadura (Ciclo Cadomiense)

La historia geológica de Extremadura reconstruida a partir de sus rocas se inicia hace unos 650 M.a., sin embargo, de esa temprana etapa se tiene poca constancia de los organismos que la poblaban e incluso de los medios sedimentarios que existían. En otras áreas del planeta se habían instaurado ya distintas formas de vida que incluían casi todos los reinos, a excepción de las plantas.

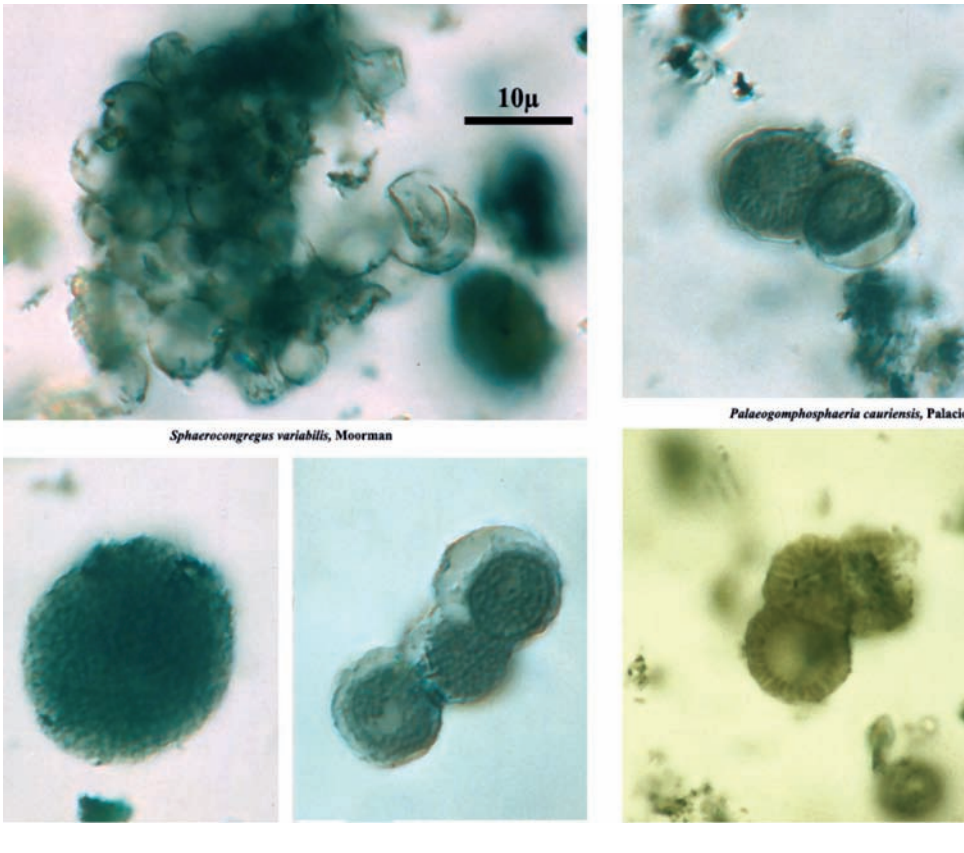
En esta época, los retazos de la Península Ibérica que se situaban en el hemisferio sur, formaban parte del borde noroeste del supercontinente de Gondwana, que agrupaba a la mayor parte de

las tierras emergidas y donde se situaba también el polo sur terrestre (a la altura de Sudamérica actual). Inmersa en un margen tipo arco isla, la proto-Extremadura del Neoproterozoico iba a ser protagonista de la primera orogenia que se desarrolló en el sur de Europa. El margen tipo arco isla, del que se tienen evidencias importantes en la ZOM, dio lugar a un margen tipo Andino provocando la emersión y plegamiento de los sedimentos del Neoproterozoico y Cámbrico basal por acreción. Dicha emersión no fue sincrónica; en primer lugar, durante el Ediacárico, emergió totalmente la ZOM, permaneciendo así hasta bien avanzado el Cámbrico Inferior y, posteriormente, al inicio del Cámbrico Inferior lo hizo la ZCI que permaneció emergida hasta el Ordovícico Medio (Arenig).

El Neoproterozoico de la ZOM

Los sedimentos más antiguos que aparecen en Extremadura se sitúan en la ZOM y corresponden a sedimentos intensamente plegados y metamorfizados de la **Sucesión de Montemolín**, constituida por rocas de alto metamorfismo (esquistos biotíticos, metacuarcitas negras o cherts, mármoles y metavulcanitas). Las estructuras sedimentarias de estas rocas han sido borradas por el metamorfismo, en consecuencia la asignación a determinados medios sedimentarios que han realizado diversos autores son extremadamente especulativas aunque la presencia de carbonatos podría indicar medios de plataforma. Hasta hace poco, y basado en cuestionables evidencias de microfósiles, esta sucesión se consideraba de edad Rifeico Medio-Superior (1500-900 M.a.), sin embargo, recientes dataciones radiométricas, indican edades que no superan los 650 M.a. Hasta el momento estos materiales no han aportado restos fósiles en Extremadura, aunque en Portugal materiales equivalentes contienen restos de posibles microfósiles bacterianos que no aportan ninguna precisión bioestratigráfica (Gonçalvez y Palacios, 1984).

Sobre los materiales metamórficos de la sucesión de Montemolín se dispone un conjunto constituido por diamictitas. Estas engloban numerosos cantos y bloques de cuarcita negra incluidos en una abundante matriz, provenientes del desmantelamiento de la **Sucesión de Montemolín**. Sobre los niveles de diamictitas y en tránsito gradual se desarrolla una potente serie de carácter flyschoide que incluye monótonas alternancias de lutitas y grauvacas con abundantes niveles slumpizados. Al conjunto de estas dos unidades la hemos denominado informalmente **Sucesión de Nogales** y es equivalente en parte a la **Sucesión de Tentudía**. En estas series faltan las típicas cuarcitas negras de la unidad infe-



Microfósiles bacterianos procedentes del Grupo Domo Extremeño. Formación Cíjara en la Sección del Río Estenilla (Sphaerocongregus variabilis) y de la Sección del río Alagón, Coria (Palaeogomphosphaeria cauriensis).



Diamictitas que engloban bloque de cuarcitas negras de la Sucesión de Montemolín. Área de Salvaleón.

rior. Presentan un metamorfismo muy bajo o nulo, muy similar en general al de las series paleozoicas suprayacentes. Los escasos estudios realizados en estos materiales no permiten aún demasiadas precisiones aunque, en términos generales, sus características coinciden con las del **grupo Domo Extremeño** de la ZCI. En el área de Llerena esta serie incluye andesitas interestratificadas. Los microfósiles encontrados hasta el momento son de tipo bacteriano (*Sphaerocongregus variabilis*) y, aunque no aportan precisiones bioestratigráficas, son muy abundantes en los materiales ediacáricos-cámbricos de la ZCI. Sobre esta unidad que emerge probablemente al final del Ediacárico se sitúan discordantes los materiales del Cámbrico.

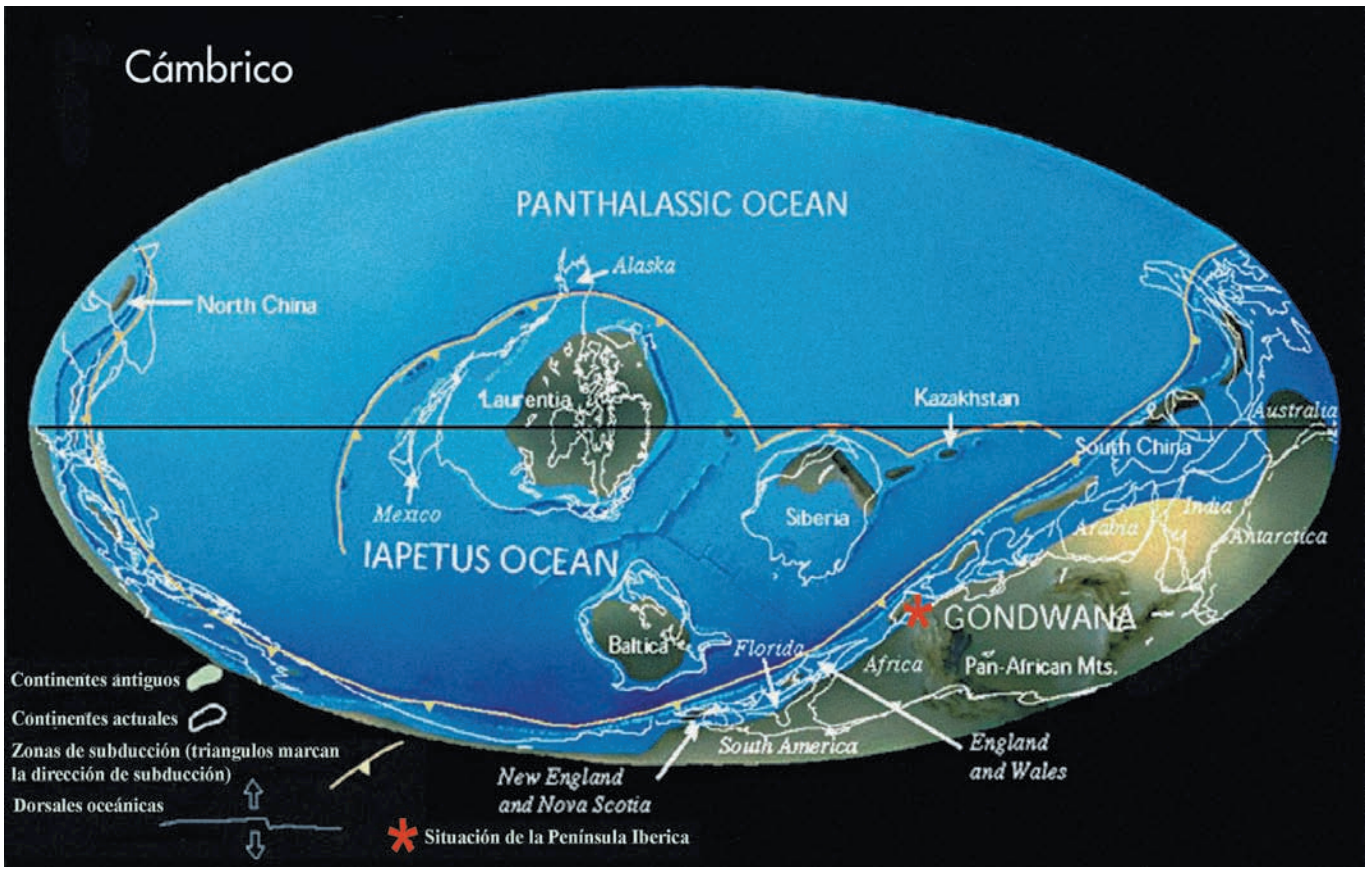
Neoproterozoico y Cámbrico inferior en la Zona Centro Ibérica

En la ZCI aparecen extensos afloramientos de rocas pertenecientes al Ediacárico y a los niveles más inferiores del Cámbrico Inferior (Nemakit-Daldinian-Tomotiense 542-530 M.a.). La importancia de estos materiales radica en dos aspectos fundamentales, por una parte registran el momento crucial de la aparición de los primeros metazoos y, por otra, en estas rocas se da una circunstancia excepcional y única en Europa: el tránsito gradual entre el Ediacárico y el Cámbrico.

Esta especial situación, unida al bajo y a veces nulo metamorfismo que presentan, incrementan su interés científico puesto que son el marco ideal para el estudio de los importantísimos cambios bióticos que acaecieron en dicho tránsito, sin el sesgo que suponen los periodos de emersión ligados a la Orogenia Cadomiense, presentes en la mayor parte de las áreas, como es el caso concreto de la ZOM.

El **grupo Domo Extremeño** incluye la unidad estratigráfica más antigua de la ZCI y sus materiales se corresponden con turbiditas depositadas en medios de talud, cañones y abanicos submarinos. Estos materiales han sido deformados sinsedimentariamente y tienen un carácter flyschoide que se ha relacionado con las últimas fases de la Orogenia Cadomiense. Litológicamente está constituido por lutitas, grauvacas y conglomerados con abundante matriz; estos últimos contienen clastos exóticos de cuarzo y cuarcita negra (cherts), bien redondeados y posiblemente procedentes de la erosión de la sucesión de Montemolín, junto con otros procedentes de la misma cuenca (grauvacas y fosfatos). En nuestra opinión esta unidad es correlacionable con la Sucesión de Nogales de la ZOM.

En el plano paleontológico incluyen los fósiles más antiguos que se conocen en la Península Ibérica representados por: a) **Microfósiles bacterianos** (rela-



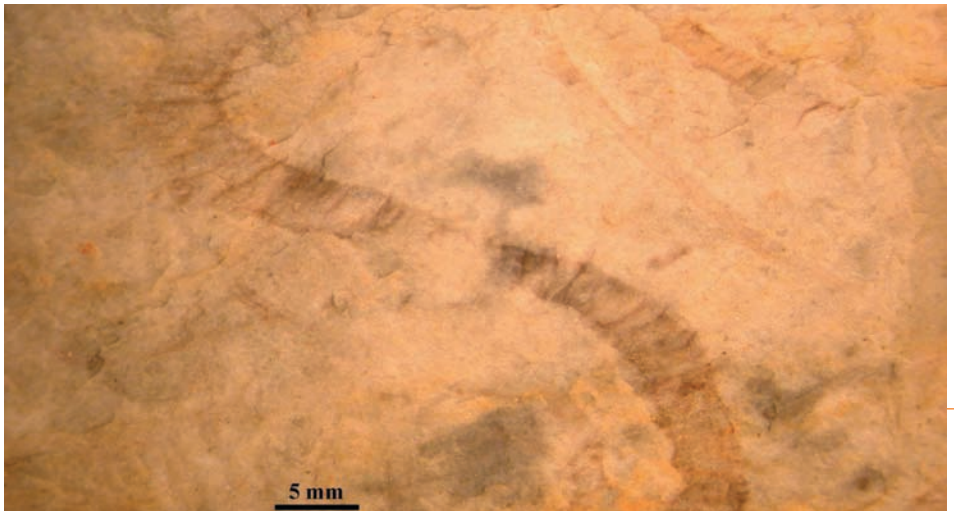
Reconstrucción durante el Cámbrico mostrando la posición de las placas continentales. Figura basada en Scotese.

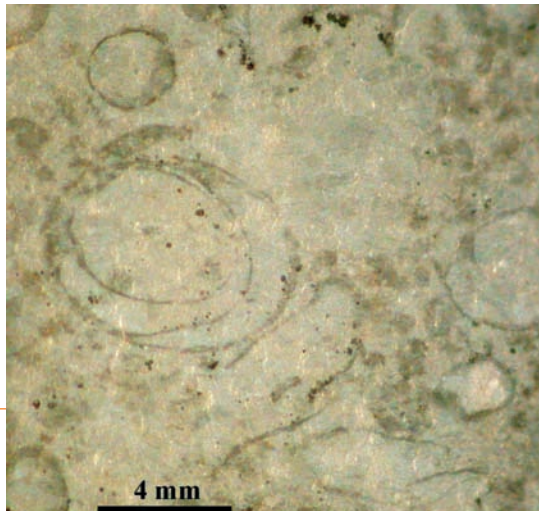
cionados con posibles cianobacterias planctónicas del Orden *Chroococcales*) y representados por las especies *Sphaerocongregus variabilis* y *Palaeogomphosphaeria cauriensis*; b) **Fósiles megascópicos** de naturaleza carbonosa ("*beltanelloides*" y *vendotaenidos*) y c) **Icnofósiles** como *Phycodes aff. P. pedum* que representan los restos de metazoos más antiguos de la Península Ibérica (Palacios, 1987, Vidal *et al.*, 1994).

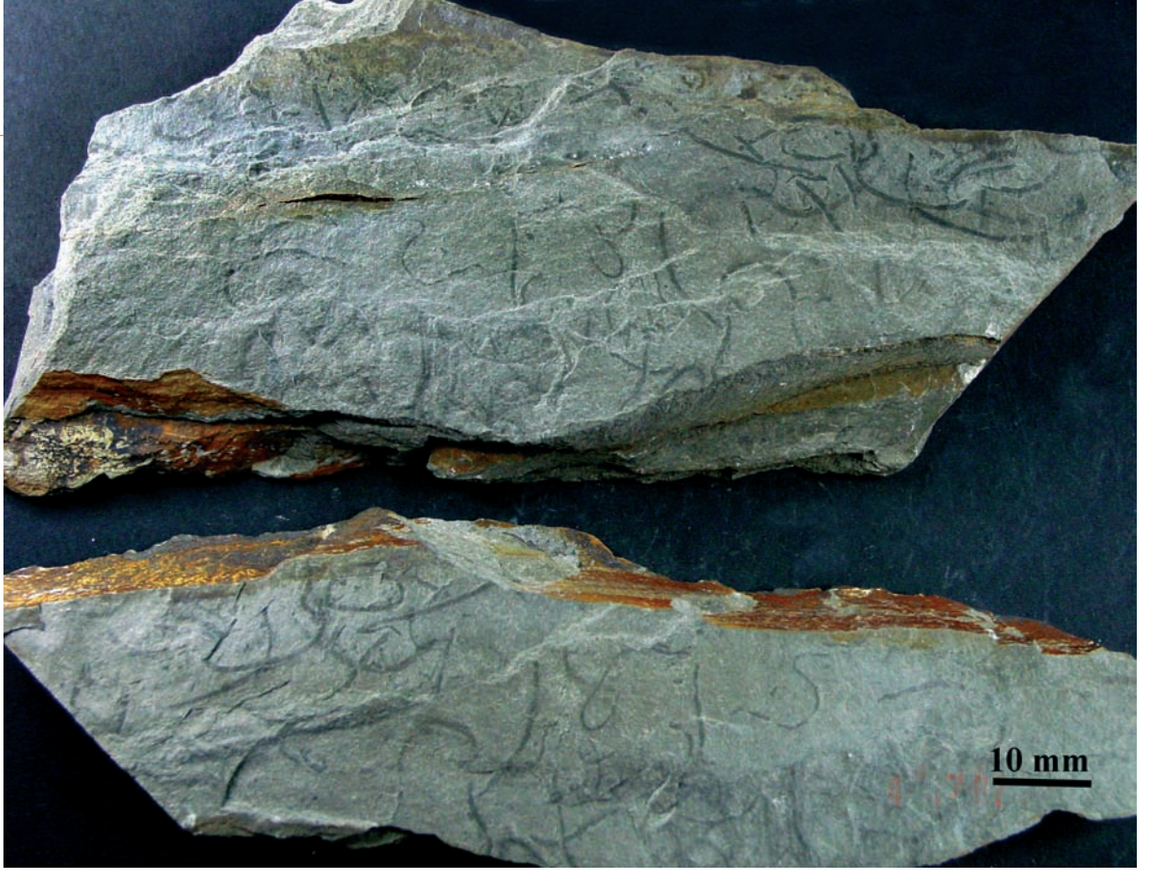
En el área de los Ibores y Villarta de los Montes se produce el tránsito gradual desde los medios profundos del grupo anterior al **grupo Ibor**, que incluye medios de plataforma mixta somera. Los materiales que contiene este grupo incluyen calizas, dolomías, margas, lutitas, grauvacas y conglomerados. El grupo Ibor se puede dividir en función de sus características estratigráficas y paleontológicas en tres tramos. El tramo inferior incluye la transición gradual con el grupo Domo Extremeño; engloba materiales carbonatados (calizas y dolomías), y margas depositados en medios de plataforma. En muchas áreas (Castañar de Ibor, Villarta de los

Sabellidites cambriense. Grupo Ibor. Área de la Calera. (Ilust. inf. izqda.)

Sección delgada de Cloudina hartmannae. Villarta de Los Montes. Badajoz. (Ilust. inf. dcha.)



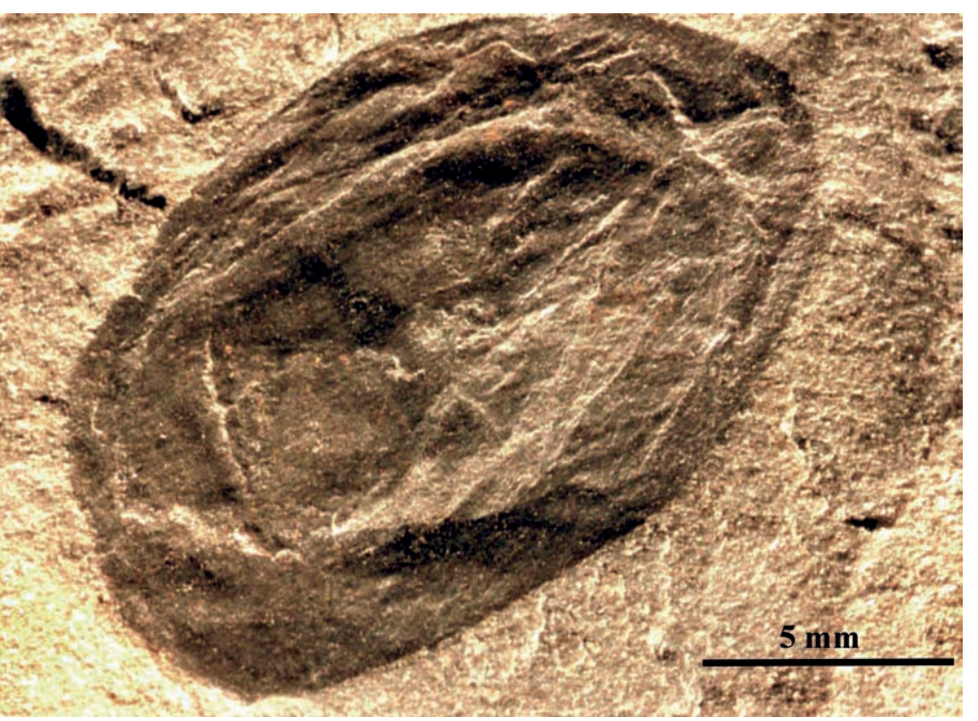




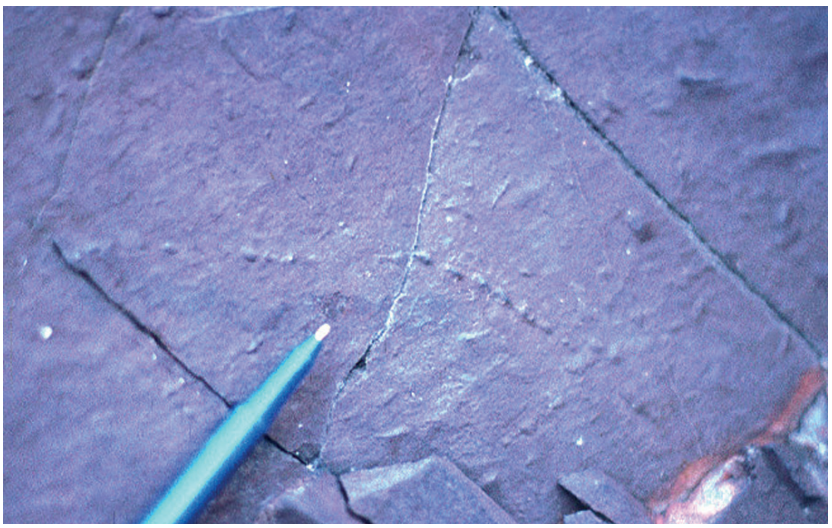
Fósiles carbonosos tipo vendotaénidos. Grupo Ibor. Guadalupe. (Pista Militar)

Montes), se puede observar que dichos carbonatos son auténticas bioconstrucciones formadas por fósiles tubulares pertenecientes a *Cloudina hartmannae*, que constituyen los primeros metazoos a nivel mundial que segregaron un exoesqueleto mineralizado, lo que les permitió edificar las primeras bioconstrucciones de metazoos generalmente asociadas a bioconstrucciones de tapetes microbianos (estromatolitos). La edad de Cloudina se conoce con cierta precisión a partir de los datos geocronológicos de los niveles que contienen este fósil en China, Omán y Namibia y que indican un rango (548.8±1 - 542.6±0,3 M.a.), muy próximo al límite Ediacárico-Cámbrico. El tramo II del grupo Ibor viene marcado por la desaparición de los niveles carbonatados. Está constituido por una potente sucesión de argilitas negras laminadas, muy ricas en materia orgánica, en cuya parte media alta se desarrollan niveles conglomeráticos y de areniscas depositados en medios de plataforma relativamente somera. Los fósiles de este tramo incluyen abundantísimos filamentos algales (*Vendotaenia*), y tubos orgánicos pertenecientes a *Sabellidites cambriense* que, según algunos autores, son diagnósticos del primer piso del Cámbrico Inferior (Nemakit-Daldinian) (Gubanov, 2000). El tramo III incluye una sucesión detrítica de tipo regresivo truncada por el Ordovícico, que se deposita en discordancia angular y erosiva sobre el **grupo Ibor**.

Fósiles carbonosos asignados a posibles beltanelloides. Sección del Ferrocarril, Toledo. (Grupo Río Huso)



Al norte de Extremadura se situaban los medios más distales y profundos donde se depositaron los materiales pertenecientes al **grupo Río Huso**. Estos materiales están poco desarrollados en Extremadura. En el Anticlinorio de Valdelacasa, sobre el **grupo Domo Extremeño**, se sitúa una sucesión progradante, consistente en depósitos de talud y turbiditas proximales que pasan, gradualmente, a medios marinos más someros que incluyen la transición a los depósitos cámbricos. En conjunto, este grupo también se puede dividir en tres tramos correlacionables con los del **grupo Ibor**. El Tramo I, único representado en Extremadura, comienza con niveles olistostrómicos que dan paso a una sucesión de lutitas. Éstas engloban niveles de areniscas dolomíticas de grano fino depositadas en una plataforma distal. Los niveles olistostrómicos se formaron por deslizamientos gravitacionales provocados por el colapso de las plataformas carbonatadas del **grupo Ibor**. Los carbonatos, al ser sedimentos de precipitación química, y en algunos casos, como hemos visto en el anterior apartado, auténticas bioconstrucciones de *Cloudina*, se encontraban semiconsolidados y situados posiblemente en una estrecha plataforma muy próximos al talud; la gran inestabilidad de la cuenca, ligada posiblemente al inicio de la última fase de la Orogenia Cadomiense, pudo provocar el deslizamiento a lo largo del talud continental de los



Phycodes aff. P. pedum. Grupo Domo Extremeño, Cijara. (Sección del río Estenilla)

Río Ibor discurriendo por el núcleo del Anticlinal del mismo nombre.





Olistolito con Cloudina hartmannae. Olistostroma del Membrillar.

materiales carbonatados del grupo Ibor produciéndose, en dichas avalanchas, importantes pliegues de arrastre en un substrato poco litificado. Un afloramiento excepcional en el que se pueden deducir estas observaciones es el del Olistostroma del Membrillar que se sitúa en la cola del Embalse del Cíjara y que incluye, entre la mezcla heterogénea de sus materiales, grandes bloques carbonatados, algunos de varias decenas de metros, con abundantes fósiles de *Cloudina hartmannae* excepcionalmente preservados. Por encima de estos niveles olistostrómicos los niveles detríticos contienen el icnofósil *Phycodes pedum*, cronológicamente del Cámbrico Inferior, aunque estos tramos tienen escasa representación en la Comunidad Extremeña.

La Orogenia Cadomiense: una nueva configuración paleogeográfica

En la zona de Ossa-Morena se han distinguido distintos dominios durante la Orogenia Cadomiense. El importante magmatismo Cadomiense denota la presencia de un dominio orogénico que incluye restos de un arco isla. Así mismo, la presencia de abundantes andesitas en diversos sectores (Llerena), evidencian la evolución de un margen tipo arco isla a un margen andino. En este contexto la ZCI constituía una cuenca retroarco que fue emergiendo de sur a norte. Posiblemente la primera fase cadomiense provocó el pleglamiento, metamorfismo y emersión de la **sucesión de Montemolín**, dada la presencia de cantos de cuarcitas negras en las diamictitas de la base de la **serie de Nogales**, así como en los

conglomerados de los **grupos Domo Extremeño e Ibor**. En la segunda y última fase se produce el desarrollo de importantes series flyschoides sinorogénicas en una cuenca retroarco que tiene su máxima extensión en la ZCI. La emersión de los materiales de esta cuenca fue diferencial. Los medios más proximales y cercanos a los paleorrelieves de la **sucesión de Montemolín** emergen, en primer lugar, durante el Ediacárico, produciéndose una progradación de los medios de plataforma hacia el norte, de forma que durante la transición Ediacàrico-Cámbrico se llegan a desarrollar medios de plataforma mixta (grupo Ibor), que emergen al inicio del Cámbrico. Más al norte, y en el límite con las dos comunidades castellanas, se disponían los medios más profundos. En estas áreas las condiciones de plataforma se alcanzan durante el Cámbrico (**grupo Río Huso**), registrando la mayor potencia de sedimentos cámbricos que incluyen la transición gradual entre el Ediacárico y un Cámbrico que se extiende hasta la aparición de los primeros arqueociatos y trilobites.

Los efectos de la última fase Cadomiense en la ZCI, se manifiestan por el gran desarrollo de formaciones olistostrómicas (base del **grupo Río Huso**) al pie del talud continental que discurría por una línea hipotética que pasaría, aproximadamente, por el límite noreste de la Comunidad Extremeña siguiendo más o menos la traza de la Sierra de Altomira.

Hasta hace poco, los datos absolutos sobre rocas ígneas eran bastante escasos e imprecisos, los nuevos métodos de datación absoluta han permitido reconocer un magmatismo asociado a la Orogenia Cadomiense que se manifiesta claramente en la ZOM. Las rocas plutónicas se pueden agrupar en dos conjuntos ma-



Materiales cámbricos en Alange. (Badajoz)

yores: uno en el sector septentrional y el otro emplazado mayoritariamente en el meridional.

En el sector **septentrional** predominan los granitos porfídicos y dioritoides que forman cuerpos discontinuos. Dentro de este sector, los más septentrionales (por ejemplo el macizo de Higuera de la Serena), suelen estar tectonizados como resultado de la acción de cizallas hercínicas, mientras que los más meridionales se encuentran mejor conservados, como es el caso del granito de Ahillones que se ha relacionado con un ambiente de arco volcánico.

Los granitoides del sector **meridional** corresponden mayoritariamente a granodioritas y leucogranitos de origen anatéctico y están muy bien representados en la Antiforma de Monesterio (Táliga, Salvatierra de los Barros, Monesterio, etc.). La edad de este magmatismo se sitúa en torno a los 525-530 M.a. (Eguiluz *et al.*, 2000).

Series cámbricas postorogénicas. Cámbrico en la Zona de Ossa-Morena

Como ya hemos adelantado, durante la orogenia Cadomiense se produjo una emersión diferencial; las primeras áreas que lo hicieron, localizadas en la ZOM, fueron también las primeras en ser invadidas por el mar, sin embargo, el sector extremeño de la ZCI que abandonó los medios marinos en el Cámbrico Inferior, permaneció emergido hasta el Ordovícico.

Finalizada la orogenia, los movimientos distensivos postcadomienses marcan el inicio de un proceso de rifting que dio lugar a la apertura de un nuevo océano, iniciándose un nuevo ciclo que culminó con el final de la Orogenia Hercínica. En su fase más temprana, se desarrollan pequeñas cuencas tipo graben que se van rellenando con sedimentos fluviales en unos casos (sector central de la ZOM), o bien en aquellas áreas donde existe una actividad volcánica importante con sedimentos volcánicos y volcanoclásticos depositados en medios continentales y de transición (**Formación Bodonal**, **Esquistos de Jerez**, Suroeste de Extremadura). En este contexto se produce la invasión de la ZOM por el mar (transgresión cámbrica), de forma que, en función de los paleorelieves existentes, los primeros medios sedimentarios del Cámbrico van a ser muy variados, incluyendo medios fluviales, medios restringidos de lagoon e incluso medios carbonatados depositados en costas rocosas, como ocurre en el Área de Córdoba (**Formación Pedroche**). Uno de los aspectos más importantes es el carácter diacrónico de las primeras unidades cámbricas. El nexo común de las secuencias del cámbrico en la ZOM es la presencia de tres grandes unidades: **Unidad Detrítica Inferior**, **Unidad Carbonatada** y **Unidad Detrítica Superior**. Las dos primeras constituyen una secuencia transgresiva, son diacrónicas y presentan abundantes cambios de facies y potencia. La transición entre la **Unidad Carbonatada** y la **Unidad Detrítica Superior** marca el máximo avance de la transgresión del Cámbrico Inferior y la instauración de una plataforma fundamentalmente terrígena que presenta una gran diversidad biótica de invertebrados marinos, fundamentalmente trilobites y braquiópodos, junto a la presencia de los primeros trilobites cosmopolitas planctónicos (*Delgadella* y *Serrodiscus*). A partir de este momento y durante todo el depósito de

la **Unidad Detrítica Superior** se acelera el proceso de rifting que incrementa la subsidencia de la cuenca cámbrica y favorece, en los sectores centrales y meridionales de la ZOM, la instauración de medios marinos abiertos que se corresponden con una plataforma continental terrígena, jalonada a partir del Cámbrico Medio por numerosas islas volcánicas. La presencia de un registro continuo de abundantes organismos planctónicos cosmopolitas (acritarcos), en esta unidad, contrasta con un predominio de especies bentónicas y de comunidades de medios restringidos (estromatolitos), de las unidades inferiores. Conforme nos desplazamos hacia el norte las secuencias del Cámbrico son más someras, instaurándose en las áreas próximas a los relieves emergidos de la ZCI (DOV), medios muy someros y restringidos casi en su totalidad, lo que nos induce a creer que en dicho dominio se situaban las líneas de costa cámbricas. El Sinclinal de Zafra contiene las sucesiones más completas del Cámbrico en la ZOM que incluyen las siguientes unidades litoestratigráficas:



Phycodes pedum. Formación Torreárboles, Sección del Guadajira, Embalse del Guadajira.

La **Formación Torreárboles** (Liñán, 1978), que constituye la **Unidad Detrítica Inferior**, presenta una completa exposición en el Embalse del Guadajira y refleja muy bien el avance de la transgresión cámbrica. Está constituida por conglomerados, areniscas y lutitas que se depositaron en un medio de transición, que pasa progresivamente de fluvial a intermareal y submareal, indicando el avance de la línea de costa. Esta formación contiene a techo una variada y bien preservada asociación de icnofósiles producidos por una gran diversidad

Seudomorfos de halita. Techo de la Formación Carbonatada. Alange.





Estromatolitos. Formación Carbonatada. Alange.

de invertebrados, sin embargo, su presencia es muy local, a pesar de que esta unidad tiene una buena exposición y aflora en amplias áreas del sinclinal de Zafra. La gran abundancia de impresiones de cristales de halita y una distribución muy local de los icnofósiles indica el carácter eminentemente restringido de esta unidad que, en gran parte, representa medios sedimentarios tipo "sabkha" y, sólo muy localmente, representaría medios de playa y submareales de áreas de mar abierto con variadas comunidades de invertebrados.

La **Unidad Carbonatada** refleja el avance de la transgresión cámbrica que favoreció la instauración, en unos casos, de medios restringidos tipo lagoon con abundantes estromatolitos donde se depositaban sedimentos mixtos constituidos por alternancias de areniscas dolomíticas y lutitas. Por contra, en otras áreas costeras de mar abierto y salinidad normal existían comunidades bentónicas muy diversas que producían una gran variedad de icnofósiles. Conforme avanza la transgresión, y en aquellas áreas donde los aportes de terrígenos eran escasos y por lo tanto las aguas limpias, se desarrollaban montículos recifales constituidos por asociaciones de algas y arqueociátidos que han dado lugar a las mayores potencias de las series calcáreas (**Formación Alconera**). Sobre las potentes series carbonatadas con arqueociátidos se dispone un sucesión de lutitas margosas violáceas y verdosas que contienen abundantes

Vista del yacimiento cámbrico de Alconera.



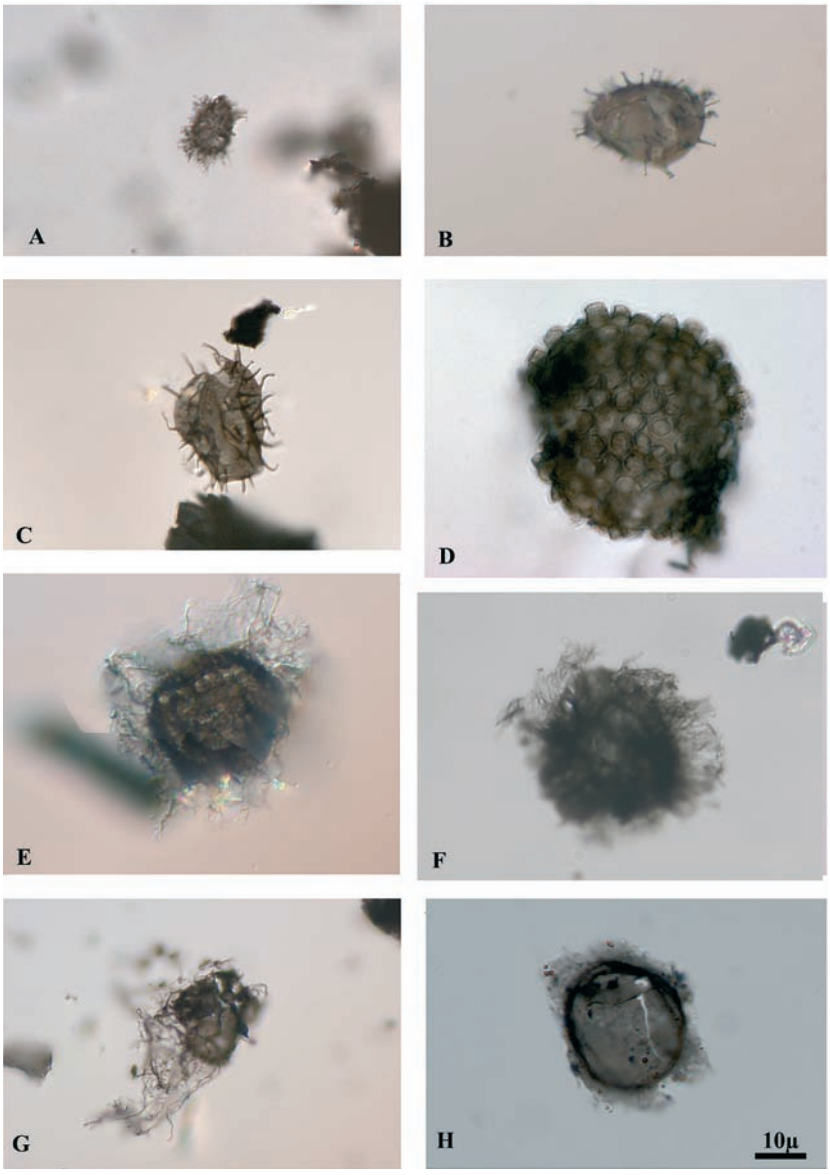
trilobites y braquiópodos inarticulados a los que acompañan hiolítidos, restos de equinodermos y otros grupos problemáticos ya extintos como chancelorias.

La presencia de capas rojas y pseudomorfos de halita en la **Unidad Detrítica Inferior Formación Torreárboles** y en la Formación Carbonatada, así como la gran abundancia de carbonatos en el Cámbrico Inferior, indican un clima cálido y árido que es acorde con las reconstrucciones paleogeográficas que sitúan la ZOM en paleolatitudes de aproximadamente 30º sur.

En este sector la **Unidad Detrítica Superior** tiene una potencia muy variable debido a los abundantes niveles volcánicos interestratificados, alcanzando al Oeste de Zafra más de 3.000 m de potencia. Se han reconocido tres formaciones:

La **Formación Las Vegas** representa el máximo avance de la transgresión cámbrica; a techo comienzan a aparecer niveles arenosos que suponen el inicio de un pulso regresivo que marca la transición al Cámbrico Medio. Litológicamente está constituida por lutitas y limolitas, apareciendo delgados niveles de areniscas hacia el techo. Contiene escasos icnofósiles y abundantes acritarcos de edad Cámbrico Inferior. En esta formación se da el máximo avance de la transgresión del Cámbrico Inferior y el inicio del episodio regresivo del límite Cámbrico Inferior-Medio (regresión Hawke-Bay).

La siguiente unidad está representada por la **Formación Vallehondo**, que incluye areniscas arcósicas bioturbadas, cuarcitas y limolitas con rocas volcánicas interestratificadas, fundamentalmen-



A. Comasphaeridium mackenzianum (Baudet, Aitken and Vanguestaine, 1989).
B-C. Heliosphaeridium notatum (Volkova, 1996; Moczlidowska, 1991).
D. Tubulosphaera perfecta (Palacios and Moczlidowska, 1998).
E-G. Comasphaeridium longispinosum (Hagenfeldt, 1989).
F. Comasphaeridium silesiensis (Moczlidowska, 1998).
H. Annulum scuamaceum.

Las especies cosmopolitas Comasphaeridium mackenzianum, que aparece en la Formación Las Vegas, y Heliosphaeridium notatum y Tubulosphaera perfecta, que tienen su primera aparición en la parte media de la Formación Las Vegas, son diagnósticas de la parte alta del Cámbrico Inferior aunque su presencia se extiende hasta el Cámbrico Medio.

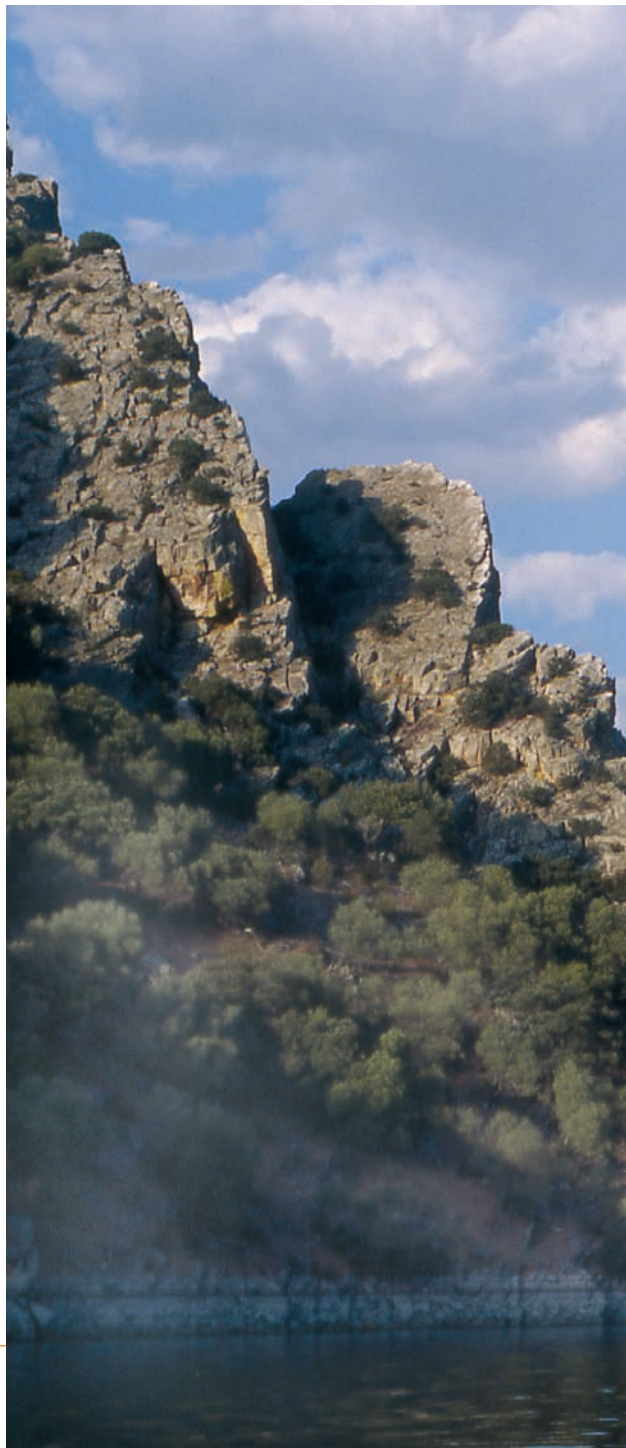
Las especies Comasphaeridium longispinosum y Comasphaeridium silesiensis, que aparecen en la base de la Formación Vallehondo, son diagnósticas del Cámbrico Medio.



Materiales del Ordovícico Inferior con restos de cruzianas en Benquerencia de la Serena.

te ácidas, que se hacen más potentes hacia el techo. Esta unidad presenta un registro continuo de acritarcos que permiten situar el límite Cámbrico Inferior-Cámbrico Medio en los niveles basales de esta unidad, contradiciendo anteriores asignaciones que la incluían en el Cámbrico Inferior.

La **Formación Playón** constituye el techo de la Unidad Detrítica Superior y está constituida por lutitas, limolitas, esporádicos niveles de calizas y abundantes rocas volcánicas fundamentalmente básicas. Son muy frecuentes los niveles con lavas almohadilladas, y las rocas básicas desarrollan grandes potencias y presentan bastante continuidad. Los niveles lutíticos incluyen trilobites, braquiópodos articulados, restos de equinodermos, icnofósiles y gran abundancia de microfósiles planctónicos (acritarcos), que indican una edad que va de la parte alta del Cámbrico Medio al Cámbrico Superior más bajo. El vulcanismo de las formaciones **Vallehondo** y **Playón** está relacionado con el desarrollo del rift Cámbrico que alcanza su máximo en la transición Cámbrico Medio-Superior donde son abundantes las rocas volcánicas básicas.



Ordovícico y Silúrico

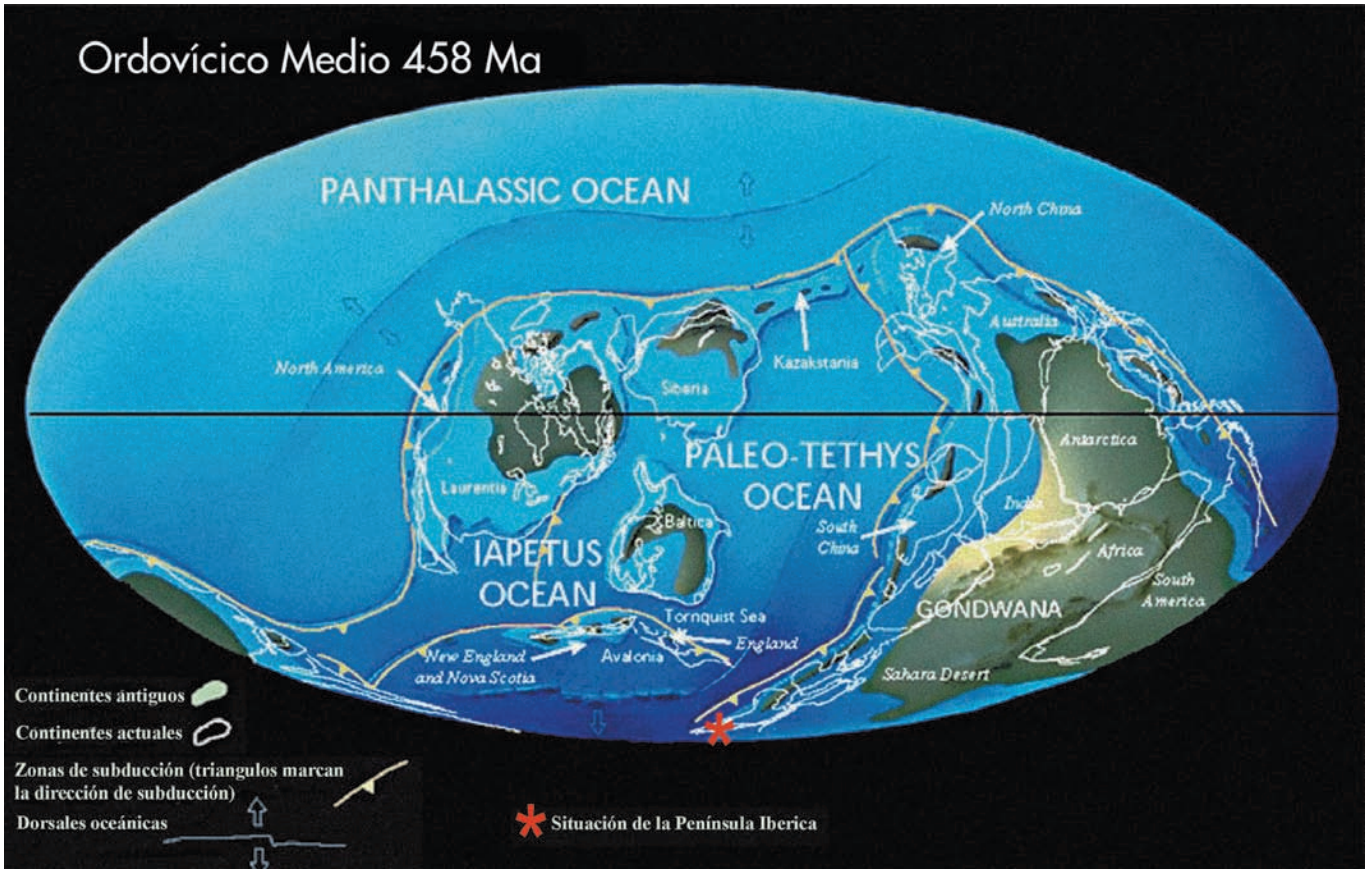
La fase Sárdica del final del Cámbrico o bien los episodios finales de la Orogenia Cadomiense, que determinaron el plegamiento y la emersión de los materiales ediacáricos y cámbricos situados en la Zona Centro Ibérica, dieron lugar a una nueva configuración paleogeográfica. En Ossa-Morena, debido al periodo de rifting (apertura oceánica) iniciado en el Cámbrico, se habían instaurado condiciones marinas que se hacían más patentes hacia el suroeste y que no se abandonarían hasta el Carbonífero. En general los medios sedimentarios se correspondían con áreas más distales y profundas en las que, con toda probabilidad, se produjo una transición gradual entre el Cámbrico Superior y Ordovícico.

Ordovícico y Silúrico en la Zona Centroibérica

Una de las áreas más completas y representativas de estos periodos se sitúa en el Sinclinal del río Guadarranque en el NE de Extremadura (Gutiérrez-Marco *et al.*, 1992). En un escenario algo simi-



Vista del "Salto del Corzo" en Monfragüe, ejemplo de cerrada en el seno de la Cuarcita Armoricana.



Reconstrucción de la posición de las microplacas continentales durante el Ordovícico Medio. Figura basada en Scotese.

lar al inicio del Cámbrico en Ossa-Morena nos encontramos de nuevo con un área emergida que va a ser invadida por los mares. Los primeros sedimentos que se depositaron en el Ordovícico (**Capas Intermedias**), están representados por un conjunto de materiales areniscosos y conglomeráticos de tonos rojizos (de 0 a 350 m de espesor), que se sitúan discordantes sobre el substrato ediacárico-cámbrico, rellenando el paleorrelieve existente. Sobre los anteriores depósitos, o bien directamente sobre el substrato (cuando faltan aquellos), se suceden potentes series areniscosas (**Cuarcita Armoricana**) que, por su resistencia a la erosión, son fácilmente identificables en el campo al dar lugar a relieves elevados y abruptos que configuran una gran parte de las sierras elevadas de la mitad norte de Extremadura. De hecho la cerrada de algunas presas importantes, como García Sola y Cíjara, se ha realizado sobre estos niveles. Su espesor varía desde un máximo de 300 metros en el norte, a un mínimo de 5 metros en zonas más meridionales, como la Sierra de San Pedro, donde las series se encuentran muy condensadas, posiblemente porque se situaban próximas a una zona de umbral representada por el Dominio de Obejo Valsequillo. La Cuarcita Armoricana da paso gradualmente a un conjunto alternante de cuarcitas y lutitas conocidas con el nombre de **Capas de Marjaliza**, en cuyo techo aparecen restos de trilobites. El conjunto de estas tres unidades representa un período transgresivo, que se inicia con depósitos fluviales que evolucionan a submareales. Se han encontrado abundantes icnofósiles, estructuras algales, braquiópodos inarticulados y trilobites. Su edad se considera Tremadoc-Arenig.

Los materiales areniscosos del Ordovícico Inferior dan paso a un grupo

constituido principalmente por lutitas de edad Llarvirniense (Ordovícico Medio), conocido informalmente como **Capas de Tristani**, que alcanza su máximo espesor hacia el norte. Este grupo comienza con una potente serie lutítica (**Pizarras de Navatrasierra**), que indica el máximo de la transgresión. El resto del grupo está representado por tres unidades (**Areniscas de los Rasos**, **Pizarras de Navalaceite** y **Cuarcita de la Cierva**), que reflejan periodos de somerización de la cuenca y una tendencia general regresiva. El ambiente en el que se depositaron correspondía a una plataforma terrígena de muy escasa pendiente que contenía una gran diversidad biótica (San José *et al.*, 1992). Se han determinado más de 250 taxa de fósiles que incluyen trilobites, graptolites, braquiópodos, moluscos (bivalvos, gasterópodos, cefalópodos, rostroconchas, monoplacóforos e hiolites), conularias, briozoos, escolecodontos, quitinozoarios y acritarcos. Sobre los anteriores materiales se disponen las **Pizarras Intermedias** constituidas por lutitas, areniscas y conglomerados. Estos niveles son muy fosilíferos y contienen trilobites, ostrácodos, braquiópodos, briozoos, equinodermos, corales rugosos, moluscos, conodontos y graptolites. El techo del Ordovícico está representado por la **Formación Gualija**, también conocida informalmente con el nombre de **Pelitas con Fragmentos**. Su base representa una discordancia estratigráfica que se ha relacionado con el evento glacioeustático erosivo que se localiza cerca del límite Ordovícico-Silúrico. Esta discordancia viene marcada a veces por niveles ferruginosos con fósiles removilizados de edad Ashgilliense (Ordovícico Superior). Las litofacies corresponden a grauvacas y lutitas arenosas con fragmentos de contorno muy irregular, habiéndose observado en algunas áreas "dropstones" (cantos que caen de los iceberg y deforman los sedimentos del fondo marino indicando condiciones glaciares). Esta unidad ha sido comparada con otras similares de tipo clástico (diamictitas) que aparecen en el suroeste de Europa y norte de África, y que tienen un origen glaciomarino, relacionado con el casquete polar del Ordovícico Superior situado en Gondwana.

Sobre los materiales anteriores se deposita el Silúrico en una secuencia transgresiva, cuya base se corresponde con un tramo cuarcítico (**Cuarcitas de Criadero**) al que sucede una unidad formada por lutitas sapropélicas (**Formación Guadarranquejo**), con abundantes graptolites que evidencian un medio marino relativamente distal. Los fósiles que aparecen son planctónicos o nectónicos indicando medios marinos abiertos. Esta unidad pasa gradualmente a unas alternancias muy monótonas



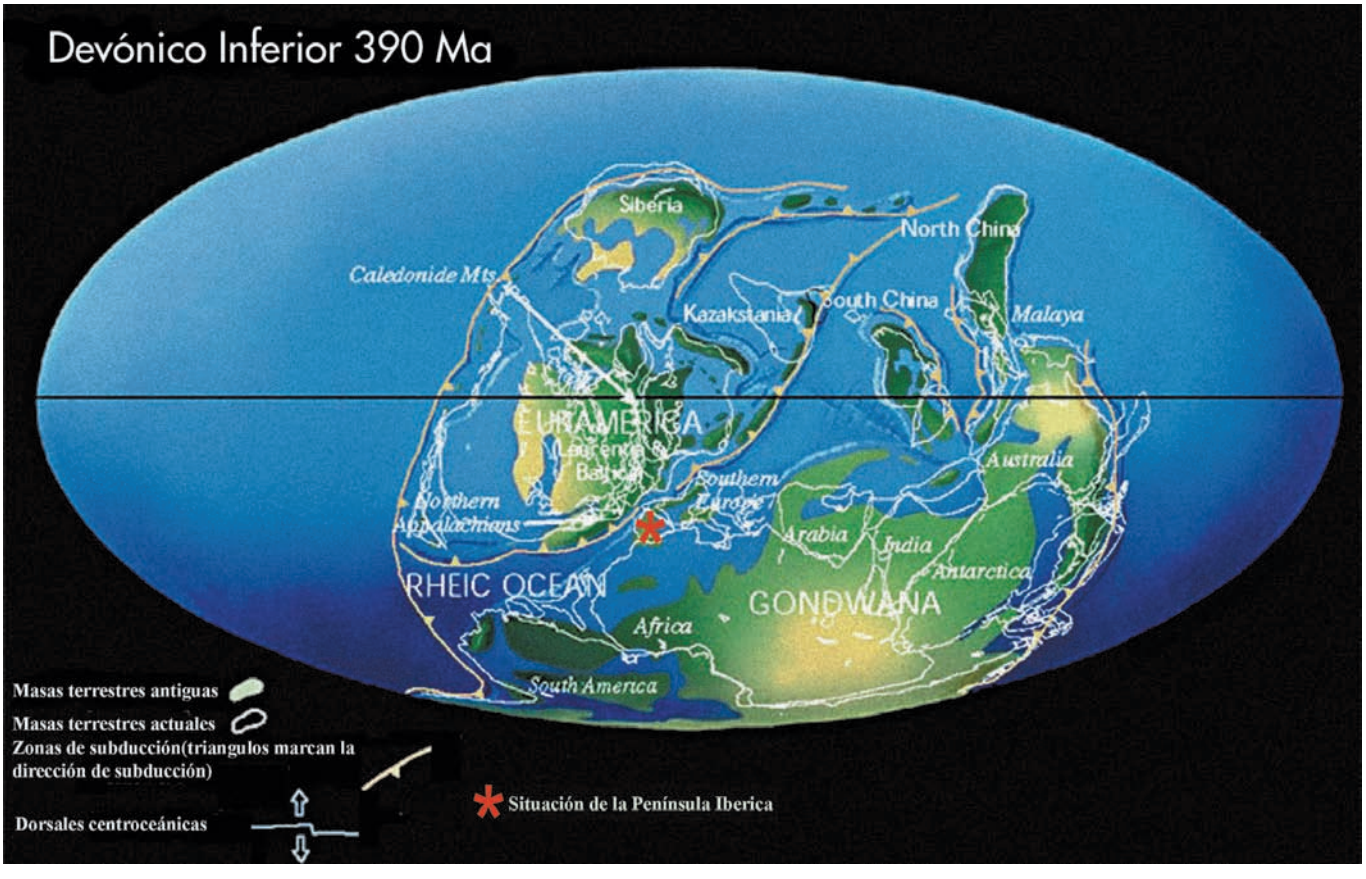
Estratos de cuarcita armoricana en el flanco norte del Sinclinal de Herrera del Duque (Badajoz).

de limolitas negras muy micáceas, lutitas y areniscas (**Formación Guadarranque** o **Alternancias de la Corchada**), que llegan hasta el Devónico Inferior (Gediniense) en una secuencia de tipo regresivo, no existiendo todavía criterios bioestratigráficos que nos permitan establecer con precisión dicho límite. En algunas áreas como Alange, donde el Silúrico no está todavía muy bien caracterizado, se han citado además de graptolites, restos de euryptéridos, braquiópodos articulados epiplanctónicos, nautiloideos y bivalvos en facies de lutitas negras muy similares a las de la **Formación Guadarranquejo**, aunque de edad ligeramente superior (Wenlock a Ludlow).

Series ordovícicas y silúricas de la Zona de Ossa-Morena

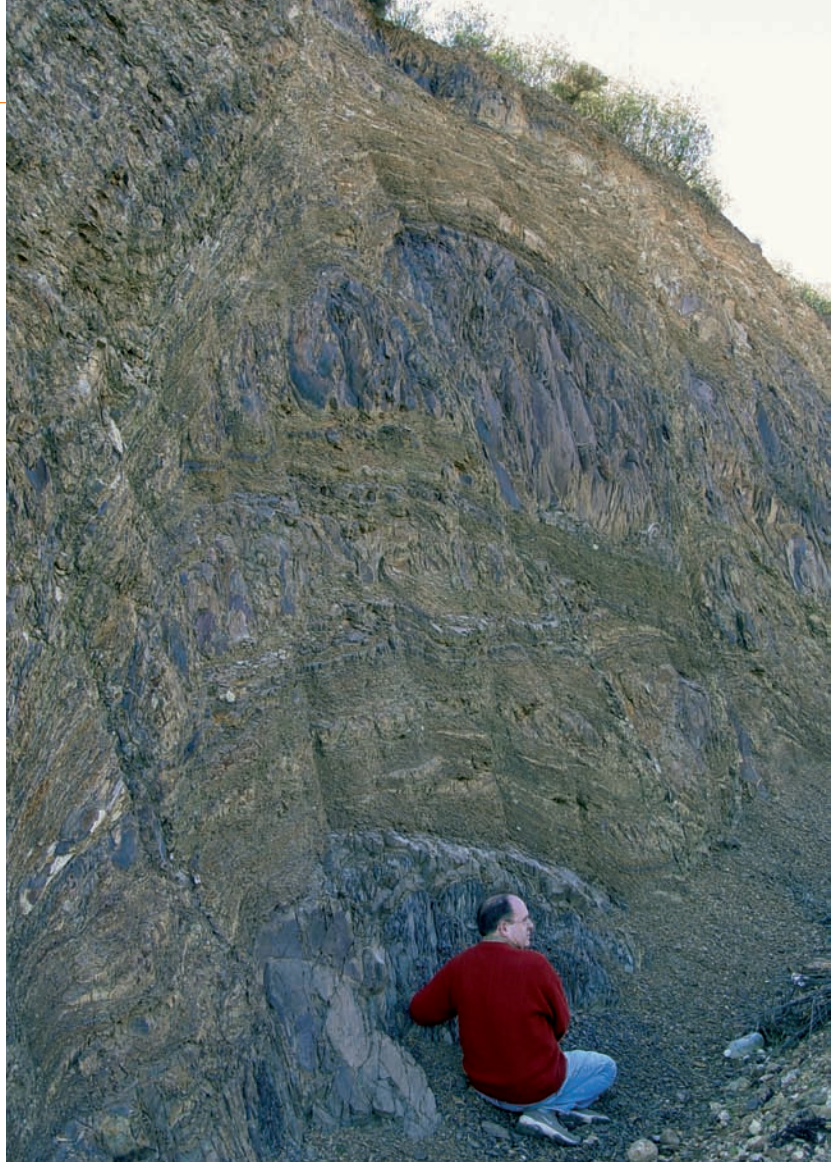
Estos materiales se conocen de forma parcial y se limitan al Suroeste de Extremadura (área de Oliva de la Frontera y Villanueva del Fresno). Aparecen aquí las secuencias más completas del Paleozoico, sin embargo, el hecho de incluir sedimentos depositados en medios más distales (pocos contrastes litológicos) y la escasez de restos fósiles, ha dificultado su estudio, siendo su conocimiento todavía muy parcial.

El comienzo del Ordovícico todavía no se conoce con precisión y se ha situado sobre los materiales azoicos de la **Formación Fatuquedo**, una unidad vulcanosedimentaria asignada al Cámbrico Superior, muy similar a la **Formación Playón**. Sobre la anterior unidad se sitúa la **Formación Barrancos**, que comienza con un nivel de conglomerados grauváquicos que algunos autores han equiparado a las series del Arenig de la ZCI (Cuarcita Armoricana). Esta unidad está constituida por potentes secuencias lutíticas con algunos niveles de areniscas que se van incrementando hacia el te-



Reconstrucción de la posición de las microplacas continentales durante el Devónico Inferior. Figura basada en Scotese.

cho. La **Formación Barrancos** tiene unas características litológicas muy similares a las de la **Formación Fatuquedo**, resultando muy complicada su separación en los afloramientos más septentrionales donde desaparecen los niveles conglomeráticos. Los únicos fósiles que se han encontrado hasta el momento son graptolites y acritarcos en la prolongación de esta unidad en la provincia de Huelva y Portugal que confirman su edad Ordovícica. En los niveles areniscosos superiores son abundantes los icnofósiles (**Xistos com Phyllodocites**, Portugal). En tránsito gradual sobre los anteriores materiales se sitúa la denominada **Formación de Sª Colorada** que incluye grauvacas, areniscas y cuarcitas, en cuyo techo ya aparecen graptolites del Silúrico (Gutiérrez-Marco *et al.*, 1998). Esta unidad pasa gradualmente a una serie monótona de lutitas negras con liditas y nódulos silíceos denominada en Portugal **Formación** "***Xistos com Nódulos***". El tramo siguiente es un conjunto muy monótono formado por alternancias milimétricas de materiales lutíticos y pelítico-arenosos que imprimen a estas rocas un bandeado claro y oscuro, de hecho a esta unidad se la conoce en Portugal como **Formación** "***Xistos Raiados***". Su edad es Silúrico Superior-Devónico Inferior. En cuanto a las condiciones medioambientales, la única presencia de fósiles de naturaleza planctónica nos indica medios bastante alejados de la costa.



Talud sobre materiales de la transición entre el Devónico y el Silúrico.

El Devónico

Durante el Devónico se registraron las primeras manifestaciones de la Orogenia Hercínica que en Extremadura marcaron el inicio de un proceso que la llevaría a su emersión definitiva. El Devónico está poco representado en la ZCI, agrupándose los principales afloramientos en el sur de la ZCI (áreas de Herrera del Duque, Cabeza del Buey, Cáceres y Sierra de San Pedro). Al norte de la ZOM, y dentro del Dominio de Obejo-Valsequillo, se localizan los afloramientos devónicos más extensos de Extremadura. Sus características, aunque todavía son poco conocidas, indican la presencia de abundantes medios recifales durante el Devónico Inferior. Por último, el suroeste de la ZOM correspondería a las facies más distales y profundas.

El Devónico de la ZCI

Los mejores afloramientos se localizan en los sinclinales de Cabeza del Buey y Herrera del Duque. Es aquí donde se han realizado los estudios geológicos y bioestratigráficos más completos (Pardo Alonso *et al.,* 1996), que son la

base para analizar la evolución histórica de la ZCI durante el Devónico.

Como ya indicamos anteriormente, el límite entre el Silúrico y el Devónico no se conoce con precisión y se ha situado en una unidad cuarcítica (**Formación Doradillo**), que se dispone a techo de las **Alternancias de la Corchada** en una tendencia claramente regresiva. Los primeros datos paleontológicos significativos aparecen en esta unidad y consisten en trilobites del Devónico Inferior y braquiópodos rinconellidos mal conservados que no permiten demasiadas precisiones bioestratigráficas. Sobre esta unidad se dispone una serie potente y fundamentalmente pelítica (**Formación Valdenmedio**), de la que no se tienen datos paleontológicos y cuyo conocimiento es bastante deficiente.

La siguiente unidad, clásicamente conocida como "cuarcita de base", es la **Formación Risquillo**, que incluye unos 20 metros de cuarcitas y areniscas ferruginosas fuertemente bioturbadas en cuyo techo ya aparecen braquiópodos del Praguiense-Emsiense y conodontos del Praguiense. Sobre los anteriores materiales se dispone la **Formación Herrera**, constituida por materiales lutíticos, en cuya parte media se intercala una unidad calcárea (**Miembro Molino de la Dehesa**) que contiene estromatolitos (Pardo Alonso y De Renci, 1993).

Una de las principales características del Devónico en la ZCI es la presencia de una laguna estratigráfica (ausencia de registro geológico), que abarca todo el Devónico Medio. En el techo de la **Formación Herrera** aparecen lutitas y algunas areniscas fuertemente bioturbadas (burrows verticales), con frecuentes restos vegetales flotados que han sido interpretados como indicativos de una emersión al final del Devónico Inferior, posiblemente ligada a las primeras fases de la Orogenia Hercínica. El Devónico Inferior, en general, es poco fosilífero, dándose la mayor abundancia en la **Formación Herrera**, con numerosos braquiópodos, corales y tentaculitoideos de edad Emsiense.

Los primeros materiales datados como Devónico Superior pertenecen a la **Formación Abulagar**, que incluye en su base niveles de conglomerados y areniscas de grano grueso con estratificación cruzada y bases erosivas, interpretadas como pertenecientes a medios de transición (canales fluviales y llanuras de marea). Sobre esta unidad se disponen, en orden ascendente, la **Formación Valmayor**, fundamentalmente lutítica con algunas intercalaciones de areniscas; la **Formación Tres Mojones**, constituida por areniscas con algunos niveles de areniscas calcáreas, y la **Formación Valdegregorio**, que incluye lutitas con potentes niveles de areniscas en su parte media. Estas tres unidades nos indican medios de plataforma con frecuentes variaciones del nivel del mar y episodios de mayor energía que podrían corresponder a pulsos regresivos o bien a episodios de fuertes tormentas, que darían lugar a la removilización de los sedimentos del fondo con la formación de niveles lumaquélicos. Éstos incluyen abundantes braquiópodos, bivalvos, crinoideos muy desarticulados, briozoos, trilobites, ostrácodos, corales, tentaculitoideos, cefalópodos, gasterópodos, serpúlidos y conodontos. Los datos bioestratigráficos en el techo de la **Formación Abulagar** indican una edad que va del Givetiense al Frasniense. Las series

devónicas culminan con el depósito de la **Formación Guadalmez**, que contiene pizarras nodulosas y calizas pelágicas con abundantes ammonoideos de edad Fameniense y algunos restos de plantas flotadas. Esta unidad marca un evento claramente transgresivo y sus facies, con un elevado contenido en materia orgánica, son similares a otras facies anóxicas del resto del mundo ligadas al límite Frasniense-Fameniense, intervalo en el que se produjo la gran extinción en masa finidevónica.

Devónico del Dominio de Obejo-Valsequillo

El conocimiento del Devónico en esta unidad es bastante incompleto debido a que se encuentra tectonizado y afectado por numerosas fallas, aspecto que dificulta el levantamiento de series estratigráficas completas.

El Devónico Inferior tiene una representación paleontológica muy completa e incluye elementos ausentes o raros en la ZCI. Los niveles inferiores (generalmente constituidos por areniscas ferruginosas y carbonatadas, calizas arenosas, calizas bioclásticas y pizarras), contienen abundantes restos de braquiópodos, bivalvos, trilobites, tentaculitoideos, corales tabulados y rugosos que han permitido datar el Lochkoviense y Praguiense. El Emsiense incluye facies similares y se ha datado por su contenido en braquiópodos. Esta unidad se conoce con distintos nombres, unidades de **La Calera** y **Gévora** en el sinclinorio de la Codosera y **La Manchuela** en el área de la Serena.

El conocimiento del Devónico Superior es mucho menor, por ejemplo en el área de Alange sobre las sucesiones del Devónico Inferior, se dispone un tramo constituido por conglomerados, arenicas rojas y pizarras sericíticas de edad Devónico Superior que contienen abundantes fósiles (braquiópodos, moluscos, hiolítidos y artrópodos), de edad Frasniense (Racheboeuf *et al.*, 1986). Aunque su conocimiento es bastante confuso todavía, todo parece indicar una secuencia muy parecida a la de la ZCI, con un periodo de emersión durante el Devónico Medio y el inicio de una nueva trangresión al final del Devónico Medio, que alcanza su máximo desarrollo en el Devónico Superior dando lugar a la instauración de medios distales y facies anóxicas (pizarras sericíticas de Alange).

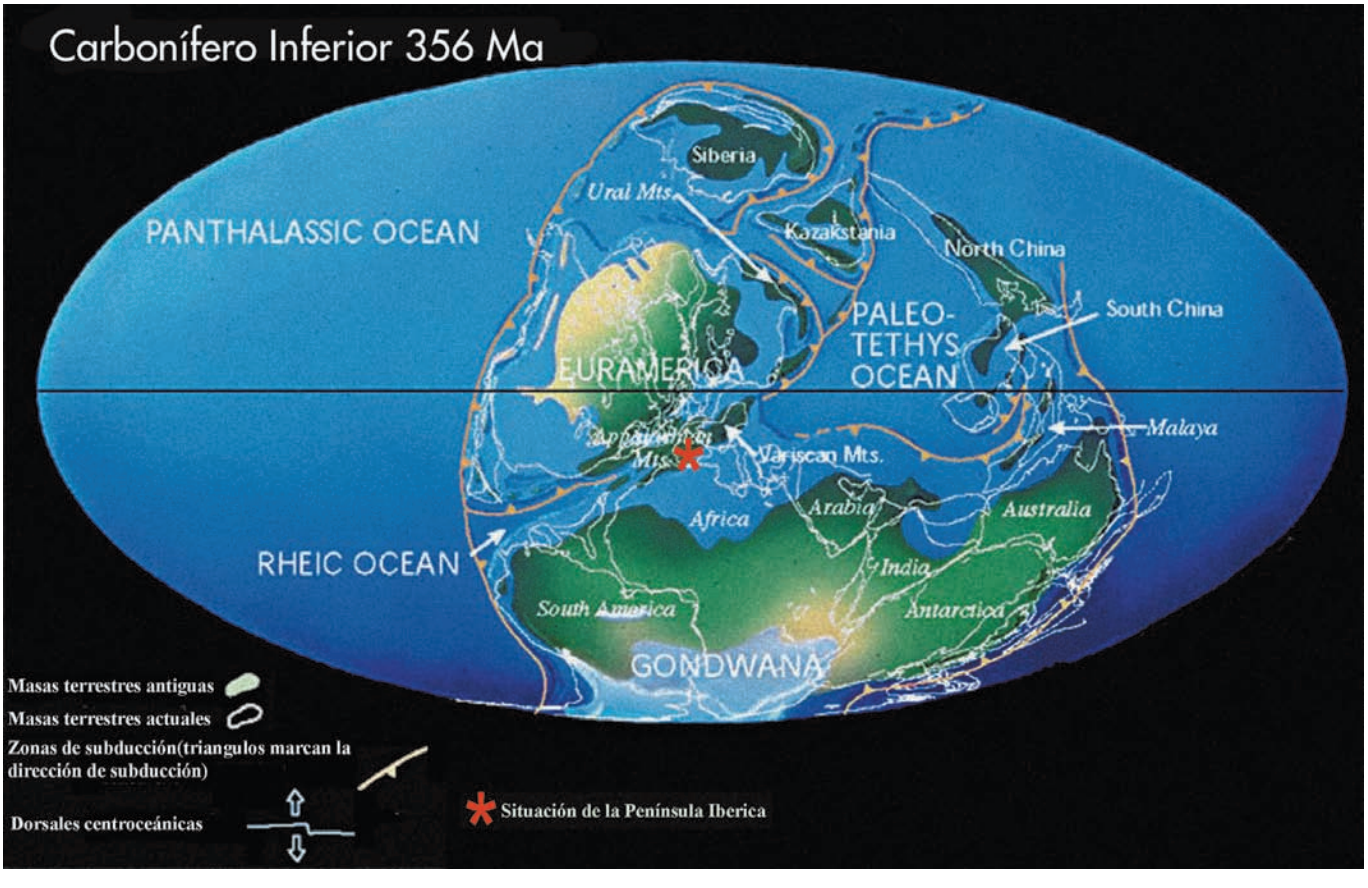


Materiales del Devónico Superior, cantera de Alange (Badajoz).

El Devónico de la ZOM

El Devónico en la ZOM está limitado al extremo suroccidental de la provincia de Badajoz. Su gran complejidad tectónica y la mala calidad de sus afloramientos hace que su conocimiento sea bastante parcial, procediendo casi todos los datos de interés de nuestra vecina Portugal. Como ya vimos, el tránsito entre el Silúrico y el Devónico se producía en la **Formación** "***Xistos Raiados***", formada por alternancias milimétricas de materiales lutíticos y pelítico-arenosos que imprimen a estas rocas un bandeado claro y oscuro. En la parte media de esta unidad se intercalan niveles de areniscas y calcarenitas bioclásticas con braquiópodos, trilobites, bivalvos y crinoideos de edad Praguiense-Emsiense. Muy recientemente han aparecido graptolites del Devónico Inferior (Lochkoviense) en niveles situados aproximadamente a 40 metros de su base (Robardet *et al.*, 1998). Estos datos indican que una parte importante de la **Formación** "***Xistos Raiados***" pertenece al Devónico Inferior.

En discordancia angular y erosiva sobre los materiales infrayacentes se sitúa una formación flyschoide (**Formación de Terena**) constituida principalmente por materiales sinorogénicos depositados en medios turbidíticos. Su parte basal la forman grauvacas y microconglomerados masivos con abundante matriz que, posiblemente, se depositaron en medios de talud a los que siguen monótonas secuencias turbidíticas formadas por alternancias de grauvacas y lutitas. Estos depósitos a los que se atribuye una edad Devónico Superior-Carbonífero Inferior se depositaron en una cuenca turbidítica marcada por una elevada inestabilidad que estaba ligada a la primera fase de deformación hercínica. Estos datos coinciden en cierto modo con los intervalos de emersión observados en las áreas más someras de la ZCI en el Devónico Medio.



Reconstrucción de la posición de las microplacas continentales durante el Carbonífero Inferior. Figura basada en Scotese.

El Carbonífero en Extremadura

Los afloramientos más septentrionales se sitúan en la ZCI, concretamente en el sinclinal de Herrera del Duque, Cabeza del Buey, Cáceres y Sinforme de Sierra de San Pedro, situándose sobre los materiales del Devónico Superior. Los menos conocidos, dadas las condiciones de elevado metamorfismo se sitúan al norte del Dominio de Obejo-Valsequillo y están representados por el Culm de los Pedroches y su prolongación en Extremadura, discurriendo desde la Sierra de la Lapa hasta el núcleo del Sinforme de La Codosera (pizarras de Villar del Rey). En la ZOM aparece en diversos afloramientos, que generalmente se encuentran limitados por fallas, por lo que su reconstrucción plantea bastantes problemas. Los afloramientos más importantes se localizan en Los Santos de Maimona, Matachel, El Casar, Campillo de Llerena, Berlanga, Bienvenida y Casas de Reina.

Series del Carbonífero inferior

La tónica general de las secuencias, a excepción de las poco conocidas series de la **Formación Terena**, es la presencia de rocas volcánicas y materiales sedimentarios interestratificados que generalmente suelen contener calizas bastante fosilíferas.

Las series más completas y mejor estudiadas se localizan en la Sierra de San Pedro (Soldevilla, 1992; Hahn y Rábano, 1996), y en los Santos de Maimona. Estas sucesiones, aunque se encuentran en la ZCI y ZOM respectivamente, presentan una evolución muy similar, lo que parece indicar que la diferenciación existente en ambas zonas prácticamente había desaparecido en el Carbonífero.



Vista general del yacimiento "Cerro Armeña" del Carbonífero Inferior.

Sierra de San Pedro

Los mejores afloramientos del Carbonífero Inferior se sitúan al sur de Aliseda, en el sector central y centro oriental de la Sierra de San Pedro. En apariencia existe una transición gradual entre el Devónico y el Carbonífero que comienza con una sucesión vulcanosedimentaria (**Unidad de Perna**; Soldevilla, 1992). Esta incluye, en su base, tobas volcánicas de composición básica con intercalaciones, en algunos sectores, de brechas andesíticas. Hacia el techo, esta unidad contiene materiales fundamentalmente lutíticos con algunos niveles de liditas e intercalaciones de niveles calcáreos y tobas, presentando importantes cambios laterales de facies, posiblemente determinados por la mayor o menor proximidad a los edificios volcánicos. Entre los restos fósiles han aparecido abundantes braquiópodos, trilobites, corales rugosos solitarios, briozoos, bivalvos, crinoideos y ostrácodos. Los trilobites indican una edad Tournasiense Superior (Hahn y Rábano, 1996), y muchas de las especies descritas son exclusivas de este área. Sobre la anterior unidad se dispone una potente serie calcárea (**Caliza de Valdelascasas**), constituida por calizas grises, a veces muy oscuras y fétidas, que contienen niveles de chert que se disponen paralelos a la estratificación. Aunque las calizas



Moluscos en el yacimiento "Las Pilitas" del Carbonífero Inferior.

se suelen encontrar bastante recristalizadas han aparecido braquiópodos y conodontos que permiten asignarle una edad comprendida entre el Turnesiense Superior y el Viseense Superior. La unidad superior se conoce con el nombre de **Pizarras de las Huertas** y, como su nombre indica, es un conjunto de lutitas negras y grises bastante mal expuesto que contiene algunas intercalaciones de calizas con restos de crinoides y algunos niveles de tobas volcánicas.

Los Santos de Maimona

Sin lugar a dudas las secciones más fosilíferas y completas del Carbonífero Inferior se sitúan en la mal denominada Cuenca de los Santos de Maimona, que no constituye en realidad una cuenca, sino que forma parte de otra mucho más amplia, cuyos sedimentos consolidados y plegados fueron fragmentados en los últimos episodios de la Orogenia Hercínica. Entre los aspectos más significativos podemos citar la abundancia de episodios volcánicos y su gran riqueza fosilífera. El vulcanismo de este área es bastante complejo, relacionado con el inicio de las principales fases de la Orogenia Hercínica que culminaron con el plegamiento y emersión del Carbonífero Inferior. La sucesión estratigráfica que vamos a describir se ha realizado en la carretera de Zafra a Fuente del Maestre (Unidad Detrítica Inferior, Unidad Vulcanosedimentaria, Unidad Carbonatada y Unidad Detrítica Superior), y en el río Guadajira (Unidad Detrítica Superior), siendo en nuestra opinión la más completa y continua de la Comunidad Extremeña. Se pueden diferenciar cuatro unidades en una secuencia regresiva-transgresiva-regresiva que hemos denominado informalmente:

Unidad Detrítica Inferior

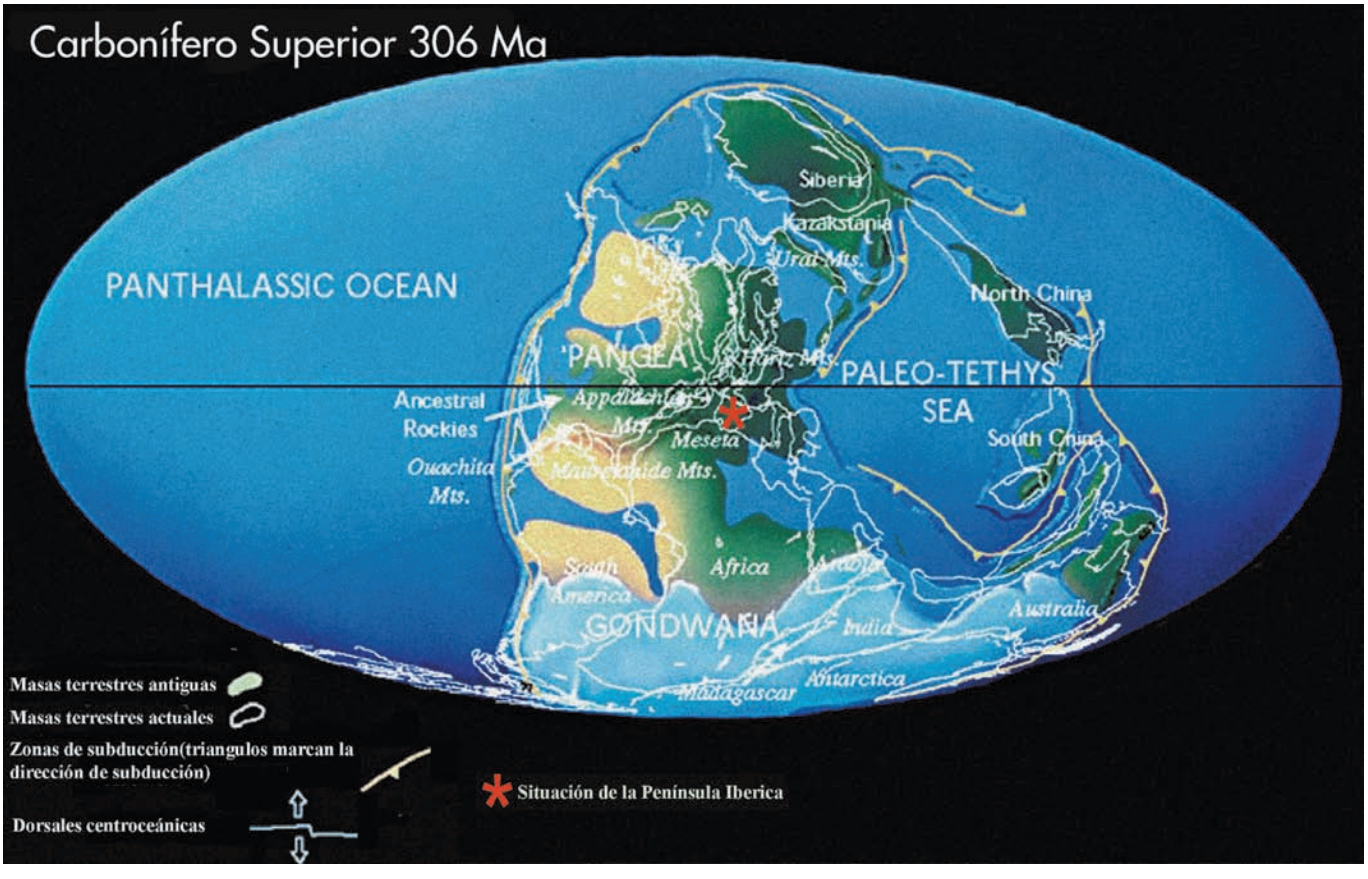
Esta unidad está constituida por alternancias de areniscas grauváquicas y lutitas con delgados niveles de carbonatos generalmente deslizados y algún nivel esporádico de microconglomerados con abundante matriz que se concentran fundamentalmente en la base. Los niveles lutíticos contienen una gran diversidad de acritarcos de edad Devónico Superior (Fameniense) (Valenzuela *et al.*, 1990; Delgado *et al.*, 2004), que confirman su equivalencia temporal con los niveles superiores de la Unidad de la Graña de la Sierra de San Pedro.

Unidad Vulcanosedimentaria

Está constituida por una sucesión vulcanosedimentaria de aproximadamente 200 metros en el área de estudio que incluye niveles piroclásticos, coladas de rocas dacíticas y andesíticas, brechas volcánicas (con abundantes clastos de riolitas y pórfidos), lutitas, areniscas, margas y calizas. Los niveles volcánicos inferiores corresponden a coladas microcristalinas ácidas de potencia métrica, responsables de importantes procesos de silidificación. Su contacto con la unidad anterior es aparentemente gradual. En los niveles de tránsito aparecen abundantes restos de plantas silicificadas que alcanzan proporciones bastante es-

pectaculares en el límite noroccidental de la cuenca. La parte media está constituida fundamentalmente por margas y calizas biostromales con abundantes colonias de corales rugosos del género *Siphonodendron*. En estos niveles se pueden observar sucesiones ecológicas completas que incluyen todas las fases de una bioconstrucción. Ésta comienza por la colonización del fondo por grandes braquiópodos gigantoprodúctidos, sobre los que posteriormente se desarrollan colonias de corales rugosos (*Siphonodendron*), que incluyen también tabulados (*Syringoporidos*), algas y briozoos (Rodríguez *et al.*, 1992). En algunas áreas el crecimiento de los arrecifes queda interrumpido por un aporte importante de terrígenos procedentes de los ríos que desembocaban en su costa, aportando éstos una gran cantidad de restos vegetales flotados que quedaron incluidos en los niveles de areniscas (*Calamites* y *Lepidodendron*). En estos niveles son también frecuentes los corales solitarios, braquiópodos, moluscos (especialmente gasterópodos), ostrácodos y foraminíferos.

En la parte superior se produce de nuevo un incremento del vulcanismo que se manifiesta, en primer lugar, por niveles piroclásticos finos que engloban a su paso una gran variedad de invertebrados (braquiópodos articulados, crinoideos, corales rugosos solitarios y coloniales, trilobites, briozoos, corales tabulados y gasterópodos), que han quedado excepcionalmente preservados (Palacios *et al.*, 2000). Culminando este conjunto vulcanosedimentario se encuentran paquetes métricos de coladas andesíticas, en las que se distingue un entramado de cristales submilimétricos de plagioclasa en una matriz de color verdoso que engloba restos de las pizarras encajantes, junto con abundantes fósiles de corales y crinoideos o, de forma más minoritaria,



Reconstrucción basada en Scotese de la posición de las microplacas continentales durante el Carbonífero Superior.



Espiriférido del yacimiento "Puente de Guadajira" del Carbonífero Inferior.

braquiópodos. Estos últimos episodios volcánicos representan el momento de mayor inestabilidad en la cuenca, originándose importantes acumulaciones de materiales piroclásticos de aspecto conglomerático que suelen incluir grandes bloques de rocas volcánicas mezcladas, a su vez, con material sedimentario procedente de la removilización de los niveles inferiores. Posiblemente los mayores espesores se situaban próximos a los edificios volcánicos. Estos niveles alcanzan su máxima potencia en las proximidades de la zona de recreo situada en el cruce de Los Santos de Maimona, siendo interpretados por algunos autores como los conglomerados continentales de la base de la cuenca.

Unidad Carbonatada

Está constituida fundamentalmente por margas, calizas masivas y calizas tableadas generalmente fétidas que presentan un abundante contenido paleontológico. Los niveles inferiores contienen corales solitarios, braquiópodos y corales rugosos coloniales del género Lithostrotion, que siguen indicando un medio muy somero. Estos niveles dan paso a unas alternancias de calcarenitas (calizas bioclásticas), margas y lutitas margosas que llegan a alcanzar 100 metros de potencia. Las calizas bioclásticas están formadas fundamentalmente por crinoides y foraminíferos, algunos niveles incluso son auténticas encrinitas (calizas con crinoides). Los componentes macrofósiles se encuentran generalmente fragmentados e incluyen una gran variedad de fósiles: corales coloniales y solitarios, braquiópodos, moluscos (gasterópodos, bivalvos y cefalópodos) equinoideos, trilobites, briozoos, poríferos (espículas de esponja), algas calcáreas (dasicladáceas) (Rodríguez *et al.*, 1992). Hay además gran cantidad y variedad de microfósiles pertenecientes fundamentalmente a foraminíferos que indican una edad Viseense.

Unidad Detrítica Superior

Sobre la anterior unidad se dispone una potente serie constituida, fundamentalmente, por lutitas y margas con nódulos calcáreos y un elevado contenido en materia orgánica, entre las que se suelen intercalar algunos niveles de calizas bioclásticas y brechas calcáreas de varios metros de potencia. En ellas se incluyen restos de fósiles muy bien preservados (incluso cálices de crinoideos casi completos), junto con niveles de chert removilizados de los niveles inferiores. La gran abundancia de nódulos calcáreos denotan intervalos con condiciones anóxicas en los fondos marinos. En el núcleo de estos nódulos suelen aparecer englobados fósiles excepcionalmente conservados pertenecientes a cefalópodos (ortocerátidos y goniatites), bivalvos y trilobites. Los niveles lutíticos contienen una gran variedad de fósiles que presentan una excelente preservación, siendo abundantes los trilobites, goniatites, bivalvos, braquiópodos, crinoideos, briozoos fenestélidos, corales solitarios, estromatolitos tipo *Conophyton*... Los fósiles encontrados denotan medios de

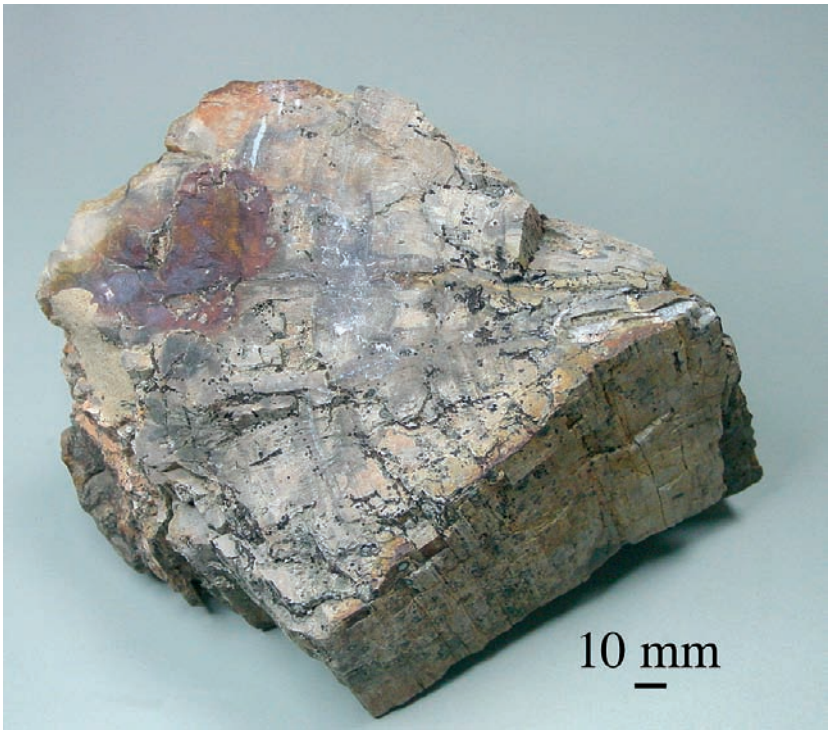
plataforma distal, sin embargo, los restos de plantas que incluyen hojas bien preservadas, denotan una proximidad al continente, lo que implicaría plataformas bastante estrechas. El máximo desarrollo de esta unidad se da en el sector central (río Guadajira), donde se observa una disminución de los niveles carbonatados de la unidad anterior que da paso a alternancias de grauvacas con estratificación cruzada y lutitas con algunos niveles de conglomerados más abundantes a techo. Incluyen cantos bien redondeados que indicarían medios muy someros, posiblemente intermareales. Son abundantes los restos de plantas y los sedimentos suelen presentar bioturbación. Se observa en estos materiales un incremento de la energía que denota una somerización progresiva del medio.

Como conclusión, a partir de la Unidad Vulcanosedimentaria y los niveles basales de la Unidad Carbonatada, que representarían una plataforma bastante somera, donde se desarrollan medios recifales y en la que existía un importante vulcanismo e inestabilidad, se observa una tendencia transgresiva, instalándose una plataforma terrígena (Unidad Detrítica Superior). A techo de esta unidad se observa una clara tendencia regresiva que culminará con la emersión de la cuenca y el abandono definitivo de los medios marinos en el área que hoy ocupa Extremadura. La Unidad Detrítica Superior presenta unas características litológicas muy parecidas a las de la Facies Culm, ampliamente desarrolladas en el DOV y ZCI.

El Carbonífero Superior-Pérmico

Los materiales de esta edad, que localmente pueden tener carbón asociado, constituyen el relleno de pequeñas cuencas intramontañosas alargadas y estrechas en las que se depositaron materiales de tipo areniscoso y conglomerático en un régimen continental (fluvial y fluviolacustre). Uno de los afloramientos más septentrionales pertenece a la **Unidad de la Carbonera**, situada en la Sierra de San Pedro (entre el puerto del Clavin de la carretera de Cáceres a Badajoz y el Cerro de la Carbonera al SO de Alcuéscar). Está constituido por conglomerados en su base y pizarras que alcanzan más de 600 metros de potencia. Su edad es problemática; los primeros autores que la investigaron la atribuyeron al Westfaliense y más recientemente ha sido asignada al Estefaniense por su contenido en esporas.

Los únicos afloramientos pérmicos conocidos en Extremadura se localizan en Fuente del Arco. En este área nos encontramos con materiales del Carbonífero Superior (Estefaniense), de tipo fluviolacustre que pasan gradualmente al Pérmico (Autuniense). Están constituidos por niveles conglomeráticos y areniscosos



Fragmento de tronco silidificado en el que se aprecian los anillos de crecimiento. Yacimiento "Las Veguillas" del Pérmico Inferior.

en su base que dan paso a alternancias lutítico arenosas entre las que se intercalan niveles con carbón. La característica principal del Pérmico en este área es su gran riqueza en restos vegetales (Broutin, 1984), habiéndose citado en los niveles inferiores esporas (triletas, monoletas y bisacadas), junto a una rica macroflora. En los niveles superiores aparece una gran abundancia de nuevos taxones que incluyen elementos pertenecientes a distintas provincias florísticas. La presencia de elementos florísticos pertenecientes a otras provincias que no aparecen al norte de Ossa-Morena ni en Europa, indica que debió de existir una barrera paleofitogeográfica que impidió la migración de floras africanas hacia Europa y que, con toda la probabilidad, se trataba de la gran cordillera hercínica. Entre estos elementos se incluyen especies pertenecientes a las provincias de Gondwana, Angaride y Cathaisia.

La Orogenia Hercínica.
Emersión de la Comunidad Extremeña

Después de un largo periodo extensional que se inició en el Cámbrico, y cuya evolución es todavía algo confusa, a partir del Devónico se inició un episodio de convergencia generalizada (Orogenia Hercínica), que se manifiesta por el desarrollo de una zona de subducción que se situaba en lo que hoy constituye el límite entre las zonas de Ossa-Morena y Surportuguesa. Conforme se iniciaba la formación de una importante cadena montañosa se producían cuencas sinorogénicas que se rellenaron con materiales del Devónico Superior-Carbonífero (**Formación de Terena**), y Carbonífero Inferior (facies Culm) y que, en Extremadura, tienen un mayor desarrollo del que se había supuesto. La colisión de Gondwana con Eurámerica mediante el cierre por subducción del Océano Reico completó la amalgamación de todos los bloques continentales de la época en el supercontinente Pangea. Al final del Carbonífero Inferior Extremadura ya había emergido y, en el Carbonífero Superior y Pérmico se formaron cuencas intramontañosas rellenadas con materiales continentales de tipo molásico, marcando el final de la orogenia. La deformación intracontinental frágil tardihercínica favoreció el desarrollo de importantes fallas transcurrentes. Posiblemente la Banda de cizalla Badajoz-Córdoba constituye una de las más importantes en la que se produjeron tan destacados desplazamientos.

Al igual que ocurría en la Orogenia Cadomiense, existe un importante cortejo de rocas ígneas asociadas. En la ZOM las rocas ígneas pertenecen fundamentalmente a plutones, que van de gabroicos a monzograníticos, mientras que en la ZCI se da el mayor desarrollo de plutones pertenecientes fundamentalmente a granitos y granodioritas.

Mesozoico

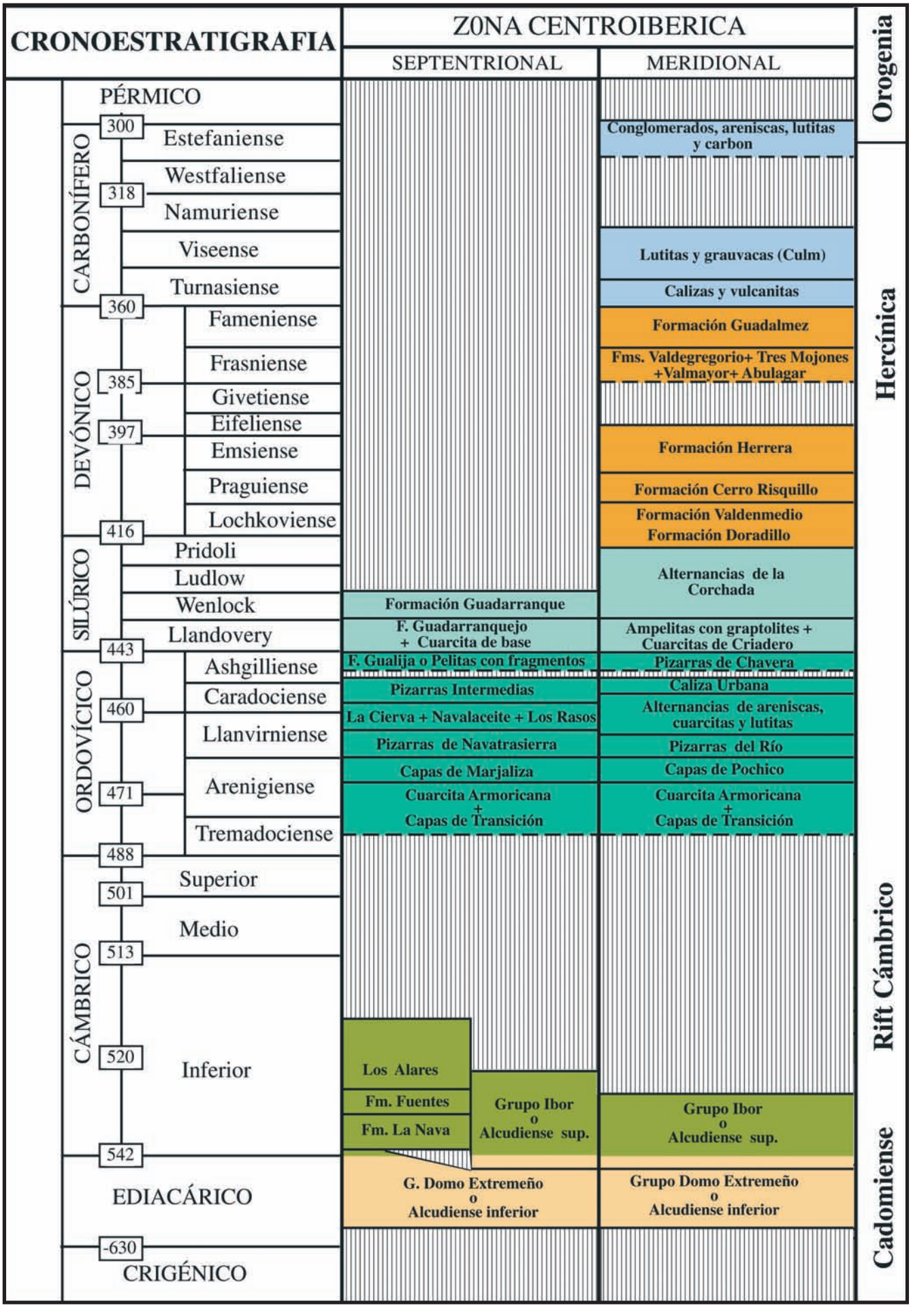
Extremadura estuvo emergida y sometida a procesos de erosión durante todo el Mesozoico, formando parte de la isla que constituía el Macizo Ibérico y por lo tanto carecemos de registro geológico. La historia de los organismos que la poblaron se encuentra en los sedimentos continentales mesozoicos anexos al Macizo Ibérico de nuestra vecina Portugal y del norte y este de la Península Ibérica. Sin lugar a dudas en estos tiempos Extremadura contaba con extensos bosques y ríos en los que bullía la vida, pero sus restos fueron transportados a las cuencas de sedimentación que bordeaban el Macizo Ibérico.

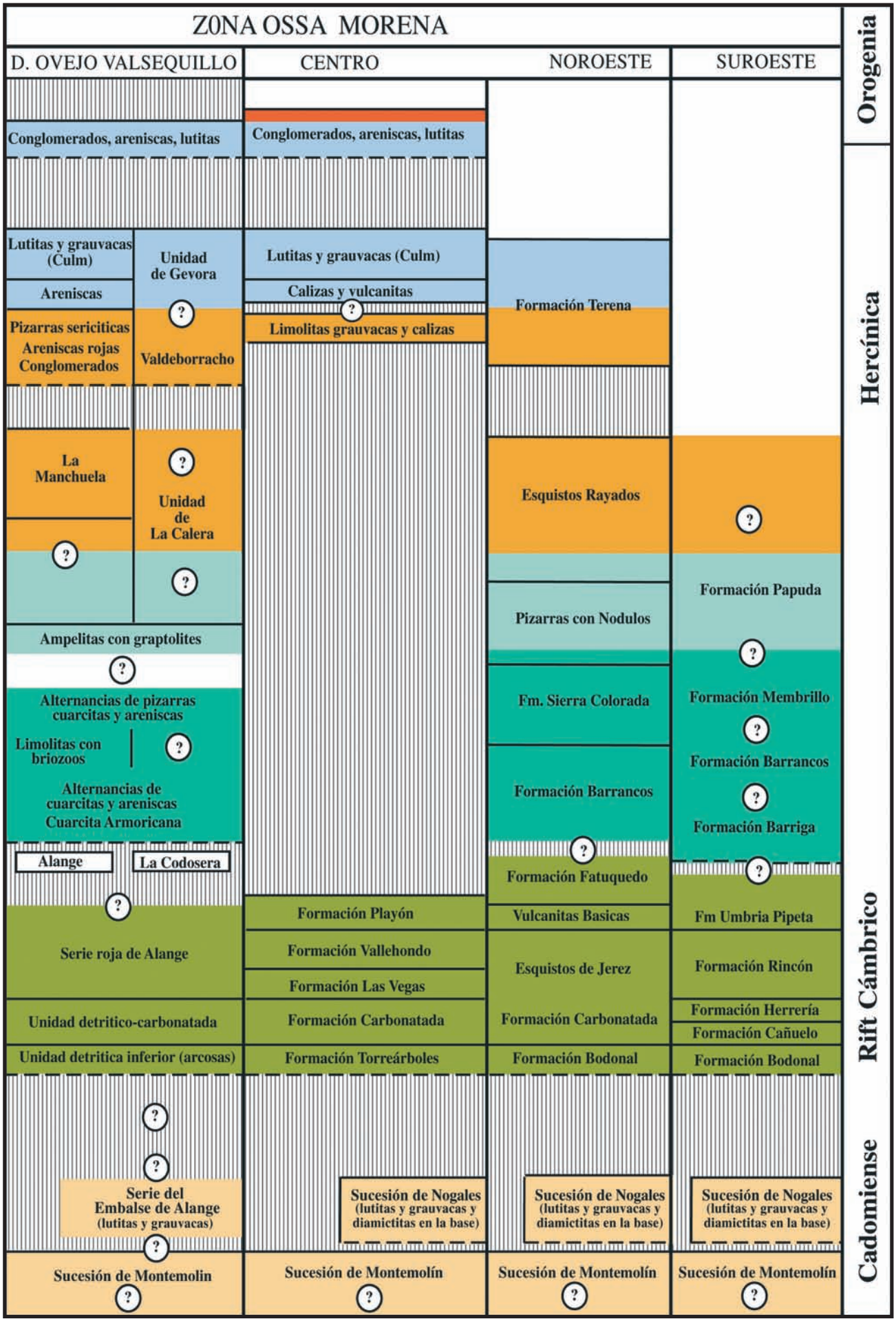
El Cenozoico en Extremadura

Los sedimentos cenozoicos afloran ampliamente en las cuencas del Tajo y Guadiana rellenando fosas tectónicas limitadas por fallas normales. Dichos materiales se disponen discordantes sobre el substrato Neoproterozoico-Paleozoico. Sus caracteres litológicos están fuertemente controlados en cada una de ellas por los materiales del área fuente. Los sedimentos que las rellenan se corresponden fundamentalmente con depósitos continentales aluviales y lacustres, siguiendo un patrón que se cumple a grandes rasgos: las facies marginales están representadas por coladas de fango, derrubios de ladera y sedimentos fluviales de relleno de canales anastomosados y las facies centrales corresponden a sedimentos finos de llanura de inundación, pudiendo existir también niveles depositados en medios lacustres. No se han citado fósiles diagnósticos, excepto en un yacimiento cercano a Plasencia (Pacheco y Crusafont, 1960), en el que se citan restos óseos y dentarios del rinoceronte *Hispanotherium matritense*, del Mioceno. Las principales cuencas terciarias se sitúan en la cuenca del Tajo (Coria y Talaván-Torrejón), y en la cuenca del Guadiana.

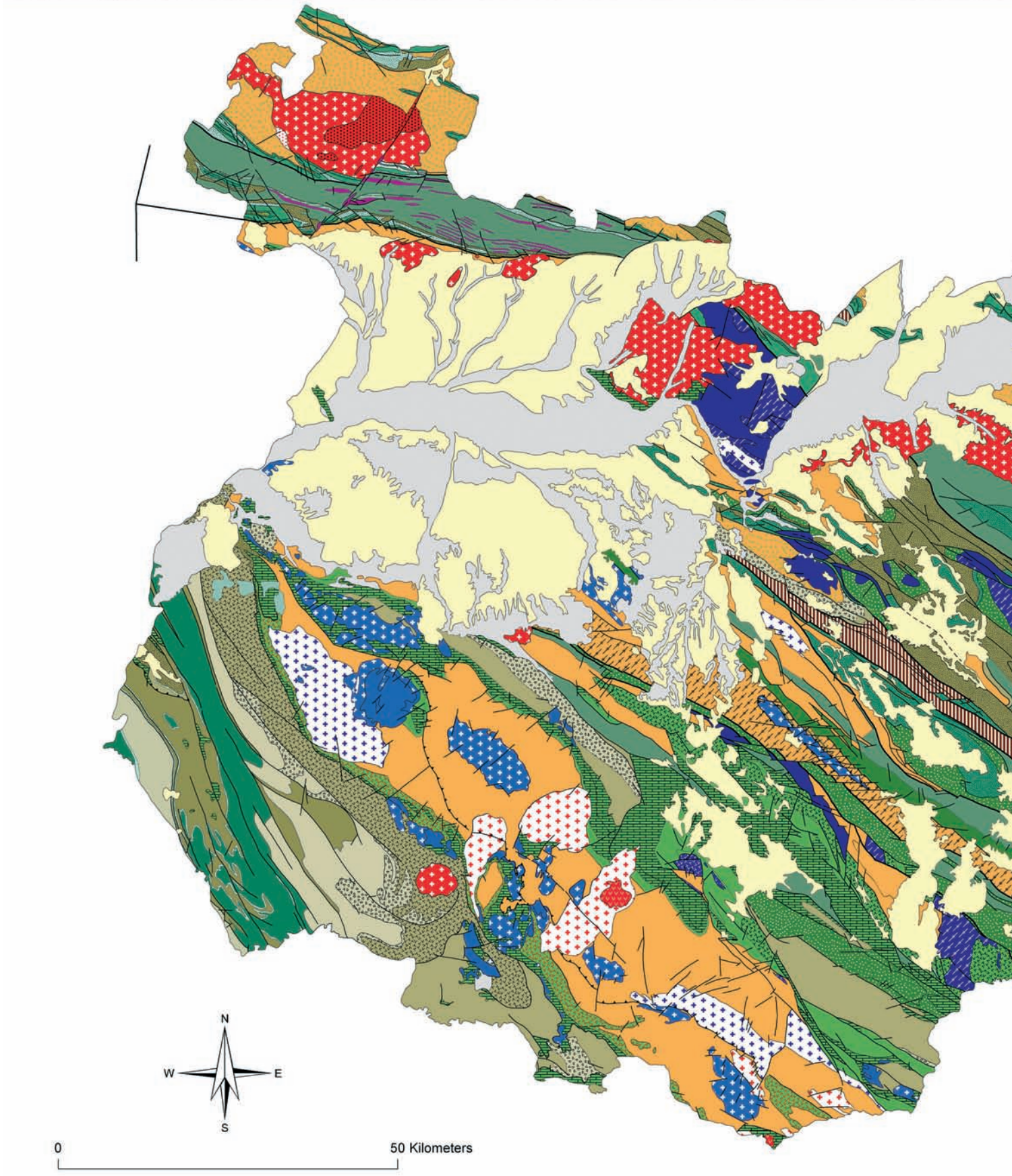


Talud de la carretera de acceso a Guadajira sobre materiales terciarios de la cuenca del Guadiana.


CRONOESTRATIGRAFIA
ZONA CENTROIBERICA
SEPTENTRIONAL
MERIDIONAL
Orogenia
PÉRMICO
300
Estefaniense
Westfaliense
318
Namuriense
Viseense
Turnasiense
360
CARBONÍFERO
Fameniense
Frasniense
385
Givetiense
Eifeliense
397
Emsiense
Praguiense
Lochkoviense
416
DEVÓNICO
Pridoli
Ludlow
Wenlock
Llandovery
443
SILÚRICO
Ashgilliense
Caradociense
460
Llanvirniense
Arenigiense
471
Tremadociense
488
ORDOVÍCICO
Superior
501
Medio
513
Inferior
520
CÁMBRICO
542
EDIACÁRICO
-630
CRIGÉNICO
Conglomerados, areniscas, lutitas y carbon
Lutitas y grauvacas (Culm)
Calizas y vulcanitas
Formación Guadalmez
Fms. Valdegregorio+ Tres Mojones +Valmayor+ Abulagar
Formación Herrera
Formación Cerro Risquillo
Formación Valdenmedio
Formación Doradillo
Alternancias de la Corchada
Formación Guadarranque
F. Guadarranquejo + Cuarcita de base
F. Gualija o Pelitas con fragmentos
Ampelitas con graptolites + Cuarcitas de Criadero
Pizarras de Chavera
Caliza Urbana
Pizarras Intermedias
La Cierva + Navalaceite + Los Rasos
Alternancias de areniscas, cuarcitas y lutitas
Pizarras de Navatrasierra
Pizarras del Río
Capas de Marjaliza
Capas de Pochico
Cuarcita Armoricana + Capas de Transición
Cuarcita Armoricana + Capas de Transición
Los Alares
Fm. Fuentes
Fm. La Nava
Grupo Ibor o Alcudiense sup.
Grupo Ibor o Alcudiense sup.
G. Domo Extremeño o Alcudiense inferior
Grupo Domo Extremeño o Alcudiense inferior
Hercínica
Rift Cámbrico
Cadomiense

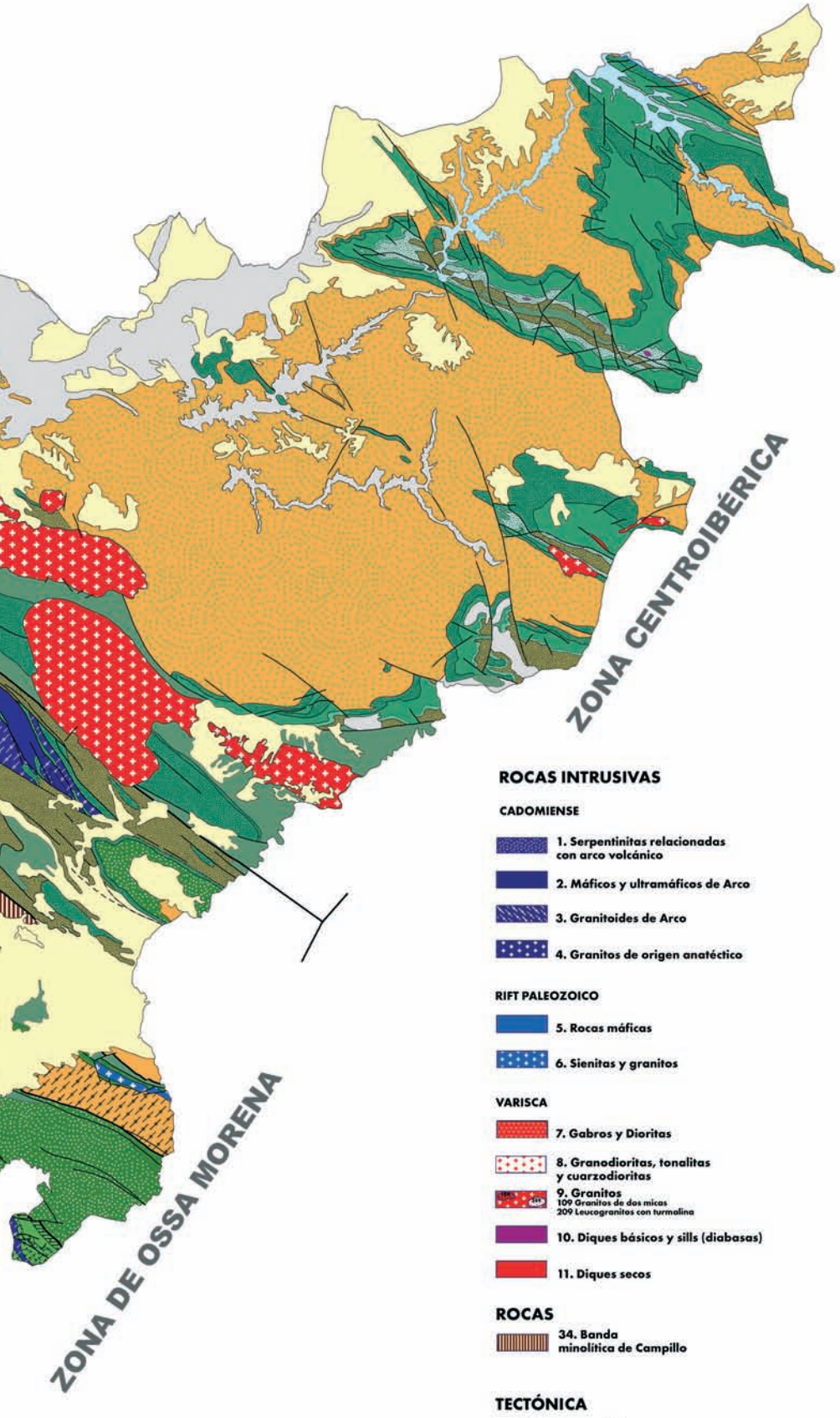

ZONA OSSA MORENA
D. OVEJO VALSEQUILLO
CENTRO
NOROESTE
SUROESTE
Orogenia
Hercínica
Rift Cámbrico
Cadomiense
Conglomerados, areniscas, lutitas
Conglomerados, areniscas, lutitas
Lutitas y grauvacas (Culm)
Areniscas
Unidad de Gevora
Pizarras sericiticas
Areniscas rojas
Conglomerados
Valdeborracho
Lutitas y grauvacas (Culm)
Calizas y vulcanitas
Limolitas grauvacas y calizas
Formación Terena
La Manchuela
Unidad de La Calera
Esquistos Rayados
Formación Papuda
Ampelitas con graptolites
Pizarras con Nodulos
Alternancias de pizarras cuarcitas y areniscas
Limolitas con briozoos
Alternancias de cuarcitas y areniscas
Cuarcita Armoricana
Fm. Sierra Colorada
Formación Membrillo
Formación Barrancos
Formación Barriga
Alange
La Codosera
Formación Fatuquedo
Fm Umbria Pipeta
Serie roja de Alange
Formación Playón
Vulcanitas Basicas
Formación Vallehondo
Esquistos de Jerez
Formación Rincón
Formación Las Vegas
Unidad detritico-carbonatada
Formación Carbonatada
Formación Carbonatada
Formación Herrería
Formación Cañuelo
Unidad detritica inferior (arcosas)
Formación Torreárboles
Formación Bodonal
Formación Bodonal
Serie del Embalse de Alange
(lutitas y grauvacas)
Sucesión de Nogales
(lutitas y grauvacas y diamictitas en la base)
Sucesión de Nogales
(lutitas y grauvacas y diamictitas en la base)
Sucesión de Nogales
(lutitas y grauvacas y diamictitas en la base)
Sucesión de Montemolin
Sucesión de Montemolín
Sucesión de Montemolín
Sucesión de Montemolín

EL NUEVO MAPA GEOLÓGICO DE BADAJOZ



(SW Macizo Ibérico)

Universidad de Extremadura y Universidad del País Vasco. Proyecto GEOEX (MAT - 2000 - 0142 - P4)
Apalategui, O.; Carracedo, M.; Eguiluz, L.; Gil-Ibarguchi, I.; Martínez-Torres, L.M.; Palacios, T.; Sarrionaindia, F.



ROCAS INTRUSIVAS

CADOMIENSE

1. Serpentinitas relacionadas con arco volcánico
2. Máficos y ultramáficos de Arco
3. Granitoides de Arco
4. Granitos de origen anatéctico

RIFT PALEOZOICO

5. Rocas máficas
6. Sienitas y granitos

VARISCA

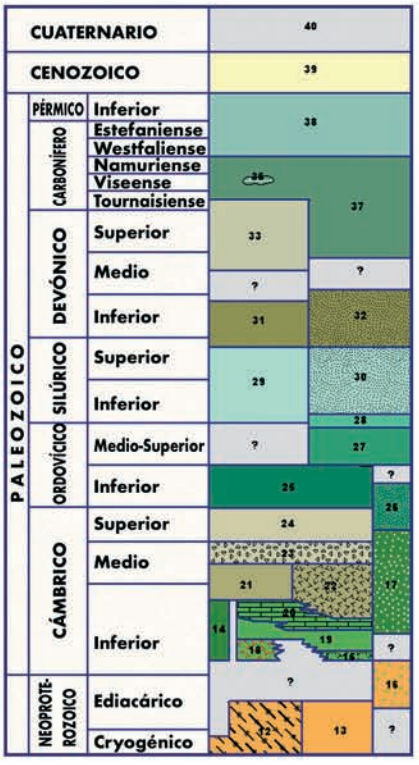
7. Gabros y Dioritas
8. Granodioritas, tonalitas y cuarzodioritas
9. Granitos
   109 Granitos de dos micas
   209 Leucogranitos con turmalina
10. Diques básicos y sills (diabasas)
11. Diques secos

ROCAS

34. Banda minolítica de Campillo

TECTÓNICA

Fallas



40. Cuaternario
39. Terciario
38. Depósitos intramontañosos posthercínicos
37. Lutitas, areniscas, calizas y vulcanitas (Culm de los Pedroches)
36. Calizas
33. Lutitas y areniscas (Fysch de Terena)
32. Calizas ferruginosas y cuarcitas
31. Limolitas y lutitas (Fm. Esquistos Rayados)
30. Lutitas negras y areniscas
29. Lutitas ampelíticas y liditas
28. Cuarcitas (Cuarcita de Criadero)
27. Lutitas y cuarcitas
26. Arcosas, lutitas y cuarcitas (Cuarcita Armoricana en la parte superior)
25. Lutitas y areniscas (Fm. Barrancos)
24. Lutitas, areniscas y rocas volcánnicas (Fm. Fatuquedo)
23. Lutitas y vulcanitas básicas
22. Series Vulcanosedimentarias (Esquistos de Jerez)
21. Serie Detrítica Superior
20. Lutitas y Calizas (Fm. Carbonatada)
19. Serie Detrítica Inferior
18. Vulcanitas ácidas (Fm. Bodonal)
17. Lutitas y areniscas (Fm. Azuaga)
16. Grauvacas y lutitas (Flysch Alcudiense)
15. Complejo vulcano-sedimentario (Fm. Malcocinado)
14. Micaesquistos y cuarcitas feldespáticas (Fm. Atalaya)
13. Metapelitas y metavulcanistas, anfibolitas y cuarcitas negras (Serie Negra)
12. Gneises y metabasitas (Gneises de Azuaga, metabasitas de Las Mesas)

El rasgo dominante del paisaje extremeño es sin duda el de una extensa planicie adehesada, la Penillanura. Pero esta entidad geomorfológica, al igual que la cobertera biológica que la caracteriza, no implica una uniformidad, sino al contrario, representa el elemento integrador de una enorme diversidad y riqueza biótica y geológica. Los diferentes ambientes del paisaje extremeño se desarrollan a partir de esta cuasillanura, a veces con límites desdibujados, difíciles de precisar. Otras veces, en cambio, los vestigios del largo pasado geológico emergen sobre ella como testigos de su longevidad, rompiendo su homogeneidad aparente.



Las Villuercas desde las dehesas de Deleitosa.



Geomorfología y Paisaje extremeño



Los relieves de la Sierra de San Pedro se elevan sobre la extensa penillanura definiendo el límite entre Cáceres y Badajoz.

Todos los elementos del paisaje extremeño se gestan a partir de esta gran planicie, que representa la superficie primigenia, un extenso aplanamiento que a su vez se ondula y fragmenta transversalmente generando cordilleras y depresiones. Las cordilleras enmarcan la amplia llanura. Por el Norte se elevan bruscamente los bloques del Sistema Central, separando la Penillanura Castellana de la Extremeña. Hacia el Sur, por el contrario, la planicie se alza suavemente en rampa hasta llegar a formar las estribaciones de Sierra Morena, antes de caer de nuevo, esta vez abruptamente, hacia el valle del Guadalquivir. En el centro, la gran llanura se ve interrumpida por la prolongación de las estribaciones de los Montes de Toledo, que se sumergen hacia Portugal a través de las Sierras de Guadalupe y San Pedro, actuando de límite sutil entre Cáceres y Badajoz (en realidad separan las cuencas de los ríos Tajo y Guadiana).

Estas grandes directrices E-O que elevan las montañas, también comban la penillanura en surcos deprimidos hacia donde converge el drenaje de las dos grandes arterias fluviales antes citadas. Sus valles actuales representan realmente la herencia, o más bien la continuidad, de las depresiones de la Era Terciaria, esto es, de antiguas cuencas cerradas donde vertían los ríos antes de abrirse paso hacia el Atlántico.

Dentro de estos tres conjuntos básicos que configuran el paisaje: las planicies, las cordilleras y las depresiones, pueden diferenciarse otras unidades menores. La gran superficie plana de la Penillanura Extremeña se ve interrumpida por algunos relieves de serranías menores, a veces formando largas alineaciones que la atraviesan, como las Sierras de las Corchuelas-Monfragüe, o la Sierra de Hornachos. Presentan, generalmente, un rumbo dominante hacia el NO, pues se corresponden con antiguos replegamientos hercínicos. Otras veces sólo constituyen sierras aisladas, que suponen los últimos testigos de los antiguos relieves cortados por la fracturación y por la erosión y conservadas en las rocas más resistentes. Forman los crestones que se elevan sobre la Tierra de Barros y, a veces, se reducen a un solo cerro aislado: los Montes Isla.

Las depresiones intermedias se rellenaron con los depósitos areno-arcillosos terciarios arrancados de las sierras en los últimos estadios del labrado de la Penillanura. Pero hoy no se conservan total-

mente colmatadas, en la mayoría de los casos estas cuencas han sido reutilizadas por los ríos actuales para encajarse en ellas. La erosión de esos sedimentos, más blandos que los duros roquedos que forman la Penillanura, permite formar valles escalonados por las terrazas fluviales, ligadas ya a la evolución de los ríos principales tal y como los observamos en la actualidad.

Entre las sierras y las depresiones se extienden las rampas o faldas de piedemonte. Son también zonas llanas, pero con una pendiente suave que las convierte en formas de enlace entre las abruptas laderas de las sierras y los relieves tabulares de las depresiones. Como paisajes de transición también su modelado puede ser mixto, de erosión o de depósito. Unas veces se desarrollan sobre la propia superficie de la Penillanura que, al actuar de pedestal de los bloques elevados a favor de las fallas, continuó labrándose a la par que se rellenaban las cuencas terciarias. Así son los piedemontes que orlan el Sistema Central y que configuran paisajes característicos como las comarcas de la Vera o las campiñas de la Sierra de Gata.

Pero otras veces los materiales de erosión que segregaron las sierras llegaron a recubrir estas plataformas de transición de los piedemontes, formando depósitos gruesos, poco organizados, que salen de las gargantas de las Sierras y se expanden al llegar a las llanuras, desparramándose literalmente desde su ápice en extensos conos de derrubios: los abanicos aluviales. Así se forman los rojizos depósitos de las rañas, que ocupan grandes extensiones en el enlace entre los Montes y las Vegas Altas, pero también al pie de las sierras cacereñas y en la Tierra de Barros.



Hacia Santa Cruz. David Barker. Acuarela del libro "Las Grullas vuelan a Extremadura". Fundación Artistas por la Naturaleza. Edición a cargo de Nicholas Hammond. Ed. El Viso.

Sobre estas directrices E-O que definen los grandes conjuntos morfoestructurales, hay que añadir la impronta que producen en el relieve las redes de fracturación. El gran elemento oculto del paisaje son las fallas y, sin embargo, son las que más definen sus rasgos. Concretamente, las fallas de dirección SO-NE, representadas por la megafractura de Plasencia y su familia de fallas paralelas son las responsables de importantes movimientos de los bloques en la horizontal. Desplazan las grandes estructuras anteriormente descritas compartimentando bloques elevados y deprimidos, haciendo avanzar o retroceder los frentes de las cordilleras y definiendo o fragmentando las cuencas de sedimentación terciarias.

A su vez, existe otra serie de parámetros propios que confieren su idiosincrasia a las distintas comarcas fisiográficas. Estos caracteres intrínsecos están definidos por la litología o tipo de roca, las alteraciones y los suelos que se han desarrollado sobre ellos, sus plegamientos y su grado de fracturación o diaclasado.

Posiblemente en esta época se encuentre el origen de los relieves residuales que ahora destacan sobre la planicie. Las sierras controladas por los resistentes estratos de cuarcitas o calizas que formaban los pliegues hercínicos definen los relieves testigos de esa etapa de aplanamiento. La evolución posterior sólo ha consistido en retoques de la su-



Penillanura extremeña vista desde Santibáñez el Alto.

perficie así formada y desnivelamientos diferenciales entre bloques elevados y cuencas.

La Penillanura Extremeña se conserva como tal formando una superficie de unos 400 m de altitud en las Llanuras Cacereñas y en la comarca de la Serena. La erosión arrasa y uniformiza en el paisaje materiales tan distintos como los granitos y las pizarras (especialmente las vastas extensiones de los esquistos-grauwáquicos del Precámbrico). Algunas formas menores, sin embargo, permiten diferenciar entre la penillanura granítica y la pizarreña. Los granitos forman suelos arenosos, sobre los que resaltan los afloramientos de lanchares, de grandes bolos y de rocas caballeras. Donde la erosión ha lavado más los profundos mantos de alteración arenosa afloran los agrupamientos de bloques de los berrocales, dando lugar a formas de gran complicación y belleza como los Barruecos de Malpartida de Cáceres.

La penillanura pizarreña, por el contrario, desarrolla suelos arcillosos sobre los que sobresalen las hirsutas lajas de pizarra sobre la llanura con morfologías de "dientes de perro" o de "rocas penitentes". Entre ellas destacan algunas veces pequeñas alineaciones de guijarros blancos o pedernales que rompen la monotonía grisácea. Son restos de pequeños filones de cuarzo que interrumpen las pizarras al ser más difíciles de erosionar que éstas.

El Sistema Central:
una cordillera de bloques

El Sistema Central puede asociarse geológicamente con una serie de bloques rígidos desnivelados entre sí, lo que constituye una cordillera de bloques.

EL PAISAJE EXTREMEÑO Y LAS EDADES DE LA TIERRA

Cuatro eras geológicas explican sucintamente los elementos fundamentales que constituyen el paisaje que vemos en la actualidad. En un principio (Precámbrico y Paleozoico) se forman las rocas, se pliegan y consolidan originando el macizo Hercínico. En la Era Secundaria (Mesozoico) esas rocas son arrasadas por ríos que vierten hacia el Mediterráneo y se configura la gran penillanura fundamental. Durante el Terciario esa planicie se comba y mientras unas zonas se elevan, otras se hunden y se van rellenando de sedimentos (etapa de la orogenia alpina). Finalmente en la era actual, el Cuaternario, con la Península ya basculada hacia el Atlántico, los ríos contemporáneos se encajan formando los actuales valles y sus terrazas.

LA PENILLANURA FUNDAMENTAL EXTREMEÑA

La gran superficie fundamental extremeña, la Penillanura, se desarrolla sobre el denominado Macizo Hercínico, que define la mitad oeste de la Península. Geológicamente constituye el núcleo más antiguo, la Iberia silícea formada de rocas metamórficas y graníticas. Representa el continente emergido, cuando el mar de Thetis, el actual Mediterráneo, avanzaba hasta los límites extremeños y depositaba sus sedimentos hacia levante, en la otra Iberia, la calcárea. Durante ese periodo de tiempo, los ríos que divagaban por su superficie iban arrasando la tierra firme favorecidos por climas subtropicales que disgregaban las rocas desarrollando potentes suelos y facilitaban el posterior arrastre de los materiales.

¿EL PORQUÉ DE UNA PENILLANURA?

La penillanura es un concepto geológico fundamental que permitió a Dawis, en el siglo XIX, sentar las bases de la evolución de los paisajes considerando que las montañas se erosionaban paulatinamente hasta formar una planicie casi perfecta, la penillanura. A partir de ahí comenzaba un nuevo ciclo geológico, si se producía una desnivelación tectónica. Hoy el concepto sigue vigente, pero las ideas van cambiando respecto a la forma de entender el proceso. La tendencia a la planitud de un paisaje es más fácil explicarla por procesos de alteración de suelos y erosión y lavado posterior, que por la sola incisión de los ríos, que tienen una tendencia más bien a irregularizar el terreno que a su aplanamiento. El resultado de la erosión de los mantos de alteración es lo que se denominan superficies grabadas y su morfología similar a la de una penillanura. Y una vez formada la penillanura, desaparecidos sus agentes genéticos y sin una desnivelación tectónica, la planicie puede perdurar en el paisaje millones de años apenas con pequeños retoques.

Son rígidos porque sus rocas no se comportan ya como materiales dúctiles capaces de adaptarse a los esfuerzos tectónicos formando replegamientos. Son rocas demasiado antiguas, ya "cratonizadas", esto es, endurecidas y recristalizadas, de forma que responden como un conjunto homogéneo que, como no puede plegarse más, se fractura en bloques que se hunden o elevan respectivamente.

Para entender la morfología del Sistema Central hay que volver a la penillanura original, la gran planicie desarrollada en la mitad occidental de la Península. Durante el último gran periodo de formación de cordilleras, la orogenia alpina, esta superficie ya previamente arrasada, tiende a combarse y en algunas zonas este gran abombamiento se fractura y desnivela. El Sistema Central se corresponde con estas elevaciones pero presenta una cierta asimetría. Fundamentalmente la submeseta meridional, aquí la depresión del Tajo, se hunde respecto a la submeseta Norte, la cuenca del Duero. Este hecho es especialmente patente en Extremadura y Portugal, donde la meseta salmantina sube como una

EL RELIEVE Y LA TECTÓNICA

Las cordilleras y las sierras se forman por compresión, fuerzas que obligan a que unas zonas se eleven mientras otras se hunden, dando lugar a las depresiones. En la Península el gran responsable de esta compresión es el choque del continente Africano contra el Europeo, a través de Gibraltar, por el movimiento de las placas tectónicas. Frente a estos empujes, la penillanura responde ondulándose, posiblemente a favor de flexuras corticales. En el Sistema Central los empujes provocan un abombamiento que acaba rompiendo en bloques que se elevan con una dovela central mientras, hacia los bordes, se produce un hundimiento en escalones. Para compensar los esfuerzos, grandes fallas con movimiento en la horizontal, como la de Plasencia, segmentan los bloques y los desplazan lateralmente entre sí. Por eso cuando se hunden las depresiones adquieren en planta una morfología característica, son las " fosas rómbicas ". Sus bordes están definidos por la alternancia de segmentos de las dos direcciones de las fallas lo que les confiere un perfil aserrado.



Panorámica de los "Riscos Morenos" desde la Covacha en la Sierra de Gredos.



Estribaciones de Sierra de Gata.

superficie suave hasta más de 1.000 metros y, desde allí, en la divisoria de aguas, se precipita en cortados violentos hacia la penillanura cacereña más deprimida. Este hecho es claramente ostensible en el Puerto de Perales, pero más aún en Baños de Montemayor, en donde la plataforma alta de Salamanca queda cortada dramáticamente por la bajada a la cuenca de Zarza de Granadilla y del río Ambroz.

La cordillera se resuelve en una compartimentación en bloques aislados vertiginosamente tallados en sus laderas meridionales, formando abruptas sierras. Las zonas altas pueden conservar su morfología plana previa, pero si se ven intensamente atacadas por los procesos erosivos evolucionan a formas cónicas de picos.

El Sistema Central extremeño puede considerarse compuesto por tres grandes conjuntos orográficos, la Sierra de Gata, las Hurdes y las Sierras de Tornavacas y Tras la Sierra, que constituyen la continuación de las Sierras de Béjar y Gredos. Sus peculiaridades las define claramente su geología: La Sierra de Gata controlada por las intrusiones graníticas, las Hurdes por el substrato pizarroso y la abrupta morfología de las Sierras Orientales provocada por la familia de fallas asociadas a la de Plasencia.

La Sierra de Gata

Es la prolongación natural de la Sierra de la Estrella en Portugal y mantiene su misma pauta, en que la monótona penillanura norte se transforma en abruptas alineaciones montañosas en su salto a la vertiente extremeña. La superficie septentrional es suave y en ella apenas se conservan pequeñas elevaciones que resaltan en la toponimia como tesos, lo que indica su carácter de pequeños cerros residuales. Pero en la divisoria de aguas destacan también picos más



Cuarcitas con crucianas utilizadas en algunas construcciones de Las Hurdes.

abruptos como el de Jalama que alcanza casi los 1.500 m confirmando su carácter de cordillera.

Hacia el Sur la Sierra de Gata se deshace en numerosas cumbres, que a veces todavía mantienen la misma altura de la superficie original, como la Almenara de Cadalso y otros enclaves de significativo valor estratégico aprovechados para construcciones defensivas. Estas sierras presentan un relieve intrincado condicionado por fallas preferentes y varios batolitos graníticos que afloran cortando los esquistos grauwáquicos y que le confieren una variada morfología.

Las Hurdes

La fisonomía de las Hurdes, así como el de otras comarcas de arquitectura negra peninsulares, está definida por sus características litológicas: los enclaves de rocas pizarreñas y esquistosas. La homogeneidad de las rocas que constituyen este sector de la Sierra no ha permitido la apertura de los valles fluviales en golfos o entrantes desde el piedemonte meridional. Por el Norte, los farallones cuarcíticos de la Sierra de la Peña Francia no permiten tampoco el ahondamiento de los valles hacia Salamanca. Los principales ríos, como el Ladrillar, el Hurdano y el de los Ángeles, mantienen una dirección intramontana y paralela a la cordillera, para ir a desembocar hacia el Este en el Alagón, limitando por tanto el ensanchamiento de los valles interiores y sus condiciones de acceso. El resultado es un paisaje intrincado, definido por valles profundos y estrechos, en el cual la red fluvial se ha encajado en laderas de gran pendiente recubiertas de derrubios y canchales. En esta incisión, los ríos, sin embargo, han conseguido mantener su morfología meandrizante previa; los fondos de valle adquieren un trazado sinuoso en los que sobresalen como montículos los núcleos de los meandros alrededor de los cuales se contornea el cauce serpenteante. En las márgenes contrarias, el fondo del valle se abre ligeramente permitiendo los depósitos de acarreos del río y la expansión de fértiles retazos de vegas de cultivo.

Estas características morfológicas han condicionado la identidad de la comarca. Los pueblos, antiguamente construidos en pizarras, cuelgan literalmente

de las laderas adosándose a los escasos replanos que se conservan en ellas. Las zonas más dúctiles de las laderas, las pedreras, han sido labradas cuidadosamente y convertidas en terrazas de cultivo, sufriendo en la actualidad un gran riesgo de deterioro y destrucción. Entre ellas, se precipitan de la montaña abundantes torrenteras que, cuando encuentran un sustrato resistente, como cuarcitas o el afloramiento de El Gasco, forman saltos de agua de gran altura: "los chorros".

Las líneas de cumbres mantienen una altitud homogénea en torno a los 1.000m, testimoniando con ello su herencia de la antigua penillanura. A su vez, los replanos de los valles hablan, por una parte, de un nivel de enrasamiento preexistente que permitió a los ríos meandrizar antes de su encajamiento y, de otra, la existencia de unos mantos de alteración o sedimentos previos en estos valles que favorecieron la incisión vertical de los ríos. De hecho los suelos de alteración rojizos que caracterizan las campiñas de Gata se prolongan hacia el interior de los valles hurdanos, señalando una etapa previa de interconexión entre ambas vertientes.

Las cumbres orientales:
Tras la Sierra y Tormantos

Las sierras de Gredos y Béjar constituyen el núcleo más importante del Sistema Central y se prolongan en Extremadura en las alineaciones de Tormantos y Tras la Sierra, formando una auténtica cordillera de características alpinas e incluso con retoques glaciares. Aquí los bloques tectónicos se han elevado a alturas de más de 2.000 m y han sido activamente atacados por la erosión modelando abruptos picachos, como el Calvitero y Mesas Altas, que alcanzan los 2.400 m. Aún así, la línea de cumbres sigue conservando la tendencia a una altura uniforme, que recuerda también su origen como restos de la antigua planicie.



Las cumbres de Tras la Sierra se prolongan con las estribaciones de la Sierra de Béjar, herguiéndose sobre la alta meseta castellana.

En este macizo, las estribaciones montañosas no siguen la dirección más característica del Sistema Central, sino que están controladas por dos grandes fallas paralelas a la de Plasencia. Ambas desgajan un gran bloque elevado y algo desplazado hacia el Sur, que separa las cuencas del Alagón y del Tiétar. Sus dos vertientes forman abruptas laderas de falla y en su centro se abre la hendidura del largo y estrecho valle del río Jerte, que separa las dos grandes estribaciones serranas de Tormantos y Tras la Sierra. Los filones de rocas básicas que acompañan a la falla de Plasencia jalonan "El Valle" que mantiene su asombrosa rectitud de falla, mientras taja con limpieza la Cordillera Central de lado a lado. Constituye el mejor paso natural de la Sierra, como recuerdan en su toponimia los puertos de Tornavacas y Villatoro. De la actividad reciente de esta falla nos habla no sólo su rectitud, aún no modificada por la erosión superficial, sino además los corrimientos de tierra que se producen en sus laderas y que se activan recurrentemente coincidiendo con momentos de lluvias intensas. Una larga historia de adaptación a la naturaleza ha utilizado la fragilidad de estas vertientes para esculpir el valle con sus celebrados jardines colgantes de cerezos. Esa misma fragilidad supone hoy un riesgo para la conservación de estas terrazas si no se cuida su mantenimiento. Las aguas termales de Baños de Montemayor confirman también la actividad de esta familia de fallas.

Curiosamente este valle del río Jerte, que ha conseguido atravesar toda la cordillera, se cierra súbitamente en Plasencia, al llegar al piedemonte serrano. Abandonado su largo valle, el río sufre un brusco recodo, forma un profundo cañón e imperceptiblemente pasa a verter al Alagón. Es muy posible que este encajamiento se haya visto favorecido, además de por la falla de Plasencia, por la mayor facilidad de disgregación e incisión del río en los granitos que corta, pues el abandono se produce al llegar el río al contacto con las rocas del complejo esquisto-grauwáquico, más difíciles de horadar.

El piedemonte o las campiñas de Gata y de las Hurdes

El enlace de la Sierra de Gata y Las Hurdes con la cuenca del Alagón se hace a través de una vasta superficie ligeramente inclinada hacia el Sur. Constituye una típica superficie de piedemonte, el pedestal de la Cordillera, que ha arrasado por igual todas las rocas que corta, los granitos y los esquistos, cubriéndolos de una profunda alteración rojiza que caracteriza a los suelos de toda la comarca. Su contacto con los relieves montañosos se realiza entorno a los 500 m de altitud, pero este trazado queda desdibujado por



la penetración en golfos profundos de los valles de los principales ríos hacia las Sierras, separados entre sí por espolones que se desgajan de las montañas descendiendo sobre la llanura. Estas delgadas alineaciones montañosas controladas generalmente por fallas de dirección norteada van desmembrándose paulatinamente hacia el Sur en cerros cada vez más aislados. Resaltan así los característicos montes islas, generalmente desarrollados en granitos, como los de Santibáñez el Alto o los de Acebo y San Martín de Trevejo o, en algún caso, en cuarcitas, como la Sierra de Dios Padre. La llanura de piedemonte se extiende hacia Portugal con la misma tónica matizada por relieves residuales. Aunque estos valles no siguen un control litológico claro, su desarrollo está evidentemente relacionado con la presencia de rocas graníticas, más favorables a la disgregación y transporte de sus materiales, esto permite el desarrollo de laderas suaves y amplias vegas. Al mismo tiempo la profusión de manantiales confiere gran fertilidad a los suelos y el asentamiento de numerosas poblaciones.

Al salir de los valles de pendiente irregular, comienzan a aparecer pequeños saltos de agua o "cachones", ríos como el Árrago o el Tralgas discurren profundamente encajados sobre la llanura. Adquieren aquí una morfología meandrizante que habla de su gran antigüedad y su herencia por encajamiento de momentos durante los cuales esos ríos fueran capaces de formar los meandros libremente sobre unos materiales blandos, como podían ser los suelos de alteración rojizos que todavía se conservan sobre la llanura.

El Piedemonte de la Vera

Al pie de la Sierras de Tormantos y de Gredos se desarrolla un pedestal inclinado con una entidad morfológica muy



El marcado codo del Jerte en Plasencia, cuando abandona su valle y la extensa falla que lo conforma.



El Monte Isla de Santibáñez el Alto como testigo del enlace entre la Sierra de Gata y el Piedemonte.

bien definida que constituye La Vera. El factor que más condiciona esta comarca es el brusco tránsito y gran desnivel entre las cumbres de las Sierras de hasta 2.500 m y la depresión del Tiétar-Campo Arañuelo, que cae hasta los 300 m. En estas condiciones el piedemonte sólo representa una estrecha orla al pie de las verticales laderas. Su superficie está muy retocada por la erosión y tiene mayor pendiente que los pedimentos occidentales. Las laderas de la cordillera están horadadas por profundas gargantas, con torrenteras que se precipitan literalmente de las cumbres de Gredos hacia el valle, labrando pozas y hoyas en el roquedo y puliéndolas después para generar formas inverosímiles. A la salida de estas gargantas se depositan extensos conos de deyección constituidos por los gigantescos bloques y bolos de granito que arrastran los torrentes y que se esparcen en una amplia morfología de abanicos aluviales.

Las Depresiones Terciarias Cacereñas

Después de formar el Sistema Central y su piedemonte, la superficie equivalente a la penillanura se hunde formando el surco E-O que debería corresponder a la cuenca del Tajo. Pero, en contra de lo que se podría esperar, esta zona deprimida no está surcada por este río. Antes de entrar en Extremadura, el Tajo se encaja en el macizo antiguo, abandonando lo que debiera ser su propia depresión terciaria como continuación de la cuenca del Tajo castellana.

El surco de depósitos sedimentarios terciarios del Norte cacereño se configura como una serie de pequeñas depresiones aisladas por afloramientos del sustrato paleozoico, aunque es posible que estuvieran antes unidas entre sí. Son las depresiones de Campo Arañuelo, Zarza de Granadilla, Coria y Moraleja que, realmente, se corresponden con las cuencas de los ríos Tiétar, Ambroz, Alagón y Árrago respectivamente. Hacia Portugal esta hilera de cuencas se prolonga en la depresión de Castelo Branco.

Todos estos ríos, después de cruzar sus depresiones, inciden en la penillanura, cortan la franja de serranías formando escarpados “portillos”, como los impresionantes Canchos de Ramiro del Alagón, y van a verter al Tajo. La dirección constante NE-SO de todos estos afluentes indica su control por la fracturación, que es la que produce lineaciones de rotura y disgregación de la roca favorables

para el encajamiento. Es como si el Tajo, en su proceso remontante aguas arriba desde Portugal, fuera capturando sucesivamente los cursos fluviales de las distintas cuencas. El trazado zigzagueante que aún conserva el curso del Tajo parece definir los pasos sucesivos de las capturas de sus afluentes.

Las cuencas terciarias presentan una morfología laxa, sin apenas relieves ni afloramientos de sus sedimentos, con contactos que enrasan con la penillanura, sin que el paisaje destaque su carácter de depresión. Si resultan, en cambio, reveladores de su litología los extensos pastizales, los campos de cultivos y los regadíos que generan. Quedan aún así algunos cerros testigos desarrollados sobre los propios sedimentos terciarios, como el de Toril en el valle del Tiétar, o el de Monfrontín en Guijo de Granadilla, indicando que su historia denudativa es larga y compleja, comenzando ya desde el Terciario.

La más oriental de las depresiones, Campo Arañuelo, está basculada hacia el Norte, donde discurre el río Tiétar, mientras que por el Sur la enmarcan los escarpes del piedemonte de los Montes de Toledo. El río Tajo forma en un principio su límite Sur, pero pronto la abandona entallándose en el macizo antiguo, y dejando que todas sus aguas viertan hacia el Tiétar. Es este un río arenoso, ancho y somero, de carácter entrelazado como corresponde a los ríos de piedemonte que adaptan así su morfología para poder amortiguar los fuertes deshielos primaverales de Gredos. El escaso encajamiento de la red de drenaje confiere a la depresión una morfología plana, que ha desarrollado unos suelos arcillosos con hidromorfía por su mal drenaje, con una vocación más de dehesa ganadera que de cultivos, como sería esperable por sus sedimentos arenosos. Las depresiones occidentales, las de Zarza de Granadilla, Coria y Moraleja, pueden considerarse en realidad parte de una única depresión compleja, separadas entre sí por afloramientos del zócalo granítico y esquistoso. Discurren en ellas, casi paralelos, el Alagón y su afluente el Am-



El río Tiétar divaga entre las barras arenosas de su lecho con su característica morfológica entrelazada.

broz, a los que se incorpora también, ya aguas abajo, el Árrago.

El Alagón es, por tanto, la arteria principal, encajada en los depósitos terciarios formando las fértiles vegas de Coria. Se constituye aquí, especialmente en su conjunción con el Jerte, un sistema de terrazas cuaternarias bien desarrolladas, de donde proceden los redondeados cantos de granito con los que se ha construido la singular muralla de Galisteo. El Alagón es realmente un gran río con un extenso recorrido. Recoge el agua de prácticamente todo el Sistema Central Extremeño e incluso es capaz de penetrar en el núcleo de la cordillera y arrebatarle a las tierras salmantinas el enorme caudal hídrico que vierte a la Sierra de Béjar. Para ello, después de nacer en la alta meseta septentrional, no muy lejos del Tormes, se encaja profundamente y labra el amplio y fértil valle de Las Batuecas aprovechando la mayor

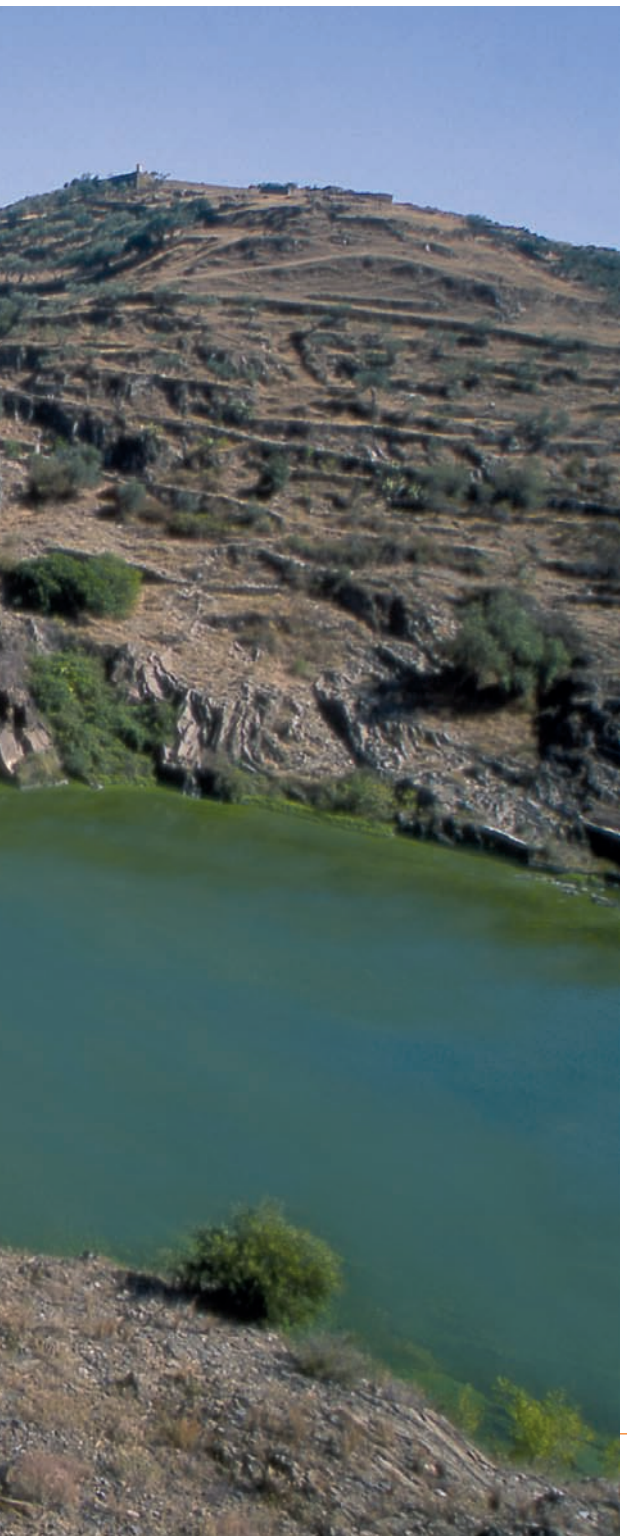


El profundo entallamiento del río Tajo en Alcántara.

facilidad de disgregación de los granitos de la zona. Aguas abajo se encaja de nuevo en los esquistos de las Hurdes, recogiendo sus ríos intramontanos, antes de alcanzar el llano cacereño en la depresión de Granadilla.

La entalladura del Tajo

El piedemonte y las depresiones terciarias al norte de las serranías representan un escalón elevado respecto a la penillanura cacereña y la entalladura del Tajo, como se manifiesta en la bajada del Puerto de los Castaños, en Cañaveral. El río Tajo, haciendo honor a su nombre, corta las alineaciones plegadas de la Sierra de Corchuelas, penetra en las serranías siguiendo en su interior las directrices paralelas que le imponen las cresterías de cuarcitas, únicamente en los cortados de Monfragüe consigue volver a cruzar las cuarcitas para entallarse de nuevo en la gran planicie cacereña.



Resulta difícil, por tanto, hablar propiamente aquí de un valle del Tajo, con su llanura y sus terrazas, tal y como se presenta en su cuenca castellana. Los únicos vestigios sedimentarios se hallan relevados por sus yacimientos atapulgíticos en la pequeña cuenca terciaria de Talaván–Torrejón el Rubio, que apenas si presenta morfología de depresión. El valle del Tajo es por tanto una estrecha y profunda entalladura que cruza de lado a lado la penillanura cacereña. Un exponente de ello es el formidable puente romano de Alcántara, que con más de 30 m de altura, salva el largo centenar de metros con que el río se entalla en la penillanura, si bien ha sido capaz de sobrepasar las mayores avenidas del Tajo.

La cuenca del Tajo presenta por tanto una gran asimetría, con afluentes más largos y caudalosos que bajan del Sistema Central y vierten hacia el SO desarrollados sobre las rampas de piedemonte y sus cuencas terciarias. Por su margen meridional los afluentes como el Almonte, el Salor y el Sever son más cortos, pues proceden de las estribaciones de las Villuercas y Guadalupe. Discurren a lo largo de la penillanura, también en encajamientos pronunciados, a favor de los cuales afloran muchas veces los berrocales.



Entre los riscos de cuarcitas se conservan las acumulaciones de canchales como vestigios de climas pasados.
Valle Verdinal. Villuercas.

Las Estribaciones Centrales: las sierras de plegamiento

La elevación central en la penillanura extremeña se resuelve en una serie de alineaciones montañosas más o menos aisladas que suponen la continuación hacia Oeste de los Montes de Toledo, separando las vertientes del Tajo y del Guadiana. Este combamiento en el zócalo no se manifiesta como en el Sistema Central por una tectónica de bloques rígidos. Aquí los protagonistas del relieve son los grandes replegamientos en las rocas paleozoicas, cobijadas por las cuarcitas que, con su dureza, han resistido a los ciclos de arrasamiento sobre los esquistos y los granitos de la Penillanura. Esa misma resistencia ha favorecido, sin duda también, su elevación posterior por la reactivación de las fallas de la última orogenia formadora de relieves.

Los Montes de Toledo se bifurcan en Extremadura en dos alienaciones montañosas: Las Villuercas y La Sierra de Guadalupe. Hacia el Norte se abren las Villuercas, que luego se prolongan en una estrecha serranía de casi 200 km de longitud hasta Portugal. En ella se suceden diferentes sierras, como las Corchuelas y Monfragüe, la Solana y la Garrapata, todas ellas con un alto significado naturalístico, por su carácter de islotes sobre la penillanura; formando roquedos que sirven de refugio a una interesante fauna y flora. Las sierras siguen la dirección de los pliegues hercínicos NO-SE, ligeramente curvados en planta, formando un doble arco, condicionado por el desplazamiento horizontal de la falla de Plasencia, que lo corta a la altura de Cañaveral. Representan una mega-estructura paleozoica, un sinclinorio en donde los crestones de cuarcita que lo conforman se yerguen sobre la penillanura. Las crestérías cuarcíticas aparecen tajadas cada cierto tiempo por los violentos cortados de los ríos que las atraviesan, aprovechando las fracturas paralelas a la falla

de Plasencia. Así ocurre con el Tajo y sus afluentes, aunque algunas veces los cursos de agua que formaron estos portillos han buscado otros caminos y se mantienen los espectaculares cortados pero ya sin río.

La otra gran alineación, la Sierra de Guadalupe, se sumerge progresivamente hacia Portugal a través de los relieves más suaves de la Sierras de Montánchez y de San Pedro. Suponen a su vez otro importante escalón morfológico que separa la penillanura cacereña y la depresión del Guadiana, al tiempo que actúa como divisoria de aguas entre este río y el Tajo. Estas franjas montuosas también están principalmente controladas por las estructuras de plegamiento antiguas, como las aristas replegadas de la Sierra de San Pedro. Pero, frente a su escasez general, resultan especialmente significativos aquí los relieves formados por domos de intrusiones graníticas. Así tenemos la Sierra de Sto. Domingo, configurada por los granitos de Cabeza Araya y la hendidura que define en ellos la prolongación de la falla de Plasencia. Destacan también los relieves graníticos de la Sierra de Montánchez con el singular cerro de Sta. Cruz de la Sierra, que controla vigilante la bajada hacia las Vegas del Guadiana.

Los Montes Orientales

La penillanura extremeña tiene su continuación natural en la meseta manchega pero, entre ambas, se interponen los Montes de Toledo y el Campo de Calatrava. Suponen un umbral elevado por reactivaciones tectónicas del Terciario tardío, o lo que en términos geológicos



Riscos con buitres negros. Vádim Gorbatov. Acuarela del libro "Las Grullas vuelan a Extremadura". Fundación Artistas por la Naturaleza. Edición a cargo de Nicholas Hammond. Ed. El Viso.

pueden considerarse reciente y que en su rejuego llegaron a producir emisiones de lavas y los pequeños volcanes calatraveños. Por el Sur, en Extremadura, los Llanos de Castuera y de la Serena se hunden casi 200 m por efecto de estas fallas que elevaron la meseta oriental.

Hacia el Norte los Montes de Toledo manchegos se prolongan a través de las Comarcas de Los Montes, Cíjara, las Sierras de Altamira y de Las Villuercas, en donde los antiguos plegamientos hercínicos reactivados por la nueva fracturación definen un intrincado conjunto montañoso. Son los denominados relieves apalachianos, que toman su nombre de los Apalaches americanos, en donde los montes conservan la propia forma de los repliegues del roquedo. Esto induce una morfología muy característica, en la cual las alineaciones montañosas están marcadas por los resistentes pliegues cuarcíticos, mientras que los valles se labran en las pizarras menos resistentes.

A la belleza y complejidad de estos relieves contribuyen aún más los ríos. Para salvar el escalón entre la Mancha y Extremadura los cauces se han encajado en profundas hoces que cortan las cuarcitas. Abundan en este tramo del Guadiana paisajes remotos e inaccesibles, destacando el Estrecho de las Hoces y los Portillos de Cíjara. Para capturar la cuenca del Alto Guadiana, con más vocación de desagüe natural hacia el Me-



El río Guadiana se encaja en profundas hoces que cortan las cuarcitas en el conocido "Estrecho de las Hoces".

diterráneo, el Guadiana extremeño ha tenido que hacer extraños recovecos, cortando primero perpendicularmente las sierras hacia el Norte, para después retomar de nuevo la dirección Sureste, discurriendo entre las sierras, obligado por los pliegues de cuarcitas. Un control parecido tiene el Zújar, sólo que en sentido contrario, antes de que ambos confluyan y formen juntos el Gran Guadiana que divaga y desborda las Vegas en la salida hacia su cuenca terciaria extremeña. Este desnivelamiento entre la meseta y la penillanura fue sin duda el que determinó, a finales del Terciario, los grandes aluvionamientos que originaron las rañas y que se extienden, como inmensos abanicos, entre los Montes y las Vegas.

Las Rañas

Las rañas constituyen una forma de paisaje característica del macizo hercínico, y muy especialmente de Extremadura. Se trata de gruesos canturrales que se extienden como amplias plataformas y orlan el pie de los relieves paleozoicos que sobresalen en la penillanura.

Eduardo Hernández Pacheco, el gran pionero de los trabajos geológicos extremeños, las comparó tanto por su nombre como por su origen, con las superficies desérticas empedradas, los "reg" del Sáhara, y los asoció con el final de un ciclo generador de relieves y el comienzo de una nueva etapa de encajamiento. Las ideas actuales no están muy alejadas de estas teorías, aunque su depósito no parece implicar climas tan áridos.

Las rañas se extienden formando rampas de superficie plana y con muy poca pendiente, como aureolas al pie de las alineaciones montañosas, y muy especialmente a las salidas de los cortados que diseccionan las cresterías cuarcíticas. En estos casos las rañas se expanden a partir de los portillos dando formas de grandes conos o abanicos torrenciales que destacan perfectamente en las imágenes de satélite e incluso son identificables en los mapas topográficos. En otras ocasiones rellenan antiguos fondos de valles, homogeneizando el relieve. Como se sitúan al pie de las formaciones montañosas generalmente se encuentran encajadas por la red fluvial actual, cortadas por abruptos barrancos y argallos, quedando colgadas en el paisaje originando extensas mesas planas. Las formas de abanicos que salen de los portillos, al ser incididas por los arroyos, producen morfologías digitadas muy peculiares.

Se desarrollan sobre todo en las laderas meridionales de las Sierras Centrales y se extienden hasta las planicies portu-

LOS DEPÓSITOS DE LAS RAÑAS

Las rañas forman mantos de derrubios que recubren tanto los pedimentos como los sedimentos de las depresiones terciarias. Están constituidos por cantos medianamente redondeados y a veces de gran tamaño, fundamentalmente de cuarcita, y empastados en arcillas y arenas del intenso color rojizo que las hace tan características. Son sedimentos dejados por ríos de cauces entrelazados, esto es, ríos someros altamente cambiantes que se desarrollan en las rampas de piedemonte de cordilleras. Desarrollan suelos arcillosos, con fenómenos de hidromorfía debido a su mal drenaje, que genera problemas para el cultivo, por lo que sobre ellas dominan los matorrales de jaras y brezos.

guesas, rebajando sensiblemente su altitud desde los 700 m hasta los 300m en el Oeste. Destacan las rañas de la Sierra de San Pedro y de Miravete, del Macizo de las Villuercas y sobre todo las de la Sierra de Guadalupe, desde donde descienden los impresionantes sistemas de los ríos Ruecas, Guadalupejo y Guadarranque.

Pueden asimilarse a una etapa final de aluvionamiento del Terciario y marcan el momento previo antes del encajamiento de la red fluvial actual, o sea, la inversión del drenaje de Extremadura hacia el Atlántico. Generalmente, pueden considerarse precursoras de los cursos fluviales actuales pero no siempre son accesibles a las arterias aluviales actuales. Por estas características su edad de formación se considera del final del Terciario, cuando acabaron de rellenarse las depresiones, pero realmente no tienen por qué haberse formado simultáneamente en la misma época en todas partes.

La Depresión del Guadiana

La otra gran cuenca terciaria extremeña es la del Guadiana y en ella, al contrario de lo que ocurre en la del Tajo, su eje axial si está surcado por el río Guadiana actual. Esta depresión corresponde con otro de los grandes surcos o hundimientos de la penillanura fundamental que se rellenaron a lo largo del Terciario en una situación de confinamiento, sin desagüe al exterior. Al final de esta etapa de depósito el surco formado se había colmatado y los últimos sedimentos, los "caleños", se expandían hasta los márgenes montañosos.

El paisaje que ahora observamos en las Vegas del Guadiana es, sin embargo, la historia del relleno de la cuenca

EL RELLENO DE LA CUENCA TERCIARIA DEL GUADIANA

Cuando los aportes que se están produciendo de un área madre no pueden ser transportados fuera de la zona, se produce el depósito y el relleno de las cuencas sedimentarias. Al inicio del Terciario, con el comienzo del combamiento de la llanura preexistente y la pérdida progresiva del desagüe de los ríos hacia el Mediterráneo, se conformaron lagunas que empezarían a rellenarse con los sedimentos finos arrastrados de los suelos de alteración existentes sobre la penillanura. Son los sedimentos formados por arcillas rojizas que se encuentran en los cantiles de Lobón. Posteriormente el surco continuó su hundimiento relativo, aumentando con ello las pendientes y por tanto la erosión en la penillanura en elevación. Ello permitió que se generaran grandes ríos que llevaban sus sedimentos a las lagunas dejando extensos depósitos de conglomerados y arenas correspondientes a los cauces fluviales. Mientras, en las áreas laterales, en las llanuras de inundación de estos ríos, continuaban depositándose las arcillas de anegación.

Tras estos momentos, ante la falta de pendiente, ya en la cuenca de sedimentación, se forman de nuevo lagunas en donde se depositan calizas propiciadas por la alta evaporación. Estas se extienden por la penillanura formando encharcamientos temporales que producen depósitos calcáreos de poco espesor, "los caleños", que en la actualidad se encuentran tapizando los suelos de la penillanura como, por ejemplo, en los alrededores de Almendralejo. Francisco Hernández Pacheco hablaba de la existencia de dos lagos, el Augustano y el Sereniano, por su proximidad a Mérida y a la Serena respectivamente, en relación con las zonas pantanosas que existían en época romana. La situación, sin embargo, ha sido más compleja desde finales del Terciario, y las áreas propensas al encharcamiento que todavía se recuerdan en muchos topónimos estarían más en relación con el deficiente drenaje de la penillanura y los cambios recientes que han sufrido los ríos, que con aquella etapa final de sedimentación terciaria.



Vista aérea de las Vegas Altas del Guadiana.

terciaria invertida. De hecho, una vez colmatada la cuenca sedimentaria, comienza el encajamiento de los ríos actuales y la configuración de los valles como los observamos en la actualidad. Los depósitos previos son cortados fácilmente por los rejuvenecidos cursos de agua y se inicia el vaciado de estas antiguas cuencas cerradas y que ahora, ya dentro del ciclo del paisaje actual, drenan y evacuan sus sedimentos hacia el Océano Atlántico.

El encajamiento del valle del Guadiana es de apenas cincuenta metros, pequeño, si lo comparamos con otros grandes ríos peninsulares, y por eso no permite bien el desarrollo de relieves escalonados por las terrazas fluviales. Aún así, en su encajamiento, el río deja algunas graderías de gravas, las terrazas, que se mantienen como amplios pero suaves escalones en la topografía, o se expanden como extensas planicies ligeramente inclinadas y recubiertas de cantos. Estos espacios bajos abiertos son los que han propiciado los vastos regadíos que caracterizan ambas Vegas del Guadiana.

En conjunto, el paisaje refleja un modelado de llanuras amplias, suavemente encajadas y con sus márgenes en transición imperceptible con la Penillanura. Sobre ella destacan, aisladas, pequeñas mesas planas protegidas por las plataformas de "caleño". Estas costras calcáreas alternan con los suelos rojos que pueden proceder de las propias calizas alteradas. La disolución y lavado del carbonato cálcico de estas rocas dan origen a oquedades y cavidades que definen pequeñas hondonadas, "dolinas", sobre los caleños.

Las Llanuras Inundables del Guadiana

Cuando entra en las Vegas Altas y recoge todos sus afluentes que provienen de los Montes, en especial del Zújar, el Guadiana se convierte en un amplio y



caudaloso río. Desde ahí y hasta Badajoz, donde vuelve a encajarse en la penillanura, el río desarrolla un trazado sinuoso, divagando en amplios meandros y múltiples brazos que abandona y retoma generando unas amplias llanuras de inundación.

Las inundaciones del Guadiana han anegado históricamente extensas áreas y producido numerosos cambios en la morfología del río. Las llanuras de las Vegas Bajas, de muy poca pendiente, han sido especialmente proclives a los desbordamientos y a la ocupación de antiguos meandros y brazos muertos del río. Pero este curso sinuoso, sus múltiples cauces secundarios y, sobre todo, la amplia llanura de inundación han permitido almacenar el agua excedente de las crecidas, laminando la avenida y actuando como colchón amortiguador que ha evitado daños mayores. Por ello las inundaciones del Guadiana, a pesar de su gran magnitud, no han sido tan catastróficas como en otros ríos. A ello ha contribuido también que las avenidas sean invernales y que estas respondan a temporales del Atlántico que, al avanzar río arriba, favorecen una onda de crecida lenta y previsible. Las poblaciones ribereñas estaban adaptadas a las subidas periódicas; en Mérida, el propio puente romano, a pesar de su gran lon-



"Sierra de la Garza" en el conjunto de alineaciones de las Sierras Centrales pacenses.



Panorámica de Tierra de Barros.

gitud, tiene uno de sus estribos apoyado sobre la propia llanura, para no impedir en ningún caso el desagüe de avenidas demasiado grandes. De hecho, las inundaciones más graves las han provocado afluentes laterales como el cauce del Albarregas, en Mérida, o el del Rivillas, en Badajoz. Estos emisarios, ante una súbita avenida, ven limitada su capacidad de desagüe al coincidir simultáneamente con crecida del río Guadiana.



La Penillanura en los piedemontes meridionales y las Sierras Centrales pacenses

Al Sur del Guadiana, la Penillanura emerge de nuevo insensiblemente por debajo de la cobertera de sedimentos de la cuenca, para ascender gradualmente, constituyéndose en el piedemonte de las estribaciones de Sierra Morena, sin que apenas se perciba que se ha pasado del llano a la cordillera.

Sobre la planicie resaltan de nuevo algunas alineaciones de sierras como las de Alange, Arroyo de San Serván y Hornachos, como restos de las serranías hercínicas que cortaban la penillanura controlados a veces por las sempiternas cuarcitas, pero otras veces por rocas calizas.

En esta zona dominan los relieves residuales desarrollados en resistentes mármoles calcáreos, con sus característicos suelos rojos, y que toman el relevo frente a las pedreras grisáceas de las cuarcitas. Destacan así los crestones calizos de Llerena y de Alconera, los de



El río Guadiana en su discurrir hacia la desembocadura produce espectaculares formas de erosión, con marmitas de gigante y saltos de agua como la "Charca de los Bueyes" en Olivenza.

Los Santos de Maimona y Zafra. Estos relieves tienen menos continuidad que los cuarcíticos debido a la gran susceptibilidad de disolución de las calizas que también favorece en ellas las cavidades y otras formas de modelado "cárstico".

Este es el paisaje de la Tierra de Barros. Su nombre alude a los suelos de arcilla intensamente rojiza que los recubren y dan fama a su fertilidad y a su alfarería. Estas arcillas son restos de los depósitos terciarios que tapizaban la penillanura, pero otras veces forman parte directamente de las antiguas alteraciones en los suelos. Se aprecia en los intensos colores violáceos que unifican los suelos con las rocas del substrato, en las que penetran profundamente con sus tinciones versicolores, haciendo difícil distinguir a veces la propia roca del sedimento alterado. La gran belleza de estas areniscas o granitos con sus aureolas tornasoladas han propiciado su uso como piedra ornamental en las columnas mudéjares y los edificios barrocos de Llerena.

Las Sierras del Suroeste y las cumbres de Sierra Morena

La penillanura meridional pacense desciende ligeramente hacia el Noroeste, recordando el basculamiento de la Península que obligó al Guadiana a desaguar su cuenca hacia el Atlántico. Favorecido por ello y por las fracturas asociadas a la prolongación meridional de la falla de Alentejo-Plasencia, al llegar a Badajoz el río Guadiana abandona su rumbo E-O y da un gran giro torciendo bruscamente hacia el Sur. Con ello se cierra la depresión del Guadiana y se desconecta de su posible continuidad previa oriental en las cuencas terciarias de Portugal.

Es a partir de aquí donde comienza el encajamiento del valle del Guadiana en la superficie de la Penillanura. El río discurre ya hasta su desembocadura con su valle disectado en los agrestes pizarrales, creando insólitos paisajes de gargantas con rápidos y remansos. En momentos de gran estiaje, el río se ahonda y deja al descubierto pozas donde se han producido espectaculares formas de erosión, con marmitas de gigante y saltos de agua, como la "Charca de los Bueyes" en Olivenza.

Junto con el cauce del Guadiana también se encajan sus afluentes. Son ríos cortos, "las sierras" que desde las



llanuras centrales de Tierra de Barros van a desaguar hacia el oeste. Sus valles ofrecen una morfología singular, están fuertemente entallados, formando repentinos cortados en la planicie. A su vez muestran un trazado muy sinuoso, indicando posiblemente un encajamiento controlado por la presencia de importantes suelos de alteración o coberteras terciarias sobre la penillanura.

Hacia el sur la planitud de la penillanura es sustituida paulatinamente por alineaciones de lomas que separan entre sí las riveras, mientras comienzan a elevarse los relieves de Sierra Morena a través de las Sierras de Jerez. Entre ellas se abre el magnífico valle del Ardila, la arteria principal que jerarquiza todos los arroyos que provienen de Sierra Morena. Esta dirección de drenaje parece el testigo de otro incipiente surco que durante el Terciario conectara entre sí los restos de sedimentos que se conservan en los Llanos de Llerena o La Campiña con los que afloran en las cuencas de Beja y del Sado portuguesas.

La penillanura remonta finalmente hasta llegar a formar las cuerdas de Sierra Morena. La llanura originaria se reconoce en el perfecto enrasamiento de estas cumbres. Entre ellas los valles se encajan en hileras paralelas, volviendo a repetir el modelado apalachiano alineado a favor de las cresterías de cuarcitas o de calizas, como las de Fuente del Arco, donde se esculpe la mina de La Jayona, "la gigante". Hacia el occidente una estrecha plataforma de cumbres soporta relieves residuales de más de 1.100 m, como la Sierra de Tentudía.

En estas cumbres acaba Extremadura, y también la penillanura, que se deshace en un graderío que desciende bruscamente para hundirse bajo el valle del Guadalquivir. Es aquí en donde se desarrolla el verdadero núcleo serrano de Sierra Morena. El conjunto de fallas que definen esa gran flexura cortan transversalmente las alineaciones de sierras paleozoicas favoreciendo la activa y profunda erosión de los ríos béticos y acabando de modelar las abruptas sierras. Algunos de estos ríos del Sur consiguen remontar el escalón y penetrar en el territorio extremeño, capturando cursos de agua como el Bembézar y el Viar, que aún conservaban su dirección transversal controlada por los pliegues hercínicos.



















Lugares de interés geológico







Cristales aciculares de aragonito en forma de agregados fibrosorradiados creciendo dentro de las arcillas rojas que tapizan la cavidad.



Cueva de Castañar

La Cueva de Castañar fue hallada fortuitamente en 1967 cuando un vecino que realizaba tareas agrícolas vio como las patas del animal que utilizaba para estos trabajos se hundían dentro de las tierras de labor. Quedó al descubierto así una cavidad con un impresionante y muy frágil universo de espeleotemas, de formas extremadamente finas y delicadas y colores claros que contrastan con los tonos rojizos y oscuros de las pizarras y arcillas que los rodean haciendo destacar aún más la belleza de las formaciones cársticas. En algunos casos conservan su mineralogía aragonítica inicial, aunque, como describiremos más adelante, en otras ocasiones se han transformado ya en calcita, que es el polimorfo más estable del carbonato cálcico. Espeleotemas como los que se reconocen en la Cueva de Castañar son muy poco frecuentes en el mundo, se trata de la cavidad con mayor abundancia de espeleotemas de aragonito de España.

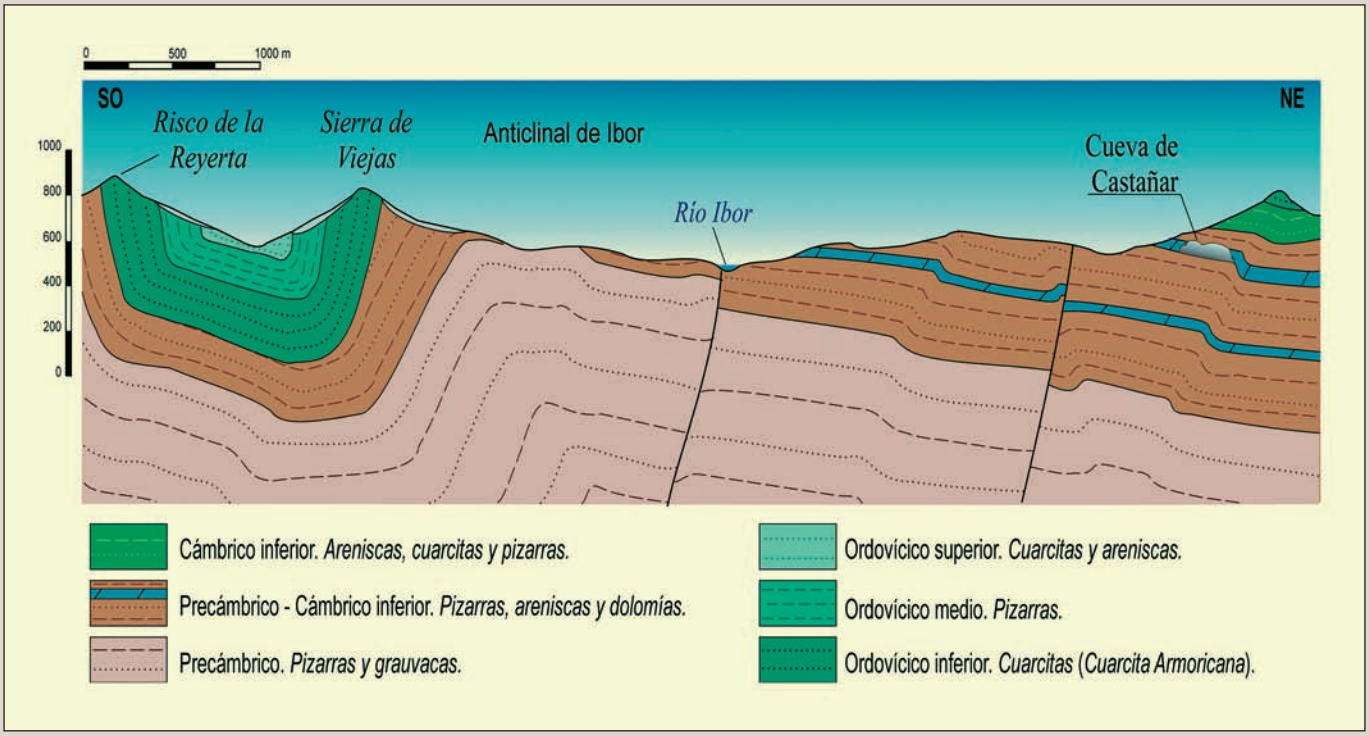
El origen de la cueva hay que buscarlo en la disolución y colapso de rocas del sustrato. Este está formado por materiales muy antiguos, con una edad superior a 520 M.a. (Precámbrico-Cámbrico Inferior), y de naturaleza esencialmente detrítica pero que incluyen alguna intercalación de carbonatos, especialmente dolomías, son estas las que se disuelven para formar la cueva siguiendo las pautas de la estructura.

La cueva se sitúa en la comarca de Los Ibores-Las Villuercas, al este de la provincia de Cáceres, en el término municipal de Castañar de Ibor, muy próxima al núcleo urbano. El acceso a la cavidad se realiza desde la población de Castañar de Ibor tomando la carretera EX–118 en dirección a Navalmoral de la Mata, desde donde parte un camino a la izquierda de acceso al camping de Castañar y al Centro de Interpretación del Monumento Natural "Cueva de Castañar". Para llegar hasta la cueva tomaremos un sendero que sale desde este Centro.

Entorno geológico de la Cueva

La región de los Ibores se sitúa en el Macizo Ibérico, en el sector suroriental de la denominada Zona Centroibérica, en un dominio caracterizado por el desarrollo de pliegues verticales entre los que destacan las antiformas variscas de Valdelacasa e Ibor. En el núcleo de estas antiformas afloran materiales de naturaleza principalmente pizarroso-grauváquica del Precámbrico-Cámbrico Inferior, mientras que en las sinformas desarrolladas entre ellos aflora la serie de cuarcitas y pizarras del Ordovícico-Silúrico. El contacto entre estos dos conjuntos es de tipo discordante, faltando toda la serie correspondiente al Cámbrico Medio y Superior probablemente porque nunca se llegó a depositar en este área. También se observa la ausencia local de parte de la serie del Precámbrico-Cámbrico Inferior, atribuyéndose en este caso a procesos erosivos preordovícicos. La serie precámbrica-cámbrica inferior aflora generalmente en zonas deprimidas del relieve, sin resaltes dada la poca competencia de los materiales que la constituyen. Sin embargo la serie del Ordovícico–Silúrico da lugar a relieves pronunciados debido a la resistencia a la erosión de los niveles cuarcíticos presentes en la serie. Destacan especialmente los tramos basales de la serie Ordovícica, constituidos por una cuarcita transgresiva denominada Cuarcita Armoricana que es muy característica en todo el Macizo Ibérico por su continuidad de afloramiento y por los prominentes relieves que define. A pesar de que estos materiales han sido afectados por el paso de tres periodos orogénicos (cadómico, varisco y alpino) la deformación que estos registran es de intensidad moderada y sólo localmente han experimentado metamorfismo. Esto hace que podamos reconocer todavía en ellos sus características sedimentarias originales, lo cual es de gran interés ya que nos da información sobre un periodo geológico no bien conocido hasta la fecha.

Las deformaciones principales registradas por estos materiales, en particular los grandes pliegues de Valdelacasa e Ibor, se desarrollaron durante la orogenia varisca, que tuvo lugar durante el Paleozoico Medio. Sin embargo, los materiales pre-ordovícicos habían sufrido previamente la orogenia cadómica, quedando registrada en esta región



principalmente en forma de discordancias. La evolución postvarisca está marcada de forma mayoritaria por el levantamiento y exhumación progresivo de este sector del orógeno varisco, a lo que se suma el hundimiento durante el Terciario de la fosa del Tajo y el encajamiento Cuaternario de la red fluvial. El resultado final es la configuración actual del relieve, con los materiales Precámbrico-Cámbrico Inferior aflorantes o próximos a la superficie, lo que les sitúa en contacto con los niveles acuíferos superficiales. Esto ha favorecido la disolución de los materiales carbonatados dando lugar al desarrollo de la cueva.

El sustrato de la cueva: los materiales precámbricos

El sustrato geológico lo constituye una potente serie Precámbrica que aflora nítidamente en la carretera de Robledollano a Castañar de Ibor. La parte inferior está constituida esencialmente por grauvacas y pizarras de tonos muy oscuros entre los que se intercalan algunos niveles poco potentes de conglomerados. La parte superior de la serie se diferencia de la anterior por incluir algunos niveles de carbonatos, esencialmente dolomíticos, de unos 3 m de espesor y que presentan en afloramiento tonos marrones. Estos carbonatos están formados por un mosaico de cristales de dolomita rica en hierro. El rasgo más llamativo es la presencia de pseudomorfos de cristales cúbicos y/o hexagonales, probablemente de piritas, ya oxidadas. Hay que indicar además, que en los términos basales de esta parte superior, son también frecuentes los niveles de areniscas, ya con menores proporciones de matriz, pues parte de ésta ha sido reemplazada por dolomita.

Descripción de la estructura

La Cueva de Castañar se sitúa dentro de la antiforma de Ibor, nucleada en los materiales del Precámbrico y que muestra la serie ordovícica en sus flancos. Un corte de esta antiforma se observa en la carretera de Castañar de Ibor a Robledollano, donde podemos



Medición de parámetros microambientales en la "Sala de Los Lagos".

observar cómo los niveles cuarcíticos con los que comienza la serie ordovícica (Cuarcita Armoricana), se disponen en discordancia sobre la serie precámbrica-cámbrica inferior, apoyándose sobre niveles más bajos de la serie en el flanco occidental de la estructura que en el oriental. Esta discordancia hace que no podamos observar en el flanco occidental de la estructura los niveles de carbonatos bajo la Cuarcita Armoricana.

Dentro de esta gran antiforma se reconocen estructuras menores como es una serie de pliegues de orientación N150ºE, con geometría en cofre y amplitud métrica que han condicionado la forma y orientación de las galerías de la cueva. De esta forma, cuando nos introducimos en las galerías estamos 'viajando' a través de los pliegues, siguiendo el hueco dejado por la disolución de los carbonatos y el colapso de algunas capas de pizarras.



Asociado a los pliegues, aparece un clivaje de tipo espaciado así como varias familias de diaclasas longitudinales y transversales a los pliegues que, en su conjunto, definen una red de discontinuidades que, unidas a la estratificación, constituyen los caminos preferentes para la circulación de fluidos. Esto favorece la existencia de zonas preferentes de alteración de las pizarras a arcillas rojas así como la existencia de direcciones preferentes de desarrollo de los espeleotemas.

El interior de la Cueva de Castañar

Descripción de la cavidad

La Cueva de Castañar es una cavidad laberíntica desde el punto de vista morfológico. Se ha topografiado un total de 2.135 metros, presentando un desarrollo básicamente horizontal, los conductos cársticos tiene escasa altura media. El máximo desnivel es de 31 m, medido entre la boca de la cueva y el punto más bajo, situado en la "Sala de Los Lagos".

Dentro de la cavidad se distinguen tres sectores, el sector de entrada compuesto por el pozo-rampa de acceso, de unos 9 m de profundidad, que conecta la superficie con la Sala de Entrada y la Galería Principal con un recorrido de 180 m, presentando puntos de escasa altura original. En la actualidad este sector ha sido modificado ligeramente con objeto de facilitar el acceso a la cueva, la actuación ha consistido en aumentar tímidamente la sección en determinados puntos donde se producían estrechamientos importantes.

El sector oriental de la cueva está compuesto por diferentes salas que toman su nombre según su aspecto así como por la presencia predominante de determinados espeleotemas. Se recorren, según se avanza, la "Sala Nevada", el "Laberinto Este", "El Jardín", la "Sala Blanca" y la "Sala Final".

Condiciones ambientales

Los primeros datos obtenidos del sistema de monitorización micro-ambiental instalado recientemente (diciembre 2003), indican que la Cueva de Castañar presenta en las actuales condiciones una alta estabilidad térmica con una temperatura media próxima a los

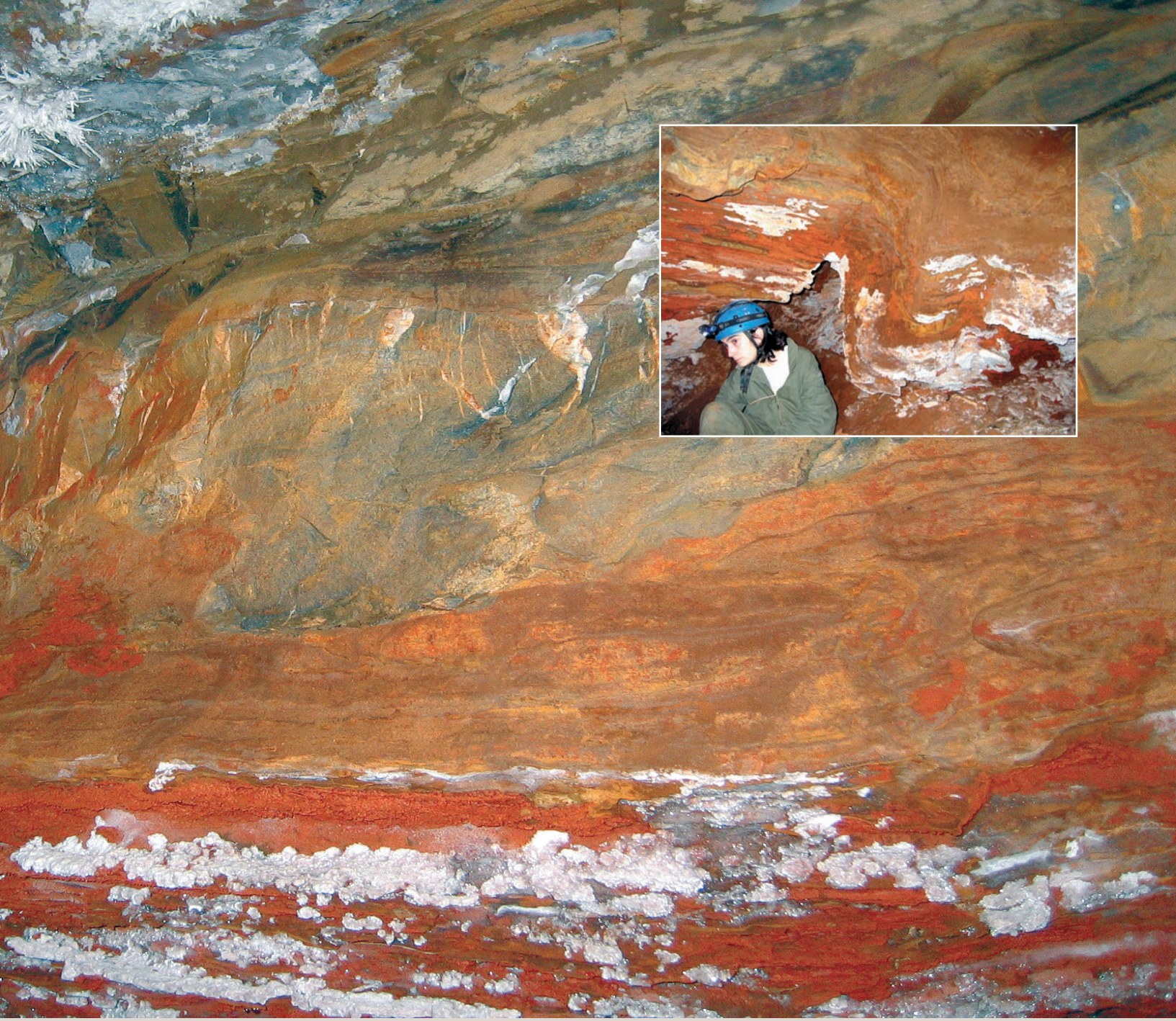


17º C. La humedad relativa del aire permanece muy próxima a saturación con valores por encima del 95%. Asimismo muestra una concentración media estable de CO_2 en aire, próxima a las 3.000 ppmv, y en conjunto una baja tasa de intercambio con la atmósfera exterior. Estas características son típicas de cuevas de "baja energía", es decir, aquellas en las que cualquier perturbación puede considerarse un evento de alta energía ya que se encuentran en un estado de equilibrio dinámico muy frágil.

En cuanto a la composición química de las aguas de infiltración y la acumulada en los lagos, según los análisis realizados, se trata de aguas bicarbonatado-cálcico-magnésicas, lo cual indica que proceden de la disolución de dolomías y presentan una alta tasa de interacción agua/roca, es decir, un flujo relativamente lento.

Los materiales de la cueva

Cuando se entra en la Cueva de Castañar lo primero que llama la atención es el color tan oscuro de las rocas que construyen sus paredes y que contrasta con los tonos claros de la mayor parte de las cuevas de origen cárstico. Además si uno se fija en la estructura, en muchos casos se siente viajando dentro del eje, sobre todo de anticlinales de escala métrica. El color tan oscuro lo aportan los materiales precámbricos sobre los que se forma la cueva: pizarras, areniscas y dolomías grises esencialmente. Todos estos materiales están muy bien estratificados y laminados, incluso a escala centimétrica. Las pizarras se presentan en niveles de potencia decimétrica a métrica, mientras que las areniscas alternan con ellas formando niveles centimétricos. Las pizarras están formadas por granos de cuarzo tamaño limo, algunos feldespatos alterados, una elevada proporción de illita y, en ocasiones, cemento dolomítico. Las areniscas son de grano fino a grueso y están constituidas por granos de cuarzo, algunos intraclastos micríticos, tienen matriz illítica y cemento dolomítico. Dentro de la cueva se reconoce un nivel métrico de dolomías macrocristalinas gruesas constituidas mayoritariamente por dolomita y trazas de cuarzo e illita. Este nivel es el que se ha disuelto, causando colapsos de algunas capas suprayacentes de pizarras



y areniscas dando lugar a la formación de la cueva.

Además de estos materiales Precámbricos, tapizando muchos de los materiales que forman la cavidad, son muy frecuentes las arcillas rojas. Parte de estas arcillas han podido ser arrastradas desde la superficie hacia el interior de la cueva por el agua de infiltración. Pero también la disolución de las dolomías (que a veces contienen restos de arcillas), la del cemento dolomítico de areniscas y pizarras y la hidrólisis de algunos componentes de las pizarras y areniscas, favorece que se genere un residuo insoluble, constituido esencialmente por estas arcillas rojas.

Los espeleotemas de la cueva

Los espeleotemas son las formas de reconstrucción cárstica, en otras palabras, son los minerales que se forman dentro de las cuevas, utilizando como soporte las paredes de la cavidad. En el caso de la Cueva de Castañar los espeleotemas crecen desde el techo, desde el suelo y desde las paredes de la cavidad, siempre y cuando haya una grieta por la que circule el agua o bien debido a la

Entrada a la "Sala El Jardín". Nivel dolomítico intercalado en la serie detrítica. Este nivel es uno de los que se disuelven y favorece el colapso de los materiales suprayacentes. Detalle del anticlinal.



Cristales o "ramas" de aragonito conocidas como excéntricas.

condensación y/o infiltración más difusas que posibiliten que el agua empape las rocas de esa cavidad. Generalmente, y en este caso también, los espeleotemas más desarrollados aparecen colgando del techo de la cavidad (estalactitas). Los espeleotemas presentan formas y mineralogía variada y es complicado describirlos todos. Por ello, describiremos los más llamativos y también los más abundantes dentro de la cavidad.

a) Cristales aciculares de aragonito formando agregados fibrosorradiados. Son espeleotemas muy llamativos pues empiezan creciendo dentro de las arcillas rojas que tapizan la cavidad. Inicialmente las fibras forman superficies planas y circulares dentro de las arcillas y posteriormente comienzan a formar semiesferas y esferas que salen hacia el exterior. Pueden ser compactas y formar bolillas de unos 3 mm de diámetro, pero en otras ocasiones consisten en un agregado de cristales separados entre sí y que se disponen como radios dentro de la esfera, dando formas muy delicadas. Muchas veces estas esferas huecas coalescen formando estructuras semejantes al algodón.

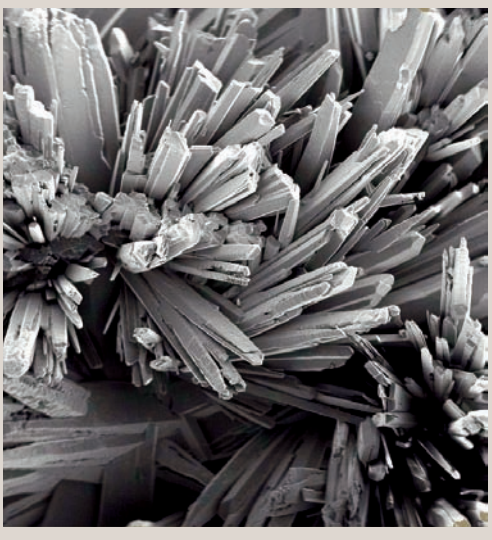
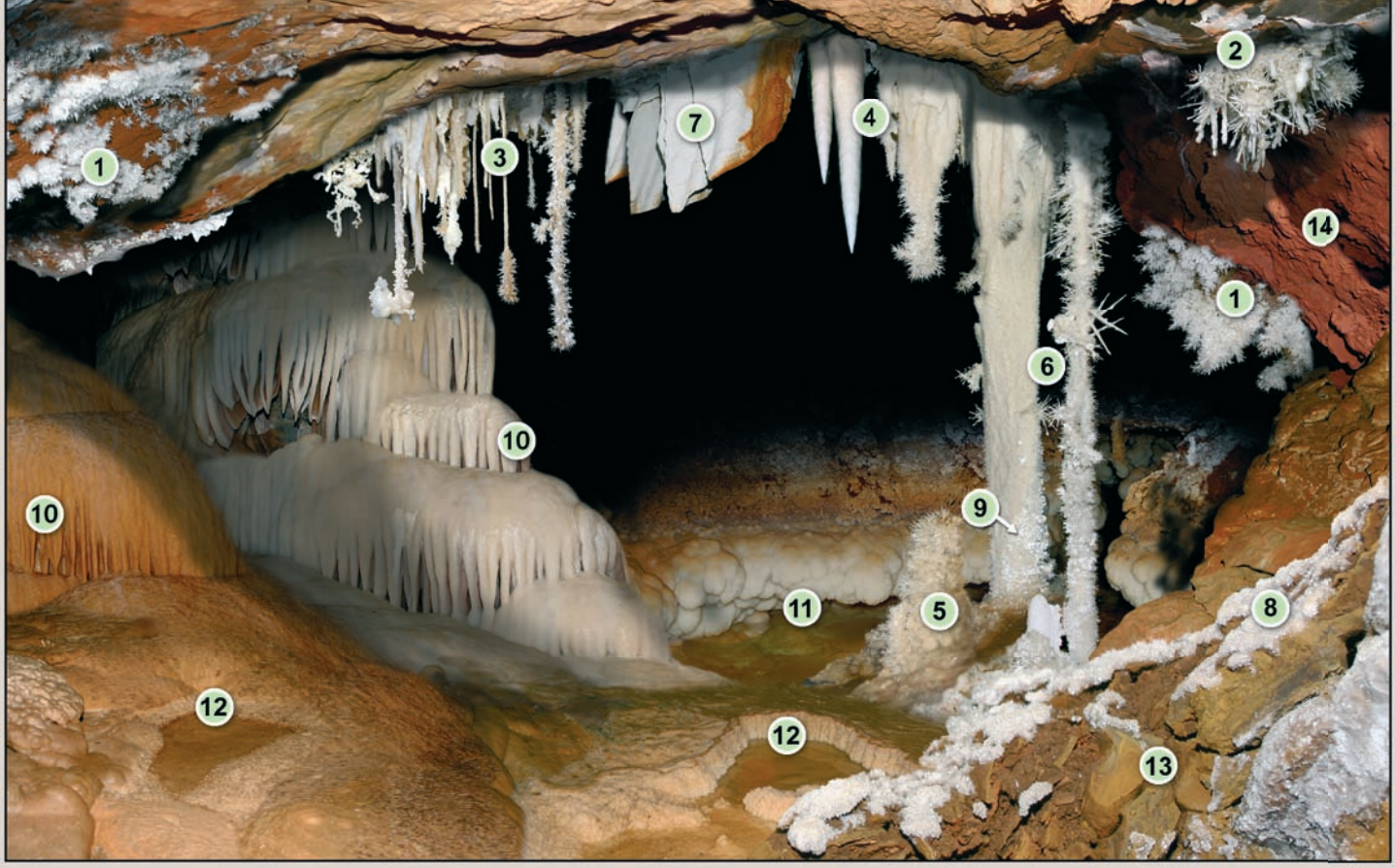


Imagen de microscopio electrónico de barrido de las formas fibroso-radiadas de la "Sala del Jardín". Se aprecia cómo los cristales irradian a partir de un punto común.

b) Cristales o “ramas” de aragonito, que coalescen en una zona cercana a su punto de apoyo dentro de la cavidad o sobre cualquier otro tipo de espeleotema. Estas son quizás las formas más características de la Cueva de Castañar. El conjunto de cristales o “árboles” tiene tamaños de varios centímetros, aunque no suelen superar los 15 cm. Parecen nuclear y desarrollarse a partir de formas anteriores, ya sean las fibrosorradiadas o cualquiera de las que describiremos a continuación. Las ramas están constituidas por cristales finos y transparentes de aragonito, cuyo grosor no supera 1 cm. La morfología y mineralogía hace que una de las salas de la cueva en las que estos espeleotemas están muy desarrollados se denomine “Sala de los Corales”. Estas morfologías también se han denominado excéntricas.

c) En el techo de la cueva se reconocen varillas colgantes conocidas como “macarrones”, que suelen ser formas verticales con morfología tubular, aunque a veces son cónicas y se estrechan hacia abajo. Otras



FOTOMONTAJE DE ESPELOTEMAS DE LA CUEVA DE CASTAÑAR

1. Fibrososradiados individuales y compuestos
2. Ramificados (excéntricas)
3. Varillas
4. Estalactitas
5. Estalagmitas
6. Columnas
7. Banderas
8. Tapizados de fibrosos
9. "Moon-milk"
10. Colada
11. Lagos
12. "Gours"
13. Colapso de bloques
14. Arcillas rojas

veces son algo oblicuas o incluso curvas. Tienen un tubo central por donde gotea el agua. Su anchura es de varios milímetros a escasos centímetros y su longitud de escasos centímetros a varios decímetros. Internamente están formadas por cristales radiales fibrosos de aragonito entre los que se sitúa un mosaico de cristales de calcita. En muchas ocasiones las fibras de aragonito o se han disuelto, dejando su molde, o se han transformado en calcita. Muy frecuentemente, sobre todo en la parte inferior, están cubiertas por las formas arborescentes. Esto hace pensar en que muy posiblemente las formas arborescentes son las iniciales y posteriormente el aporte de agua y carbonato cálcico contribuyó a la cementación y recrecimiento de las mismas para formar estas varillas y las formas de mayor entidad que describimos a continuación.

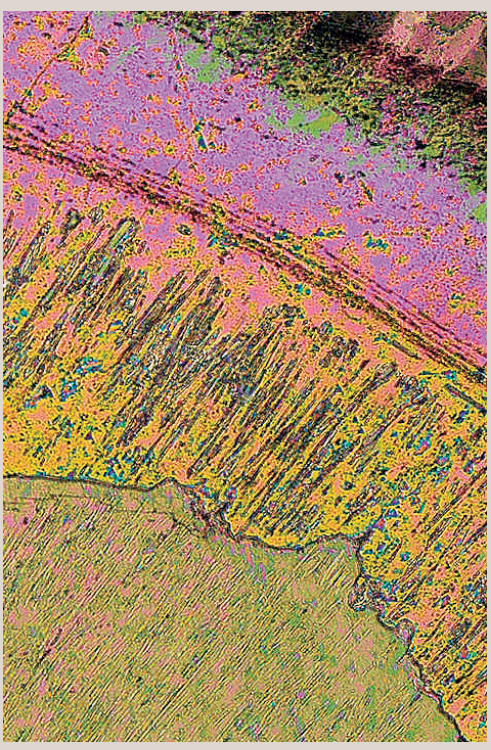
d) A pesar de que el término estalactita se puede utilizar para las formas que cuelgan de la pared, lo hemos reservado para aquéllas formas cónicas o cilíndricas de anchura centimétrica a métrica, que también tienen un canal central por donde circula el agua. La diferencia con las varillas es la dimensión. En su parte inferior están recubiertas por las arborescentes y también por varillas excéntricas. La "Sala del Jardín" presenta ejemplos de estalactitas tapizadas por formas arborescentes, siendo el conjunto de una gran belleza. Por el contrario en "La Librería" son muy blancas y no tienen ningún tipo de recubrimiento. Son mayoritariamente de calcita.

En la "Sala El Jardín" se observan distintos tipos de formaciones que crecen desde el techo, paredes y suelo de la cavidad, como son: excéntricas, varillas (macarrones), estalactitas, estalagmitas, columnas, banderas e incluso "moon-milk" creciendo sobre éstos. En detalle se aprecia que los fibroso-radiados se sitúan en la parte más baja tanto de las estalactitas como de las varillas.

e) Las estalagmitas son relativamente escasas en la Cueva de Castañar. Son semejantes a las estalactitas pero crecen desde el suelo, siempre que haya un goteo de agua a partir de las estalactitas. En su parte superior están cubiertas por cristales fibrosos de aragonito.

f) Las estalactitas y estalagmitas pueden coalescer dando lugar a columnas. Las columnas son estructuras de mayor entidad, pues suelen tener un diámetro superior a 10 cm. Tanto en "El Jardín" como en la "Sala Nevada" se reconocen importantes formaciones de columnas. En las salas de "la Librería", "los Corales" y "las Banderas" se identifican también este tipo de espeleotemas.

g) En las zonas de salida de agua a través de diaclasas o pequeñas fracturas se forman espeleotemas en forma de cortinas que cuelgan de las paredes, se conocen como banderas. Son esencialmente de calcita y tienen dimensiones decimétricas a métri-



Parte más externa de una estalactita de la "Sala Nevada" vista al microscopio petrográfico con nícoles cruzados. Se observa que los grandes cristales de calcita incluyen relictos de cristales fibrosos de aragonito, que son los iniciales. También se aprecian distintas fases de crecimiento, marcadas por las distintas bandas más oscuras que se ven hacia el ángulo superior derecho. La anchura de la foto representa un tamaño de 1 mm.

cas tanto de longitud como de altura. Puesto que se sitúan en las zonas de mayor flujo de agua pueden estar cubiertas por arcillas rojas, que también son arrastradas por el agua. La "Sala de las Banderas" toma precisamente su nombre por la abundancia de este tipo de formaciones.

h) El suelo de la cueva y especialmente el de algunas salas, como es el caso de la "Sala Nevada" están tapizados por cristales blancos fibrosos que nuclean en las arcillas rojas que cubren el suelo o en las lajas de calizas y pelitas que se han desprendido del techo. Los cristales son de aragonito.

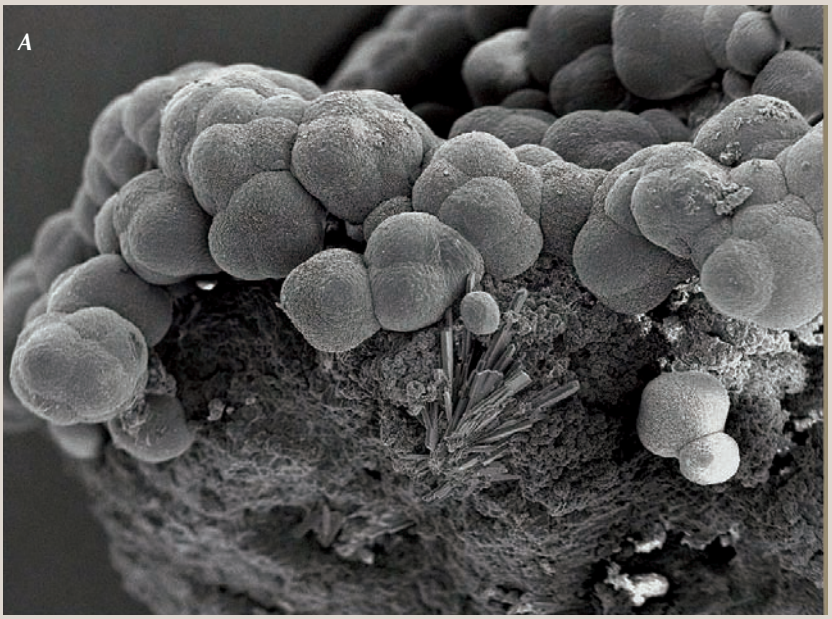
i) Parte de las formas fibrosas y de las varillas, sobre todo las más externas, están cubiertas de forma muy discontinua por unos depósitos globulares, blancos y mates, que se denominan "moon-milk", y tienen el aspecto de finos copos de nieve depositados sobre los espeleotemas. Estos depósitos están compuestos por un carbonato muy rico en magnesio, la huntita $CaMg_3(CO)_4$. La morfología de estos depósitos sólo se puede observar mediante el microscopio electrónico de barrido, donde se ve como el "moon-milk" está constituido por numerosas formas esféricas que, a su vez, se componen de agregados de cristales romboédricos de ese mismo mineral. Estas formas encierran numerosas películas orgánicas, por lo cual su formación tiene que estar inducida por estos microorganismos (hongos y bacterias).

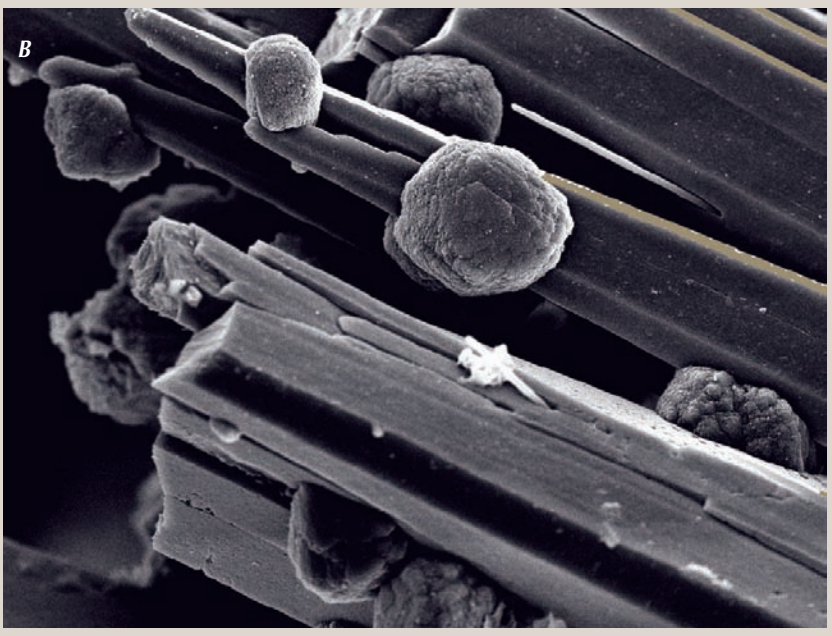
j) En la "Sala de La Librería" destaca la presencia de coladas coincidiendo con zonas de salida de agua a través de diaclasas o pequeñas fracturas. Estos espeleotemas tienen forma de cortinas que cuelgan de las paredes y llegan hasta el suelo de forma escalonada, están compuestos por calcita en ocasiones de color rojizo debido al arrastre de arcillas por el agua.

La Cueva de Castañar es un paraje único debido a su situación dentro de una región en la que son escasas las formaciones cársticas y, sobre todo, debido a las características tan excepcionales de éstas, siendo difícil enumerar todas ellas.

A: Imagen de microscopio electrónico de barrido de una muestra de cristales de aragonito recubierta por "moon-milk" que se desarrolla formando esferas que se unen en una especie de tapiz.

B: Detalle de cristales fibrosos de aragonito sobre los que se empiezan a formar "bolas" de "moon-milk".
En todos los casos el "moon-milk" es de huntita, un carbonato muy rico en magnesio.







"Sala de la Librería" donde se observan las coladas de mayores dimensiones de la cavidad.

Detalle de la "Sala de los Lagos". (pág. dcha.)

Desde nuestro punto de vista hay que destacar que el desarrollo de la cavidad se produce en una zona en la que los niveles de carbonatos son minoritarios y esencialmente dolomíticos. La disolución de los niveles dolomíticos favorece los procesos de colapso de los materiales suprayacentes, contribuyendo al agrandamiento de la cavidad. Pero quizás lo más importante es que la disolución de estos niveles dolomíticos y la alteración de los niveles de pelitas, areniscas y conglomerados, favorece la acumulación de arcillas rojas tapizando las paredes de la cavidad. El agua que circula por la cueva es, por tanto, muy rica en magnesio. Todo esto condiciona: en primer lugar que el comienzo de formación de los espeleotemas tenga lugar por nucleación dentro de las arcillas, favoreciendo que lo que se forme inicialmente sea aragonito con formas fibrosorradiadas. En segundo lugar se observa que si la circulación de agua es relativamente continuada, el aragonito es inestable iniciándose su transformación en calcita, que también puede formarse directamente en algunos espeleotemas. Esto explica también que las formaciones más recientes sean aragoníticas y fibrosas, mientras que las más antiguas son calcíticas, menos porosas y formadas por cristales menos alargados. Por último, el exceso de magnesio puede quedar retenido en los tapices microbianos, que ayudan a la formación de huntita en el "moon-milk".

En definitiva, es fácil observar cómo los procesos tectónicos, sedimentarios, de meteorización y los biológicos se unen para formar un paraje de semejante belleza y elevada fragilidad ambiental. Por todo esto, la Cueva de Castañar fue declarada Espacio Natural Protegido con categoría de Monumento Natural por la Junta de Extremadura en el año 1997, ofreciendo innumerables posibilidades para disfrutar de un entorno casi único en el mundo donde se pueden ver procesos geológicos a distintas escalas. Su interés, en definitiva, es turístico, cultural y, cómo no científico.





Panorámica de la explotación (hueco y escombreras) desde el sector occidental.



Mina La Jayona

La Mina La Jayona está declarada espacio natural protegido con la figura de Monumento Natural desde 1997 y constituye un claro ejemplo de comunión de factores geológicos y antrópicos que hacen de este entorno un referente de la geología y medio ambiente extremeño.

La visita a este paraje se convierte en un viaje al interior de un mundo en el que los factores geológicos, biológicos, climáticos y antrópicos han conformado un enclave de belleza incomparable.

Geológicamente se pueden apreciar desde neoformaciones minerales hasta procesos de karstificación con neoestalactitas, pasando por un plano de falla digno de aparecer fotografiado en cualquier texto de tectónica. Así mismo surge en



Aspecto de las instalaciones (cargadero, teleférico, edificaciones...) durante la explotación de la Mina.

el interior de la mina, resultado de la humedad y las temperaturas reinantes, una vegetación compuesta por helechos, higueras, musgos, etc.; propia de clima húmedo que contrasta con la vegetación del exterior, típicamente mesomediterránea. Las labores de minería antaño desarrolladas dan una idea de las condiciones en las que se trabajaba en aquellos días, en los que el laboreo era prácticamente manual.

Miles de visitantes han podido acercarse a la geología extremeña gracias a que este entorno ha sido acondicionado para su visita desde un punto de vista turístico-didáctico.

La Mina La Jayona se ubica en el término municipal de Fuente del Arco. Esta localidad se sitúa al sur de la provincia de Badajoz, concretamente a unos 134 km al sudeste de Badajoz capital. Localidades cercanas son Llerena, a 14 km, y Zafra a 57 km.

Dentro del término municipal de Fuente del Arco, la Mina La Jayona se localiza en el paraje de "Sierra de La Jayona". Además de la explotación minera, a lo largo de toda esta sierra se ubican registros y labores mineras en las que se explotaron distintas menas de hierro.

Para acceder a las instalaciones de la Mina La Jayona hay que tomar la carretera comarcal 432 de Llerena a Fuente del Arco. A la altura de esta última población, entorno al kilómetro catorce, se toma un camino vecinal, a la derecha,

que conduce a Puebla del Maestre y nos lleva directamente a la Mina.

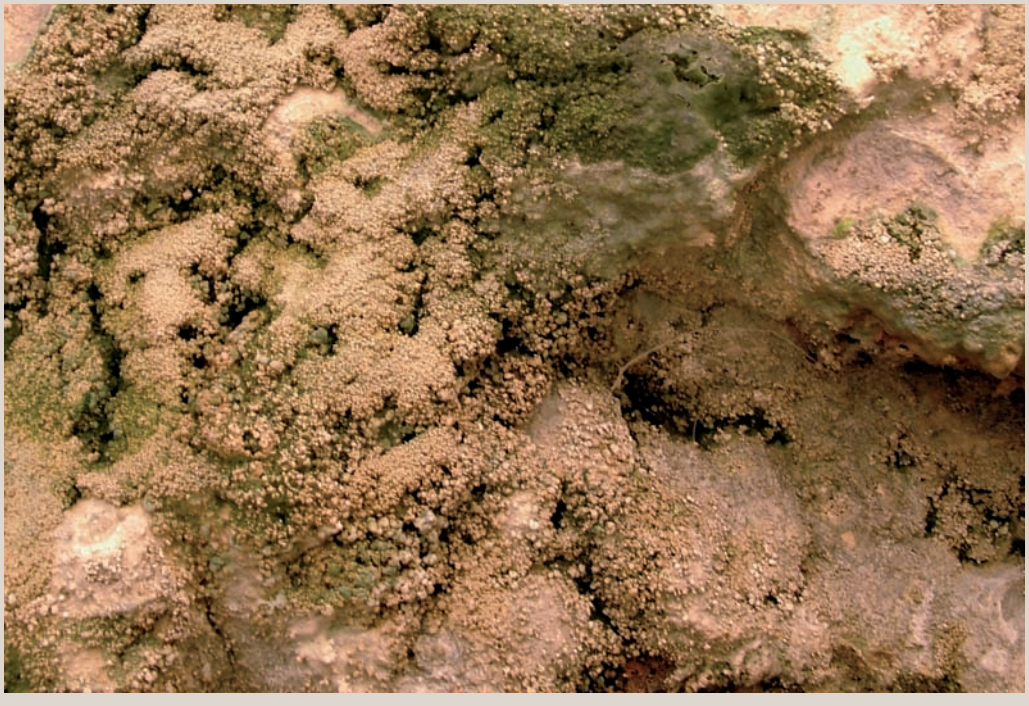
La Mina La Jayona pertenece a la Zona de Ossa-Morena, los materiales que aparecen en el área de estudio corresponden al dominio de Zafra-Alanís-Córdoba.

Dentro de este dominio se encuentran materiales de origen Precámbrico, Cámbrico, Carbonífero y Pérmico. En la zona de estudio se puede aislar una serie de afloramientos caracterizados por una estratigrafía específica de los materiales Cámbricos encontrados, a los cuales se les da el rango de Unidad. Los diferentes depósitos pertenecientes al dominio Zafra-Alanís-Córdoba aparecen compartimentados en varias fallas longitudinales, así una de las fallas presente separa la zona en dos unidades claramente diferenciadas: Unidad Loma del Aire y Unidad Benalija.

La Mina La Jayona se desarrolla en la Formación Carbonatada Cámbrica Inferior de la Unidad Benalija. Esta unidad se encuentra limitada por dos fallas, una situada al Sur formada por fallas inversas de dirección N140º-160ºE compartimentadas por fracturas tardihercínicas de descompresión y otra situada al Norte denominada Falla de Guadalcanal, que separa esta unidad de la Unidad Loma del Aire.

Dentro de la Unidad Benalija, la Formación en la que se encuentra ubicada la mineralización de hierro objeto de la antigua explotación es la Formación Carbonatada del Cámbrico Inferior denominada "Formación Caliza del Agua", que está constituida por dos niveles.

Un primer nivel situado a muro de la Formación compuesto por una alternancia de pizarras y calizas. Se trata de materiales pelíticos con intercalaciones de calizas de tonalidades blanquecinas a rosáceas. A techo de este tramo se observan calizas oolíticas y estromatolíticas con alternancias de lutitas y areniscas. Un segundo nivel situado a techo de la Formación donde se encuentra un tramo carbonatado, constituido por calizas y mármoles calco-dolomíticos de potencia variable, siendo la máxima del orden de



Minerales supergénicos en el nivel 3.

Aspecto del nivel 4 acondicionado para su visita.

los 150 metros. Son frecuentes las intercalaciones detríticas de tipo limolítico, de coloraciones rojo-violáceas, que no pasan de algunos metros de potencia. La litología de los carbonatos es de micritas y biomicritas, además de niveles dolomíticos de distribución lateral y vertical muy irregular.

Parece ser que el ambiente de depósito fue restringido. El depósito carbonatado estaría condicionado por la existencia de mallas de algas en el fondo marino. La edad de esta formación, por la fauna encontrada, es del Ovetiense, por lo que es probable que la Formación Carbonatada comenzara a depositarse en el Ovetiense o incluso llegara al Vendiense (Cámbrico Inferior).

Es frecuente la existencia de óxidos y pátinas de hierro, resultado de los procesos diagenéticos que han concentrado el mineral de hierro en fracturas y diaclasas de la caliza; este hierro se encuentra dentro de la paragénesis oligisto micáceo, goethita, limonita y siderita, que ha sido objeto de explotación.

Este yacimiento, a pesar de ser uno de los más visitados por turistas de toda Extremadura, no ha sido nunca objeto de una investigación exhaustiva desde el punto de vista de su mineralogénesis. No existen datos científicos (inclusiones fluidas, sondeos, geofísica, geoquímica), que aporten un modelo genético del yacimiento en cuestión. De los datos recabados en campo, se puede aportar el modelo genético propuesto por los autores (Fernández Amo, F.J. *et* Rebollada, E.) que a continuación se señala.

La paragénesis que se encuentra en la zona es claramente de baja temperatura, el tipo de hematites que aparecen (oligisto micáceo), indican que la temperatura de génesis de esta mineralización es muy baja. Tampoco se identifican mine-





La sucesión de galerías y bermas con vegetación umbrófila, confieren un gran atractivo a la zona visitable.

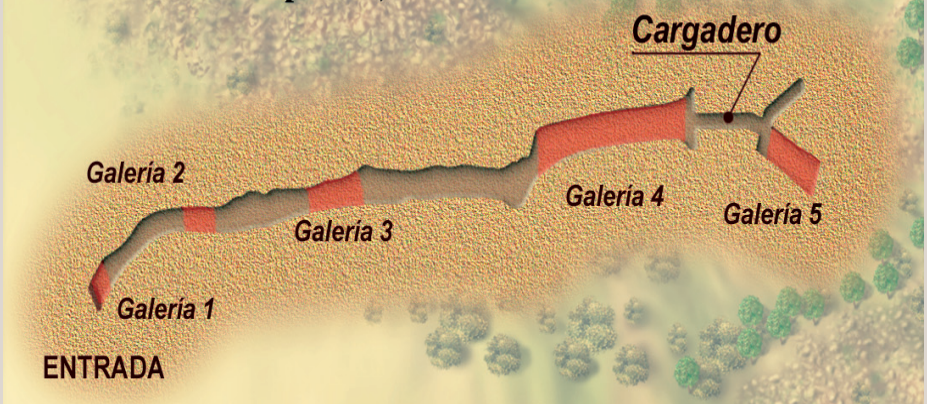
rales que indiquen lo contrario, por lo que se deduce el origen sedimentario de este yacimiento. El tipo de yacimiento que se tiene en la zona es básicamente diagenético. No se sabe con claridad el origen del hierro que da lugar a la mineralización presente en la mina. Según algunos autores, éste pudo proceder de estratos infrayacentes. Al seno calizo llegaron estos fluidos cargados en hierro siguiendo los planos de fractura. El hierro sustituyó a gran parte del calcio de la estructura molecular de las calizas, originándose $FeCO_3$ (siderita). Este hierro, mediante procesos diagenéticos y posiblemente también con una componente tectónica, dio lugar a una removilización de los fluidos que precipitaron sobre las diferentes fallas y diaclasas que afectaban al tramo superior de la Formación Caliza del Agua. Al aflorar en superficie estos materiales, y verse expuestos a la intemperie (oxidación), se desarrolló una montera de óxidos (hematites u oligisto) e hidróxidos de hierro (goethita), además de producirse una hidratación por el contacto con las aguas freáticas. Como resultado de este origen, aparecen paragénesis minerales pobres en fases, entre las que se incluyen una baja diversidad de óxidos, hidróxidos y carbonatos. La cantidad y génesis de los minerales que aparecen en la mina se resumen en la lista que a continuación se presenta. Se describen brevemente los minerales que pueden reconocerse en la zona. Cada uno tiene una ley o pureza en hierro diferente, lo cual condicionó, durante la época de su explotación, las diferentes infraestructuras utilizadas de las que alguna puede observarse aún.

- Hematites (Fe_2O_3): Incorpora en su estructura hasta el 71% del hierro explotable. Se forma en la zona de alteración supergénica, por oxidación de la siderita. Las hematites que se observan en la zona corresponden a la variedad especularita, comúnmente denominado oligisto micáceo,

NIVEL 2- (230 m). **Estructuras mineras, el singular plano de falla y la espectacular sala de las columnas. Adaptaciones vegetales, juegos de luces y sonidos de aves.**



NIVEL 3- (161 m). **Galerías y bermas excavadas en las calizas muy fracturadas y meteorizadas con rellenos de cristalizaciones de calcita. Juegos cromáticos de luces junto a los sonidos de numerosas aves rupícolas,**



NIVEL 4- (297 m). **Restos de explotación minera, balcones y miradores desde donde poder contemplar la gran riqueza geológica del hueco central de la mina.**



presenta color gris metálico, baja dureza, aspecto micáceo (laminar), con un grado de pureza de hierro generalmente elevado (entre el 58% y el 61%), por lo que tuvo que ser el primero en aprovecharse y también el primero en agotarse.

- Goethita (FeOOH): Presenta un 62,9% en hierro. Se forma en la corteza de meteorización, por oxidación e hidratación, como producto de descomposición de la siderita.

- Siderita ($FeCO_3$) con 48,2% de hierro. Su formación se debe a procesos de metasomatismo o intercambio del hierro por el calcio de las calizas y mármoles dolomíticos de la Formación Carbonatada de la Caliza del Agua. Se altera fácilmente en la zona de oxidación y se convierte en óxidos e hidróxidos constituyendo monteras.

- Limonita: es una mezcla de diferentes hidróxidos de hierro (goethita, hidrogoethita, lepidocrocita e hidrolepidocrocita), con impurezas mecánicas (arcillas, cuarzo...).

- En la zona también pueden verse grandes cristales de calcita, formando romboedros, así como costras de malaquita (carbonato de cobre) y yesos, todos ellos no explotados.

Ruta geológica por la Mina La Jayona

Cuando el visitante accede al Monumento Natural puede observar distintos aspectos relacionados con las ramas de la geología, como la mineralogía, mineralogénesis, tectónica, geomorfología, minería, geotecnia y geología ambiental.



Pliegue en materiales calcáreos.

Presentamos una ruta compartida en cada uno de los niveles originariamente visitables (números 2, 3 y 4), habiéndose inventariado exclusivamente los aspectos geológicos.

El inventario es más prolijo en el nivel inferior (nº 2) que en los superiores debido sobre todo a su vistosidad. Es el caso, por ejemplo, de la gran falla senestra que atraviesa la corta minera transversalmente. Esta falla es visible en todos los niveles. Sin embargo, en el inferior son más notorias sus características (plano y espejo de falla, rumbo, sentido, etc.).



Plano de falla.

No ocurre lo mismo con la vegetación y la fauna instalada sobre los distintos niveles, donde son palpables claramente unos gradientes ambientales verticales. La geología está presente de igual modo en los tres niveles (falla, estructuras de disolución, bulones, menas de hierro, sistema de explotación, etc.), si bien es cierto que determinados aspectos puntuales están representados en algún nivel concreto de modo único (exokarst, geodas, alteración supergénica, etc.).

A lo largo de la **ruta geológica por el nivel 2**, al finalizar la galería de entrada, y una vez dentro de la corta de la mina, observamos las primeras estructuras de disolución kársticas, algunas de ellas aprovechadas por la mineralización. Encontramos los primeros bulones (medidas de aseguramiento del talud rocoso) y restos de mineralizaciones de hierro (óxidos e hidróxidos) y secundarias de alteración supergénica.

A lo largo y ancho de este nivel apreciamos retazos de microfracturación, en cuyas rocas de falla se ubicaba la mena explotada.

Al salir de la galería nº 3, observamos el cargadero de mineral y la falla senestra con desplazamiento pseudohorizontal. El plano de falla tiene una superficie observable de unos 300 m^2, con el espejo de falla perfectamente visible y unas estrías de rozamiento muy bien desarrolladas que marcan el rumbo y el sentido de desplazamiento.

En el mirador desde el que vemos el plano de falla podemos apreciar, igualmente, un extraplomo de mena de hierro, emplazado en la zona de macrofracturación.

En la mitad final de este nivel, las mineralizaciones son poco vistosas debido principalmente a su escasa luz. Pasada la última galería encontramos la "Sala de las Columnas", magnífico ejemplo de explotación minera por pilares de sostenimiento y contrafuertes aprovechando la propia roca. Este sistema suele utilizarse en minería de interior a gran profundidad y cuando las cavidades son de grandes dimensiones, siempre que las características geomecánicas de la roca lo permitan.

En la parte final encontramos galerías ciegas, que son en realidad registros mineros infructuosos, al no encontrase mineral fueron abandonados.

A lo largo de la **ruta geológica por el nivel 3** destaca su luminosidad, lo cual facilita el estudio de las especies minerales. En la primera corta y enfrente, nada más entrar, identificamos las oquedades en las calizas, producto de la disolución kárstica.

Sobre la pared derecha podemos observar parte de los bulones instalados a poca distancia, pintados de color naranja. En otros puntos apreciamos señales de procesos de inestabilidad de taludes, en los que aún no se ha hecho necesaria su estabilización.

Al salir de la segunda galería observamos a nuestra derecha una zona de mineralización de hierro y algunos bulones. Más adelante podemos seguir el



Contraste de luces y colores a la salida del cargadero en el nivel 3.

recorrido de una de las fallas que cortan transversalmente la mina. Esta estructura lleva asociada una zona de brechificación con filones mineralizados.

En la corta que aparece más adelante tenemos una perfecta visión de calizas tableadas con fenómenos puntuales de inestabilidad. Al entrar en la última galería aparece un buen ejemplo de travertinización de musgos, en una zona con minerales supergénicos (sulfatos de hierro, azurita y malaquita). A lo largo de esta galería existe un veteado generalizado, con un buen ejemplo de limonita al final.

Al final de este nivel encontramos la falla principal de la mina, observando perfectamente su dirección e inclinación, ambos datos medibles sobre el terreno.

En la **ruta geológica por el nivel 4** apreciamos la dirección que ha seguido la mineralización y consiguiente explotación. Al subir las escaleras de acceso a dicho nivel encontramos sistemas de estabilización de taludes vistos en otros niveles: bulones, que pasan casi desapercibidos debido a que sus plaquetas tienen una pátina oxidada. Asimismo podemos apreciar restos de formas que demuestran la presencia de karstificación que, no obstante, está mejor representada en otros lugares no visitables de la mina. Las rocas que han sido bulonadas son calizas tableadas.

A la derecha, antes de entrar en la primera galería, identificamos minerales de neoformación (sulfatos y carbonatos de hierro).

En la siguiente corta observamos disoluciones en las calizas situadas enfrente. En el siguiente tramo hay un buen ejemplo de geoda. Al finalizar el mismo destacan la falla y ejemplos de ocres rojos y otras mineralizaciones de hierro.



Sala de las Columnas.

Al igual que en los otros niveles, a la falla se asocia una zona de brechificación y mineralización. En la siguiente galería aparecen filones de carbonatos de hierro y sulfatos. Al finalizar la galería tenemos un ejemplo de anclaje donde se ubicaba el sistema de poleas para trasladar el mineral de un nivel a otro. Junto al pozo hay un buen ejemplo de geoda con megacristales espáticos de calcita.



Panorámica del berrocal granítico desde la Presa del Barrueco de Abajo.



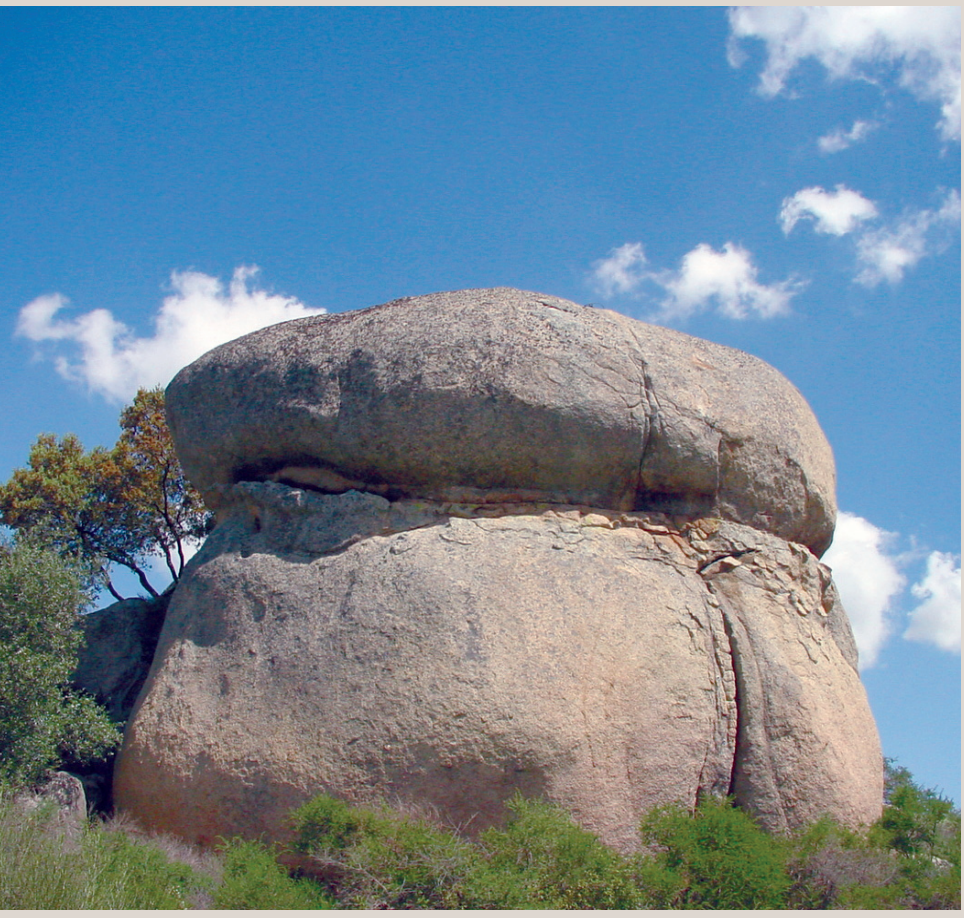
Los Barruecos

Los Barruecos se encuentran situados al suroeste de la localidad de Malpartida de Cáceres, a la que se llega por la carretera N-521 en dirección a Portugal. Dista de Cáceres unos 12 km. Al paraje de los Barruecos, situado a unos 2 km de Malpartida, se accede a través de un camino vecinal asfaltado que sale de esa población y está debidamente señalizado.

Los Barruecos, desde el punto de vista geológico, se integran dentro de la extensa Penillanura Cacereña, localizada en la parte meridional de la zona Centroibérica del Macizo Hespérico. En dicha zona dominan los materiales precámbricos del Complejo Esquisto-grauváquico que fueron definitivamente plegados y elevados por los movimientos de la orogenia Hercínica. Entre esos materiales precámbricos se encuentran, predominantemente en los núcleos de los anticlinorios, rocas magmáticas de naturaleza granítica, además de materiales sedimentarios más modernos, de edad paleozoica, que se localizan en los sinclinorios. Dicha penillanura constituye un relieve antiguo y muy evolucionado caracterizado por extensas y suaves formas onduladas. Contras-

tando con estas formas suaves, algunos terrenos graníticos presentan una gran riqueza de formas esféricas, como las que encontramos en este paraje.

La palabra barrueco quiere decir masa de roca esferoidal, generalmente granítica, y es el término que ha dado nombre al paraje que se trata de describir, constituyendo estas formas redondeadas el elemento del paisaje que más llama la atención. En la formación de este relieve tan característico influyen fundamentalmente dos factores: en primer lugar la litología, en este caso granítica y, posteriormente, una intensa y prolongada meteorización química, sobre todo por hidrólisis e hidratación, que ha actuado a lo largo de las fracturas o diaclasas que presenta la masa granítica. El agente geológico más importante que ha participado en esta meteorización ha sido el agua subterránea.



Las fracturas o diaclasas favorecen el avance de la meteorización química.

El paisaje de Los Barruecos está formado por el afloramiento de rocas plutónicas, en este caso granitos, que afloran según el tipo batolito, encajándose en las rocas del Complejo Esquisto-grauváquico. Dicho batolito puede considerarse como un batolito zonado en el que existe una variación en la composición de las rocas graníticas correspondiente a las distintas etapas de intrusión.

Entre las distintas litologías que se identifican en esta zona se encuentran los granitos de grano grueso y color claro, muy ricos en moscovita, que presentan cristales grandes, equigranulares de cuarzo y feldespato y donde domina la mica moscovita. El granito porfídico está compuesto por grandes cristales de feldespato, de hasta 8 cm, por distintas variedades de mica como son moscovita y biotita y por cristales de cuarzo. En ocasiones puede encontrarse turmalina. En ellos es frecuente encontrar pequeñas masas de gabarros de color oscuro, son los restos de la roca encajante sin asimilar. Por último se encuentran cornubianitas, rocas de color gris oscuro, de grano fino y más duras que el granito, originadas por un metamorfismo de contacto al intruir la roca magmática y transformar las rocas esquistosas que le rodeaban.

Sobre las masas graníticas se localiza un suelo de materiales producto de la alteración química del granito. Se trata de arenas de grano grueso de color blanco entre las que es fácil ver cristales de cuarzo, mica (moscovita) y restos de feldespatos más o menos alterados a arcillas, denominados lehm.

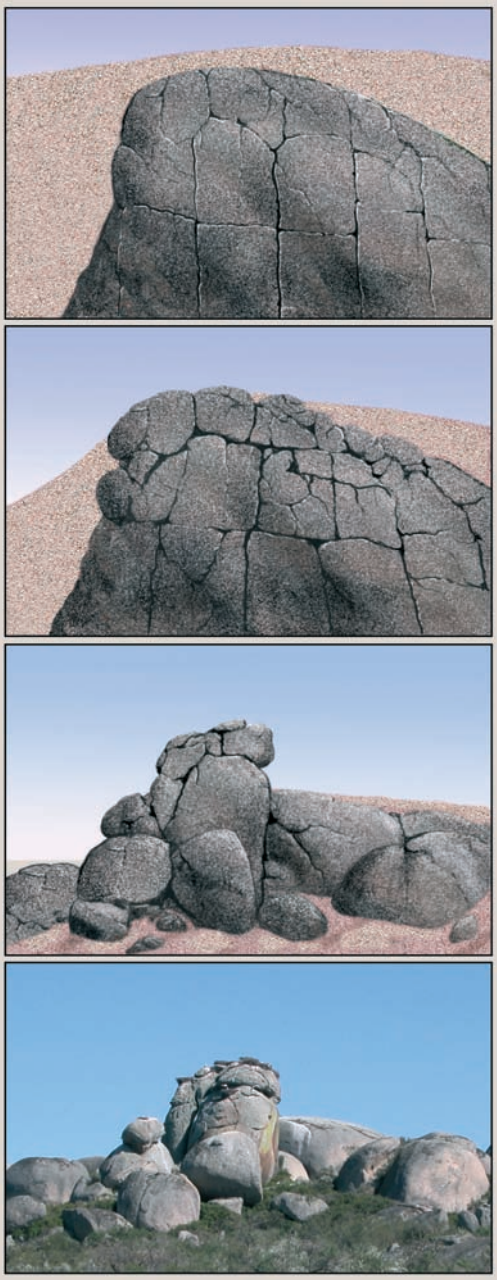
Los granitos se encajaron durante el Carbonífero, en las fases finales de la oro-

genia Hercínica a finales del Paleozoico, hace aproximadamente unos 330 millones de años. Posteriormente estas rocas se fracturaron y se formaron las diaclasas de dirección noreste-suroeste y sureste-noroeste, sensiblemente ortogonales, como consecuencia de los esfuerzos orogénicos, de edad hercínica, de compresión y de tensión. Además de dichas diaclasas se encuentran otra serie de fracturas subhorizontales producidas por descompresión, al eliminarse parte de los materiales que recubrían los granitos.

El conjunto de las diaclasas divide la roca granítica en grandes bloques, en principio paralelepipédicos y posteriormente redondeados por efecto de la meteorización química, fundamentalmente por hidrólisis de los feldespatos. Las direcciones de las fracturas son las que han determinado la existencia de pasillos entre los bloques. Esta estructura de bloques y pasillos se observa perfectamente en fotos aéreas tomadas desde baja altura.

El paraje de Los Barruecos se integra en la gran unidad geomorfológica de la Penillanura Cacereña que comienza a formarse al final del Cenozoico bajo condiciones de un clima templado húmedo. En dichas condiciones la humedad altera muy rápidamente las rocas siguiendo las directrices de las diaclasas.

Durante el Cuaternario se instala definitivamente la red fluvial, se rebaja la topografía en una decena de metros y las arenas resultantes de la meteorización del granito, a lo largo de millones de años, son llevadas por las aguas y el viento dejando al descubierto las masas graníticas sin alterar en las formas que vemos ahora.



Evolución del paisaje en Los Barruecos: Desde la intrusión del granito hasta la situación actual como consecuencia de la fracturación, diaclasamiento y meteorización.



Peña del tiburón.

Actualmente las alteraciones continúan produciéndose favorecidas por la estación húmeda que aporta humedad suficiente y por la presencia de vegetación que actúa como una esponja absorbiendo y reteniendo la humedad durante más tiempo.

Las formas de modelado que constituyen el paisaje de Los Barruecos son de dos tipos: formas mayores y menores.

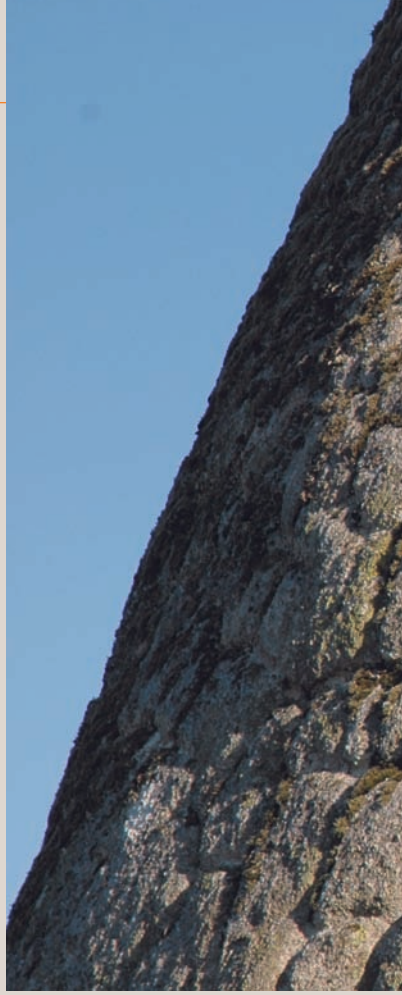
Las **formas mayores** están determinadas por el tipo de litología y por las fracturas o diaclasas, estructuras tectónicas que ya se han descrito. Entre ellas se encuentran:

El berrocal granítico. En los puntos en que se cortan dos diaclasas se producen zonas de máxima compresión y, como consecuencia, la alteración es mayor por lo que de los primitivos bloques más o menos cúbicos con aristas se van transformando en un conjunto de bloques redondeados.

Piedras caballeras. A veces queda un bloque encima de otro, ambos separados, y que se mantienen en equilibrio por su propio peso. La separación entre los dos bloques se ha producido por la existencia de una diaclasa subhorizontal de descompresión.

Rocas con forma de seta. Rocas en las que la cima es mas ancha que la base. La acción de la humedad del suelo contactando con la roca produce la descomposición de la base más rápidamente que la de la zona alta.

Torreones graníticos. Cuando las diaclasas se cortan bajo ángulos rectos







pueden separar bloques de gran altura llamados torreones, como el que domina casi todo el paisaje de Los Barruecos, la llamada Peña del Tesoro.

Entre las **formas menores** se citan:

Taffonis. Rugosidades, como pequeños huecos, que encontramos sobre las paredes verticales de algunas rocas, en las diaclasas de separación entre bloques o incluso en el interior de alguna piedra caballera horadada en su interior. Los taffonis han sido utilizados en ocasiones por los habitantes primitivos que poblaron la zona para pintar signos puntiformes u otro tipo de figuras pintados en colores rojos.

Pias y canales. Pequeñas depresiones circulares o alargadas que aparecen en algunas superficies rocosas en las que el agua de lluvia queda almacenada. Pueden representar antiguas zonas de mayor concentración de carga, en puntos localizados del macizo rocoso.

Superficies agrietadas. Superficies de alteración de la roca de fuera a dentro que le da aspecto de escamas poligonales que acaban por separarse.

Superficies de descamación. Superficies como en capas de cebolla que representan una meteorización progresiva de fuera a dentro. Cuando la capa superficial pierde la cohesión con la parte interna se desprende en forma de lajas.

Paredes convexas de rocas que recuerdan algo a los panes de azúcar tropicales.

Surcos de pared alargados que recogen el agua y el granito disgregado canalizándolo hacia la base de la vertiente.

Silicificación de algunas superficies rocosas, en las que una pequeña capa de la sílice disuelta ha precipitado dándole mayor dureza a dicha superficie y más resistencia a la meteorización.

Superficies agrietadas.

Torreones graníticos. Peña del Tesoro. (pág. izqda.)

Berrocal granítico junto al Barrueco de Abajo. (pág. dcha.)

Los Barruecos no solo son interesantes desde el punto de vista geológico, sino que además se combinan aspectos de gran interés ecológico y cultural. Es una zona representativa de dos ecosistemas importantes: el terrestre, representado por la vegetación de monte bajo o matorral de tipo Mediterráneo y otro ecosistema, el acuático representado por las charcas del Barrueco de Arriba, el Barrueco de Abajo, Frasco Díez y El Molinillo.

Entre las especies arbóreas más comunes se encuentran: encinas, piruétanos o perales silvestres, acebuches y alcornoques. También gran cantidad de arbustos y plantas herbáceas. Entre los arbustos más comunes destacan: torvisco, codeso, escoba blanca, retama, además de variadas plantas rupícolas adaptadas a la escasez de suelo como dedaleras, clavellinas y sedum.

En cuanto al ecosistema de la charca, son abundantes la plantas acuáticas: lenteja de agua, ranúnculos, juncos y espadañas. Así mismo las charcas constituyen un hábitat ideal para las aves acuáticas habituales o estacionales, entre las que se citan la cigüeña, cigüeñuela, garza, garcilla, zampullín, focha y somormujo. Destacan además los abundantes nidos de cigüeña blanca sobre el roquedo granítico, constituyendo la colonia más abundante que habita en rocas de Europa.

Además de los valores antedichos, en Los Barruecos existe una gran riqueza artística-arqueológica. La parte alta de los Barruecos ha sido habitada por el hombre durante periodos muy largos de tiempo.

En un radio de unos 600 m alrededor de la Peña del Tesoro se encuentran pinturas esquemáticas y puntiformes, petroglifos, así como restos de murallas o fortificaciones. También se han encontrado numerosos materiales de industria lítica más o menos pulimentados y hachas de cornubianita. Se ha datado este yacimiento abarcando desde el Calcolítico hasta la edad de Bronce Medio y Final (3000-2000 años a.c. hasta 850-700 años a.c.).

También son frecuentes vestigios de la época romana: sillares pertenecientes a una villa campestre y dos cabritas de bronce dedicada a la diosa Ataecina. Existen numerosos sepulcros antropomorfos, labrados en el granito, de época altomedieval.

En los tiempos modernos el agua de los arroyos de la zona se empleaba para los molinos harineros y en 1778 se autoriza la construcción de la presa para el aprovechamiento del agua y la construc-

Al interés geomorfológico de Los Barruecos se suma la presencia de dos ecosistemas importantes: el terrestre (matorral de tipo Mediterráneo) y el acuático (charcas).



ción de un lavadero de lanas. Este edificio constituye un ejemplo muy interesante de la arquitectura industrial en Extremadura.

Los Barruecos, en el año 1996, fueron declarados espacio natural protegido por la Junta de Extremadura con la figura de Monumento Natural por la espectacularidad de su paisaje, condicionado por las especiales características geomorfológicas, que han dado lugar a la formación del berrocal granítico de grandes bolos redondeados que dominan el paisaje por encima de las charcas. El Monumento Natural cuenta con un Centro de Interpretación.

Su singularidad radica en las múltiples y variadas formas labradas en el granito por los agentes geológicos a lo largo de millones de años. Constituye uno de los parajes graníticos más interesantes de España.

Existen en nuestra región otras áreas de parecido interés geomorfológico, como algunos puntos del batolito de cabeza de Araya, o en los alrededores de las poblaciones de Albalá, Trujillo o Alburquerque, en los que afloran rocas graníticas que dan lugar a hermosos berrocales con formas muy parecidas a las descritas, si bien no tienen la misma extensión ni belleza de Los Barruecos.







Vista general del entorno de las Cuevas de Fuentes de León (Badajoz).



Cuevas de Fuentes de León

Las Cuevas de Fuentes de León (o "Las Grutas de Fuentes", como los lugareños prefieren denominarlas), declaradas Monumento Natural en el año 2003, son un exponente de conjunto kárstico único en toda la franja meridional extremeña. Recordemos que sólo existen rocas carbonatadas karstificadas en un 5% de la región: Ibores, Cáceres, Sierra de San Pedro y Anticlinorio Olivenza-Monesterio.



Entrada a la Cueva del Agua.

La zona ocupada por las cuevas se localiza íntegramente dentro del municipio de Fuentes de León, concretamente al sur y sureste del mismo, en el límite administrativo con la provincia de Huelva. Los principales parajes en los que se localizan las cuevas son: Sierra del Puerto, Suerte de Montero, Sierra del Bujo y Sierra del Castillo del Cuerno.

La manera más práctica de acceder a la zona es a través de la carretera BA-072, que une Fuentes de León con Cañaveral de León (Huelva), desviándonos en un camino que sale a la izquierda a unos dos kilómetros de Fuentes de León. El camino, perfectamente transitable con turismos, nos lleva directamente al Centro de Recepción, ubicado en la confluencia de las Riveras de Montemayor y Santa Cruz, tras cuatro kilómetros de recorrido. La zona se caracteriza por constituir un espacio casi virgen, donde la mano del hombre sólo es visible en los aprovechamientos tradicionales, principalmente ganaderos. Se conservan íntegramente dehesas de encinas, entre las que destacan las escasas riberas, con vegetación riparia perfectamente conservada.

Desde el punto de vista geológico, las cuevas de Fuentes de León se localizan en la Zona de Ossa-Morena, una de las unidades en que se subdivide el Macizo Ibérico. Uno de los caracteres destacados de esta zona tectonoestratigráfica respecto a las otras unidades del orógeno (Cantábrica, Astur Occidental Leonesa, Centro Ibérica y Sudportuguesa) es su relativa complejidad litológica y estructural, que ha llevado a una profusa subdivisión, muy palpable en la cartografía geológica regional. Dicha complejidad, como ya empiezan a hacer notar algunos autores, no refleja, al menos desde el punto de vista estratigráfico, diferencias esenciales, pues las litologías y edades de los dominios y unidades en que está dividida la Zona de Ossa-Morena son fundamentalmente las mismas.

Una de las megaestructuras en que se divide la Zona de Ossa-Morena, el anticlinorio Olivenza-Monesterio (definido por Manuel Alía en 1963), se subdivide en varios dominios (Obejo-Valsequillo-Puebla de la Reina, Zafra-Monesterio, Alconera-Arroyomolinos, etc.). La zona en la que se localizan las cuevas se ubica dentro del Dominio Alconera-Arroyomolinos, en concreto entre las unidades de Arroyomolinos y Herrerías.

Desde el punto de vista tectonoestratigráfico y cartográfico, es en los materiales carbonatados de la Unidad Herre-

rías donde aparecen todas las cavidades y simas que constituyen el complejo kárstico de Fuentes de León.

La Unidad Herrerías se subdivide en cuatro formaciones: mármoles calcodolomíticos (formación carbonatada), pórfidos graníticos, pizarras con nódulos carbonatados y pizarras violáceas y verdes. El muro de dicha unidad está representado por la Formación Carbonatada, constituida por mármoles calcodolomíticos del Cámbrico Inferior (Ovetiense y Marianiense Inferior, según los datos aportados por los arqueociatos encontrados).

No es hasta periodos geológicos mucho más recientes, probablemente durante el tránsito Terciario-Cuaternario, cuando comienza el desarrollo del acuífero kárstico cuyos retazos constituyen lo que hoy día es el conjunto kárstico de Fuentes de León, formado por las siguientes cavidades: Cueva del Agua, Cueva del Caballo, Cueva Masero (o Bonita), Cueva de Los Postes y Cueva de la Lamparilla. Existen también simas de pequeñas dimensiones, entre las que destacan Sima Cochinos y Sima I (Sima La Mina).

Desde el punto de vista tectónico, se detectan tres sistemas de fracturación principales: N140º-160ºE, N40º-60ºE y N10º-20ºE, todos de origen hercínico y tardihercínico. La orogenia hercínica es la responsable de la cataclasis del macizo calizo de las Sierras del Bujo, del Puerto y del Castillo del Cuerno. El desarrollo hidrogeológico se produce a través de las fracturas con dirección hercínica, aunque el contacto mecánico (cabalgamiento) tan cercano de las dos unidades



Espeleotemas en el interior de Cueva Masero.



Conjunto de estalactitas en Cueva Masero.

(Herrerías y Arroyomolinos) hace pensar en una intensa fracturación previa del entorno de la Rivera de Montemayor, probablemente dispuesta a favor de una fractura conjugada con la hercínica. La unidad de Herrerías se encuentra cabalgante sobre la de Arroyomolinos, existiendo dos fases de deformación, una que genera pliegues tumbados de vergencia SO y otra que genera esquistosidad. Todos los materiales presentes en la zona fueron sometidos a un metamorfismo moderado. La tectónica dio como resultado un relieve de estilo jurásico, donde domina el plegamiento.

Como consecuencia del sistema hidrogeológico impuesto sobre los mármoles cámbricos, se produce un travertino (toba calcárea) que pudo tener gran desarrollo y que actualmente presenta relictos dispersos por el valle, a unos 5-10 m sobre la cota del cauce actual. Son notables las tobas calcáreas localizadas en las inmediaciones de la entrada de las cuevas, principalmente en la del Agua.

La red de drenaje en la zona está poco desarrollada y mal jerarquizada: valles sin traza de cauces, con talvegs informes y valles muertos. Además se constata la existencia de depresiones cerradas más o menos extensas (dolinas), algunas con desarrollo interior vertical (simas). Los elementos más destacados dentro de la zona ocupada por las rocas calizas son las cuevas y simas, además de otros elementos morfológicos menores, tanto internos (espeleotemas de diferentes tipos, las excéntricas, velos y banderolas) como externos (lenares, canales de disolución, sumideros, surgencias, etc.).

El régimen hidrogeológico ha evolucionado desde constituir un fenómeno

preponderante a estar hoy día prácticamente muerto. Los fenómenos hidrogeológicos han dejado huellas que permiten afirmar esto, puesto que las brechas y tobas carbonatadas presentes, por ejemplo, en la Cueva del Agua, a más de 5 m de altura respecto al nivel de base actual, indican que hubo una importante circulación subterránea, de la que aún hoy existen surgencias relictas (Cueva de La Lamparilla, Fuente de los Sapos).

Los procesos de meteorización que sufre la Formación Carbonatada dan como resultado un suelo edáfico de alteración denominado terra rosa, con potencias variables entre 1 y 8 metros.

Un aspecto a destacar del Monumento Natural lo constituyen las formaciones endokársticas, presentes en la totalidad de las grutas y simas conocidas hasta la fecha. Por su interés, deben citarse los diferentes tipos de estalactitas (coraliformes, en punta de lanza, cónicas, en filo de hacha y en alas de mariposa), los velos o banderolas, las excéntricas y helictitas y los sombreros-hongo. También se encuentran gours, pisolitos, sifones, aceras de calcita, estalagnatos o columnas, estalagmitas y coladas. A todo este conjunto se unen los rellenos arcillosos de terra rosa, que albergan en su interior restos fósiles del Holoceno y Pleistoceno. Completando la presencia de espeleotemas, hay trazas de minerales, la mayoría de cobre (malaquita) y hierro (hematites, oligisto y goethita).

Las Cuevas de Fuentes de León constituyen, quizá, el único ejemplo conocido hasta la fecha de conjunto kárstico subaéreo, pues no existe paraje en Extremadura en el que aparezcan varias cavidades en un entorno tan pequeño. Al marcado interés geomorfológico derivado de sus abundantes y, en ocasiones, únicas formaciones (espeleotemas), se unen elementos tectónicos interesantes en la zona, como el klippe de Fuentes de León localizado en el paraje "Casa Huerta Parrillo".

Las grutas de Fuentes han sido desde siempre conocidas por los vecinos de la zona así como por espeleólogos y deportistas andaluces dada su cercanía. En estas primeras exploraciones e investigaciones se reconoció la importancia de este grupo de pequeñas cavidades, localizando puntos de interés faunístico, prehistórico, geológico y ambiental.

Pero no es hasta los últimos años del pasado siglo XX cuando se potencia la investigación y divulgación del patrimonio no sólo geológico sino también arqueológico. Estas iniciativas, propiciadas inicialmente por espeleólogos y arqueólogos muy ligados a Extremadura, dan como resultado el interés de las administraciones por poner en valor un recurso geológico tan escaso en nuestra comunidad autónoma: las formaciones kársticas.



Detalle de una excéntrica localizada en el interior de Cueva Masero.



Sucesión de cascadas condicionadas por la presencia de fracturas en el Paraje de Los Pilones.



Los Pilones

El Paraje de Los Pilones se ubica dentro de la Reserva Natural "Garganta de los Infiernos", un espacio natural protegido declarado en virtud de sus valores ambientales y características fisiográficas.

Situado en pleno Valle del Jerte, al norte de la provincia de Cáceres, en las proximidades de su límite con Salamanca. Se accede a través de la carretera N-110, desde Plasencia y un kilómetro antes de llegar a la población de Jerte sale un camino a la derecha que lleva al camping, al Centro de Interpretación de la Reserva Natural de la Garganta de los Infiernos y al campamento Carlos V. Desde aquí se continúa a pie por la señalizada "Ruta de los Pilones".

El agua procedente de las cumbres de la Sierra de Tormantos ha labrado sobre el cauce granítico de la Garganta de los Infiernos un espectacular modelado erosivo constituido por ocho grandes formas circulares, conocidas localmente como "Los Pilones", que tienen cada una entre 10 y 15 metros de diámetro, separadas por nueve cascadas que coinciden con fallas perpendiculares al eje del valle.

La Garganta de los Infiernos, afluente del río Jerte por su margen izquierda, a lo largo de sus 19 km de recorrido recibe numerosos arroyos procedentes de las cumbres graníticas y circos glaciares de la vertiente meridional de la Sierra de Gredos.

La garganta discurre sobre granitos biotíticos de grano medio y porfídicos, por lo general de gran homogeneidad textural, aunque en algunas áreas presentan una textura fluidal. Estructuralmente los granitos presentan dos sistemas de fracturación perpendiculares: uno principal de gran escala con dirección noroeste-sureste, que condiciona el trazado de la garganta, y otro secundario con dirección noreste-suroeste que condiciona la morfología del cauce.

La acción de las aguas ha excavado un típico valle en V angosto y encajado en las rocas graníticas, con laderas de unos 45º de pendiente y una profundidad que oscila entre los 40 y 50 metros, siendo la pendiente del perfil longitudinal inferior a los 5º.

En el paraje de "Los Pilones" el flujo torrencial del agua ha dado lugar a un llamativo modelado en el cauce donde aparecen formas espectaculares de erosión del substrato granítico. En un tramo de 150 m de longitud y 50 m de profundidad se encuentran ocho grandes formas circulares denominadas "Marmitas de Gigante", limitadas por nueve cascadas escalonadas sucesivamente, con un salto que varía entre 0,7 y 1 m, que coinciden con fallas perpendiculares al cauce. Tanto por encima de la primera cascada como por debajo de la última se encuentra una gran abundancia de bolos graníticos en el cauce, estando estos ausentes en el tramo comprendido entre ambas.



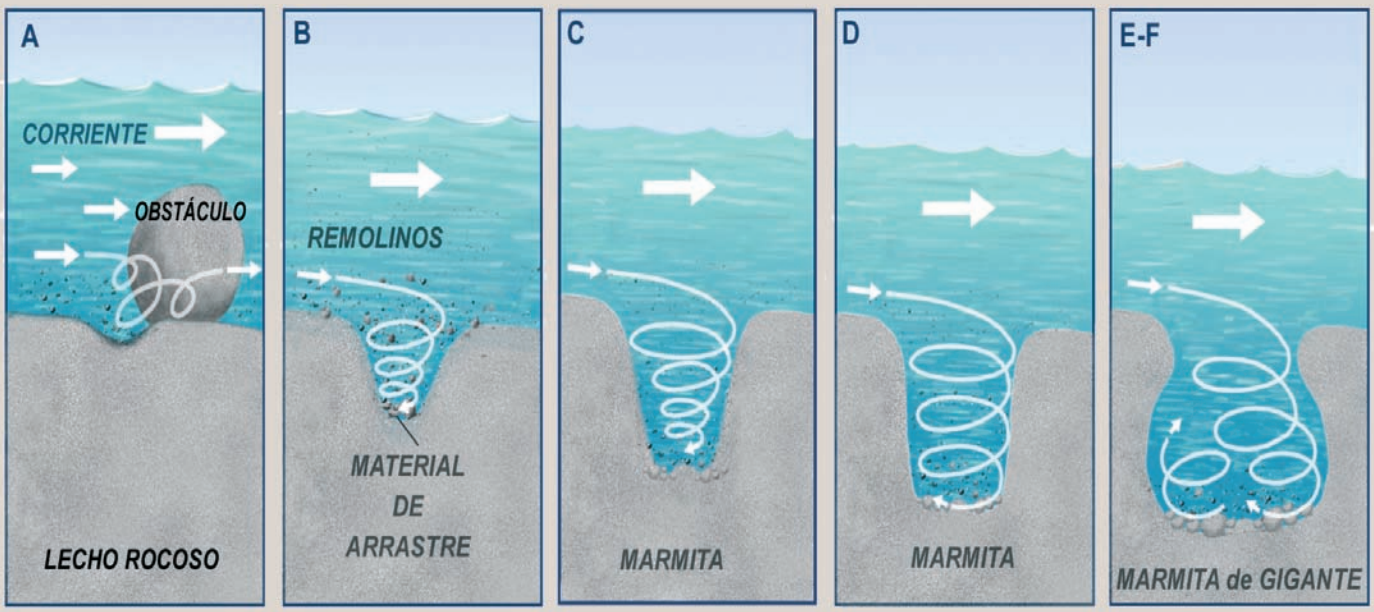
Panorámica de "Los Pilones".

Las marmitas de gigante no son otra cosa que avanzadas formas de erosión fluvial oradadas en los granitos que se distribuyen y amoldan a las características tectónicas del sustrato.

El principal proceso formativo de las marmitas de gigante sobre el canal principal de los ríos es inducido por defectos en el lecho que dan lugar a alteraciones del flujo que generan varias turbulencias o remolinos.

El primer estadio de formación es la erosión del substrato como resultado de un incipiente pulido que puede deberse a remolinos y da lugar a formas superficiales y simétricas (menos de 50 cm de profundidad y alrededor de 50 cm de diámetro), denominadas formas o marmitas tipo A (clasificación de Nemec *et al.*, 1982). Una vez formadas, las marmitas continuarán agrandándose por acción rotativa del agua y pequeños guijarros actuando como "molinos de abrasión naturales".





En el momento en que las partículas abrasivas no pueden ser levantadas por la energía vertical, hasta salir del hueco creado, se produce el crecimiento de estas marmitas en profundidad, dando origen a formas de tipo B, C, D.

Una vez alcanzada la profundidad crítica de las marmitas, predomina la erosión lateral, desarrollándose bordes angulosos en las partes altas de los hoyos o huecos, dando origen a un nuevo tipo de marmitas (tipo E).

Evolución morfológica de las marmitas con el tiempo.

Garganta de Los Infiernos.





Detalle de marmita evolucionada a partir de la conexión de formas menores.

Estas marmitas pueden llegar a ser asimétricas y las irregularidades de sus paredes favorecen el flujo tangencial, pudiendo desarrollarse en el interior de estas formas otras marmitas menores y túneles que, combinados, originan formaciones de grandes dimensiones y muy complicada geometría (Tipo F).

En Los Pilones todas las formas se encuentran en el canal principal del río y en las márgenes, no existiendo terrazas ni zonas colgadas donde se desarrollen formas erosivas. Solamente se encuentran algunas formas primitivas de tipo A fuera del cauce, generadas en épocas de mayor caudal. Las formas más comunes son de tipo F y de tipo A, siendo menos abundantes las restantes formas. Las marmitas de tipo A también se encuentran como formas secundarias dentro de las marmitas más evolucionadas de tipo E y F.

Existen ocho grandes "pilones" que corresponden a formas de tipo F muy evolucionadas. Estas formas gigantes contienen marmitas de todos los demás tipos A, B, C, D y E, incluso marmitas tipo F menos evolucionadas y de menor dimensión, en diámetro pero no en profundidad.

Del estudio morfológico de las marmitas es posible demostrar la evolución del tramo de río. La secuencia de los distintos tipos de marmitas, que refleja la maduración en la morfología de las formas erosivas, está relacionada con el tiempo de duración de la actividad hidráulica vertical y con la velocidad de los remolinos.

El tramo de la Garganta de los Infiernos, donde se desarrollan las marmitas de gigante, es una zona que presenta un estadio de erosión muy evoluciona-

Marmita con guijarros que actúan como molinos de abrasión por efecto de remolinos. (pág. dcha.)

do que ha dado lugar a las formas mayores (pilones). La aparición de formas menores en el interior de los pilones indica que se está desarrollando una nueva etapa erosiva, lo que implica una actividad tectónica apreciable en períodos muy recientes relacionada con la actividad tectónica cuaternaria del Valle del Jerte.

Las marmitas de las paredes se asocian a etapas de mayor caudal, aunque éste no puede admitirse como la causa principal de formación de las marmitas ya que, si no hubiera habido reactivación tectónica, se encontrarían formas erosivas muy evolucionadas.

Además de los valores geológicos descritos, la Reserva Natural de La Garganta de Los Infiernos alberga otros lugares de interés geológico relacionados con la morfología glaciar de las zonas de alta montaña.

Por otra parte, existe un valioso ecosistema de montaña en el que destaca el buen estado de conservación de sus recursos naturales, los bosques de robles melojos, los pastizales de alta montaña, las alisedas asociadas a los cauces fluviales, los excepcionales endemismos vegetales y especies relictas como el Tejo, Serbal, Acebo y Abedul. Su medio acuático, donde se encuentra el raro Desmán Ibérico, es el mejor tramo truchero de Extremadura. La geomorfología labrada por la acción del agua a través de los tiempos y la presencia de un conjunto de especies de montaña y eurosiberianas relictas de la última era glaciar (Neverón, Acentor Alpino, etc.), únicos en Extremadura, avalan aún más su importancia medioambiental.

Detalle de fracturas transversales al cauce.







Afloramiento de corales rugosos del género Siphonodendron y braquiópodos gigantoprodúctidos.



Yacimiento paleontológico del "Cerro de Los Santos"

Los afloramientos devono-carboníferos del centro de la Zona de Ossa-Morena se sitúan entre importantes fallas longitudinales de dirección NO-SE que los ponen en contacto con materiales de edad neoproterozoica y/o cámbrica. Dentro de la Comunidad Extremeña, los afloramientos más extensos y mejor expuestos se localizan en la provincia de Badajoz, dentro de los municipios de Feria, Fuente del Maestre, Zafra y Los Santos de Maimona, donde se encuentra el Yacimiento del Cerro de Los Santos .



Obras de la depuradora de aguas de Los Santos de Maimona.

La sucesión estratigráfica más completa y continua del devono-carbonífero se localiza en la carretera EX-362 de Zafra a Fuente del Maestre (Sección del Portezuelo) e incluye los niveles correlacionables con el Yacimiento del Cerro de Los Santos. Se pueden diferenciar cuatro grandes unidades litoestratigráficas, posiblemente con rango de formación según la columna cronoestratigráfica que se adjunta.

Nivel de rocas piroclásticas con Lepidodendron (al lado de la moneda) y Stigmaria (tamaño mayor). Los restos se encuentran silicificados.

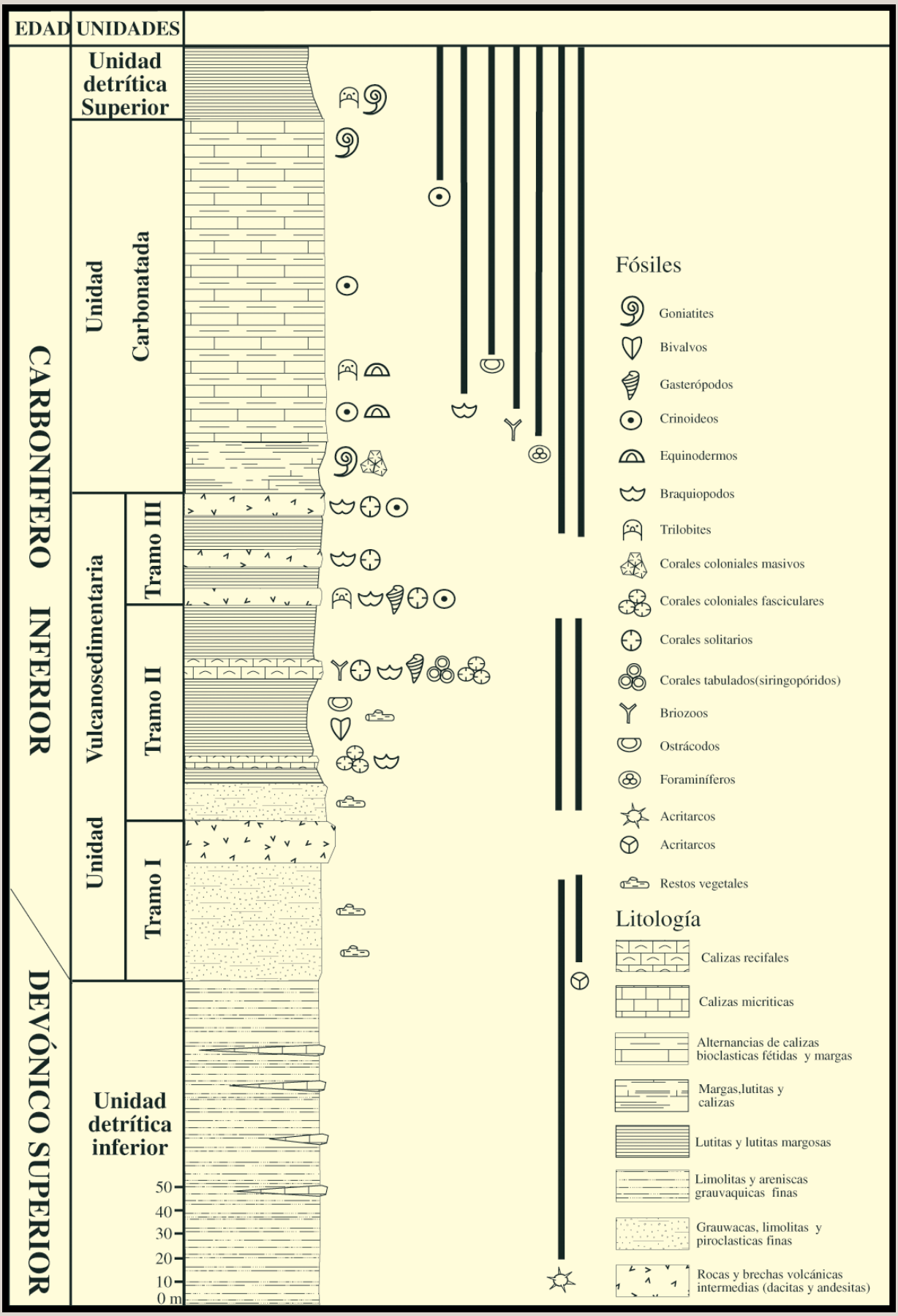
Unidad detrítica inferior: Está constituida por monótonas alternancias de limolitas y areniscas grauwáquicas finas, con delgados niveles discontinuos de calizas micríticas, generalmente slumpizadas. Esta unidad contiene una gran diversidad de acritarcos de edad Devónico Superior (Fameniense; Valenzuela *et al.*, 1990; Delgado *et al.*, 2004) que indican medios de plataforma.



Unidad Vulcanosedimentaria: Esta unidad presenta importantes cambios de facies en función de su mayor o menor proximidad a los edificios volcánicos. En general, esta unidad representa un episodio de somerización con áreas claramente emergidas en el sector sureste donde se localizan niveles con carbón que ha sido objeto de explotación. En la sección del Portezuelo, los signos de emersión no son tan evidentes y son muy abundantes los restos vegetales que, en general, se disponen paralelos a la estratificación, indicando su naturaleza alóctona como restos flotados. En las proximidades de Los Santos de Maimona, donde se situaban importantes edificios volcánicos posiblemente emergidos, los restos vegetales son mucho más abundantes y de mayor tamaño e incluso algunos aparecen en posición autóctona. En esta unidad se pueden distinguir tres tramos:

- El tramo I incluye areniscas inmaduras finas con abundantes niveles piroclásticos interestratificados y rocas volcánicas intermedias. Son muy abundantes los restos vegetales, fundamentalmente *Lepidodendron* y *Stigmaria*, que suelen estar silicificados cuando aparecen asociados a niveles piroclásticos. En este tramo la influencia volcánica y el carácter continental están más marcados hacia el sureste, donde existen incluso potentes series conglomeráticas que tienen un importante componente volcánico.

- El tramo II está constituido por escasas areniscas, lutitas, margas y calizas biostromales con abundantes colonias



Sucesión del Devónico Superior-Carbonífero Inferior en el Portezuelo



de corales rugosos del género *Siphonodendron*. En estos niveles se pueden observar sucesiones ecológicas que incluyen las primeras fases de una bioconstrucción.

- El tramo III se caracteriza por un incremento del vulcanismo y presenta importantes cambios de facies y potencia. Está constituido por alternancias de lutitas, rocas piroclásticas, brechas volcánicas y coladas andesíticas. Una característica muy significativa de este tramo es la presencia de abundantes restos de invertebrados incluidos tanto en los niveles piroclásticos como en las coladas de rocas andesíticas (Palacios *et al.*, 2000).

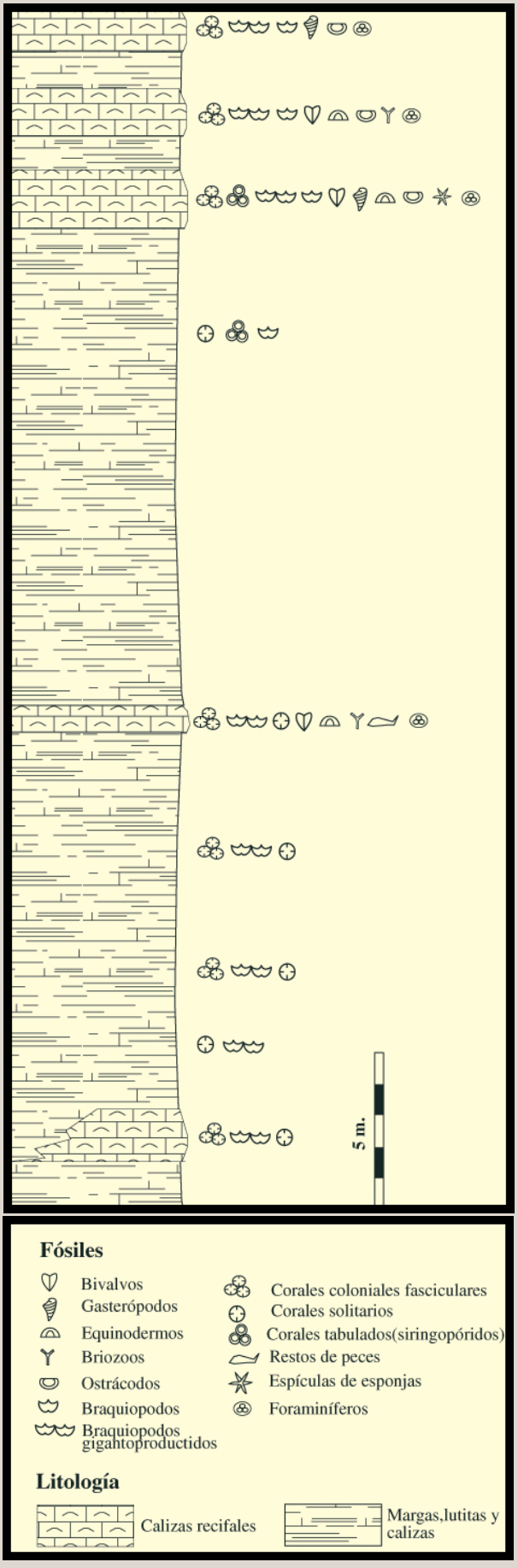
Unidad Carbonatada: Esta unidad marca el avance de un episodio claramente transgresivo y está constituida fundamentalmente por margas, calizas masivas y calizas tableadas generalmente fétidas, que presentan un abundante contenido paleontológico.

Unidad Detrítica Superior: Sobre la anterior unidad se dispone una potente serie constituida fundamentalmente por lutitas y margas con nódulos calcáreos y un elevado contenido en materia orgánica que marcan el máximo avance de la transgresión. A techo, los niveles lutíticos dan paso a alternancias de lutitas, grauwacas y algunos niveles de conglomerados con cantos bien redondeados. Estos niveles presentan unas características litológicas muy parecidas a las de la "Fácies Culm". El máximo desarrollo de esta unidad se da en el sector central (río

Guadajira), en la Sección del Portezuelo se observan sólo los niveles basales. Esta unidad, todavía poco estudiada, presenta una gran riqueza fosilífera (Palacios *et al.*, 1989).

El **Yacimiento del Cerro de Los Santos** constituye un excelente afloramiento del tramo II de la Unidad Vulcanosedimentaria. Rodríguez *et al.* (1992) denominan a este tramo "Unidad 1" y realizan una detallada descripción de su litología y contenido paleontológico.

El Cerro de Los Santos es una estructura sinclinal colgada muy amplia, la disposición casi horizontal de los estratos dibuja un cerro en forma de mesa en cuya ladera sur los estratos presentan una excelente exposición y continuidad, lo cual permite observar las relaciones originales entre los organismos bioconstructores. En la siguiente figura, se muestra una columna estratigráfica detallada del yacimiento con su contenido faunístico basada en datos de Rodríguez *et al.* (1992, 1994). En ella, se identifican dos tramos: el inferior, que incluye los primeros 23 metros, es fundamentalmente margoso con escasas calizas interestratificadas y presenta una exposición bastante deficiente; el tramo superior presenta una excelente exposición según se aprecia en la ilustración y está constituido fundamentalmente por calizas biostromales con abundantes colonias de corales rugosos. En la bioconstrucción de estos niveles participan fundamentalmente grandes braquiópodos gigantoprodúctidos y los corales rugosos del género *Siphonodendron*. Otros elementos bioconstructores secundarios son las colonias de tabulados (syringoporidos, ilustración inferior), briozoos y algas. Entre las comunidades bentónicas que



Columna estratigráfica del Cerro de Los Santos (basada en Rodríguez et al., 1992)



Rocas andesíticas que incluyen restos de corales en su interior.

habitaban en aquellos fondos marinos, se han identificado corales solitarios, braquiópodos diversos, moluscos (bivalvos y gasterópodos), equinodermos, esponjas, ostrácodos y foraminíferos, mientras que de las comunidades nectónicas tan sólo se han encontrado escasos restos de peces (algunas escamas y una placa dental de un bradyodonto). Los fósiles identificados en este yacimiento incluyen las especies de corales rugosos coloniales *Siphonodendron martín* y *Siphonodendron irregulare*; los solitarios *Siphonophyllia siblyi, Siphonophyllia cf. Samsonensis, Clisiophylum aff. garwoodi, Axophylum cf. Vaughani* y *Axophylum densum* y los tabulados *Syringopora sp., Pleurosiphonella sp.* y *Multithecopora sp.*

Colonias de tabulados tipo Syringoporidos.



Interpretación ambiental

Este yacimiento representa una llanura arrecifal que formaba parte de un posible arrecife franjeante. Según Rodríguez *et al.* (1992), algunas de las colonias tienen morfologías características de microatolón, lo que, unido a la presencia de importantes edificios volcánicos en las proximidades, sería coherente con un modelo de islas de origen volcánico rodeadas de atolones y cubiertas de abundante vegetación durante todo el depósito de la Unidad Vulcanosedimentaria. En el medio, eran frecuentes fuertes tormentas, posiblemente desencadenadas por maremotos dadas las importantes manifestaciones volcánicas presentes en

este tramo. Estas tormentas provocaban la destrucción y erosión de los incipientes arrecifes, y la gran energía del medio hacía que una parte importante de las colonias faceloides de *Siphonodendron* arrancadas se integrasen en la columna de agua, depositándose al cesar la tormenta en la posición más estable (con la amplia copa reposando en el fondo, como aparece en la ilustración). Dichas tormentas, también provocaban un aumento de la turbidez del medio y la destrucción de la abundante vegetación de las costas cuyos restos flotados se depositaban interestratificados entre los biostromos, como se observa en áreas próximas (ladera norte del Cerro Armeña).

Después de cada tormenta, que destruía gran parte de los arrecifes, comenzaba de nuevo el crecimiento de los organismos bioconstructores que se producía en dos fases, coincidentes con los dos primeros estadios de desarrollo de un arrecife. La primera fase o de estabilización tenía la función de crear un sustrato lo suficientemente consistente como para que los corales rugosos tuvieran una base sólida de anclaje. Esta función la realizaban fundamentalmente los braquiópodos gigantoprodúctidos que formaban un sustrato duro e idóneo para el desarrollo de los corales coloniales (nivel A de la ilustración adjunta en la página anterior). La segunda fase o de colonización se inicia con el desarrollo y expansión de colonias de *Siphonodendron* (nivel B de esa misma ilustración) que incluyen otros elementos bioconstructores como ya hemos indicado anteriormente, así como ricas y diversas comunidades de organismos bentónicos.



Detalle de un coral rugoso del género Siphonodendron depositado, al cesar una tormenta, en la posición más estable.



Sucesión de crestas de cuarcitas desde el Puerto de Consolación (flanco norte del Sinclinal)



Sinclinal de Herrera del Duque

En la zona oriental de Extremadura se localiza esta estructura geológica, dentro de la Comarca de La Siberia-Los Montes, limitada por las poblaciones de Valdecaballeros, Peloche, Herrera del Duque, Fuenlabrada de los Montes y Garbayuela.

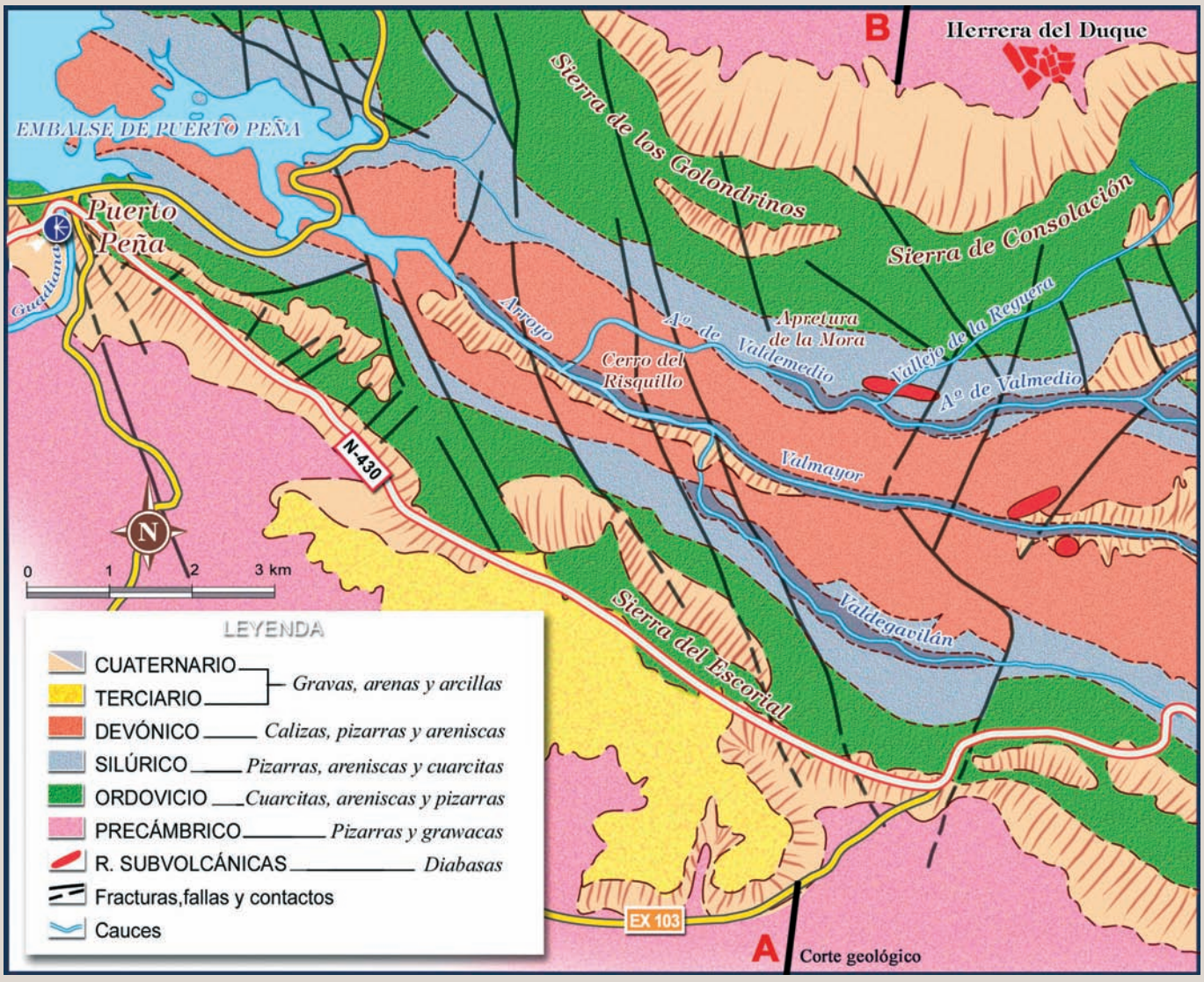
El sinclinal de Herrera del Duque se presenta como ejemplo de estructura geológica (sinclinal) con relieve perfectamente reconocible (incluso en foto de satélite), delimitado en los extremos por dos alineaciones de sierras de cotas próximas a los 800 m, con dirección aproximada NO-SE, que resaltan sobre la penillanura circundante (400-500 m) entre los que se localiza un amplio valle con relieves internos notables (500-600 m) (Val complejo).

Todo el conjunto constituye un ejemplo claro de relieve apalachiano.

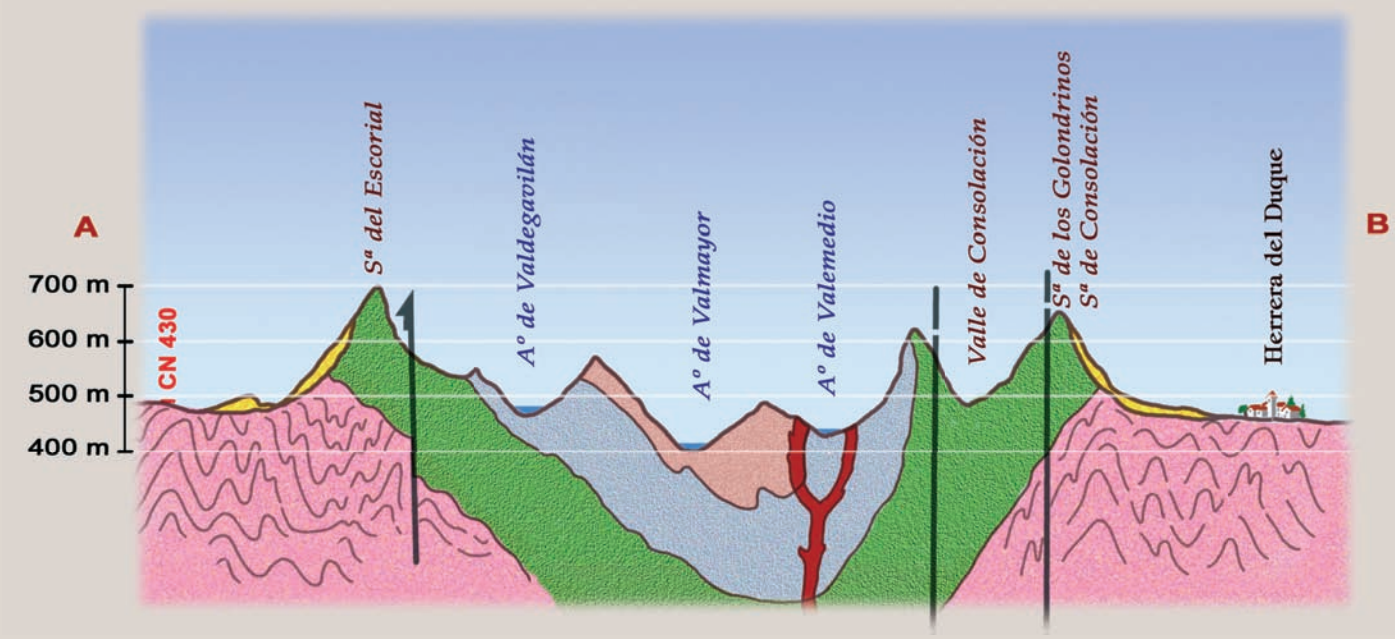
Forman el sinclinal una sucesión de materiales sedimentarios paleozoicos: ordovícicos, silúricos y devónicos. Se trata de pizarras, cuarcitas y calizas que en determinados puntos son cortadas por materiales ígneos (diabasas, rocas subvolcánicas). Asociados a las vertientes de las crestas cuarcíticas aparecen coluviones formados por cantos de cuarcita englobados en matriz arcillosa así como pedreras de cantos de cuarcita con escasa presencia de arcillas.

El sinclinal de Herrera del Duque presenta una estructura de plegamiento Hercínica típica de la Zona Centroibérica, situada entre el sector más noroccidental de Sierra Morena y la parte occidental de los Montes de Toledo, caracterizada por la presencia de estrechos sinclinales situados entre amplios anticlinorios con núcleo precámbrico. Ejemplos de similares características se encuentran al norte, en las Sierras de Cañaveral, Monfragüe y Guadarranque y al sur, sinclinal de Almadén entre las provincias de Badajoz y Ciudad Real.

La importancia de la estructura del sinclinal y su completa representación estratigráfica motivaron la presencia de geólogos alemanes (Puschmann y Ransweiller) que a finales de los años



Mapa geológico simplificado del Sinclinal de Herrera del Duque.



Corte geológico A-B simplificado.

sesenta estudiaron con detalle la zona. Ver a extranjeros solitarios recorriendo los montes y estudiando piedras y fósiles llamó la atención de las gentes del lugar. Posteriormente otros geólogos españoles han estudiando y cartografiado con detalle el sinclinal (Moreno, San José, Gutiérrez Marco y Pieren entre otros).

La estructura del sinclinal presenta dirección ONO-ESE , esta pasa a NNO-SSE hacia el este, como consecuencia del giro que sufren estas estructuras al ser afectadas por fases hercínicas posteriores. La estructura principal se encuentra a su vez retocada por pliegues menores y cortada por múltiples fracturas con dirección principal N160º que tienen reflejo a escala regional. La manera óptima de apreciar dicha estructura es obtener primero una vista panorámica, completándola después con observaciones puntuales de la estructura y materiales que conforman el sinclinal como se indica a continuación.

La mejor panorámica la vemos desde el Puerto de Consolación al que se accede desde el camino rural que sale de Herrera del Duque hasta la Ermita de Consolación localizada en el Valle del mismo nombre. En este lugar nos encontramos, desde el punto de vista geológico, sobre el flanco norte del citado sinclinal. Situados aquí y mirando hacia el sur observamos la siguiente sucesión panorámica de relieves que se corresponden cada uno con un tipo de materiales de una edad determinada: El Puerto de Consolación se sitúa en la Cuarcita Armoricana de edad Ordovícico Inferior, desde este punto se observa en primer término el Valle de Consolación coincidiendo con Esquistos y pizarras del Ordovícico Medio-Llandeilo. A continuación se aprecia el resalte de la Cuarcita de Cantera o del Caradoc depositada durante el Ordovícico Superior. El siguiente resalte lo dan las Cuarcitas de Criadero ya del Silúrico y por último, en el núcleo del sinclinal, observamos otra Sierra formada por las Cuarcitas de base del Devónico.

Desde este último resalte próximo al núcleo del sinclinal se vuelve a repetir la secuencia de materiales tomando como



Vista del embalse de García de Sola desde la Sierra de los Golondrinos. En primer plano el resalte de las cuarcitas de cantera, al fondo Puerto Peña y la Sierra de la Chimenea.

referencia las sierras hasta llegar a la de mayor altura, Sierra de Puerto Peña, constituida por la Cuarcita Armoricana, coincidiendo con el flanco sur del sinclinal.

Entre cada sierra se encuentra un valle formado sobre los materiales más blandos y menos resistentes a la erosión, en este caso pizarras, aprovechadas por el discurrir de ríos y arroyos (Valmayor, Valdemedio y Valdegavilán). Los cauces, cuando atraviesan las cuarcitas, dan lugar a cortados de gran belleza denominados portillos, preturas o apreturas entre las que destacan las de La Mora, La Barca y Puerto Peña.

La observación puntual de la estructura, como complemento a su conocimiento, puede iniciarse en el mismo Puerto de Consolación donde se ven los potentes paquetes de cuarcita inclinadas hacia el sur, clara señal del buzamiento que presentan estos materiales en la zona.

Asimismo, en la carretera de Peloche a Puerto Peña se aprecian, en distintos puntos, los paquetes de cuarcita cortadas por el Río Guadiana. Es el caso de la Cuarcita del Caradoc que se puede ver en El Rincón, a unos 5 km de Peloche; la Cuarcita de Criadero (Sierra del Manzano) observable entre El Rincón y La Panda, a unos 6 km de Peloche y a 1 km de Puerto Peña, y la Cuarcita de base situada en La Panda a 11 km de Peloche.

Por otra parte, en los taludes de la misma carretera se identifican materiales pizarrosos conformando los valles del sinclinal, a unos 500 m de Puerto Peña, y materiales calizos junto al Puente del arroyo Valmayor, donde se encuentran las ruinas de un antiguo horno de cal aprovechando la presencia de estos materiales calcáreos.

En Puerto Peña se vuelve a apreciar el impresionante paquete dibujado por

la Cuarcita Armoricana que forma el peñón principal, aunque aquí los estratos se encuentran verticalizados e incluso invertidos debido a una segunda fase de deformación.

En los alrededores de la presa es posible identificar pliegues menores que nos indican la posición del flanco o borde del sinclinal, con posición normal o invertida según tengan forma de S o Z, así como fallas cortando el gran paquete de cuarcitas.

Otro punto interesante de observación es la carretera del Puerto de los Carneros a Fuenlabrada de los Montes, donde se pueden apreciar, en la trinchera de la nueva carretera N-430, los materiales replegados que forman el núcleo del sinclinal. Asimismo en los taludes de esta carretera se puede ver la explotación de cuarcitas que deja al descubierto una superficie de estratificación subvertical y colorido original de las rocas, granate-amarillento, así como la explotación de arcillas procedentes de diabasas alteradas.





Materiales silúricos plegados en el núcleo sinclinal. (fotos sup. e inf.)

Pliegues menores en la Cuarcita Armoricana de Puerto Peña.

El sinclinal de Herrera del Duque, además de ser un perfecto ejemplo de relieve estructural-relieve apalachiano y poder observar tanto estructuras tectónicas, como la sucesión de materiales estratigráficos ordovícicos-silúricos y devónicos, también constituye un lugar apropiado para encontrar, con tiempo y paciencia, fósiles representativos de las distintas edades geológicas. Se localizan buenas muestras de crucianas y huellas de bioturbación en la Cuarcita Armoricana y materiales ordovícicos en la bajada del camino de Consolación y Puerto Peña, trilobites





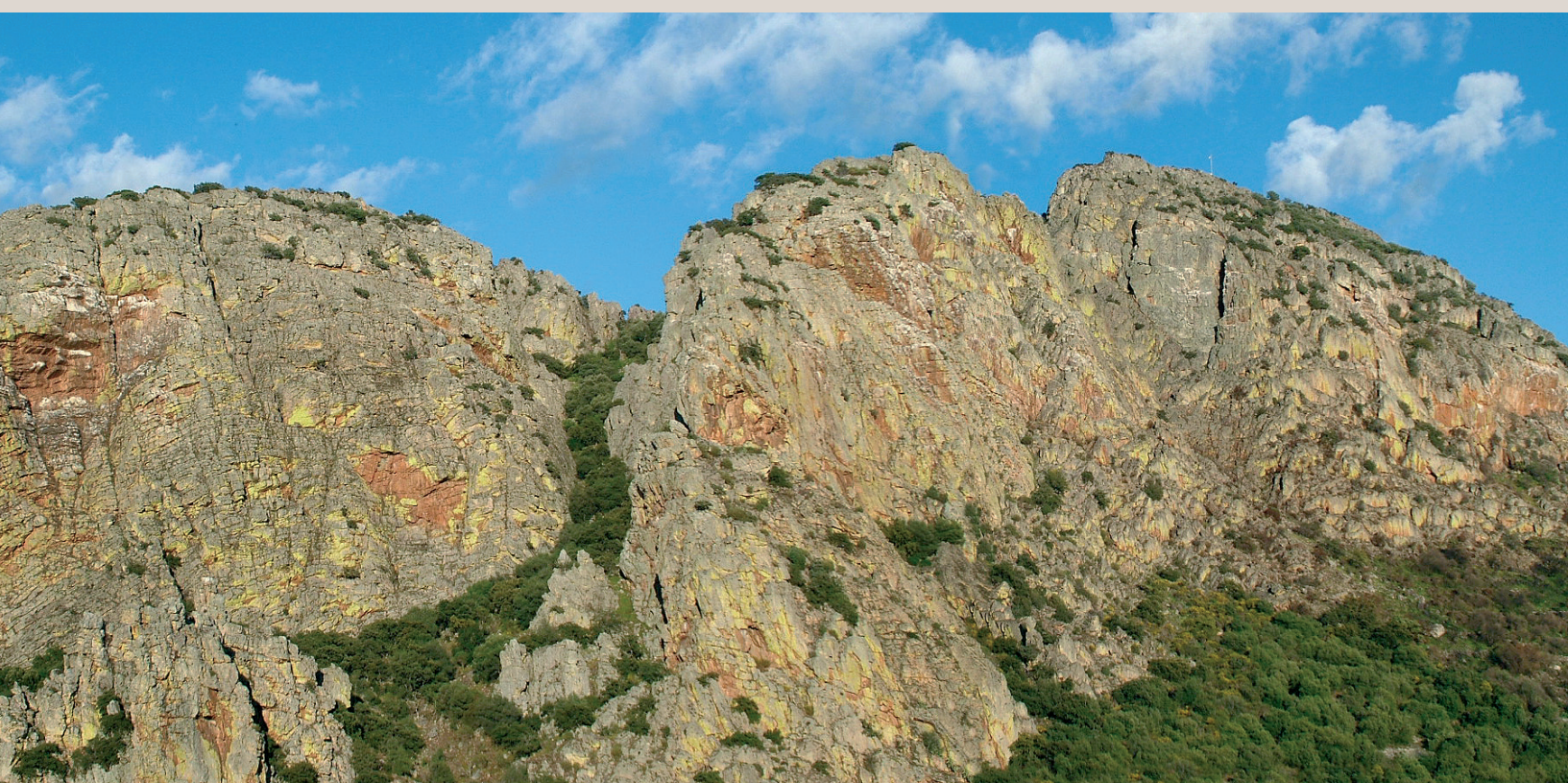
en el Valle de Consolación, graptolitos del Silúrico en Los Valles y braquiópodos y bivalvos del Devónico junto al arroyo Valmayor.

Al tratarse de materiales sedimentarios se observan estructuras sedimentarias como ripples, estratificación, laminación y granoselección en numerosos taludes de caminos y carreteras así como en los resaltes de las sierras.

Asimismo es posible observar las diabasas, rocas subvolcánicas que por su textura y forma destacan entre los materiales sedimentarios. En el sinclinal de Herrera del Duque las diabasas se presentan en afloramientos de contornos subcirculares que perforan los materiales del Silúrico y Devónico. En general se trata de rocas de composición basáltica muy alteradas.

La variedad de rocas, estructuras y relieves geológicos que se encuentra en este sinclinal unido a su belleza paisajística animan a adentrarse en este lugar de gran interés geológico.

Panorámica de Puerto Peña coincidiendo con el flanco sur del sinclinal de Herrera.





Bolos, gravas y arenas de naturaleza granítica en el cauce del río Tiétar.



Río Tiétar

El río Tiétar a su paso por Extremadura discurre con dirección noreste-suroeste entre las comarcas de La Vera y Campo Arañuelo. El recorrido por la región está comprendido aguas abajo del embalse de Rosarito hasta su desembocadura en el río Tajo, en las proximidades de Villarreal de San Carlos en pleno Parque Natural de Monfragüe. El río Tiétar es atravesado por distintas carreteras entre las que destaca la EX-108, que une las localidades de Navalmoral de la Mata y Plasencia, a la altura del paraje de La Bazagona, que constituye un punto de observación excelente del río así como de los procesos asociados a su dinámica y funcionamiento fluvial.

Desde el punto de vista geológico el río Tiétar se enmarca en la Zona Centro Ibérica del Macizo Hespérico. Dentro de la unidad geológica de las fosas terciarias de la cuenca del Tajo corresponde a la depresión de Campo Arañuelo, donde se encuentra la cuenca del río Tiétar. La dirección (noreste-suroeste) constante del río indica un claro control estructural por la acción de fracturas que favorecen el encajamiento del río.

La depresión por donde discurre el río Tiétar está basculada hacia el norte, hecho que condiciona que las aguas que recoge el Campo Arañuelo viertan hacia este cauce. Por el norte recoge asimismo las aguas procedentes de las Gargantas de la Vera como son, entre otras, la Garganta de Pedro Chate, la Garganta Jaranda, la Garganta de Cuartos y la Garganta de Alardos, que bajan desde los relieves graníticos de la Sierra de Gredos cargadas de materiales arenosos así como gravas y bolos.

En cuanto a la morfología, a gran escala, se trata de una cuenca terciaria monótona y prácticamente llana donde no destaca su carácter de depresión como tampoco relieve alguno. Hay que citar como único resalte en toda esta extensión el monte isla de "El Toril". Esta disposición nos da información sobre



En el tramo alto del río, a su paso por Extremadura, predominan los bolos procedentes de los relieves graníticos de la Sierra de Gredos.



Vista del río Tiétar desde el Puente de La Bazagona.

la larga y compleja historia denudativa que ha sufrido extendiéndose desde el Terciario hasta nuestros días.

Todo esto condiciona que el río Tiétar sea un río arenoso, ancho y somero, de carácter entrelazado típico de los ríos de piedemonte que adaptan su morfología para poder amortiguar los fuertes deshielos primaverales de Gredos. Esta corriente fluvial se conoce también como braided (entrelazadas, trenzadas o entrecruzadas), donde los cauces presentan canales múltiples separados por isletas fluviales (islas ocasionales). Este tipo de cursos fluviales presentan una elevada capacidad de carga-sedimentación, formando grandes llanuras aluviales y rellenos de cuencas. Son fenómenos debidos al solape-coalescencia de barras situadas tanto en las márgenes como en el interior de la corriente en distintas disposiciones (transversales, longitudinales). Su funcionamiento se resume en ejercer erosión en un flanco de cada trenza y sedimentación en el opuesto.

Este tipo de corrientes transportan fundamentalmente carga de fondo con distintas granulometrías: desde bloques, gravas, arenas, limos a arcillas, estas en menor proporción. La procedencia de materiales es granítica siendo el área madre la Sierra de Gredos. En superficie se identifican, en el lecho del río y sobre las márgenes, los distintos tipos de tamaños citados anteriormente. Las variadas granulometrías se observan de forma gradual según se desciende a lo largo del cauce; así por ejemplo aguas abajo del embalse de Rosarito, ya dentro del territorio extremeño, junto al puente de la carretera de Oropesa a Madrigal, se pueden observar bolos decimétricos redondeados de granito acumulados sobre las márgenes y en el lecho del río. Se puede acceder a este punto tomando un camino sobre la margen izquierda del río después de caminar unos 100 metros.

Asimismo aguas abajo, en puntos de intersección con las principales infraestructuras de comunicación, se comprueba cómo va variando el tamaño de los materiales que deposita y transporta el río. Desde el puente de la carretera de Jarandilla de la Vera a Navalmoral de la Mata se observa con facilidad el tamaño grava de los materiales.

El punto de encuentro entre el río Tiétar y la carretera de Jaraíz de la Vera a



Vista aérea de los depósitos de arenas en la zona de Majadas de Tiétar. Consejería de Agricultura y Medio Ambiente. S.I.G.

Casatejada es un lugar apropiado para ver los depósitos de barras formados principalmente por arenas de naturaleza feldespática.

El recorrido del río a la altura de Majadas, Valdeíñigos y La Bazagona es una zona excelente para observar los depósitos de extensas barras compuestas por un tamaño de grano tipo arena, que en ocasiones se encuentran en un estado de deterioro importante debido a las explotaciones de áridos que se llevan a cabo a lo largo del cauce de forma indiscriminada. En la foto aérea se pueden identificar este tipo de depósitos.

Estos materiales se disponen dentro del cauce en forma de barras estacionales, móviles, longitudinales, transversales, diagonales, compuestas y con frecuentes plataformas no emergidas. Los materiales del lecho del río son removilizados de forma continua o esporádica, lo que ha permitido el asentamiento de vegetación en las llamadas islas permanentes.

Las barras móviles y estacionales se disponen aleatoriamente, al igual que los cauces abandonados, siendo poco frecuentes las barras transversales, en relación a las longitudinales o a las dispuestas ligeramente oblicuas con respecto a la dirección del flujo. Con frecuencia se forman, en el entorno de los puentes, barras superpuestas de morfología, tamaño de depósitos y disposi-



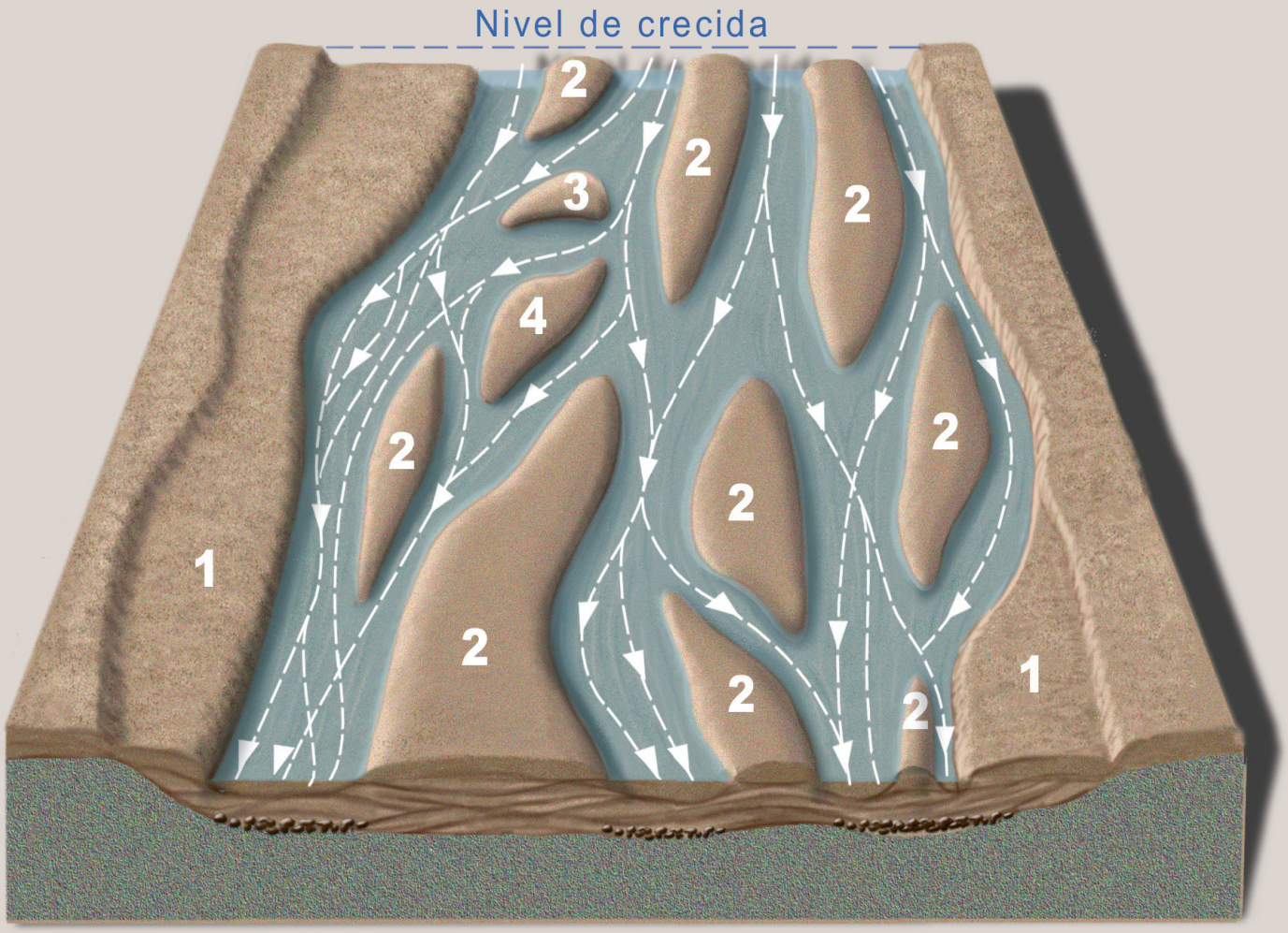
ciones diferentes, dando lugar a barras complejas compuestas.

Las ramificaciones de flujo no son abundantes y, cuando existen, entre ellas se forman grandes médanos o barras emergentes (acumulaciones detríticas de aluviones no estabilizados que separan láminas de agua. Están próximas a la superficie y llegan a emerger en periodos de aguas bajas o estiajes muy marcados), que tienden a ser colonizados y fijados por la vegetación riparia, llegando a hacerse permanentes.

Desde el puente de La Bazagona, sobre la carretera EX-108, así como desde el puente de la carretera de Jaraiz de la Vera a Casatejada y desde las proximidades a Valdeíñigos, se pueden observar los distintos tipos de barras mencionadas anteriormente.

La dinámica fluvial es continua, depositando nuevas barras y erosionando barras e islas más antiguas; se transporta aproximadamente la misma cantidad de materiales que se deposita.

La estructura interna de los depósitos arenosos muestra claramente la característica estratificación cruzada de éstos. Asimismo es posible observar antiguos canales de gravas incluidos en las barras de arena como reflejo de periodos de mayor caudal. En cuanto a los cantos y bloques de mayor tamaño, se encuentran dispuestos con cierta ordenación planar.



Elementos característicos de ríos tipo "braided" y anastomosados. Morfología de la llanura aluvial donde aparecen barras marginales (1) y centrales: longitudinales (2), transversales (3) y diagonales (4).

Detalle de laminación cruzada en una barra arenosa. (pág. dcha. sup.)

Canal de gravas incluido en una barra de arena situado en el tramo bajo del río (Valdeíñigos). (pág. dcha. inf.)

En las zonas marginales, alcanzadas por inundaciones recientes, predominan en superficie las fracciones limo-arcillosas, apreciándose grietas de desecación que, en algunos casos, resaltan de forma extraordinaria, al situarse estos materiales sobre arenas y tener una clara superficie de despegue.

En definitiva, el río Tiétar presenta un evidente valor geomorfológico así como sedimentario en el contexto de la dinámica fluvial y sus depósitos asociados. Constituye un magnífico ejemplo de corriente fluvial trenzada o braided donde se pueden observar distintos tipos de barras e isletas. La continua actividad de erosión, transporte y sedimentación de los ambientes fluviales y sus llanuras de inundación tiene en el río Tiétar una excelente representación, ayudándonos a comprender el verdadero sentido de los procesos geológicos pasados y actuales.

Este cauce, a su paso por Extremadura, ha sido declarado recientemente espacio natural protegido con la figura de Corredor ecológico y de biodiversidad "Pinares del Tiétar" por su importancia ecológica como corredor entre las estribaciones de la Sierra de Gredos y el Parque Natural de Monfragüe, así como por conectar las zonas de pinares que han quedado aisladas unas de otras por la acción antrópica.







Panorámica de la extensa llanura alomada que constituye la penillanura.



Penillanura de La Serena

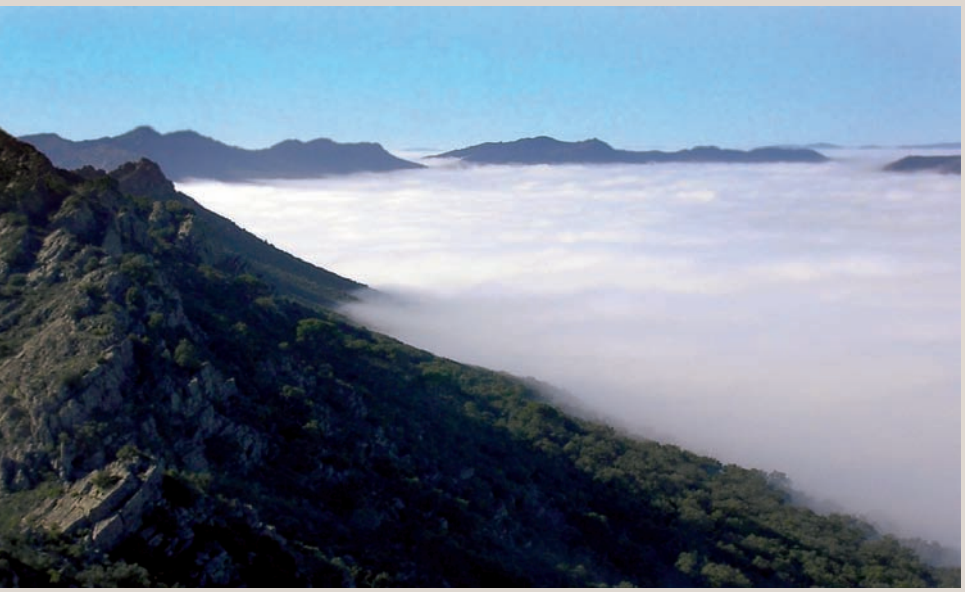
La penillanura de la Serena constituye un amplio territorio que conforma el sector más oriental de la meseta meridional peninsular. Es una llanura alomada con una altitud entorno a los 400 m, atravesada por pequeñas sierras paleozoicas que dominan el paisaje.

Constituye uno de los ejemplos mejor conservados de modelado geomorfológico muy evolucionado sobre un zócalo de materiales precámbricos, lo que le confiere una sobresaliente importancia y representatividad.

La penillanura de la Serena se encuentra situada en el área centro oriental de la provincia de Badajoz, ocupando una extensa planicie comprendida entre los ríos Zújar y Guadámez, circundada por los relieves paleozoicos que forman las sierras de Moraleja y de Tiros.

El arroyo Almorchón atraviesa la penillanura hasta su desembocadura en el embalse de La Serena. (pág. dcha.)

Debido a su gran extensión cuenta con numerosos puntos de acceso, recomendándose la carretera EX-104 que, desde Villanueva de la Serena, atraviesa numerosas poblaciones de la comarca como son Campanario, Castuera y Benquerencia de la Serena hasta su llegada a Cabeza del Buey; la carretera EX-115 desde Campanario a Orellana la Vieja discurre sobre la penillanura ofreciendo extraordinarias vistas de las formaciones en dientes de perro, y la carretera EX-103



La Sierra de Torozo limita la penillanura hacia el sureste.

que une la población de Castuera con el puerto de los Carneros pasando por la localidad de Puebla de Alcocer entre los embalses de Orellana y La Serena.

Si hay una característica que define la penillanura de la Serena es su extrema monotonía de llanura que se ve únicamente alterada por pequeñas elevaciones o por los cauces fluviales, en ocasiones muy encajados, como es el caso de la desembocadura del río Zújar.

Desde el punto de vista geológico la penillanura de la Serena se enmarca en la Zona Centroibérica del Macizo Ibérico, litológicamente en esta gran planicie aflora un conjunto esquistograuváquico extraordinariamente monótono, que al este se prolonga por el Valle de Alcudia. Está bordeado al sur por las Sierras de Castuera, Tiros y Torozo, y al oeste por el granito herciniano de Campanario, mientras que hacia el norte es atravesado por el sinclinorio paleozoico de Almadén y su prolongación hacia Puebla de Alcocer, siendo su límite septentrional el sinclinal de Herrera del Duque.

En sentido amplio, el Precámbrico de esta zona se compone de areniscas grauváquicas, grauvacas y pizarras bandeadas.

Sobre el Precámbrico, ocasionalmente, afloran materiales metamórficos paleozoicos que dan lugar a las pequeñas alineaciones de sierras y berrocales graníticos que interrumpen la monotonía de la llanura. En las áreas más deprimidas o en los valles fluviales se asientan depósitos detríticos recientes del Terciario y Cuaternario.

Desde el punto de vista estructural, los materiales que forman su substrato geológico muestran los efectos de una serie de fenómenos de compresión y de distensión producidos por las distintas orogenias. La Orogenia Asíntica (fase Cadomiense) queda atestiguada por la existencia de numerosos pliegues menores, esquistosidad asociada e inversiones que afectan a los materiales del Precámbrico; la Orogenia Hercínica responsable de la estructura general de la comarca, dando lugar a una serie de pliegues sinclinoriales y anticlinoriales y repliegues. Finalmente, se produce una distensión posthercínica acompañada de fracturación y del emplazamiento de materiales pórfidos ácidos, riolíticos o graníticos.





Berrocal granítico en el núcleo de la penillanura.

Los rasgos geomorfológicos que presenta se pueden resumir en la existencia de grandes superficies planas o ligeramente inclinadas hacia el Atlántico, sobre las que discurre una red fluvial de carácter pluvial poco encajada, así como en la presencia de alineaciones montañosas paleozoicas en sentido este-oeste y sureste-noroeste que destacan claramente en el paisaje y que constituyen los principales obstáculos en las comunicaciones comarcales. En algunos casos se presentan como auténticos relieves residuales.

En síntesis la historia geomorfológica se inicia con anterioridad al principio del Ordovícico cuando se produce la sedimentación (precámbrica), y posteriormente los movimientos tectónicos con plegamientos que terminan con una etapa erosiva que penillanuriza el relieve formado. A continuación, se produce una sedimentación detrítica que fosiliza el relieve previo y que se prolonga posiblemente durante todo el Silúrico.

Ya en el Devónico, tras unos pequeños movimientos, tal vez basculamientos, comienza una nueva sedimentación detrítica que en el medio se pliega, junto con las series infrayacentes, como consecuencia de los procesos tectónicos que tienen lugar y que, ya en este momento, condicionan la estructura general de la zona mediante la formación de anticlinales y sinclinales.



Hasta comienzos del Pérmico se producen, sucesivamente, una sedimentación detrítica durante el Devónico Superior y movimientos tectónicos y petrogenéticos durante el Carbonífero, con rejuvenecimiento del relieve formado anteriormente.

Desde el Carbonífero hasta su término se produce un intenso arrasamiento erosivo que llevó a la casi completa peniplanización de este sector del Macizo Hespérico.

De los últimos momentos de la historia geológica, durante el Cuaternario, se encuentran derrubios de ladera (glacis y piedemontes) y sedimentos aluviales, localizables en zonas de morfología relativamente plana, en pies de monte y cursos fluviales respectivamente. La Serena forma parte de la penillanura extremeña, lo que implica su caracterización como llanura de erosión, de la que sobresalen relieves y montes isla con unos rasgos propios que la individualizan del resto.

Junto a los grandes rasgos geomorfológicos a nivel microforma, y sobre todo en las laderas de mayor pendiente, se producen fenómenos de erosión diferencial que tienen como resultado las formas denominandas "**dientes de perro**" o "dientes de sierra". Son formaciones de



Detalle de los "dientes de perro" aflorando en la penillanura.



La penillanura desde el Castillo de Puebla de Alcocer.

modelado a pequeña escala con control litológico-erosivo. Se han originado a partir de las rocas precámbricas compuestas por metasedimentos de pizarras y grauvacas. Es posible observarlos en grandes extensiones como relieves residuales discontinuos que ocupan la penillanura. Se producen por erosión diferencial, condicionada por la disposición subvertical de los estratos y la esquistosidad. Las finas alternancias de metasedimentos con concentraciones variables de niveles más silíceos proporcionan distinta dureza que la acción erosiva modela eficazmente. Su formación es un proceso tardío desarrollado sobre la penillanura. El origen de los procesos denudativos debe situarse a partir de Plioceno, cuando se inició el encajamiento de la red fluvial actual. Su posición esta relacionada con las áreas que ocupan los interfluvios y el encajamiento de los cauces.

Entre los puntos desde los que se pueden obtener vistas sobresalientes de la penillanura de la Serena se pueden citar: el Castillo de Magacela, Benquerencia de la Serena y el Castillo de Puebla de Alcocer.

La Penillanura de la Serena comprende parte de la Zona de Especial Protección para las Aves correspondiente a "La Serena-Sierra de Tiros", declarada en virtud de su peculiaridades ecológicas que permiten el asentamiento de un importantísimo contingente de aves esteparias.

Las pseudoestepas constituyen uno de los ecosistemas más singulares y de mayor importancia ornitológica de la Península Ibérica. La Serena es una llanura cubierta por pastizales y cultivos de secano que constituyen una pseudoestepa de las mejores conservadas de la Península y con una importancia ecológica indiscutible para especies como la avutarda, el sisón, la ortega, la ganga y el cernícalo primilla, que cuentan aquí con poblaciones muy numerosas ya en el periodo reproductor como durante la invernada. Tanto es así que se considera una de las zonas de España que tiene mayor importancia para la conservación de estas aves.



Vista de la penillanura en la zona comprendida entre La Coronada y Magacela. Al fondo los relieves paleozoicos que la delimitan.



Panorámica del valle glaciar de La Serrá en la Sierra de Gredos, en un primer plano destacan los brezos en flor de la turbera "Las Poveas".



Glaciares de Gredos: El Glaciar de La Serrá

El Glaciar de la Serrá se encuentra en la parte extremeña de la Sierra de Gredos, en la cabecera de la Garganta de los Infiernos (Valle del Jerte), término municipal de Tornavacas, en el límite de éste con los términos de Losar de la Vera y de Guijo de Santa Bárbara y con la provincia de Ávila.

Para llegar hasta allí hace falta recorrer a pié un largo trecho (unas tres horas sin pararse mucho y algo más si descansamos). Se puede ir desde el Puerto de Tornavacas (Nacional 110); desde allí se toma un camino hacia el sureste, que recorre aproximadamente el límite entre las dos provincias, hasta el Collado Herido (1.486 m). Desde

este punto, el camino se dirige hacia la Garganta San Martín, que se cruza por un puentecito situado por encima del Chalet. Una vez superada la garganta se asciende por un camino zigzagueante, que supera una fuerte pendiente, hasta la Cuerda Llana o Collado de la Llana que forma parte de la morrena frontal del glaciar que vamos a describir. Una vez allí se debe seguir el camino para adentrarse en el glaciar y observar tanto el valle como el Circo de la Angostura.

También se puede ascender desde el Guijo de Santa Bárbara (comarca de la Vera), por un camino, bien marcado, que asciende por la Garganta de Jaranda hasta la portilla del mismo nombre, a 2.034 m de altura, desde donde se puede observar perfectamente el Circo de la Angostura. Este camino, aunque más sencillo, es menos recomendable ya que el desnivel a salvar es bastante mayor.

Morrena de retroceso. Detalle del bloque errático partido conocido como "La Quesera".



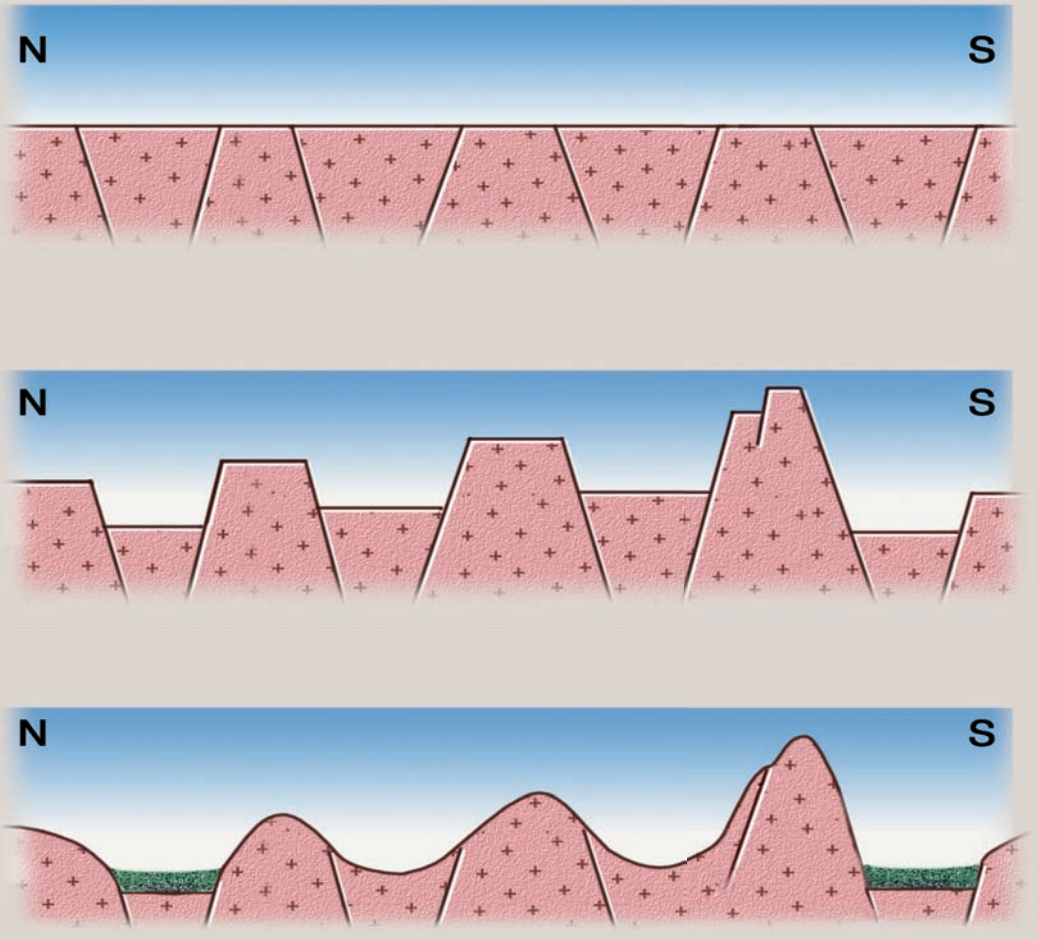
La Sierra de Gredos

Es, junto con la Sierra de Guadarrama, la parte más compleja y de mayor altura del Sistema Central Español. Se trata de un conjunto de sierras que, con dirección ENE-WSW a modo de columna vertebral, separa la Meseta Norte o Depresión del Duero de la Meseta Sur o Depresión del Tajo.

Esta sierra está formada por un complejo sistema de macizos tectónicos o sierras que superan con facilidad los 2.000 m de altura, separadas por fosas tectónicas que son aprovechadas para que en ellas se encajen los ríos como el Tiétar, Tormes, Alberche, Jerte, etc.

Desde el punto de vista litológico, la Sierra de Gredos está formada, fundamentalmente, por materiales graníticos de distinta composición y texturas, desde granitos de grano fino hasta granitos de grano grueso y con grandes fenocristales de feldespato ortosa. Todos estos granitos son de edad hercínica, aproximadamente de unos 330 millones de años. Además de los granitos se encuentran rocas metamórficas, desde esquistos a neises y migmatitas, enclavadas en los granitos pero siempre con una extensión muy limitada. Estas rocas son más viejas que los granitos, posiblemente precámbricas. Las rocas sedimentarias son mucho más escasas, se limitan a coluviones, aluviones y a algunos sedimentos glaciares, todos de edad cuaternaria. En algunas fosas se pueden encontrar sedimentos terciarios: arenas, arcosas, conglomerados y arcillas, de edad probablemente miocena, como en las fosas del Tormes, Amblés o Corneja.

Aunque los materiales que componen estas sierras son de edad hercínica, la forma de estas montañas se debe al plegamiento alpino, ya que la cordillera



Evolución del relieve de Gredos en la Era Terciaria.

que se formó en el hercínico fue totalmente arrasada durante la Era Secundaria hasta convertirse en una penillanura.

El empuje de la Placa Africana sobre la Península Ibérica durante el plegamiento alpino reactivó algunas de las antiguas fallas, elevando algunos bloques y hundiendo otros, según un esquema típico de la tectónica germánica tan común en materiales antiguos y rígidos ya cratonizados. Esto dio lugar al complejo sistema de sierras y fosas que hoy forman la Sierra de Gredos. Posteriormente, la fuerte erosión fluvial y, en mucha menor medida, la de origen glaciar, dió lugar al relieve que hoy podemos admirar en esta magnífica sierra.

El Glaciar de La Serrá

Aunque de dimensiones humildes es el único glaciar de valle que se formó en Extremadura durante la glaciación Wurm (Pleistoceno Superior). De ahí su importancia geológica y didáctica, ya que en él se observan perfectamente las distintas partes que constituyen un glaciar de valle. Está formado por el Circo de la Angostura y el Valle de la Serrá, alcanzando, entre ambos, unos 5 km de longitud por unos 2 km de anchura máxima.

El circo presenta una estructura asimétrica, lo que es fácilmente comprensible debido a su orientación. Está más desarrollado en la ladera de la umbría, la que se apoya en la Cuerda de los Infiernillos, que en la de la solana, la de Castilfrío, ya que en aquella se acumularía mayor cantidad de nieve-hielo.

No presenta la típica laguna de circo, como otros glaciares vecinos de la pro-

vincia de Ávila, aunque sí debió de existir una en la zona del Poyo, en la cabecera del circo. En esa zona, en la actualidad, aparece una pradera muy encharcada que debió de ser una antigua lagunilla que se colmató por los aportes de sedimentos erosionados por las aguas salvajes.

Otra característica de este circo es la existencia de abundantes cantos erráticos, algunos de grandes dimensiones, que alcanzan hasta los 8 m de altura. También se encuentran pequeñas morrenas de retroceso que están formadas por alineaciones de cantos y bloques de gran tamaño. Estas morrenas indican que los hielos, en su retroceso, se mantuvieron estables en ese lugar durante un escaso número de años.

Si se observan con detalle las laderas del circo, se puede ver perfectamente hasta donde llegaron los hielos glaciares, el límite está representado por una ruptura de la pendiente en la ladera del circo. La parte superior de la ladera, aquella en la que no se acumularon los hielos, es de menos pendiente que la inferior, la ocupada por los hielos. Mientras que en la solana la ruptura de la pendiente está casi a media ladera, en la de la umbría alcanza muchas veces la línea de cumbres, eso quiere decir que el hielo se acumuló hasta ese punto.

En el fondo del circo son frecuentes los prados alpinos o "regajos" en los que se pueden ver el típico "césped almohadillado" que se mantiene encharcado gran parte del año, cuando no está cubierto de nieve.

El valle glaciar comienza más abajo de la Angostura, el paso del circo al valle está claramente representado en el terreno por la presencia de un escalón, de unos 60 m de desnivel, de naturaleza rocosa, en el que se pueden observar gran cantidad de rocas aborregadas. Estas rocas presentan a veces las típicas estrías producidas por la erosión de los cantos o bloques que transportaba el hielo glaciar.

Una vez superado el escalón, el valle presenta un fondo plano con hermosos y dilatados prados alpinos, mientras que sus laderas son bastante pendientes y pedregosas. La naturaleza de las laderas se debe a que están formadas, en su mayor parte, por la morrena frontal del glaciar.

La morrena frontal tiene la forma de media luna de brazos muy alargados. Tiene una longitud de 3,5 km, en su brazo derecho, el más extenso; mientras que su altura es de 120 m, desde el fondo del valle hasta la Cuerda Llana, el punto más alto de la misma.

Lo primero que llama la atención de la morrena frontal de este glaciar es su tamaño, es una morrena de grandes dimensiones si se compara con el tamaño del glaciar. Esto se puede explicar porque al instalarse los hielos glaciares debían de existir muchos materiales sueltos, en la cabecera del valle, que habrían sido producidos por una intensa meteorización durante un periodo bastante dilatado de tiempo. Estos materiales serían los que arrastraron los hielos hasta su posición actual.

Otra cosa a destacar es la asimetría de esta morrena, mucho más desarrollada en su parte derecha que en la izquierda. Pensamos que se debe a la asimetría del circo, principalmente, y a la pequeña curva que presenta el valle, en menor



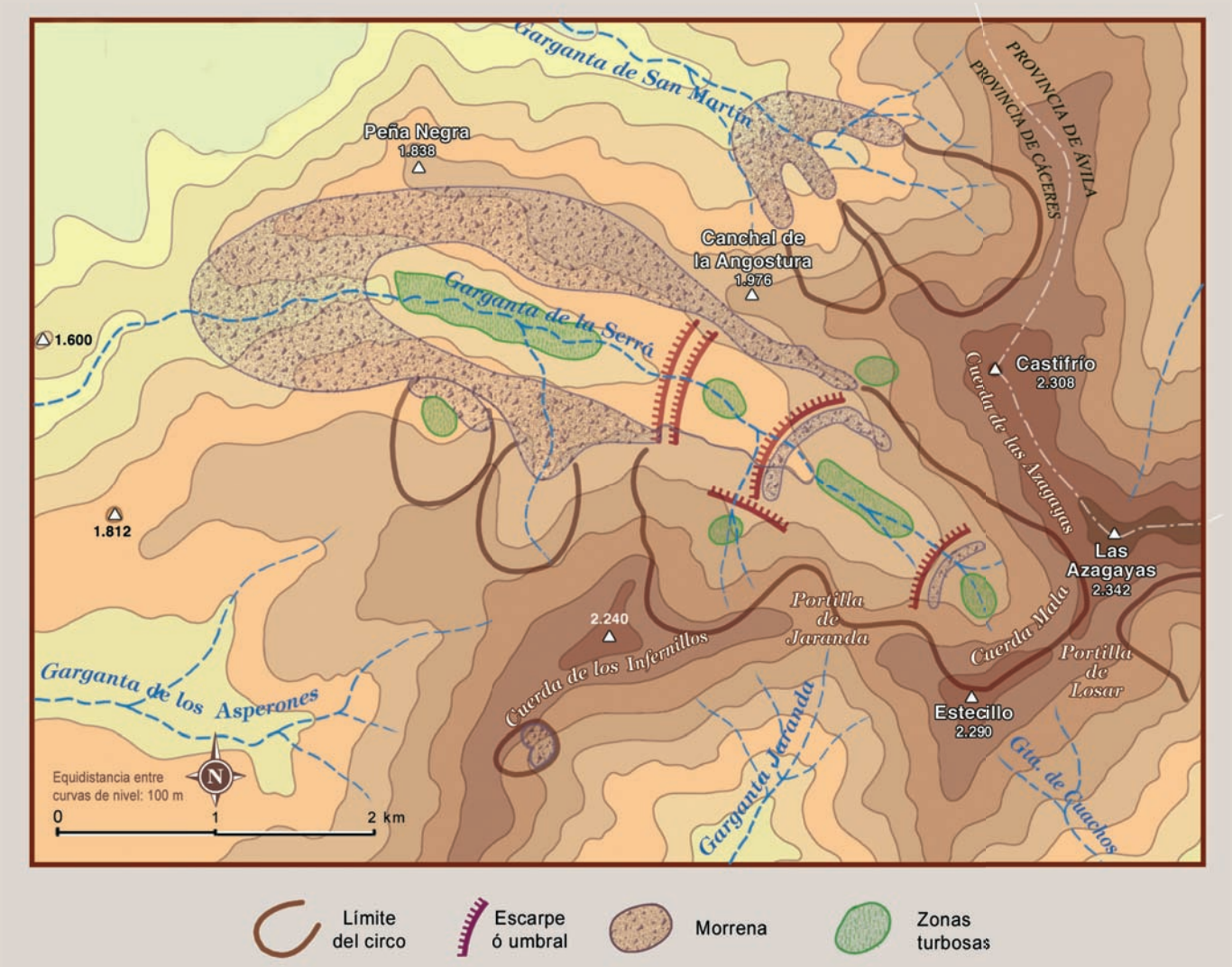
Vista del "Circo de la Serrá".

medida. Todo esto haría que gran parte de los sedimentos glaciares se depositaran en el margen derecho del valle.

También llama la atención la forma de los bloques que existen en la morrena. Muchos de estos bloques presentan una forma redondeada, ello se debe a que se formaron por meteorización química, típica de un clima templado-húmedo que se cree que existió en esta zona a principios de la Era Terciaria, antes de elevarse el macizo de Gredos. Estas formas redondeadas se encuentran con frecuencia en muchas zonas graníticas existentes en nuestra región extremeña.

La primera vez que se observa, llama poderosamente la atención la cantidad de agua que surge de la base de la morrena a finales del verano. La explicación es bastante sencilla: al estar formada la morrena por materiales sueltos y muy porosos, éstos se empapan de agua durante el invierno y la van soltando, poco a poco, por la zona de contacto con los granitos del valle durante la época de sequía del verano, esto hace que los prados del valle se mantengan siempre verdes y frescos.

Otra curiosidad que presenta esta zona es el sitio denominado "la Plaza de Redondo" por su similitud a una plaza de toros. Dicho relieve, situado en el margen izquierdo del valle glaciar, se ha formado al quedar cerrada la cabecera de una pequeña vaguada, que desem-



Aparatos glaciares en la Sierra de Tormantos (Sierra de Gredos)

bocaba en la Garganta de la Serrá, por la morrena frontal del glaciar. En primavera, durante el deshielo, dicho lugar queda, durante cierto tiempo, inundado de agua simulando una pequeña laguna pero de muy corta vida, de ahí que venga así representado en algunos mapas topográficos. Durante el verano, por el contrario, se desarrolla en el fondo de dicha "plaza" un prado alpino verde o turbera muy productivo.

Una vez que desaparecieron los hielos glaciares, la morrena frontal actuó como una presa, reteniendo las aguas del deshielo y formando como un embalse natural pero de corta duración. Los materiales sueltos de la morrena fueron erosionados con facilidad por las aguas del torrente y arrastrados aguas abajo, por lo que desapareció la parte central de la misma. En la actualidad, parte de estos materiales se encuentran en los Arenales, llanura de origen fluvio-glaciar situada en la confluencia de la Garganta de los Infiernos con el Río Jerte.

Los aparatos glaciares de esta zona se instalaron en las cabeceras de antiguos torrentes de montaña o gargantas. Como algunas de estas gargantas tienen un control tectónico, es decir, se encajan a lo largo de fallas, como la Garganta San Martín, la Garganta de Jaranda, etc., podría parecer que algunos de estos valles glaciares tienen un control tectónico, pero esto no es así. Sí es cierto que muchos de los escalones que se encuentran

en estos valles glaciares son provocados por la presencia de fallas más o menos perpendiculares a la dirección del valle. La debilidad de las rocas producida por el movimiento de la falla fue aprovechada por el hielo para producir el desnivel que aparece en la actualidad.

Además del aparato glaciar de la Serrá, en esta zona se pueden observar otras formas de interés geomorfológico, la mayor parte de ellas surgidas por la existencia de un clima periglaciar suave, típico de esta zona montañosa. Entre estas últimas se incluyen amplios canchales producidos por una intensa gelivación existente con posterioridad a la retirada de los hielos. Son muy extensos los que se localizan en la cara norte del Castifrío-Canchal de la Angostura, así como los que se encuentran en la cara sur de los Infiernillos, en la cabecera de la Garganta de Jaranda. En el Circo de la Angostura existen magníficos ejemplares de cantos erráticos que han sido partidos por la acción de la cuña de hielo aprovechando la presencia de pequeñas diaclasas.

Otra forma de relieve, típica del clima periglaciar moderado, es la presencia de "césped almohadillado" tan frecuente en los prados alpinos de estas sierras.

No tan frecuentes, pero sí existen algunos, son los suelos empedrados. Se pueden observar en la parte baja del la Cuerda de los Infiernillos.

Así mismo, en algunas zonas no muy agrestes de la línea de cumbres, llama la atención la presencia de afloramientos graníticos con formas redondeadas que, como ya se ha dicho, han sido producidas por una meteorización química, bajo un clima templado-húmedo, durante un periodo anterior a la glaciación cuaternaria.



Ejemplo de rocas pulidas en el glaciar de La Serrá.



"Plaza de Redondo" en la Garganta de La Serrá.

Otros aparatos glaciares

En la provincia de Cáceres existen otros aparatos glaciares de menor entidad que el Glaciar de La Serrá que se ha descrito anteriormente. Se reducen a nichos glaciares de pequeño tamaño ya que no llegaron, en ningún momento, a formar un circo glaciar, es decir, los hielos glaciares no ocuparon toda la cuenca de recepción del antiguo torrente de montaña donde se implantaron.

Subiendo al Glaciar de La Serrá, en la Garganta San Martín, por encima del Chalet, existen dos nichos glaciares, con sus pequeñas morrenas frontales bien desarrolladas. También existen restos de nichos glaciares en las cabeceras de las gargantas de Jaranda, Cuartos, Minchones y Alardos. A ellos se accede con dificultad y además, al no estar muy bien definidos, su observación presenta ciertas dificultades para aquellas personas no muy acostumbradas a este tipo de formaciones.

Pero, sin lugar a dudas, los nichos glaciares más extensos se encuentran en la parte extremeña de la Sierra de Béjar, tanto en la vertiente que da al Valle del Jerte, donde se encuentra el nicho glaciar del Torreón-Talamanca, como en la vertiente del Valle de Ambroz, donde están situados los nichos glaciares del Torreón y de la Nijarra que se unen al final y forman una sola morrena frontal.

Para acceder a estos aparatos glaciares la forma más sencilla de hacerlo es por la provincia de Salamanca, ascendiendo desde la Plataforma de Candelario hasta el pico del Torreón (hay que hacer notar que en muchos mapas topográficos este pico se denomina erróneamente como Calvitero). En el camino hacia nuestro objetivo podemos ver otros aparatos glaciares muy bien desarrollados y situados en las vecinas provincias de Ávila (glaciares del Trampal y de Hoyamalillo), y de Salamanca (glaciar de Hoyamoros). Estos aparatos glaciares se desarrollaron mucho más que los extremeños debido a su orientación al norte, lo que facilitaría que se pudiese acumular mucha mayor cantidad de nieve-hielo.



Todos los nichos glaciares que hemos mencionado tuvieron un escaso desarrollo debido a dos factores: por un lado, como ya se ha comentado, a su orientación y por otro a la gran pendiente de las zonas en que se instalaron. Estos dos factores hicieron que no fuera posible la acumulación de la cantidad de nieve-hielo necesaria para formarse un glaciar de valle o, incluso, de circo.

En cuanto a la presencia de figuras de protección ambiental, la zona donde está enclavado el Glaciar de la Serrá forma parte de la Reserva Natural "Garganta de los Infiernos", declarada espacio natural protegido por la Junta de Extremadura y del Lugar de Interés Comunitario (LIC) "Sierra de Gredos y Valle del Jerte".

En este espacio protegido hay que resaltar, además de los valores geológicos como el ya conocido glaciar, los Pilones y las formas periglaciares ya mencionadas, valores botánicos de gran interés por su escasez en la Comunidad Extremeña, como los bosques atlánticos de rebollos, los extensos piornales o los prados alpinos, estos últimos de reducida extensión. Así mismo entre la flora presente se localizan endemismos gredenses, flora relicta cuaternaria (megaforbios) y flora de turbera. En cuanto a los valores faunísticos de esta reserva, destaca la ya bastante numerosa población de cabras monteses. El aumento en la población de cabras ha sido posible gracias a la creación de la Reserva Regional de Caza de la Sierra a principios de los años ochenta.

Las comarcas del Valle del Jerte y de la Vera reúnen un conjunto de poblaciones serranas de interés cultural por la arquitectura típica que presentan. También destacamos los numerosos parajes naturales de interés paisajístico como bosques y gargantas, debido a un clima muy característico húmedo y protegido de los fríos vientos del norte por la presencia de la Sierra de Gredos.

Si nos viéramos obligados a destacar algún aspecto concreto de todos los valores de estas comarcas lo haríamos por la floración del cerezo. En el breve periodo de dos semanas, durante el mes de marzo, y sobre todo en el Valle del Jerte, el paisaje adquiere una belleza casi inigualable cuando las laderas del valle se tiñen de blanco por las numerosísimas flores de los cerezos.

Desde el punto de vista geológico hay que destacar que el Río Jerte se encaja a lo largo de la falla de Plasencia. En la zona del puerto de Tornavacas se pueden observar perfectamente zonas milonitizadas y brechificadas por el desplazamiento de dicha falla, vemos aquí como los granitos están muy rotos y parcialmente transformados.

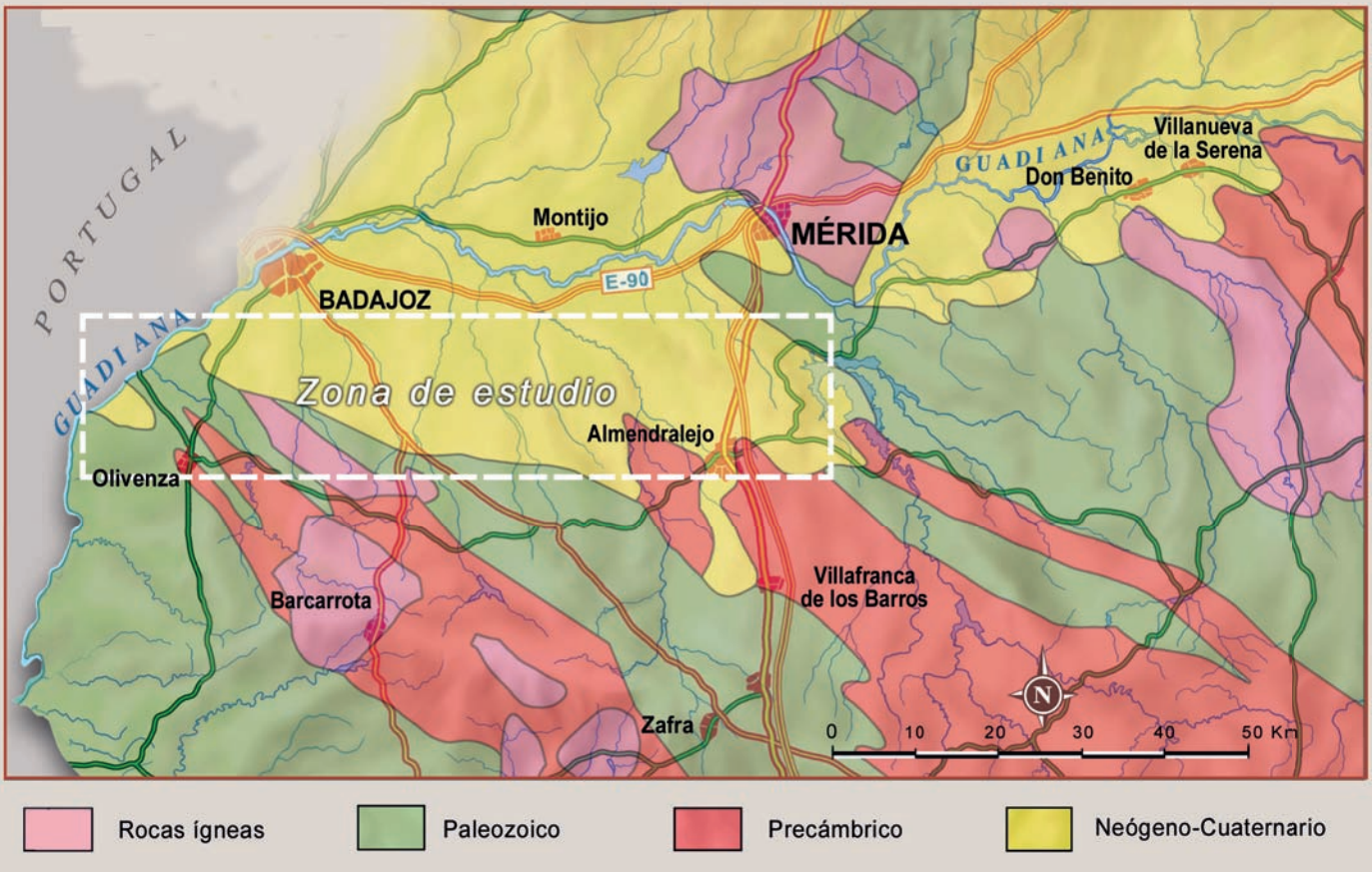


Vista aérea
de la Tierra de Barros.



El Terciario de Tierra de Barros

La Cuenca del Guadiana constituye una de las grandes depresiones terciarias interiores del macizo ibérico. En su margen meridional se ubica la Tierra de Barros, comarca extensa y llana, modelada sobre los sedimentos que rellenaron el sector sur de esta depresión. Se trata de un conjunto de materiales detríticos poco potentes (unos 100 a 200 metros de espesor), depositados durante el Terciario y Cuaternario en ambientes continentales de tipo fluvial, lacustre y fluvio-lacustre, sobre el sustrato ígneo y metamórfico de la extensa y arrasada Meseta Ibérica.



El escaso relieve de este área, y de la cuenca en general, hace que no existan afloramientos espectaculares. De hecho, la del Guadiana, ha sido una de las grandes cuencas terciarias ibéricas históricamente peor conocidas. Aún así, algunos de estos afloramientos permiten reconstruir, a grandes rasgos, cómo ha evolucionado la geografía, el clima y el paisaje de esta región a lo largo de las últimas decenas de millones de años; permiten, en suma, reconstruir su evolución. Estos afloramientos tienen un gran valor didáctico y científico y forman parte, por tanto, del Patrimonio Geológico de Extremadura.

La Meseta Ibérica constituye un extenso relieve constituido por terrenos ígneos y metamórficos emergidos y estructurados ya a finales de la Era Primaria durante la Orogenia Hercínica, hace, al menos, unos 250 millones de años. Desde entonces, y a lo largo de toda la era Secundaria, estuvo emergida y sometida a un intenso proceso de erosión que fue desmantelando los relieves más elevados mientras que los sedimentos arrancados eran depositados en las cuencas marinas que la rodeaban por aquel entonces, mucho más tarde erguidas como las actuales cordilleras bética, hacia el sur, y, pirenaica, hacia el noreste.

En efecto, a inicios de la Era Terciaria, hace unos 65 millones de años, estaba ya probablemente activo el ciclo de la Orogenia Alpina, que más adelante, en sus fases álgidas, acabará estructurando las dos principales cadenas alpinas ibéricas, la Bética y Pirineo, así como sus prefosas marinas, que terminarán emergiendo para configurar lo que hoy conocemos como las depresiones del Guadalquivir y del Ebro, respectivamente.

Pero todo este titánico proceso orogénico tuvo también sus repercusiones en el interior del rígido macizo ibérico, generando y activando grandes fallas cuyos movimientos generaron un sistema de bloques levantados (horsts) y depresiones o fosas tectónicas. Así, al inicio del Mioceno, hace unos 23 millones de años (para otros autores a finales ya del Oligoceno), la gran meseta queda dividida por el Sistema Central en la mitad septentrional, hoy drenada por el Duero, y la mitad meridional, está última, a su vez, dividida por los Montes de Toledo entre las actuales cuencas del Tajo y del Guadiana.

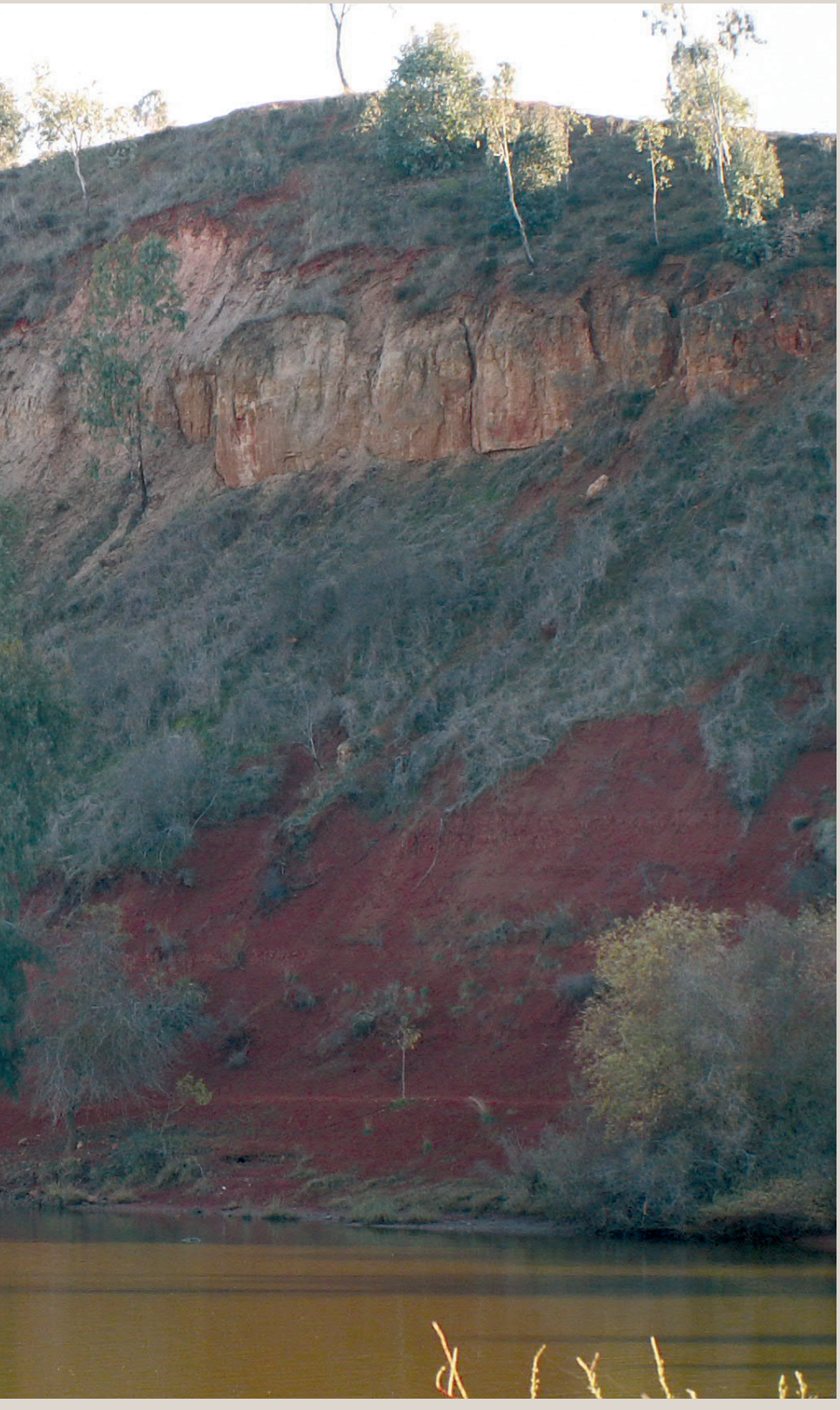
Por tanto, hacia el Paleógeno Superior-Neógeno (entre hace 28 a 25 millones de años), la depresión del Guadiana ya existía, y su cubeta, poco profunda, recogía los sedimentos arrancados por la erosión fluvial del viejo Macizo Ibérico, que continuaba con su proceso de arrasamiento y peniplanización.

Existía, pero no configurada exactamente tal como hoy la conocemos, abierta al Océano Atlántico y con un gran dispositivo fluvial instalado, el Guadiana. Pasó por fases en las que estuvo cerrada por el oeste, constituyendo un sistema fluvio-lacustre, más tarde se abriría hacia la cuenca atlántica, con un dispositivo fluvial precursor y ya similar al del actual Guadiana, y volvería a cerrase luego, generando de nuevo áreas lagunares muy someras, para volver a abrirse finalmente buscando de nuevo su salida al océano. Estas aperturas y cierres debieron estar controladas por un juego tectónico de bloques a favor de grandes fracturas regionales de dirección N40ºE, de las que la más significativa puede ser la Falla de Plasencia, y otras asociadas de dirección N120ºE.

Estos cambios geográficos, y los correspondientes cambios climáticos y pa-

CICLOS	UNIDADES			LÍMITES	PALEOAMBIENTES	
CUATERNARIO	Aluviones	Coluviones		Cambio lateral de Facies	Sistema fluvial actual	Depósitos de vertiente actual
	Terrazas	T3		Discordancia	Sistema fluvial. Fuertes contrastes climatológicos	
		T2		Discordancia		
		T1		Discordancia		
PLIOCUATERNARIO	Rañas			Discordancia (S2)	Abanicos aluviales. Clima húmedo	
	Costra calcárea				Encharcamientos temporales bajo un clima cálido con estación seca marcada	
TERCIARIO	Unidad Superior	Facies Almendralejo	Facies Badajoz	Discordancia (S1+glacis desnudo)	Abanicos aluviales con canales de morfología trenzada. Clima árido	Fluvial. Canales meandriformes con llanuras de inundación. Clima árido
	Unidad Inferior	Arcillas rojas de Lobón		Cambio lateral de facies Discordancia	Sistema fluvio-lacustre. Clima cálido-húmedo	

Afloramiento de las arcillas rojas de Lobón en el escarpe del Guadiana, encima las areniscas de la Formación Almendralejo.



leoambientales, quedaron registrados en el relleno sedimentario de la cuenca.

Se han distinguido tres ciclos sedimentarios en los materiales terciarios y cuaternarios existentes en el área meridional de la cuenca, al sur del actual río Guadiana, y dentro de ellos se han establecido diversas unidades estratigráficas. En el cuadro de síntesis figura un esquema de estas divisiones.

El primer ciclo, de Edad Terciaria, se implanta sobre un sustrato en el que se habían desarrollado perfiles de alteración de gran envergadura. Está constituido por una formación inferior fluvio-lacustre (Arcillas Rojas de Lobón), a la que se superpone una formación fluvial, más próxima al área de alimentación en el sector este (Facies Almendralejo) y más alejada hacia el oeste, hacia Portugal (Facies Badajoz) (Villalobos M. y Jorquera, 1998).

El segundo ciclo sedimentario, de Edad Pliocuaternaria, está representado por depósitos de costras calcáreas en las zonas centrales de la cuenca, y desarrollo posterior de sedimentación "tipo raña" en sus áreas marginales.

Por último, el tercer ciclo sedimentario está representado por un régimen esencialmente erosivo durante el cual se produce el encajamiento de la red hidrográfica y el depósito de las terrazas y aluviales de edad cuaternaria asociados a ella, así como un conjunto de coluviones de escasa potencia que tapizan gran parte de la superficie de la cuenca.

Existen, al menos, dos afloramientos muy buenos de las arcillas rojas de Lobón y su contacto con areniscas de la Formación Almendralejo, el primero en los alrededores del propio núcleo urbano de Lobón y, el segundo, a lo largo del cauce del río Guadajira, entre las localidades de Solana de los Barros y Lobón.

En Lobón, la parte inferior del afloramiento constituye una monótona sucesión de arcillas muy puras y arcillas arenosas masivas de color rojo que, en el escarpe del Guadiana, presentan hasta 30 m de potencia. Por datos de sondeos se sabe que en este sector tienen una potencia de unos 80 m, descansando directamente sobre un granito.

A lo largo de la margen izquierda del río Guadajira forman un afloramiento continuado, de unos 14 km de extensión, en el que se observan los últimos 3 a 8 m de la serie. En este caso exponen un magnífico corte radial de la unidad desde las zonas próximas al área de alimentación (este), hasta las más alejadas o distales (oeste), donde se observa una disminución progresiva del tamaño de grano del sedimento.

Contienen una flora-fauna de charáceas y ostrácodos, indicadoras de medios lacustres. El medio de depósito ha sido interpretado como una zona de llanura de inundación de un sistema fluvial, vegetada y sometida a desbordamientos y encharcamientos temporales, pudiendo hablarse en algunos casos de medios estables genuinamente lacustres.

Sobre el paquete de arcillas, y con un contacto neto erosivo y discordante, se observa la base de la Formación Almendralejo, constituida esencialmente por



Vista del contacto neto erosivo y discordante entre las llamativas arcillas rojas y las areniscas y microconglomerados.

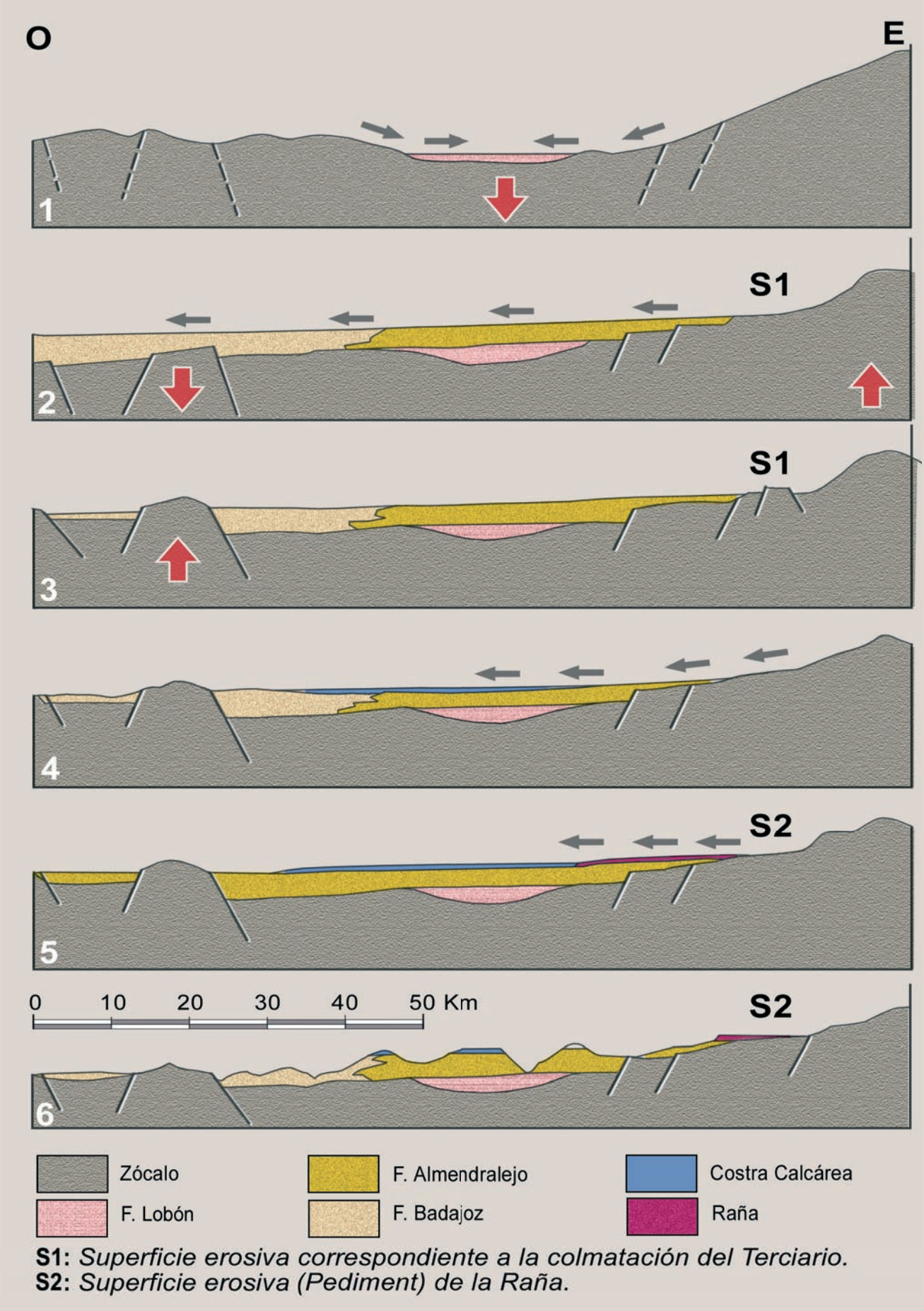


Detalle de las areniscas y microconglomerados de la Formación Almendralejo, en la esquina inferior derecha se observa el contacto con las arcillas rojas de Lobón.

areniscas y microconglomerados con estratificaciones cruzadas, de tonos amarillos, que contrastan fuertemente con el color rojo de las arcillas inferiores. El contacto entre ambas formaciones se debe probablemente a un cambio en las condiciones tectónicas y climáticas, hacia un ambiente más árido y con aguaceros torrenciales, que debió favorecer la instalación de otro tipo de dispositivo fluvial, más parecido a los que actualmente existen en las zonas áridas peninsulares, de morfología trenzada.

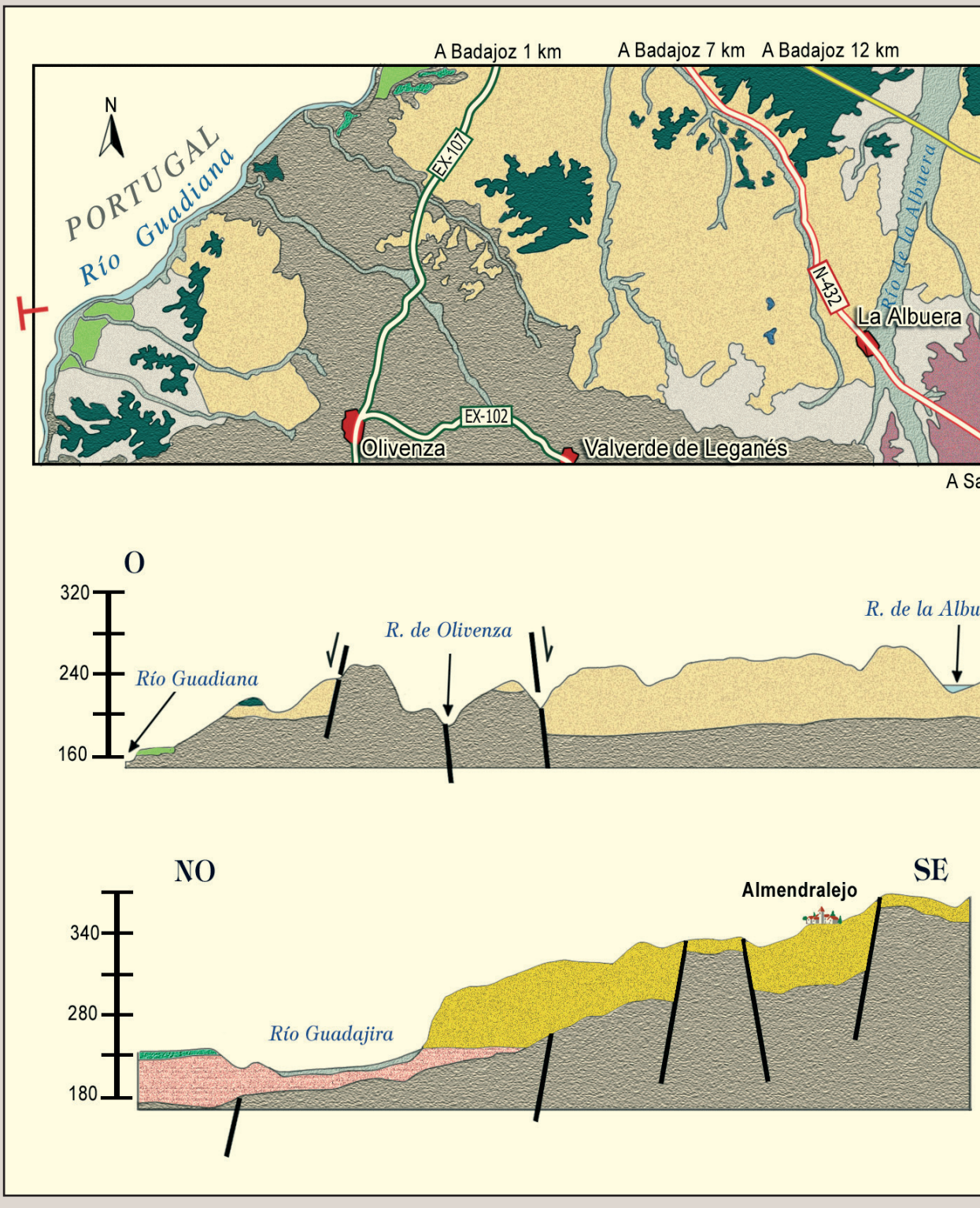
La historia evolutiva del resto de la cuenca no es ya observable en estos afloramientos, pero no carece de interés. Un movimiento de fracturas provocaría el cierre de la cuenca fluvial por el oeste (croquis 3) y dará paso a un nuevo ciclo sedimentario (Pliocuaternario) en el que se desarrolla una costra calcárea, de hasta dos metros de potencia, sobre un glacis desnudo que se desarrolla con suave pendiente hacia el oeste (croquis 4). El origen del glacis se relaciona con mantos de arroyada continua bajo un

Esquema evolutivo de la cuenca terciaria. (pág. dcha.)



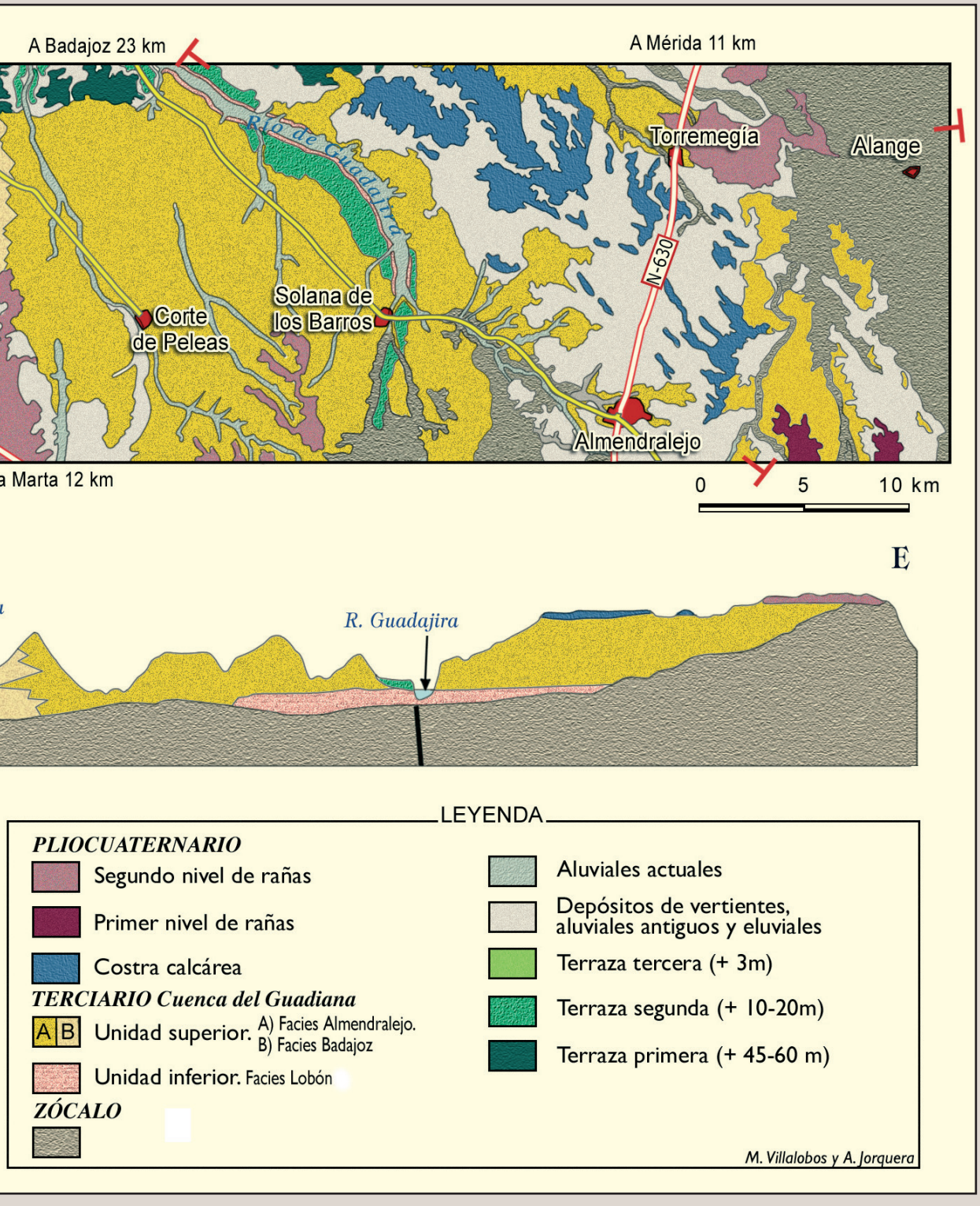
S1: *Superficie erosiva correspondiente a la colmatación del Terciario.*
S2: *Superficie erosiva (Pediment) de la Raña.*

clima árido, con estación seca marcada y fuertes precipitaciones estacionales. El agua empaparía las areniscas sobre las que se desarrolla el glacis desnudo y por capilaridad y evaporación generaría un nivel basal de carbonatos pulverulentos. Posteriormente, y en un clima más húmedo, se producirían encharcamientos sobre la superficie impermeabilizada, con etapas de encharcamiento-desecación que formarían una costra laminada a techo de la unidad, más tarde karstificada y salpicada por dolinas en cubeta poco profundas, de varias decenas de metros de diámetro, con suelos rojos y pardos residuales en sus fondos.



Un nuevo cambio hacia un clima húmedo de insistentes precipitaciones estacionales, produce el desarrollo de las rañas y la karstificación de la costra calcárea (Rodríguez Vidal J. *et al*, 1988) (croquis 5).

Ya en el Cuaternario se produce la implantación de un régimen predominantemente erosivo durante el cual tiene lugar el encajamiento de la red hidrográfica, con el consiguiente depósito de terrazas (T1 a + 45-60 m; T2 a + 10-20 m; y T3 a + 3 m) y aluviones, así como una delgada película de coluviones que tapizan en gran parte la superficie actual de la cuenca (croquis 6).





Vista aérea de la Raña en la orla de piedemonte que bordea los relieves cuarcíticos de Las Villuercas.



Raña de Cañamero

La raña es una formación detrítica continental característica del centro y oeste de la Península Ibérica que aparece asociada a las alineaciones cuarcíticas que conforman las zonas montañosas del Macizo Ibérico. La raña constituye la formación sedimentaria cenozoica de mayor extensión y significación en Extremadura. Se trata de amplios mantos de conglomerados cuarcíticos de poco espesor y carácter fluvial con gran interés geomorfológico, edafológico, cronoestratigráfico y paisajístico, entre otros, siendo objeto de un intenso debate científico multidisciplinar.

La raña se sitúa en la orla de piedemonte que bordea las zonas montañosas en formas que se prolongan por la penillanura cacereña y la depresión del Guadiana. El entorno de los relieves paleozoicos constituyen excelentes puntos de observación de ésta, pudiendo citarse los relieves dibujados por la Sierra de San Pedro, las crestas cuarcíticas de Las Villuercas, los relieves de Monfragüe y los de la comarca conocida como "Los Montes" o "La Siberia".

En las comarcas de Villuercas y Los Montes son muy representativas y conocidas, entre ellas se citan las Rañas de Cañamero, del Pinar, de Castilblanco y de Puerto Rey, que toman su nombre de las poblaciones más próximas. Destaca La Raña de Cañamero y/o Valdecaballeros por su gran extensión así como excelentes condiciones de observación, por su fácil acceso y mayor tránsito dentro de las rutas turísticas habitualmente establecidas dentro de Extremadura.



La Raña de Cañamero está limitada en el sector occidental por el río Ruecas.



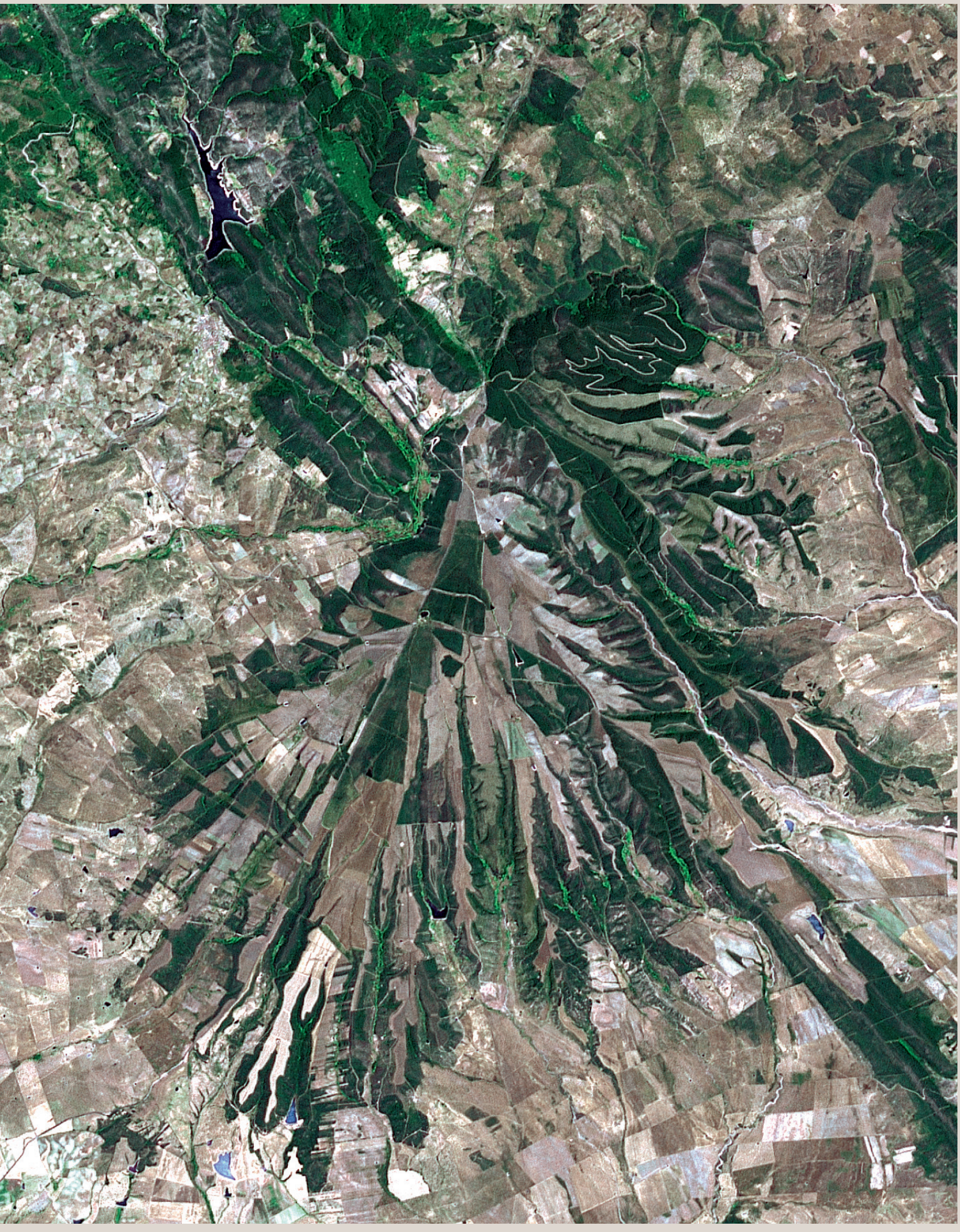


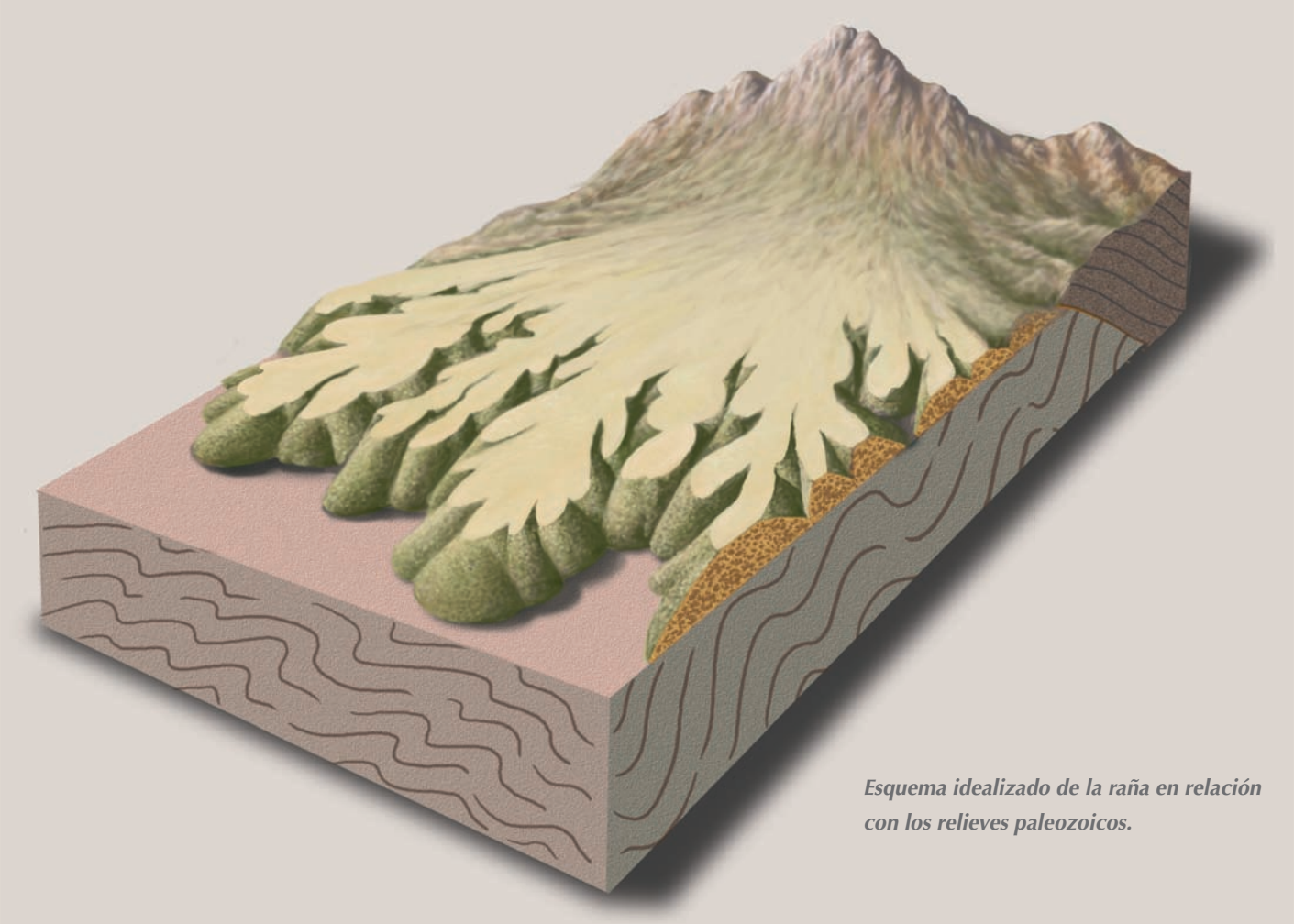
La raña se dibuja como un relieve amesetado, al fondo los empinados picachos cuarcíticos de Las Villuercas.

Esta formación ocupa parte de los términos municipales de Cañamero, Logrosán, Casas de Don Pedro, Talarrubias, Alía y Valdecaballeros. El acceso a la raña se puede realizar a través de la carretera N-430, a la altura de Navalvillar de Pela, tomando la carretera EX-115 de Obando a Guadalupe, dicha vía atraviesa la formación sedimentaria y discurre sobre ella a lo largo de unos quince kilómetros. Asimismo se puede acceder desde la población de Valdecaballeros a través de la carretera EX-316 en dirección a Guadalupe y desde Cañamero por la carretera EX-102, confluyendo todas estas carreteras en el cruce de Puerto Llano.

Los materiales que conforman el basamento de la zona de estudio se enmarcan desde el punto de vista geológico en la Zona Centroibérica del Macizo Hespérico, siendo la depresión tectónica del Guadiana, correspondiendo a su afluente el río Gargáligas el límite sur de dicha área y las Sierras de Las Villuercas el límite septentrional; en los sectores occidental y oriental está bordeada por los ríos Ruecas y Guadalupejo respectivamente.

En este marco geológico, la raña presenta una clara concepción geomorfológica, al tratarse de materiales que conforman un relieve amesetado de gran extensión que contrasta con los empinados picachos cuarcíticos de las sierras que caracterizan esta comarca extremeña. Estas formaciones llaman la atención por su aspecto aplanado resaltando del quebrado paisaje en el que se insertan.





Esquema idealizado de la raña en relación con los relieves paleozoicos.

La formación de raña de Cañamero, como se puede apreciar en la imagen de satélite, constituye una extensa plataforma triangular abierta hacia el sur, con extremos en forma de apéndices que le dan un aspecto de superficie digitada como consecuencia de la erosión remontante de los arroyos y actúa de divisoria entre los ríos Ruecas y Guadalupejo.

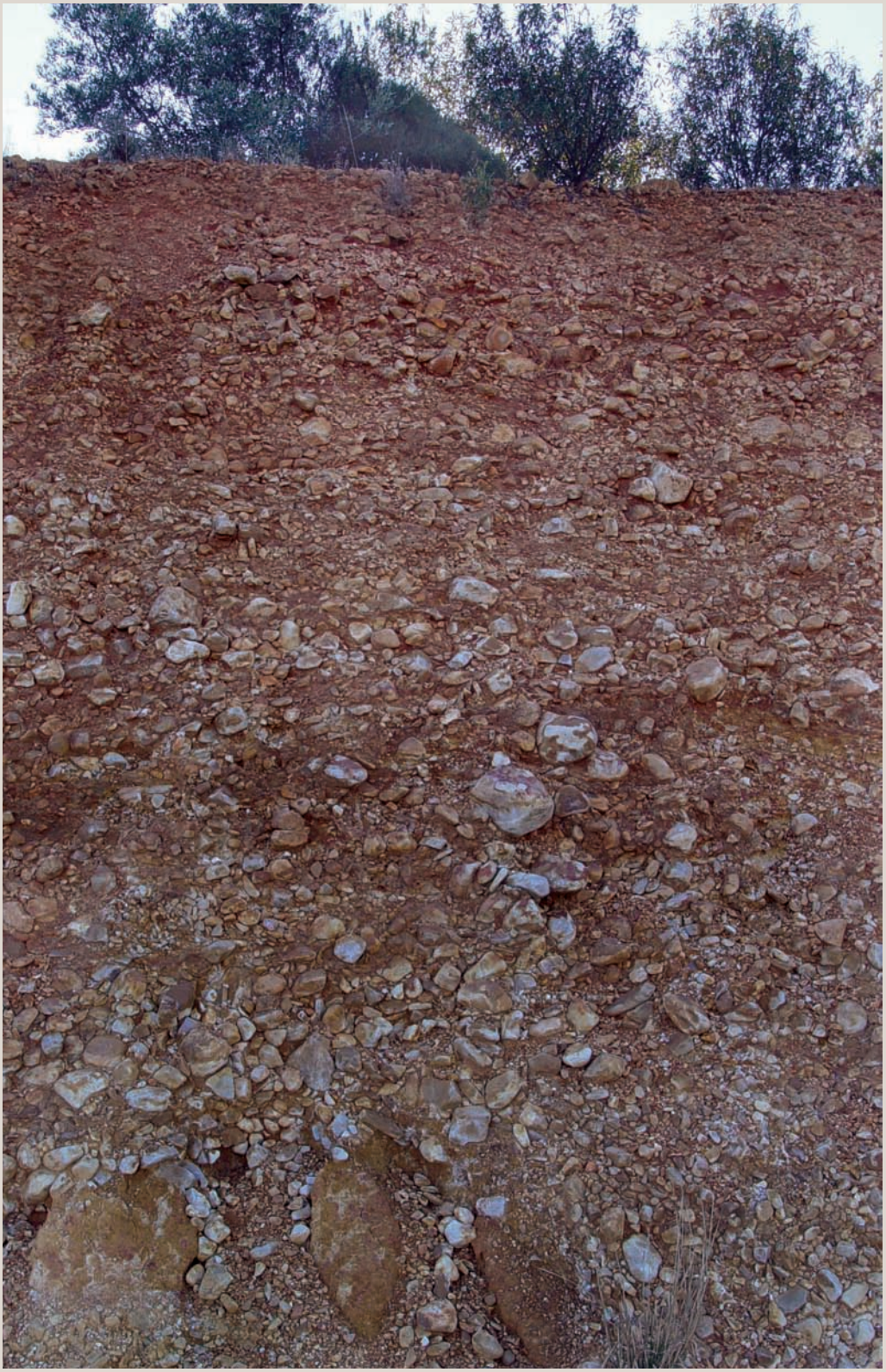
Se registran cotas que varían entre 680 m al norte y 515 m de altitud medidos al sur, la pendiente longitudinal media es del 7‰. Estas superficies aparecen muy degradadas por la acción erosiva de los arroyos.

Del análisis de la disposición de las rañas y de sus rasgos sedimentológicos se deduce que no se trata de formaciones de ladera, sino de aluvionamientos; reúnen las características de pendiente y longitud de los glacis de piedemonte. El arranque o comienzo de estas superficies se sitúa en la parte más meridional de los valles que recogen la escorrentía de las sierras de las Villuercas y que sirven de curso a los actuales ríos Ruecas y Guadalupejo.

Durante mucho tiempo estas formaciones se han interpretado como depósitos de carácter fanglomerático, no obstante, en la actualidad la raña es considerada más estrictamente fluvial, lo que significa volver a la idea de los antiguos investigadores. Unos autores consideran el carácter fluviotorrencial y para otros las rañas están definidas por un sistema de canales entrecruzados tipo braided.

Imagen de satélite de la Raña de Cañamero. Consejería de Agricultura y Medio Ambiente. S.I.G. (pág. izqda.)

Detalle de un perfil de esta formación sedimentaria donde se aprecian los cantos subredondeados de cuarcitas englobados en una matriz arenoarcillosa de color ocre-rojizo.



En cuanto a las condiciones climáticas reinantes durante el proceso de formación de la raña cabe destacar que actualmente toma mayor importancia y peso la hipótesis de un clima estacional, no necesariamente árido, frente a las hipótesis iniciales que defienden unas condiciones áridas o semiáridas originadas bajo un régimen pluviométrico anormal, con precipitaciones desiguales e impetuosas.

El término raña, aunque tiene una gran carga geomorfológica, alude asi-

mismo a un tipo de formación sedimentaria que tapiza las cuencas o fosas tectónicas originadas durante la orogenia alpina. Constituyen acumulaciones conglomeráticas que pueden rebasar en la zona de estudio los 30 m de espesor, formados mayoritariamente por cantos, ocasionalmente y en cabecera bloques, de cuarcitas, con formas subredondeadas y con matriz arenoarcillosa de color rojizo-ocre, apoyados sobre un sustrato alterado; en menor proporción aparecen también cantos de areniscas y en ocasiones de pizarras. El techo de esta unidad se encuentra afectado por una intensa meteorización que además da lugar al desarrollo de suelos muy evolucionados. Se identifican asimismo concreciones de óxidos siendo los cantos muy ferruginosos, en ocasiones se encuentran cementados por óxidos de hierro y manganeso. Aunque esta formación se ha ubicado convencionalmente en el tránsito Neógeno-Cuaternario, se le han atribuido distintas edades dependiendo del lugar de observación, los autores sí coinciden en situar el límite cronológico superior con anterioridad al establecimiento de la actual red fluvial.

Los suelos de la raña presentan, en general, una baja productividad con escaso aprovechamiento agrícola y ganadero, sin embargo son utilizadas para ciertos cultivos, ya que su laboreo es fácil al ser superficies extensas y llanas.

Importancia y singularidad

El interés de la raña radica principalmente en su valor geomorfológico, cronoestratigráfico, morfogenético, paleoclimático y paleoedafológico. Su estudio presenta gran interés científico que, además, es motivo de un debate científico interdisciplinar.

Destaca el interés geomorfológico de estas formaciones como grandes altiplanicies pedregosas que llaman la atención sobre el paisaje y presentan particularidades de índole geográfica. Constituyen un elemento fundamental para interpretar la morfogénesis en los últimos tiempos geológicos. Estos depósitos aportan información sobre los ambientes geodinámicos que han dado lugar a los glacis de piedemonte.

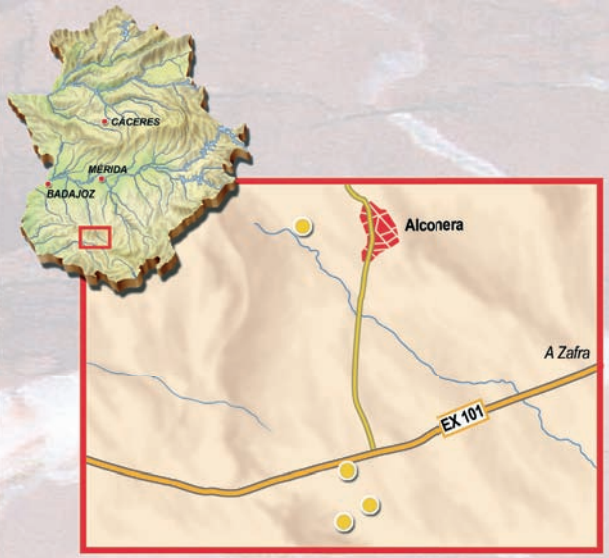
En cuanto a la Paleoclimatología, la transición Neógeno-Cuaternario tiene una decisiva implicación en la formación inicial de la raña y la caracterización, más perfecta y detallada, está avanzando, fundamentalmente a la hora de identificar los distintos climas previos a la deposición de la raña, mediante el análisis de la alteración del substrato, así como al conocimiento de los climas durante su emplazamiento, y finalmente, en cuanto al efecto posterior de las pulsaciones climáticas del Cuaternario.

Las rañas presentan los suelos más antiguos de Europa y de la región mediterránea, por lo que su estudio permite alcanzar una información que no está disponible en otras formaciones naturales, especialmente en cuanto a Paleoclimatología y Paleoedafología, pues unas superficies tan estables geomorfológicamente han sido sometidas a la actividad de los climas desde el final del Plioceno y durante todo el Cuaternario.

En general se trata de paisajes antiguos bien conservados con muy buenas condiciones de observación y accesibilidad.

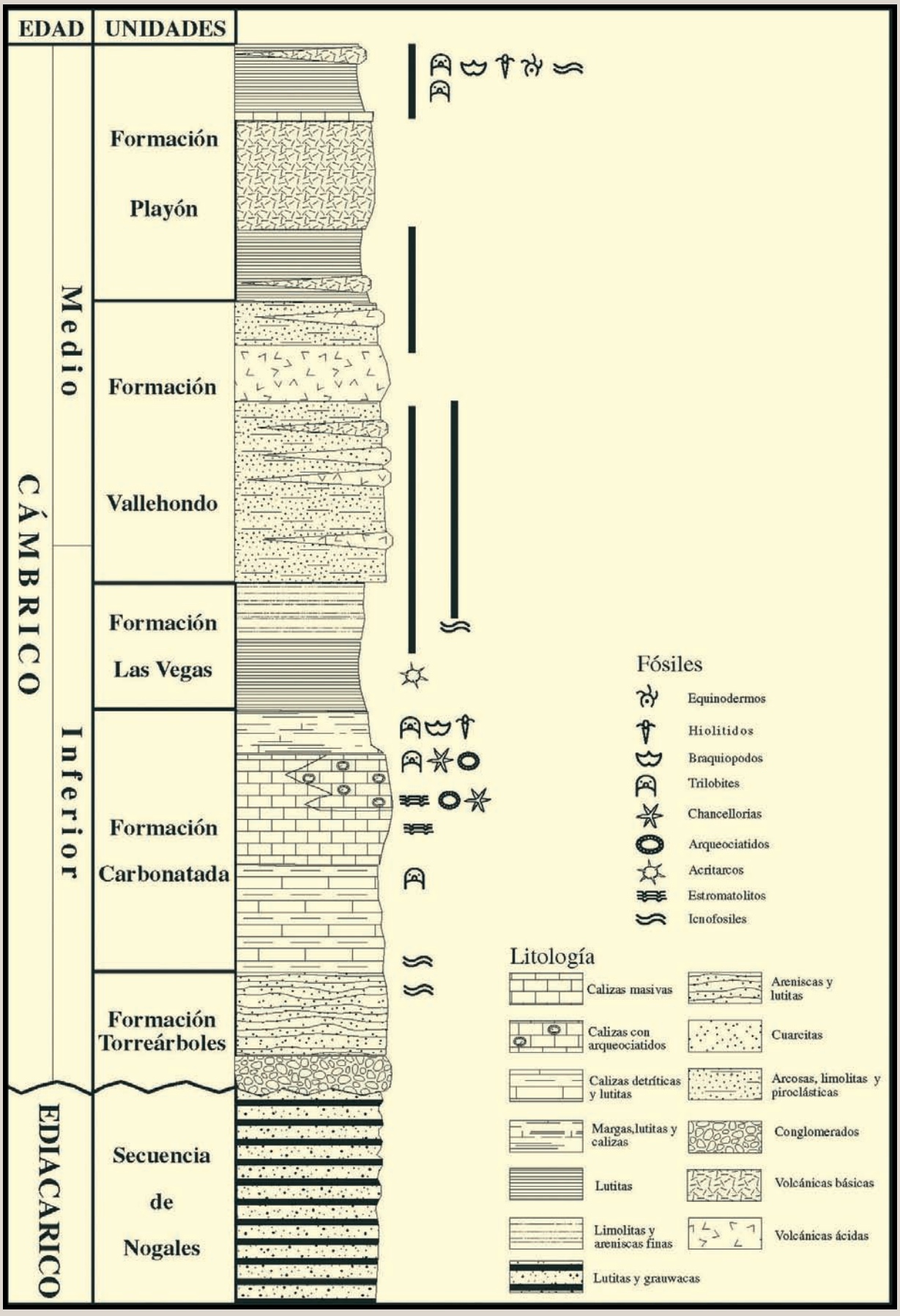


Arqueociatos de Alconera.

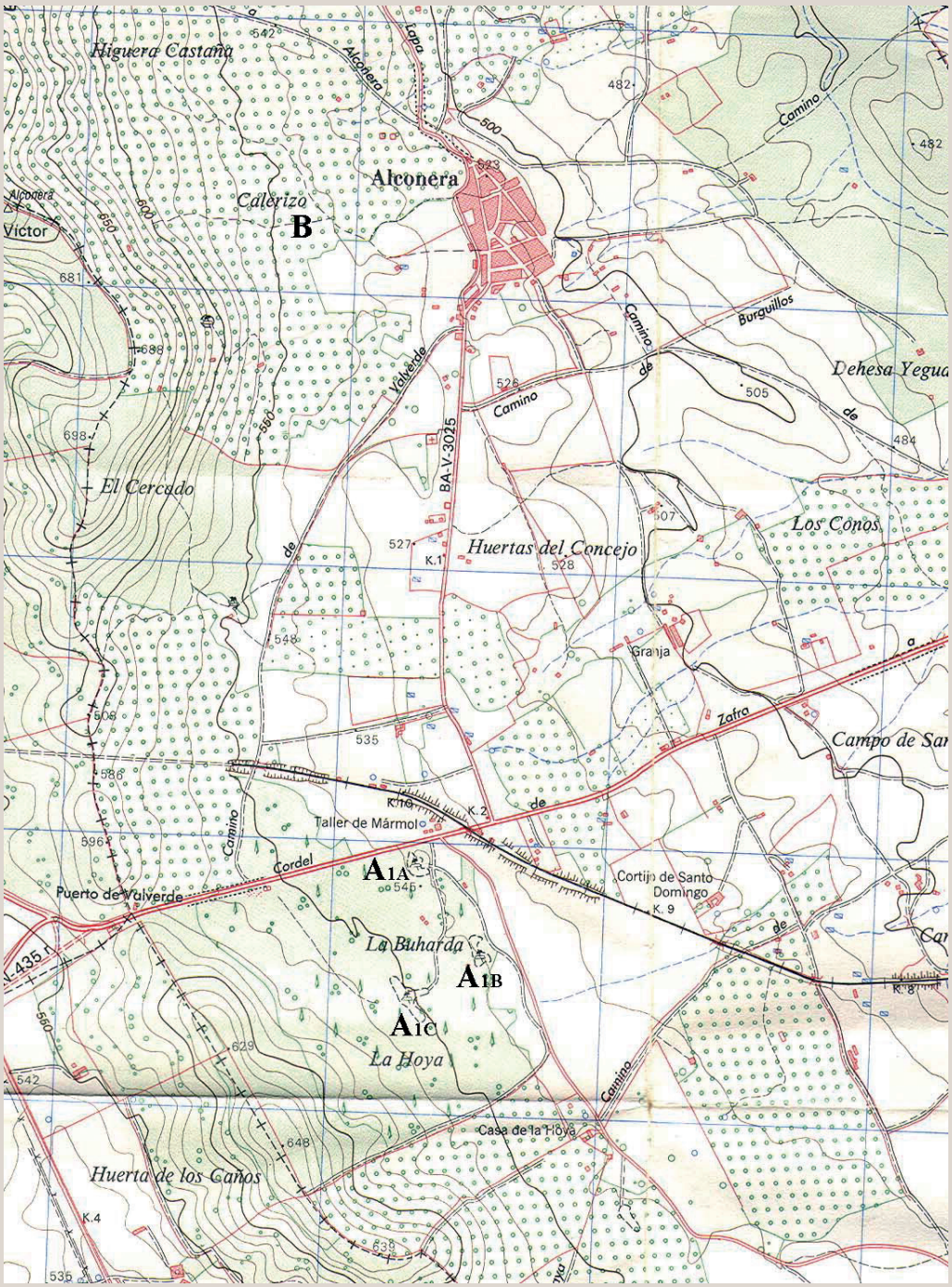


Yacimientos paleontológicos de Alconera

En el municipio de Alconera se localizan numerosas canteras de calizas de edad Cámbrico Inferior, cuya explotación se podría remontar a épocas romanas. Las amplias superficies de exposición que han dejado las labores antiguas, y la disolución diferencial de los carbonatos, permiten observar abundantes organismos coloniales pertenecientes a los arqueociátidos, un grupo de poríferos con esqueleto la-



Sucesión del Neoproterozoico-Cámbrico en el área de Zafra.



Mapa de situación de las canteras que contienen yacimientos de arqueociátidos.

minar perforado y carentes de espículas. Fueron descubiertos por Hernández Pacheco (1933), y dada su excelente exposición y la escasa dificultad de acceso, han sido ampliamente estudiados por diversos investigadores, siendo el pionero Bermudo Meléndez (1941-43).

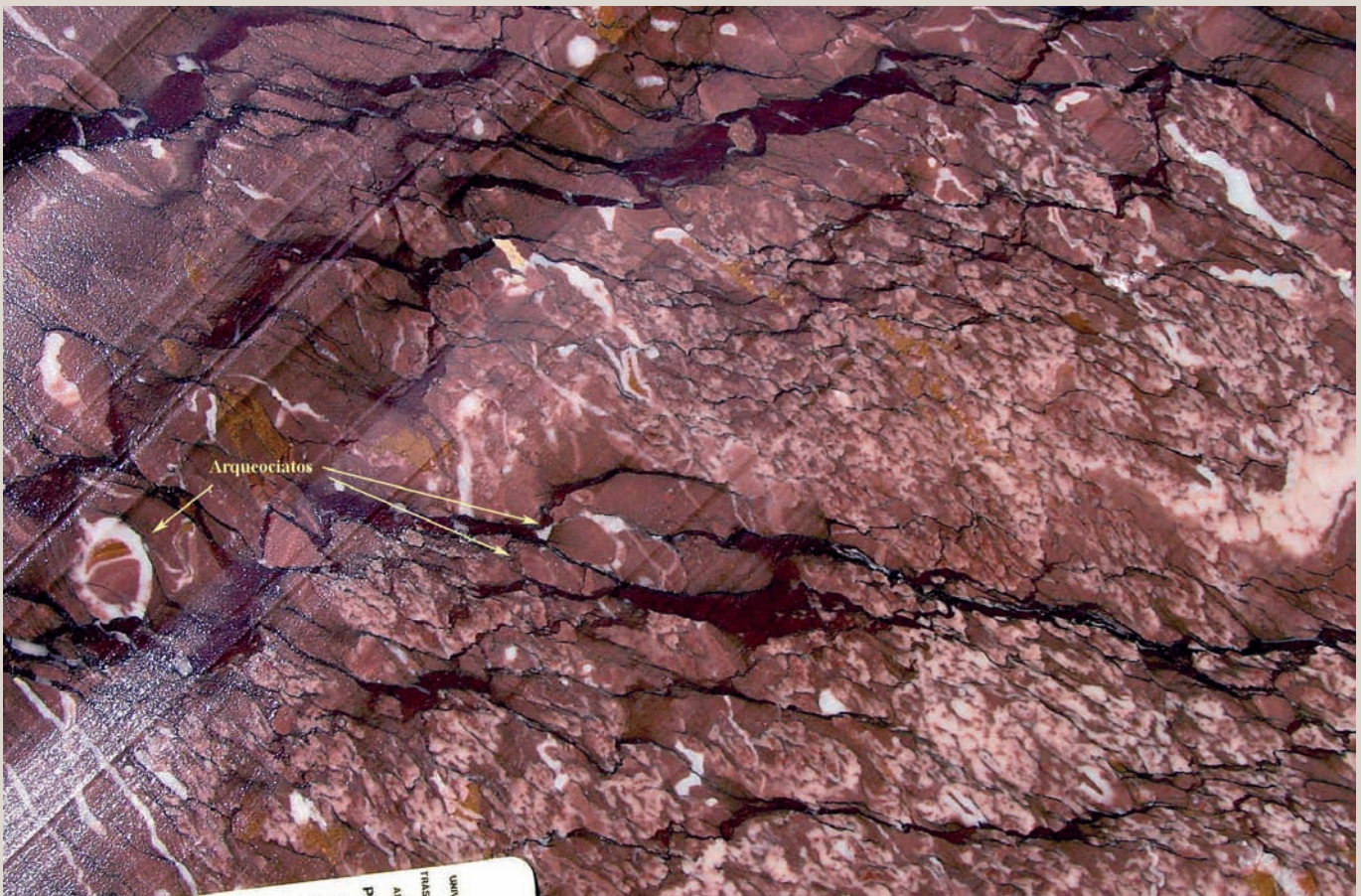
Los materiales cámbricos del área de Zafra se pueden agrupar en cinco formaciones, cuyas características y litología se describen de forma sintética en la columna adjunta. Los yacimientos de arqueociatos se localizan en la **Formación Carbonatada** que está constituida por tres tramos. El tramo inferior de más de 500 metros de potencia incluye alternancias de carbonatos detríticos y lutitas de gran monotonía en cuyo techo aparecen los trilobites más antiguos de la comunidad extremeña (*Serrania n. sp.*) El tramo medio, con un espesor

Sobre los niveles de estromatolitos se observan nontículos construidos por calcimicrobios que alternan con lutitas donde se incluyen nódulos calcáreos.



de unos 500 metros, corresponde fundamentalmente a calizas en bancos potentes y a veces masivas, con frecuentes bioconstrucciones de estromatolitos, en cuyo techo aparecen localmente (Área de Alconera) importantes bioconstrucciones que incluyen arqueociátidos. El tramo superior está constituido fundamentalmente por lutitas margosas de tonos violáceos con trilobites, braquiópodos inarticulados e hyolítidos; esta unidad, muy uniforme en toda la Zona de Ossa Morena, representa el avance de la transgresión cámbrica, apareciendo por primera vez trilobites miómeros planctónicos pertenecientes a los géneros *Delgadella* y *Serrodiscus* (Liñán y Perejón, 1981).

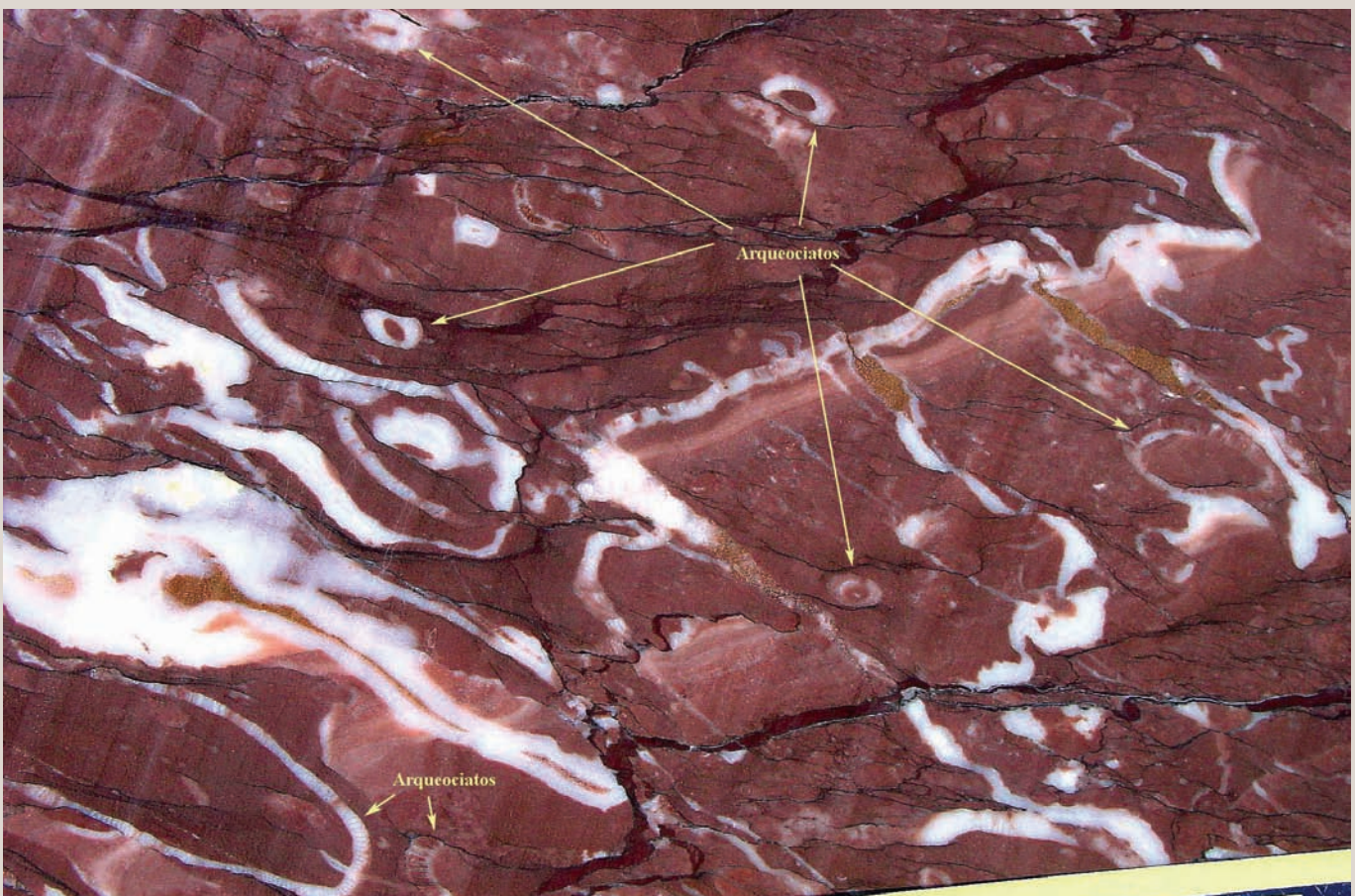
Se engloban en una matriz micrítica, homogénea y de color rojo. Se encuentran dispersos y con variedad de tamaño.



Los yacimientos de arqueociátidos se localizan en cinco canteras cuya localización se muestra en el mapa de situación. Las canteras situadas en el Calerizo al oeste de Alconera (B), aunque contienen abundantes arqueociatos, han sido objeto de pocos estudios, por lo que nos centraremos en las canteras más estudiadas, situadas al sur de la cementera en los términos de La Buharda y La Hoya (A_{1A} , A_{1B}, A_{1C}).

Los primeros niveles con arqueociátidos se han localizado en la cantera A_{1C} y en la pared de la entrada del túnel del ferrocarril, al sur de la estación de Alconera. Las calizas están bastante recristalizadas, aunque se pueden reconocer estructuras algales denominadas thrombolitos (constituidos por elementos cryptalgales que se ramifican y anastomosan formando columnas de tamaño reducido y contorno irregular), y los problemáticos estromatactis, interpretados por algunos autores como cavidades ocupadas por tapetes microbianos y cuestionado su origen biológico por otros. Actualmente aparecen rellenas de cementos micríticos de tonos blanquecinos. Los arqueociátidos presentan una escasa variedad de formas reunidas en los géneros *Nochoroicyathus, Taylorcyathus* y *Erismacoscinuque* que constituyen (Perejón *et al.*, 2001) una asociación pionera formada por cálices solitarios de pequeño tamaño que colonizaban fondos blandos.

Los yacimientos más espectaculares y que contienen una mayor abundancia y diversidad de arqueociatos se localizan en las Canteras A_{1A} y A_{1B}, situadas ambas en el mismo nivel estratigráfico, que constituye la transición entre el tramo medio y superior de la formación carbonatada e incluye bioconstrucciones en forma domos o montículos, lutitas con nódulos calcáreos y abundantes brechas calcáreas; posiblemente estas últimas son producto de la destrucción de los montículos recifales en la zona de barlovento batida por la acción de las tormentas. Los montículos recifales están constituidos por calcimicrobios



Detalle de los arqueociatos visibles en los frentes de cantera.



Formación carbonatada que incluye bioconstrucciones en forma de domos o montículos, lutitas con nódulos calcáreos y abundantes brechas calcáreas. Los montículos recifales están constituidos por calcimicrobios y arqueociatos incluidos en una matriz micrítica.

y arqueociatos incluidos en una matriz micrítica.

Los fósiles encontrados en ambas canteras engloban fundamentalmente calcimicrobios (*Epiphyton* y *Renalcis*), espículas de esponjas (chancelloridos), trilobites no clasificables y arqueociatos que incluyen los taxones de regulares *Nochoroicyathus, Taylorcyathus, Erismacoscinus, Rotundocyathus, Urcyathus, Inessocyathus, Rasetticyathus, Sibirecyathus, Neoloculicyathus, Coscinocyathus, Retecoscinus, Antoniocoscinus* y *Mennericyathus*. Los taxones de arqueociátidos irregulares son menos diversos e incluyen los géneros *Alconeracyathus, Chouberticyathus, Dictyocyathus, Protopharetra y Archaeopharetra*?.

Las asociaciones encontradas en estos niveles se han interpretado como asociaciones florecientes (Perejón *et al*., 2001) y representarían el máximo desarrollo de las comunidades recifales, cuyo armazón estaría constituido por grandes bioconstrucciones debidas a la acción de comunidades bacterianas que favorecerían la precipitación de carbonato.

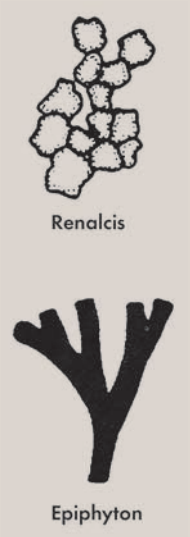
Los montículos microbianos alcanzan dimensiones métricas. En la cantera A_{1A} se observan, en los niveles inferiores, estromatolitos en forma de domo de grandes

dimensiones, formados por comunidades de tapetes microbianos y característicos de medios poco profundos (nivel del mar a nivel de acción del oleaje). Sobre los niveles con estromatolitos podemos observar numerosos montículos construidos fundamentalmente por calcimicrobios que alternan con lutitas que incluyen nódulos calcáreos. También son frecuentes los estromatactis constituidos por pseudoesparita y que se encuentran en la parte interna de los montículos con una disposición irregular.

Dentro de una matriz micrítica, homogénea, y de color rojo son muy frecuentes los cálices de arqueociatos que se encuentran dispersos y con una gran variedad de tamaños y diversidad taxonómica. En general resulta difícil observar arqueociátidos en posición original, posiblemente se situaban sobre las bioconstrucciones de calcimicrobios, y al morir una parte importante de ellos eran arrancados del sustrato por la acción del oleaje y cementados por la acción de los calcimicrobios incrustantes que constituyen el armazón del montículo.

Los materiales calcáreos están afectados por procesos que se sitúan en el umbral de la diagénesis avanzada al bajo metamorfismo. Se observan procesos de recristalización y procesos diagenéticos de cementación, dolomitización, estilolitización y silicificación.

También aparecen espectaculares procesos de karstificación que se pueden observar en todas las canteras, pero sin duda los más espectaculares son los que aparecen en la cantera A_{1C}.





Frente de cantera con espectaculares procesos de karstificación.



Panorámica de la amplia planicie dibujada por la penillanura trujillano-cacereña.



Penillanura trujillano-cacereña

Recibe el nombre de penillanura extremeña la amplia planicie desarrollada sobre los materiales del zócalo hercínico centroibérico, fundamentalmente rocas metamórficas y graníticas, que ocupa la mayor parte del territorio de la región, constituyendo el rasgo más acusado de su morfología.

La geomorfología de la penillanura ha permitido el desarrollo de un agrosistema cuya visión es la tradicional de un mosaico de cultivos de secano, principalmente cereales, combinado con zonas de pastizales naturales que permiten la presencia de numerosas aves esteparias.

Formando parte de esta extensa penillanura y situada en la zona central de la provincia de Cáceres, se localiza la penillanura trujillano-cacereña, cuya altitud oscila alrededor de los 450 ó 500 metros. El área que ocupa está comprendida entre el río Almonte, al norte, y de este a oeste queda flanqueada por las Sierras de Villuercas, Guadalupe, Montánchez y San Pedro.

Son varias las comarcas que se localizan a lo largo de esta zona, destacando la de Trujillo, Tierras de Cáceres, parte de la comarca Montánchez-Tamuja así como la de Salor, con un entorno natural diferenciado en cada una de ellas ya que, pese a dominar principalmente una superficie de arrasamiento, la penillanura ofrece diferentes contrastes según predominen conjuntos litológicos metamórficos o ígneos en el sustrato en el que se asienta.

En cuanto a los accesos a la penillanura trujillano-cacereña, ésta puede recorrerse por diferentes itinerarios que unen las poblaciones asentadas en ella. Para contemplar una panorámica de este relieve pueden destacarse algunos puntos por ofrecer una perfecta visión del conjunto de la penillanura: los miradores naturales de la Montaña de Cáceres o el Risco, el punto más alto de la Sierra de la Mosca; se trata de un relieve residual localizado en el municipio de Sierra de Fuentes cuyo acceso se efectúa desde el pueblo siguiendo el camino que sube a la Ermita y a la estación meteorológica.

Por el sur de la penillanura, la agreste Sierra de Montánchez, que separa las cuencas del Tajo y Guadiana, nos proporciona unas extraordinarias vistas de la llanura desde su Castillo, situado en un punto culminante de este macizo granítico.

Geológicamente la penillanura trujillano-cacereña se sitúa en el Dominio de Pliegues verticales de la Zona Centro Ibérica del Macizo Ibérico (Díez Balda *et al.*, 1990 a), donde las sucesiones Precámbrico Superior-Cámbrico, conocidas como Complejo Esquisto Grauváquico, ocupan extensos afloramientos. Están constituidas fundamentalmente por pizarras y grauvacas en alternancia de bancos métricos, o de manera masiva, sobre todo las grauvacas. En esta zona afloran asímismo grandes superficies de rocas ígneas dando un relieve diferenciado. Las series sedimentarias han sido divididas, tras estudios más recientes efectuados en un área de la Zona Centro Ibérica localizada en el Suroeste de la provincia de Cáceres y Norte de Salamanca, en doce unidades litoestratigráficas más o menos formales, cuyo estudio sedimentológico detallado ha permitido individualizar catorce facies principales.

La génesis de estas series sedimentarias detríticas se interpretan como sedimentación en ambiente de talud y base de talud correspondientes a corrientes de turbidez y otros flujos asociados, como flujos en masa de tipo debris flow, corrientes tractivas y procesos de decantación.

Se sabe que toda el área estaba emergida a partir del Carbonífero, y se vio afectada por dos fases de deformación pertenecientes a la Orogenia Hercínica que van acompañadas de metamorfismo y plutonismo al que estarían ligadas las intrusiones graníticas (batolito de Trujillo), deformando las estructuras antes formadas.





Bujío: construcción típica de la penillanura trujillano-cacereña.



La primera fase del plegamiento hercínico dio origen a una serie de pliegues de escala métrica, generándose una esquistosidad de fractura muy patente, mientras que la segunda fase originó un conjunto de grandes estructuras, de escala kilométrica, donde se incluyen el gran anticlinorio centroextremeño (estructura extensa que engloba un complejo de pliegues de distintos órdenes que aparece en conjunto arqueada hacia arriba).

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

Con la Orogenia Alpina, al principio del Terciario, se reactivan las fracturas existentes tras el importante periodo de arrasamiento que tuvo lugar en el área, originándose la fosa del Tajo, donde empiezan a depositarse materiales detríticos de origen continental. A lo largo del Terciario se van sedimentando materiales de similar naturaleza y origen continental hasta llegar al Pliocuaterna-

rio cuando tiene lugar el depósito de los materiales tipo raña.

La morfología actual del área se dibuja de forma definitiva recientemente, durante el Holoceno (Gómez Amelia, 1985), dominando una extensa llanura peniplanizada de 400 metros de altitud media que está siendo degradada por la red hidrográfica actual, donde domina un importante encajamiento de ésta en toda la penillanura. En este proceso es determinante la influencia de la fracturación existente, tanto en el encajamiento y trazado de la red fluvial como en la posterior evolución de las formas de relieve.

La penillanura es uno de los relieves más representativos de la región extremeña, constituyendo la unidad fisiográfica más extensa y la que le da el carácter más genuino.



El paisaje monótono de la penillanura queda roto por los afloramientos graníticos.



Vista de la penillanura desde las proximidades de Serradilla.

Generada por el arrasamiento tanto de los pizarrales como de los materiales graníticos, vista en su conjunto la penillanura ofrece un paisaje de monotonía y regularidad cuando se enmarca en el dominio de pizarras. Esta monotonía queda rota cuando los afloramientos graníticos conforman el terreno, ya que la erosión ha hecho que estas áreas queden destacadas originando extensos berrocales, siendo el más característico, dentro del ámbito de estudio, el de los alrededores de Trujillo. El modelado granítico ha dado lugar a espectaculares morfologías delimitadas por amontonamientos caóticos de bolos donde destacan piedras caballeras que culminan en muchos puntos estos relieves.

La red hidrográfica que surca la penillanura, con dirección claramente Noroeste y a veces Oeste, está formada principalmente por los ríos Guadialoba, Gibranzos, Tamuja, Magasca, Tozo y Garciaz, afluentes todos ellos del Almonte que lleva sus aguas al Tajo. Al Oeste, el río Salor, recoge las aguas procedentes de la penillanura, hasta desembocar en el Tajo en su parte media. Estos cursos fluviales con caudales escasos, recogen sus aguas principalmente de las sierras de Montánchez, Guadalupe y Villuercas, drenando la extensa cuenca que representa la penillanura.

Tal red hidrográfica, con su conjunto de arroyos y regatos, está fuertemente

encajada en la penillanura rompiendo la uniformidad y diversificando el paisaje, donde destacan los riberos que constituyen márgenes de valles abruptos con cierto aislamiento de la vegetación, resultando zonas ecológicamente interesantes con entornos muy atractivos como los del río Magasca. Esta red hidrográfica es así mismo responsable de los procesos denudativos que han dado lugar, en el seno de las pizarras, a los afloramientos en forma de dientes de perro, cuya formación es debida a la erosión diferencial por la presencia de niveles de diferente competencia en los estratos, condicionada por la disposición subvertical de éstos y la esquistosidad.

Hay que destacar la presencia de la zona conocida como Llanos de Cáceres ocupando parte de la penillanura trujillano-cacereña, entre Cáceres y el río Almonte. Son llanos y riberos, dejados por la red hidrográfica sobre el zócalo, que conforman un horizonte de pseudoestepas que sirve de hábitat a un gran número de aves esteparias. Este sector de la penillanura está declarada Zona de Especial Protección para las Aves (Z.E.P.A.) en virtud de la Directiva 79/409 de Aves, así como Zona de Especial Conservación (Z.E.C.) según la Ley 8/1998 de Conservación de la Naturaleza y Espacios Naturales de Extremadura.

El interés de la penillanura trujillano-cacereña es fundamentalmente de índole geomorfológico, con singularidades como son los dientes de perro, los riberos así como los berrocales que se desarrollan entre sus límites. La componente litológica es decisiva a la hora de mostrar evidentes diferencias en los sectores donde afloran los distintos materiales como son pizarras y granitos.



Vista de la penillanura desde Trujillo, en primer plano los afloramientos graníticos y al fondo los relieves de la Sierra de Montánchez.



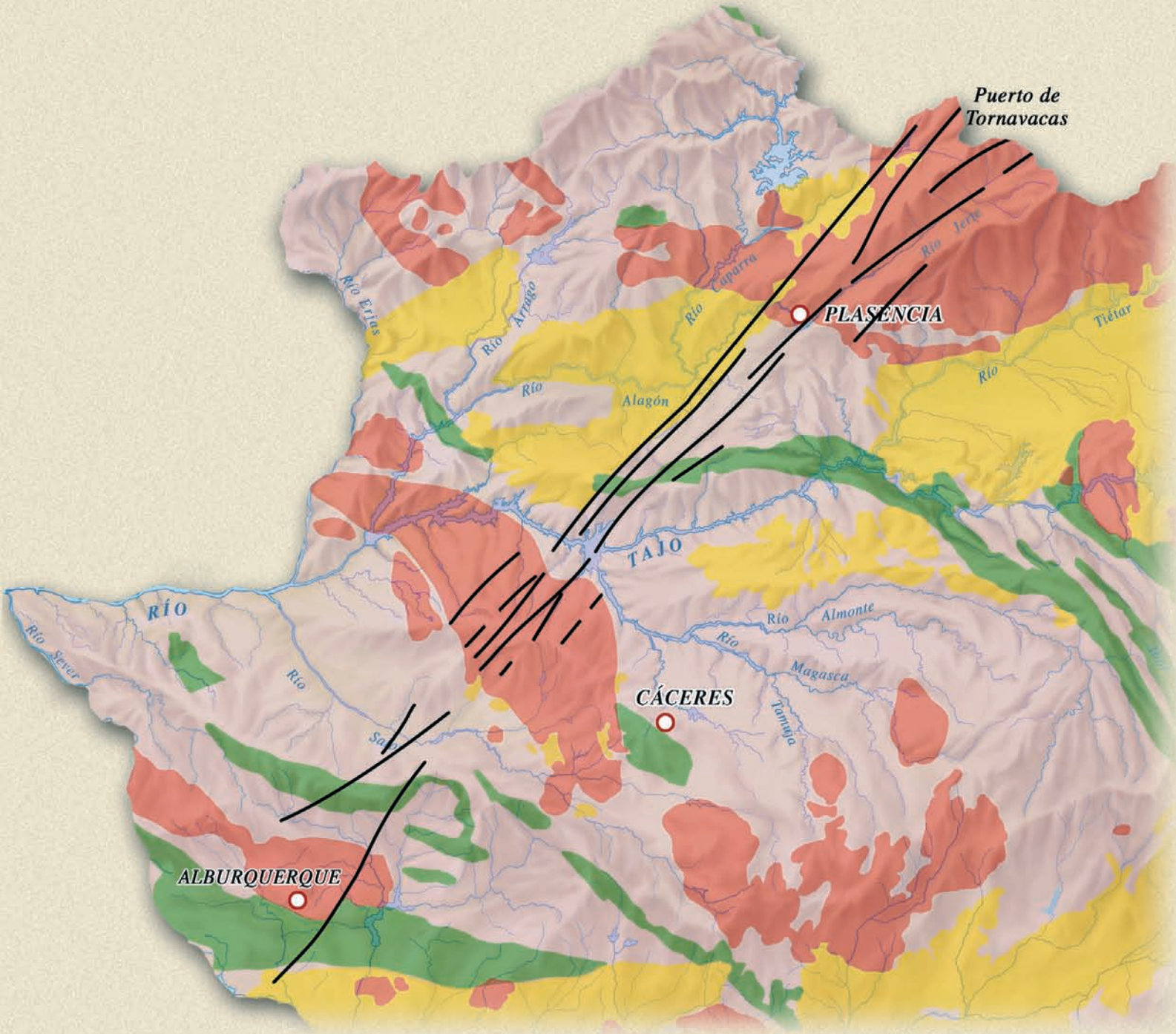
Primer plano del dique de diabasas y gabros asociados a la Falla de Plasencia, al fondo los granitos del batolito de Cabeza de Araya.



Falla y dique de Plasencia

La Falla/Dique de Plasencia es un accidente tectónico de escala continental, uno de los más notables de la Península Ibérica, y el más espectacular de Extremadura. Recorre una gran parte del Macizo Hespérico en dirección Noreste-Suroeste, por lo que se le ha denominado **línea maestra del Macizo Hercínico**. El origen de esta gran discontinuidad, en el Mesozoico, está relacionado con la tectónica de placas y la apertura del Atlántico, representando un proto-rift que no llegó a desarrollarse.

MAPA GEOLÓGICO SIMPLIFICADO DEL TRAZADO DE LA FALLA DE PLASENCIA



Fuente: Mapa geológico escala 1: 300.000. **JUNTA DE EXTREMADURA**

Rocas ígneas (Granitos, granodioritas, gabros, dioritas, etc.)

Terciario-Cuaternario

Paleozoico

Precámbrico

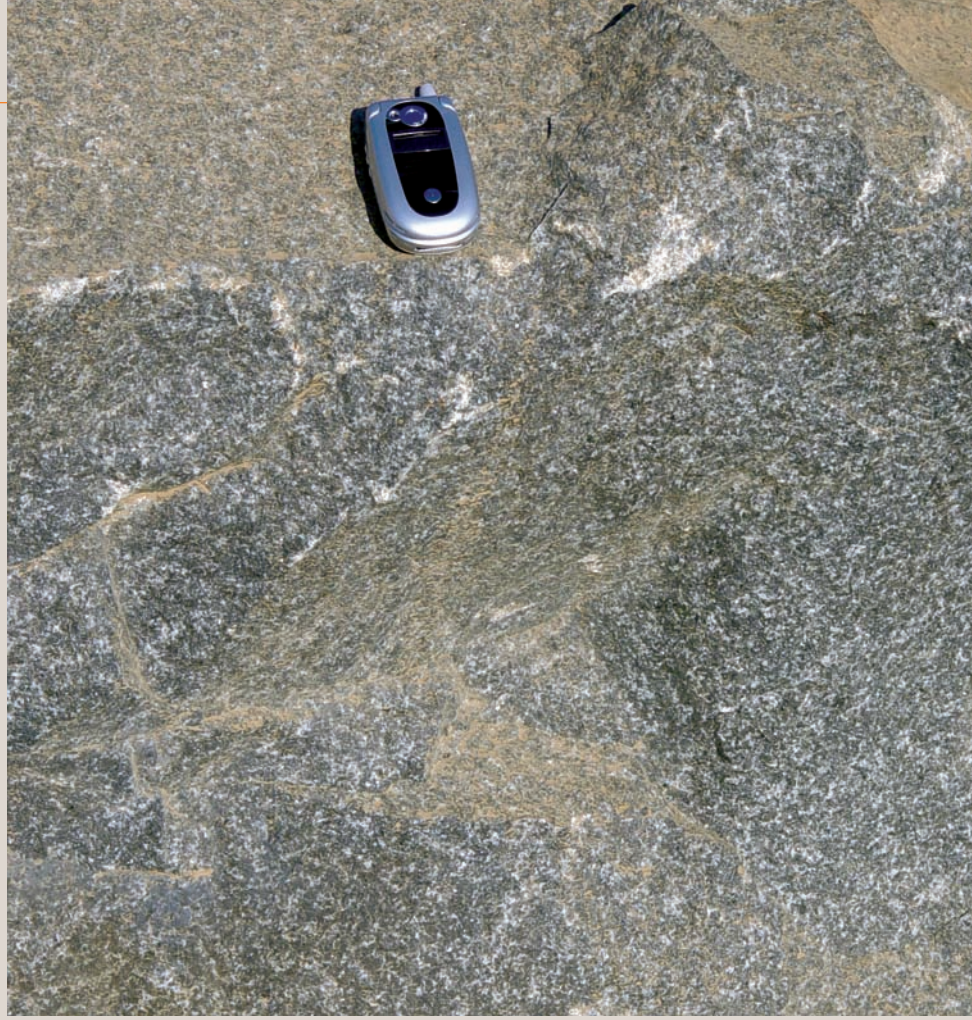
Fallas

Se encuentra situada en el Noroeste de Extremadura discurriendo su trazado, en este marco, desde la localidad pacense de Alburquerque hasta la población de Tornavacas, ubicada en el Norte de la provincia de Cáceres.

El trazado de la Falla de Plasencia en Extremadura presenta algunos puntos de observación, de Norte a Sur, como son: Puerto de Tornavacas, Puerto de los Castaños, Norte del embalse de Alcántara (N-630), Sur del Embalse de Alcántara (accesos desde la estación de "la Perala" en la carretera N-630 y desde la carretera Arroyo de la Luz-Alcántara), y el Puerto de los Conejeros en la carretera de Badajoz a Alburquerque.

La Falla de Plasencia es un gigantesco accidente tectónico de desgarre visible a lo largo de unos 550 km desde el Alentejo portugués hasta las inmediaciones de la ciudad de Ávila, aunque posiblemente continúa hasta los Pirineos. Es una falla direccional senestra con una componente vertical muy pequeña y una componente horizontal que llega a superar los 3 km.

La Falla de Plasencia presenta un dique de rocas básicas asociado, intruído en ella; que se extiende de forma discontinua a lo largo de su trazado y está constituido por diabasas y gabros de un tamaño de grano muy variable. A escala macroscópica esta heterogeneidad granulométrica depende de su situación en las zonas marginales o internas del dique, así las rocas de las partes centrales del dique son de tamaño grueso con textura típicamente gabroidea, mientras que en las proximidades de los contactos la roca adquiere una fina granulometría idéntica a la que presentan todas las diabasas de Extremadura.



Detalle de las rocas básicas asociadas a este accidente tectónico.

Desde un punto de vista geoquímico presenta características típicamente toleíticas similares a las rocas toleíticas continentales que proceden del manto superior.

Su edad ha sido establecida en varias ocasiones en distintas zonas con resultados que oscilan entre 275-220 M.a. y 220-160 M.a., lo que indica que la intrusión no ha tenido lugar en un episodio único, sino a lo largo de varias decenas de millones de años, abarcando desde el Pérmico pasando por el Triásico hasta el Jurásico Medio.

La génesis (según García Figuerola), se ha interpretado como un fenómeno unitario debido a que su composición es uniforme. Se produjo en una zona cratógena, que podría representar un proto-rift abortado. Con posterioridad a su emplazamiento ha sufrido procesos de trituración y desplazamiento.

La geomorfología de la penillanura ha permitido el desarrollo de un agrosistema cuya visión es la tradicional de un mosaico de cultivos de secano, principalmente cereales, combinado con zonas de pastizales naturales que permiten la presencia de numerosas aves esteparias.

Formando parte de esta extensa penillanura y situada en la zona central de la provincia de Cáceres, se localiza la penillanura trujillano-cacereña, cuya altitud oscila alrededor de los 450 ó 500 metros. El área que ocupa está comprendida entre el río Almonte, al norte, y de este a oeste queda flanqueada por las Sierras de Villuercas, Guadalupe, Montánchez y San Pedro.

Son varias las comarcas que se localizan a lo largo de esta zona, destacando la de Trujillo, Tierras de Cáceres, parte de la comarca Montánchez-Tamuja así como la de Salor, con un entorno natural diferenciado en cada una de ellas ya que, pese a dominar principalmente una superficie de arrasamiento, la penillanura ofrece diferentes contrastes según predominen conjuntos litológicos metamórficos o ígneos en el sustrato en el que se asienta.

En cuanto a los accesos a la penillanura trujillano-cacereña, ésta puede recorrerse por diferentes itinerarios que unen las poblaciones asentadas en ella. Para contemplar una panorámica de este relieve pueden destacarse algunos puntos por ofrecer una perfecta visión del conjunto de la penillanura: los miradores naturales de la Montaña de Cáceres o el Risco, el punto más alto de la Sierra de la Mosca; se trata de un relieve residual localizado en el municipio de Sierra de Fuentes cuyo acceso se efectúa desde el pueblo siguiendo el camino que sube a la Ermita y a la estación meteorológica.

Por el sur de la penillanura, la agreste Sierra de Montánchez, que separa las cuencas del Tajo y Guadiana, nos proporciona unas extraordinarias vistas de la llanura desde su Castillo, situado en un punto culminante de este macizo granítico.

Geológicamente la penillanura trujillano-cacereña se sitúa en el Dominio de Pliegues verticales de la Zona Centro Ibérica del Macizo Ibérico (Díez Balda *et al.*, 1990 a), donde las sucesiones Precámbrico Superior-Cámbrico, conocidas como Complejo Esquisto Grauváquico, ocupan extensos afloramientos. Están constituidas fundamentalmente por pizarras y grauvacas en alternancia de bancos métricos, o de manera masiva, sobre todo las grauvacas. En esta zona afloran asímismo grandes superficies de rocas ígneas dando un relieve diferenciado. Las series sedimentarias han sido divididas, tras estudios más recientes efectuados en un área de la Zona Centro Ibérica localizada en el Suroeste de la provincia de Cáceres y Norte de Salamanca, en doce unidades litoestratigráficas más o menos formales, cuyo estudio sedimentológico detallado ha permitido individualizar catorce facies principales.

La génesis de estas series sedimentarias detríticas se interpretan como sedimentación en ambiente de talud y base de talud correspondientes a corrientes de turbidez y otros flujos asociados, como flujos en masa de tipo debris flow, corrientes tractivas y procesos de decantación.

Se sabe que toda el área estaba emergida a partir del Carbonífero, y se vio afectada por dos fases de deformación pertenecientes a la Orogenia Hercínica que van acompañadas de metamorfismo y plutonismo al que estarían ligadas las intrusiones graníticas (batolito de Trujillo), deformando las estructuras antes formadas.





Risco de la Horcadura.
Cabañas del Castillo.



Las Villuercas

La comarca de Las Villuercas está situada al sureste de la provincia de Cáceres, comprendiendo una vasta extensión entre la comarca de La Jara, al este, la penillanura trujillana, al oeste y los ríos Tajo y Guadiana, al norte y sur, respectivamente. Las Villuercas constituyen, tanto geográfica como geológicamente, una unidad con entidad propia. Aquí se encuentran las mayores alturas de Extremadura tras las de Gredos.

Desde el punto de vista geológico, la comarca pertenece a la zona Centro-Ibérica del llamado Macizo Ibérico o Macizo Hespérico, que a su vez ocupa una buena parte de la mitad occidental de la Península Ibérica.

Del pico de *La Villuerca* (1.601 m), máxima altura del macizo, en las proximidades de La Puebla de Guadalupe, parten un conjunto de sierras de disposición paralela y con dirección predominante sureste-noroeste, que van disminuyendo en altitud hacia el noroeste, configurando un gran arco a través de las sierras de Miravete, Monfragüe, Serradilla, Mirabel, etc., hasta introducirse en Portugal. Insignes geólogos y naturalistas del siglo pasado denominaron a estas sierras "Cordillera Central Cacereña".

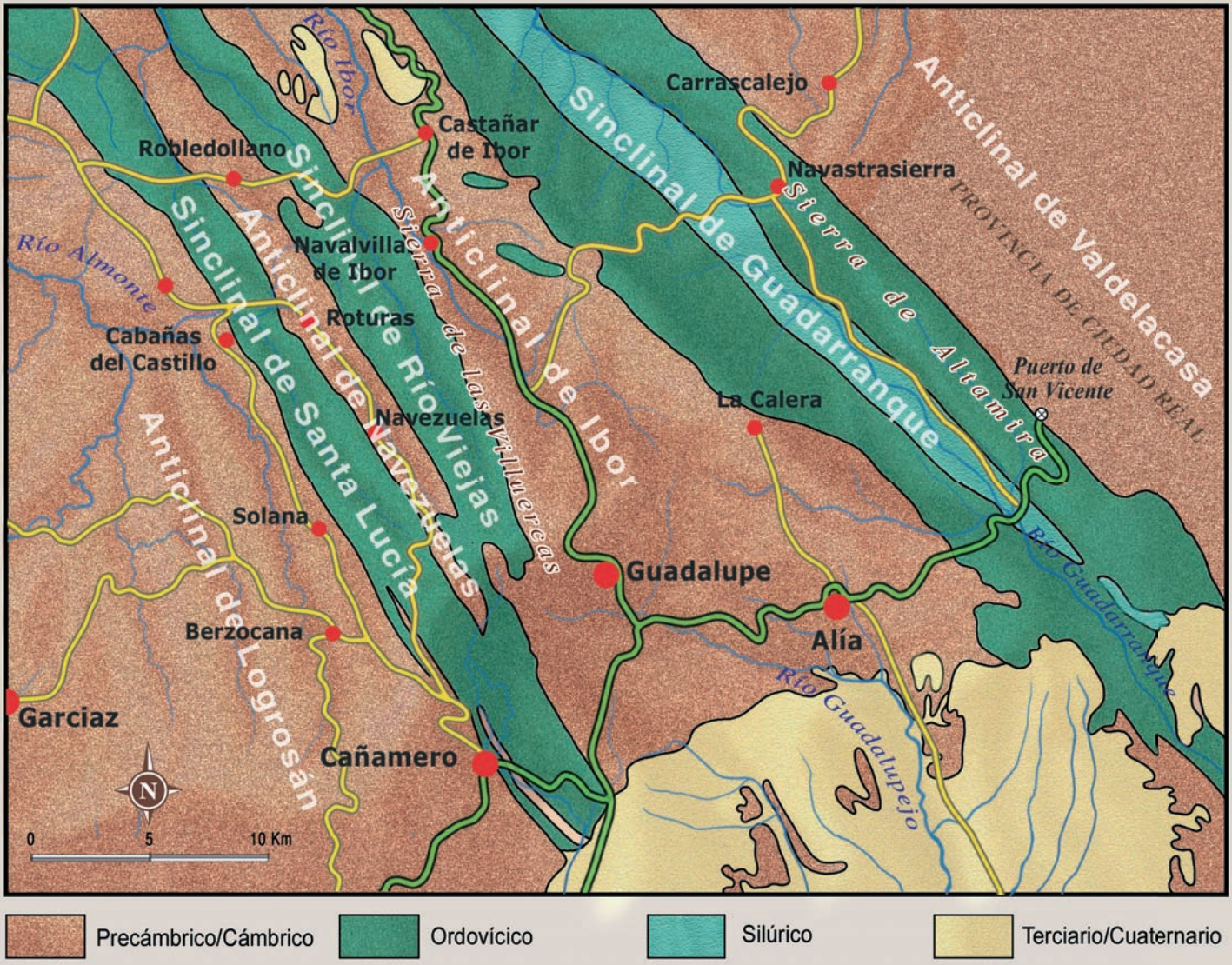
Entre las sierras se encajan los respectivos valles, unos llevando sus aguas a la cuenca del Guadiana (ríos Guadarranque, Guadalupejo y Ruecas), otros hacia la cuenca del Tajo (ríos Gualija, Ibor, Viejas , Almonte y garganta de Santa Lucía).

La disposición morfológica actual de sierras paralelas es el resultado de los efectos combinados de los procesos erosivos sufridos por los materiales rocosos y los procesos tectónicos que afectaron a la región durante el Neoproterozoico (Orogenia Cadomiense) y durante la Era Primaria (Orogenia Hercínica).

Los anticlinales y sinclinales paralelamente alineados fueron arrasados por la erosión durante millones de años (fundamentalmente durante la Era Secundaria). Un posterior levantamiento de la región y los subsiguientes procesos geológicos han configurado la actual geomorfolo-



Portilla del Almonte. La erosión del río ha dejado al descubierto este espectacular pliegue visible en un cortado de más de un centenar de metros de altura.



Mapa geológico simplificado. Basado en Paul M. Wrich y otros. Instituto de Geología RWTH. Aarchen. Alemania. 1982.

gía. Así existen valles excavados sobre un anticlinal (valles de Ibor y Almonte), y valles formados sobre estructura sinclinal (río Viejas y Santa Lucía). El conjunto constituye un magnífico ejemplo de relieve residual.

En un recorrido por la comarca, en dirección este-oeste, se encuentran estas importantes estructuras villuerquinas:

a) Anticlinal de Valdelacasa:

Prácticamente desmantelado por los procesos erosivos, los únicos relieves destacados los determina el encajamiento de la red fluvial.

b) Sinclinal de Guadarranque:

El flanco norte se presenta bastante verticalizado, no así el flanco sur en su transición al anticlinal de Ibor que presenta incluso retazos de charnela en la zona del Hospital del Obispo y en los llamados *camorros* (de Navalvillar de Ibor y de Castañar de Ibor).

En el valle del Hospital del Obispo existen formaciones, prácticamente relictas, generadas en períodos climáticos más fríos y húmedos que son las turberas o "trampales ". Son zonas con cierto grado de encharcamiento favorecido por el drenaje de las zonas altas de la sierra y de las laderas en las que se da un tipo

de vegetación de extraordinario interés botánico adaptada a unas condiciones edáficas muy especiales.

En ciertos niveles del sinclinal de Guadarranque se dan abundantes muestras fósiles (trilobites, braquiópodos, plantas, etc.) del Paleozoico Inferior.

c) Anticlinal de Ibor:

Se encuentra en la zona central del macizo de Las Villuercas. Es un anticlinal desventrado, cuyo núcleo es recorrido de forma prácticamente longitudinal por el río Ibor. Presenta una mayor amplitud de flancos hacia el sur y menor hacia el norte.

En el anticlinal de Ibor se encuentran los materiales que conforman el **grupo Ibor** (situado sobre el denominado **grupo Domo Extremeño**), agrupados en tres niveles o tramos. El primer tramo o nivel inferior está constituido por dolomías, margas, lutitas y grauvacas. Esos materiales carbonatados afloran a lo largo de la ladera este del valle y representan la transición entre los períodos Precámbrico y Cámbrico. Tiene menor desarrollo hacia el sur y mayor hacia el norte (con un máximo de unos 600 metros), a la altura de Castañar de Ibor. En las dolomías se han encontrado fósiles de *Cloudina hartmannae* (primer metazoo que segrega un exoesqueleto mineralizado) que según los datos geocronológicos, obtenidos de los estudios realizados en niveles que contienen este fósil en China, Omán y Namibia, indican un rango de tiempo de entre 549 y 543 millones de años, constituyendo uno de los registros de metazoos más antiguos de la Península Ibérica, más incluso que los mejores yacimientos foráneos. El tramo II del **grupo Ibor** presenta abundantes fósiles de filamentos algales (*Vendotaenia*) y tubos orgánicos pertenecientes a *Sabellidites cambriense*, lo que permite incluir este nivel en el primer piso del Cámbrico Inferior.

A lo largo de toda la formación calcárea son abundantes las canteras y hornos de cal, utilizados estos últimos para la obtención de cal como aglomerante para la construcción (hoy día todos ellos están abandonados).

En esta misma serie y en las proximidades de Castañar de Ibor se ha desarrollado el endocarst que ha dado lugar a la "**Cueva de Castañar**" (declarada Monumento Natural), gruta subterránea de gran desarrollo, con formaciones y elementos cársticos de gran belleza y fragilidad, y de un excepcional interés científico.

d) Sinclinal de Viejas:

Es de menor amplitud que los anteriores. Hacia el sur y en el flanco de transición al anticlinal del Almonte se encuentra la mayor altura de la comarca con 1.601 m (Risco de *La Villuerca*).

e) Anticlinal de Almonte:

Igual que en el caso del Ibor su núcleo está surcado por el cauce del río Almonte, río que discurre longitudinalmente según el eje del pliegue en buena parte de su recorrido (hasta más allá de Roturas).

f) Sinclinal de Santa Lucía:

En dirección noroeste se prolonga hacia el sinclinal de Monfragüe a través de Miravete.

g) Anticlinal de Logrosán (Anticlinorio Centro-Extremeño):

Como ocurre con el anticlinal de Valdelacasa, esta es una gran estructura



Castillo de Cabañas sobre las alineaciones de cuarcitas que con dirección sureste-noroeste recorren la zona.

prácticamente arrasada, con algunos relieves sobresalientes que corresponden a los batolitos graníticos (San Cristobal, Trujillo, Sta. Cruz).

Las crestas de las sierras, que coinciden con la parte alta de los flancos de los pliegues (incluso se identifican fragmentos de las charnelas) están constituidas por cuarcitas. En las laderas y los fondos de los valles se encuentran pizarras, areniscas y conglomerados. Existen muestras fósiles, en algunos casos abundantes, tanto en las cuarcitas (*Cruziana Daedalus*) como en las pizarras (trilobites, graptolitos y plantas).

Las rocas más antiguas aparecen en los fondos de los valles desarrollados sobre los núcleos de los anticlinales, abarcando desde el Precámbrico-Cámbrico hasta el Silúrico.

Las estructuras de plegamiento, de fácil reconocimiento con ayuda de la cartografía geológica, fotografía aérea o sobre el propio terreno, se ven afectadas por varios sistemas de fracturas, en algunos casos fácilmente identificables. Uno de estos sistemas se desarrolla paralelamente a las alineaciones serranas, lo que ha podido dar origen al desarrollo de la red fluvial (probablemente ese pueda ser

Pliegue de cuarcitas del Ordovícico en el sinclinal de Santa Lucía. Cabañas del Castillo.



el origen de los valles que ocupan núcleos de anticlinales, como son los casos de los ríos Ibor y Almonte). Otro grupo de fracturas se dispone transversal y diagonalmente a las alineaciones predominantes, haciéndose notar especialmente cuando la fractura ha producido desplazamiento horizontal de los materiales, de manera que se rompe la continuidad a un lado y otro de la fractura. Esto es especialmente visible en las alineaciones de cuarcitas que a menudo presentan un desplazamiento horizontal importante y que contribuyen a la formación de los collados, "apreturas" o portillas (por ejemplo la falla de Collado Llano y la



falla del Viejas), pues en las pizarras de las laderas quedan difuminadas por la erosión y los derrubios de ladera.

En los bordes sur y norte de Las Villuercas existen importantes depósitos sedimentarios que recubren materiales precámbricos y paleozoicos, de disposición horizontal y espesor variable: son las denominadas "***rañas***". Se presentan como una superficie suavemente inclinada, a modo de continuación de la propia ladera (aunque realmente no pertenecen a la misma unidad), que se va suavizando cada vez más hasta convertirse en superficie horizontal. Están constituidas por

Paleocauce o
Paleocanal de Deleitosa.



bloques cuarcíticos, bastante heterométricos, englobados en una matriz arcilloso-arenosa de color rojo o amarillento. En los bordes y zonas de desagüe de las rañas son frecuentes los barrancos acarcavados y los deslizamientos, debido al alto contenido en arcilla y la poca cohesión de los materiales. Los fenómenos erosivos están especialmente desarrollados en áreas donde escasea o falta la vegetación. Son notables la "raña de las Mesas" y "raña de Castilblanco" al sureste de Cañamero, la "raña de las Mesillas" al norte de Castañar de Ibor, y las "rañas de Deleitosa" al noroeste de esta localidad.

Por efecto de la meteorización mecánica producida sobre las cuarcitas de las cumbres, durante los periodos glaciares del Cuaternario se dan depósitos de bloques cuarcíticos, algunos de gran tamaño, que se disponen de forma longitudinal en las laderas desde la base de las crestas, acumulándose especialmente en las depresiones de la ladera en un delicado equilibrio con la pendiente. Son las típicas "*pedreras*" o "*casqueras*" tan representativas en Las Villuercas.

Puntos singulares

Rañas de Deleitosa:

A mitad de camino entre el cruce de la autovía A-5 (Venta del Camionero) y Deleitosa se observan rañas de buen desarrollo. En un principio se aprecian como una prolongación superficial de la ladera, cada vez más plana, hasta convertirse en una superficie prácticamente llana. Sin embargo su génesis no parece que se deba a procesos de derrubios, sino a fenómenos aluvionares o al menos relacionados con ellos. Las rañas son acumulaciones de materiales erosionados en los niveles cuarcíticos (cantos redondeados) o pizarrosos (materiales arcillosos de la matriz) de las sierras aledañas. La potencia de esta formación es variable, pudiendo alcanzar decenas de metros.

Presentan un nivel topográfico claramente diferenciable, por encima del de la penillanura, perfectamente apreciable en esta zona mirando por alguna de las "ventanas" de la raña en dirección a la penillanura en los márgenes del río Almonte.

Paleocauce o Paleocanal de Deleitosa:

Es un canal fosilizado. Corresponde a un antiguo curso de agua de régimen torrencial. Esta estructura sedimentaria presenta una selección granulométrica, hallándose los materiales más gruesos en la parte inferior y los más finos en la superior (sedimentación gradada). Este es un caso claro de cómo un corte producido en el terreno para el asentamiento de la carretera ha puesto al descubierto un elemento geológico, que sería absolutamente necesario conservar por su interés científico y divulgativo. Se encuentra en el talud de la carretera a la entrada de Deleitosa cuando se accede desde la autovía A-5.

Sistemas de fracturas:

Son muy abundantes las fracturas, fundamentamente de desgarre, que afectan transversalmente a las alineaciones cuarcíticas produciendo un escalonamiento horizontal continuado en las mismas, como el que se aprecia por ejemplo en la sierra de Deleitosa, visto desde el Puerto de los Herreros.

En el paraje Puerto Llano (carretera de Guadalupe a Obando) se observan milonitas o rocas de falla, en el seno de las cuarcitas, a lo largo del talud, producidas por la fricción entre los bloques o labios de falla.

Apreturas del Almonte:

Abriéndose paso entre las cuarcitas armoricanas, el río Almonte ha excavado una profunda garganta o desfiladero (en terminología local conocido como "apretura" o portilla), que pone al descubierto un espectacular pliegue. Este se dibuja impresionante sobre la pared izquierda de la apretura en un cortado de más de un centenar de metros de altura.

Buzamiento de los estratos de cuarcita:

En las proximidades de la divisoria de aguas entre el Guadiana y el Tajo (cerca de Berzocana), se observan importantes bancos de cuarcita, lo mismo que en la transición entre el anticlinal de Logrosán (izquierda) y el sinclinal de Santa Lucía (derecha); aquí aparecen las cuarcitas armoricanas, en primer término, con un buzamiento casi vertical. Estas cuarcitas, como se puede apreciar, continúan hacia el noroeste conformando el mencionado arco serrano de Miravete, Monfragüe, Serradilla, etc.

Nacimiento del río Almonte coincidiendo con una "pedrera" formada por depósitos de bloques cuarcíticos.





Espejo de falla donde son visibles las estrías que indican la dirección del movimiento de los bloques. Río Viejas.

Resaltes cuarcíticos de Cabañas del Castillo:

Los materiales más resistentes sobresalen de forma espectacular sobre los más fácilmente erosionables como las pizarras, grauvacas, areniscas y conglomerados de las laderas y la penillanura. Se observan los crestones en la localidad del mismo nombre, entre la Garganta de Santa Lucía y la penillanura trujillana.

Espejo de falla (falla del Viejas):

El plano de fracturación que separa los dos bloques desplazados en una falla puede presentar, cuando la fricción ha sido especialmente intensa, una superficie vitrificada de aspecto negruzco generado por las altas temperaturas; es lo que se conoce con el nombre de "espejo de falla" y que, cuando la luz incide en determinada dirección, produce una superficie reflectante.

En este caso el espejo de falla se produce a favor de una superficie de fractura, en donde son visibles incluso las estrías de falla, lo cual permite interpretar claramente la dirección de desplazamiento de los bloques. La fractura puede haber sido un motivo aprovechado por el cauce fluvial del río Viejas para unir su curso al Ibor unos centenares de metros más allá.

Sinclinales y anticlinales de Las Villuercas:

Los movimientos de ajuste entre las placas litosféricas Africana y Euroasiática han producido a lo largo del tiempo geológico plegamientos de dirección Noroeste-Sureste en la Península Ibérica. Estos plegamientos configuraron el arco de las sierras cuarcíticas centroextremeñas de Las Villuercas, Miravete, Corchuelas-Monfragüe, Serradilla, etc. Se pueden observar pliegues anticlinales



cuya charnela ha sido erosionada (anticlinales desventrados) presentando en el núcleo los materiales más antiguos (Precámbrico-Cámbrico), como son los anticlinales de Ibor y de Almonte y pliegues sinclinales, que presentan en su núcleo los materiales más modernos, como los sinclinales de Viejas y de Santa Lucía.

Estrecho de la Peña:

En la carretera de Alía a Puerto San Vicente, en el paraje conocido como "Estrecho de la Peña", se observa con gran nitidez la discordancia angular que relaciona los materiales del Grupo Ibor y del Ordovícico.

Puente del Ibor:

En el talud de la carretera de Castañar de Ibor a Robledollano, en las proximidades del río Ibor, se pueden observar los niveles calcáreos en los que se ha identificado la presencia de *Cloudina hartmannae*. Siguiendo la carretera en dirección a Robledollano se puede apreciar el tránsito entre el Grupo Ibor y el Grupo Domo Extremeño.

Turberas o trampales:

En la zona del Hospital del Obispo existen muestras, prácticamente relictas, de períodos climáticos terciarios más fríos y húmedos que los actuales. Son las turberas o "trampales". Se han generado en zonas con cierto grado de encharcamiento, zonas que recogen el agua de drenaje de las partes altas de la sierra. En ellas se da un tipo de vegetación perfectamente adaptada a estas condiciones edáficas especiales, que en algunos casos constituyen endemismos botánicos, de gran importancia cultural y científica. Su estudio permite extraer datos muy interesantes sobre paleobotánica y paleoclimatología.



Resalte de cuarcita armoricana donde se aprecia el buzamiento casi vertical de los estratos.



Vista desde el castillo del núcleo urbano de Alange. Al fondo la Sierra de Peñas Blancas.



Balneario de Alange

Las propiedades de sus aguas termales, únicas en su género en toda Europa, junto al especial atractivo que le confiere la presencia de las termas de origen romano en armonía con las nuevas instalaciones y técnicas de tratamiento hidrotermal, lo convierten en uno de los balnearios españoles de mayor fama internacional. La singularidad hidrogeológica del balneario radica en el carácter radiactivo y termal de sus aguas.



Terma romana de mujeres.

Se encuentra situado en el casco urbano de la población pacense de Alange, se accede, desde Mérida, tomando la carretera BA-089, que discurre siguiendo el trazado de una antigua vía romana. Asimismo se puede llegar desde la carretera N-630 "Vía de la Plata", tomando la EX-105 hacia Don Benito.

El Balneario de Alange era sobradamente conocido y apreciado, por las propiedades curativas de sus aguas termales, durante la época romana. De aquel momento se conservan hoy en día importantes estructuras de la primitiva estación termal como son el trazado de las termas y los desagües, así como inscripciones alusivas a su poder curativo que atestiguan claramente su relación con los fundadores de Emérita Augusta. Como ejemplo de las propiedades de las aguas termales de Alange, en los patios del Balneario, un ara de mármol romana dedicada a la diosa Juno agradece la curación de Varinia Serena, hija de una familia patricia. La llegada de los visigodos a estas tierras traerá consigo la más que probable decadencia de estos y otros baños termales. Con la dominación árabe se recuperarían algunas normas y costumbres muy parecidas a las romanas entre ellas el uso de las aguas termales que, como es bien sabido, formaban y forman parte de sus costumbres y creencias. La ocupación de Extremadura por los Reinos de León y Castilla traería consigo el total abandono del Balneario, que no volverá a ser utilizado hasta finales del siglo XVIII.

Durante el siglo XIX se produce la recuperación del balneario, iniciándose la construcción de las nuevas instalaciones,

mejorando ostensiblemente el aspecto de abandono que presentaban los baños hasta esos momentos. Se realizó una interesante ampliación y remodelación del mismo, que trajo como fruto que el balneario dispusiera a partir de entonces de un gran número de habitaciones con pilas de mármol italiano, piscinas, sala de espera, oficina de administración, agua caliente y un parque realizado una vez adquiridos los huertos colindantes con un diseño "ex profeso".

Ya en el siglo XX se realizarán numerosas mejoras introduciendo las más novedosas técnicas de tratamiento termal y ampliando las instalaciones, como son parafangos, vapor, ducha Vichy y, sobre todo, la impresionante cubierta del patio principal que logra un ambiente muy especial y característico, donde se combina magistralmente en casi todas sus dependencias la luz natural con el famoso color azul tan particular de la terma romana de hombres.

Los manantiales que abastecen al balneario suman un caudal aproximado de 5 l/s. El agua surge a una temperatura en torno a 28º C, por lo que se puede considerar como hiperterma o termal, moderadamente tibia, de baja mineralización y con presencia de radón y sílice como rasgos más característicos.

En el cuadro adjunto se exponen las características físico químicas e hidraúlicas de esta aguas:



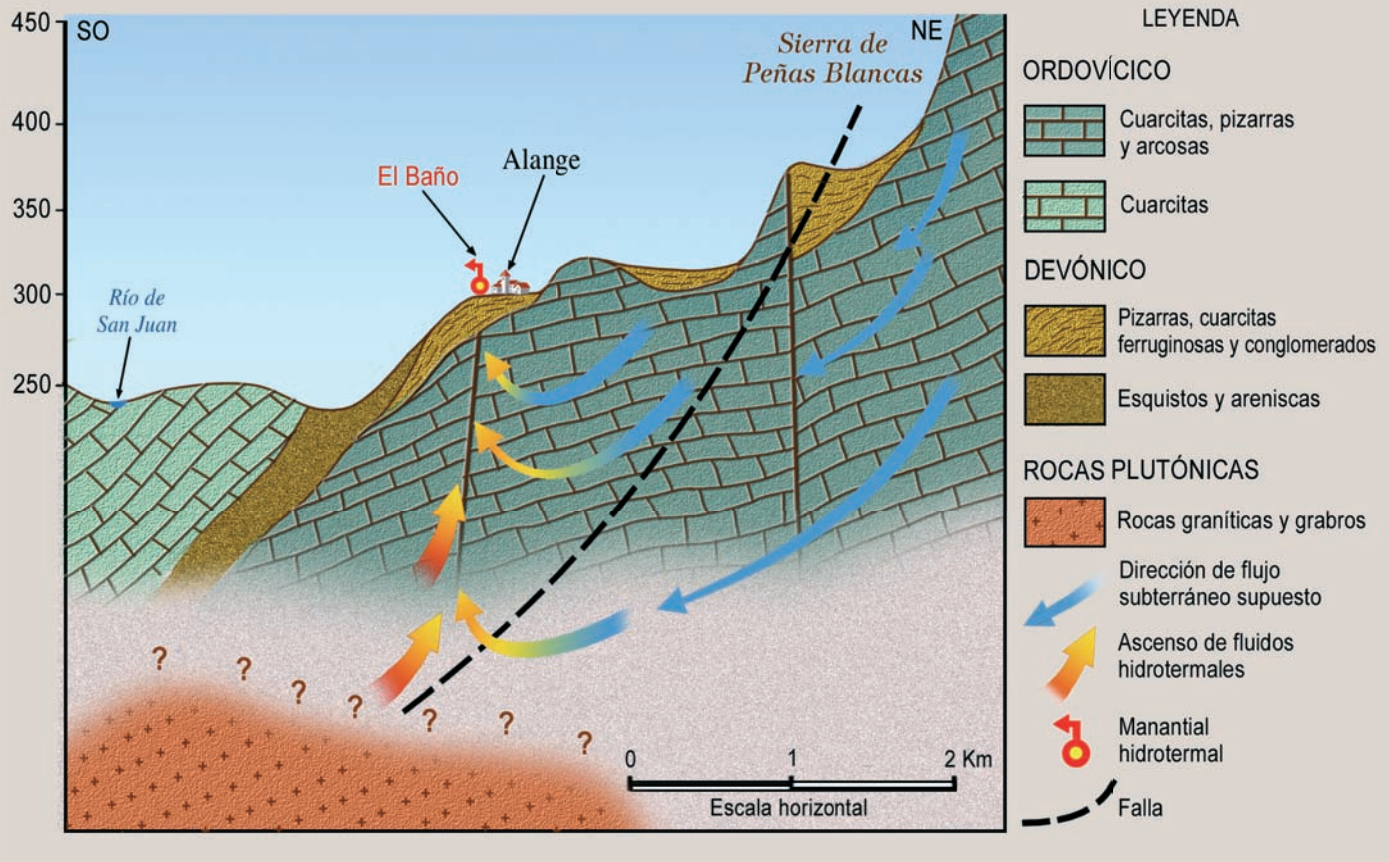
Exterior de las termas romanas y jardines.

Temperatura (ºC)	28,0	Litio (mg/l)	0,07
Conductividad (mS/cm)	152,0	Sodio (mg/l)	22,1
Bicarbonatos (mg/l)	39,6	Magnesio (mg/l)	5,4
Cloruros (mg/l)	35,6	Nitratos (mg/l)	18,6
Sulfatos (mg/l)	48,3	Sílice (mg/l)	33,5
Potasio (mg/l)	6,8	Hierro (mg/l)	0
Calcio (mg/l)	9,2	Facies química	Sulfatada-clorurada-sódica
Flúor	0,1		

Los componentes químicos parecen indicar que se trata de un flujo que alcanza cierta profundidad en su circulación a través de las cuarcitas; este emerge gracias a la presencia de fallas de gran continuidad vertical. Es probable que el contenido en radón proceda de emanaciones o fluidos endógenos.

Las características geológicas influyen en el flujo y composición del agua, en este sentido, las surgencias minero-medicinales del balneario de Alange se encuentran asociadas a una zona de fracturación que afecta a las cuarcitas y areniscas del Devónico. En la zona afloran esquistos, conglomerados, granitos y gabros, intersectados por fallas de dirección NE-SO que pueden ser muy profundas. Se identifican asimismo cabalgamientos. Todo lo anteriormente expuesto parece indicar que a una profundidad no muy grande y en la vertical se encuentra una zona caliente.

En cuanto al funcionamiento hidráulico del sistema podemos decir que se trata de un sistema hidrotermal en rocas graníticas caracterizado por presentar fallas muy desarrolladas y profundas. El agua de lluvia cuando se infiltra lo hace a través de las fracturas y grietas que afectan a las cuarcitas, con un flujo descendente muy verticalizado, alcanzando gran profundidad. El incremento



Corte geológico. Fuente: "Recursos mineros de Extremadura: Las Aguas Minerales", Junta de Extremadura.



Bajada a las termas romanas.

de temperatura del agua favorece su ascensión rápida a través de otras fracturas presentes en estos materiales. El aporte de radón parece proceder de fluidos endógenos emergentes hacia las mismas fracturas, cuyo origen hay que buscarlo en las rocas graníticas situadas a mayor profundidad.

Las aguas mineromedicinales del balneario de Alange están indicadas, entre otras dolencias, para el tratamiento del sistema nervioso, aparato locomotor, respiratorio, circulatorio, alergias y ginecopatías. Para lograr un óptimo rendimiento el balneario cuenta con numerosas técnicas hidrotermales como son: piscinas de agua natural a 27,5º C, piscinas de agua caliente, piscinas exteriores, pilas de agua caliente 34/36º C, duchas hidroterapéuticas, inhalaciones, aplicaciones de parafangos y masajes.

Los Baños de Alange están declarados Monumento Histórico-Artístico. La localidad cuenta asimismo con numerosas manifestaciones histórico-artísticas entre las que destacan su portentoso castillo árabe, la iglesia de Nuestra Señora de los Milagros de estilo góticomudéjar y las ermitas de San Gregorio y San Bartolomé.



Aspecto exterior de la Mina Monchi con escombreras, hueco por colapso y antiguas edificaciones.



Mina Monchi

Si le preguntasen a cualquier mineralogista español que citase algún yacimiento extremeño, con toda probabilidad mencionaría dos nombres: la Mina La Parrilla y la Mina Monchi. Este último puede ser posiblemente el más visitado por aficionados a la geología y mineralogía de toda Extremadura, por este motivo merece una atención especial dentro de lo que es la mineralogía y metalogénia extremeña. Este yacimiento aparece constantemente citado en diversas publicaciones nacionales e internacionales hasta el punto de ser una referencia para estudiantes de geología de diversas universidades españolas.

Si bien la Mina Monchi es conocida en el ámbito de la mineralogía y los yacimientos, no lo es menos para los coleccionistas por contar con minerales como la allanita o la vonsenita, únicos en España. Además de lo anteriormente citado, esta mina presenta una característica que la hace, si cabe, aún más atractiva, y es el poder visitar su interior en condiciones de bastante seguridad.

La Mina Monchi se ubica en el término municipal de Burguillos del Cerro. Esta localidad se localiza al Sur de la provincia de Badajoz, concretamente a unos 76 kilómetros al sudeste de Badajoz capital. Localidades cercanas son Fregenal de la Sierra (18 km), Jerez de los Caballeros (18 km) y Zafra (18 km). Dentro del término municipal de Burguillos del Cerro, la Mina Monchi se localiza en el paraje de "La Sierra del Cordel"; el yacimiento (escombreras, corta y mina de interior) ocupa un área de unas 4 hectáreas.

Para acceder al yacimiento minero hay que tomar la carretera EX-112 a la salida de Burguillos del Cerro en dirección Jerez de los Caballeros, a la altura del P.K. 10,800 parte un camino a la derecha de la carretera que, a unos 400 metros y tras atravesar una portera, lleva directamente a las instalaciones del lavadero de la mina y las primeras escombreras.

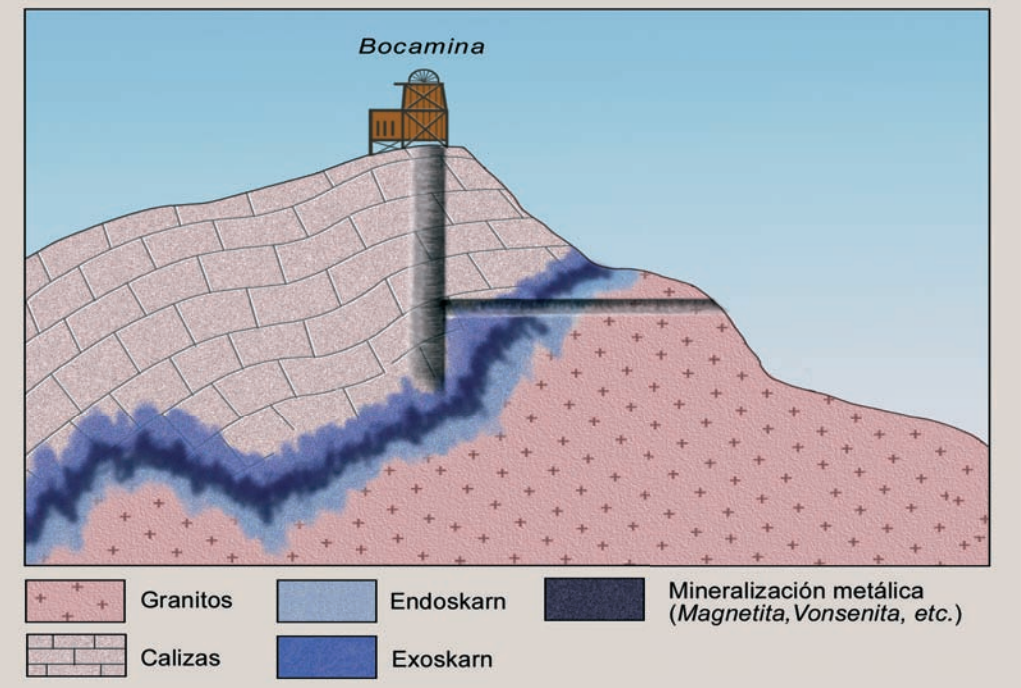
Existe un segundo acceso, en el P.K. 11,300. A la derecha de la carretera se encuentra otra portera y un camino que, a unos 250 metros, tras atravesar dos porteras más, conduce directamente a una capillita minera abandonada, dedicada a Santa Bárbara, y numerosas escombreras.

Desde estos dos accesos parten caminos que confluyen justo en la boca de entrada de la mina de interior y en el primer nivel de escombreras. Dado que se trata de una finca propiedad privada los vehículos no podrán acceder a ella; además, son unas instalaciones mineras que no se encuentran acondicionadas para las visitas por lo que puede resultar peligroso entrar sin acompañante.

Geológicamente la Mina Monchi pertenece a la Zona de Ossa-Morena, al dominio de Alconera-Arroyomolinos. Dentro de este dominio aparecen materiales del Precámbrico, Cámbrico, Devónico, Carbonífero, Terciario y Cuaternario. En la zona se pueden aislar una serie de afloramientos caracterizados por una estratigrafía específica de los materiales cámbricos encontrados, a los cuales se les da el rango de Formación. La que se encuentra dentro del dominio de la zona es la Formación Carbonatada Cámbrica de la Sierra del Cordel.

Macla de axinita.





Esquema geológico del skarn de Mina Monchi.

El yacimiento es de tipo skarn. Los skarns son rocas que se producen por la interacción físico-química entre cuerpos intrusivos y rocas encajantes, fundamentalmente carbonatadas, ricas en calcio y/o magnesio. Como resultado de esta interacción, aparecen paragénesis minerales muy ricas en fases, entre las que se incluyen una gran diversidad de silicatos, sulfuros, óxidos, carbonatos y otros, cuya composición varía en función de los diversos factores que concurren en su génesis.

El skarn de la Mina Monchi está localizado en las proximidades del contacto entre las rocas ígneas ácidas del batolito granítico zonado de Burguillos del Cerro y los mármoles cámbricos de la Sierra del Cordel. El yacimiento se origina por el ascenso de la masa granítica y su emplazamiento en zonas superficiales, en contacto con las rocas carbonatadas anteriormente mencionadas.

El granito de Burguillos del Cerro presenta una gran amplitud de afloramiento. Se encuentra zonado, apareciendo diversas facies graníticas. Las principales litofacies que se observan en la zona de estudio son: graníticas, granodioríticas, sienitas y/o monzonitas. Aparentemente se observan algunas evidencias de una actuación orogénica posterior a la intrusión. Incluso se puede afirmar que por sus caracteres macro y microscópicos su emplazamiento fue de los más tempranos de las masas graníticas vecinas. Texturalmente, son holocristalinos, hipidiomórficos y de inequigranulares a profídicos. Como elementos mineralógicos principales se encuentran cuarzo, plagioclasa, feldespato potásico y mica (biotita); como elementos minoritarios se pueden observar apatito, circón, epidota, opacos y rutilo. Y, por último, como minerales secundarios aparecen la sericita, illita y montmorillonita.

Las rocas carbonatadas afectadas por la intrusión ígnea son mármoles del Cámbrico Inferior, de potencia variable, siendo la máxima del orden de 200 metros. La litología de los carbonatos es de mármoles y mármoles brucíticos. La edad de la Formación Carbonatada de la

Sierra del Cordel, por la fauna encontrada, es Georgiense.

En cuanto a la génesis de la Mina Monchi se conoce que surge como resultado de una intrusión ígnea sobre las rocas carbonatadas de la Sierra del Cordel; este tipo de yacimiento es común en la zona, existiendo otros ejemplos como el skarn de la Judía (Burguillos del Cerro), el de Santa Justa (Jerez de los Caballeros), o el de la Rivera de Cala (provincia de Huelva).

Vista de la mineralización metálica objeto de la explotación (masas de magnetita).



No obstante, el skarn del yacimiento objeto de estudio manifiesta unas peculiaridades que lo hacen diferente y más atractivo desde el punto de vista científico. La principal peculiaridad del skarn que se observa en Monchi es el alto contenido en boro y tierras raras de los fluidos mineralizadores. Como consecuencia del metasomatismo derivado de dichos fluidos aparece una paragénesis única en toda Europa, la cual pasamos a relacionar.

La cantidad y rareza de los minerales que aparecen en la zona se resumen en la siguiente lista: Clinopiroxeno (diópsido-hedembergita), granate (melanito-andradita), anfíbol (actinolita-hornblenda), turmalina, axinita, allanita, epidota (pistachita-zoisita), crocidolita, riebeckita, magnetita, pirrotina, uraninita, lollingita, vonsenita, ilvaita, cobaltina, pirita, calcopirita, bismutina, molibdenita, bismuto nativo, esfena, calcita, yeso, eritrina, malaquita, uranotilo y otros menos comunes. De la presente lista existen una serie de minerales únicos en todo el territorio nacional como pueden ser: vonsenita, lollingita o la allanita, tan sólo citados en este yacimiento.

Ruta geológica por la Mina Monchi

Antes de comenzar la ruta geológica por el exterior e interior de la Mina Monchi hay que hacer una llamada de atención sobre los numerosos atractivos que se va a encontrar tanto el visitante aficionado como el estudioso de la geología en general y mineralogía en particular. La ruta por el exterior de la mina tiene un interés básicamente mineralógico, ya que en las escombreras existentes podemos encontrar todos los minerales citados anteriormente en mayor o menor abundancia. Observamos hasta tres ni-



Cristal de granate (andradita).

veles de escombreras, siendo el primer y segundo nivel los que manifiestan mayor interés mineralógico.

En el primer nivel de escombreras, situado a unos 30 metros al suroeste de la entrada a la mina de interior, encontramos minerales como allanita, axinita, diópsido, hedembergita, vonsenita, granates y los sulfuros más comunes (pirita y calcopirita); aparece con menor abundacia la molibdenita y pirrotina. También identificamos minerales menos comunes como la cobaltina y su mineral de alteración: la eritrina. Una estimación del volumen de escombros en este nivel puede ser aproximadamente de unos 6.000 m^3.

En el segundo nivel de escombreras, situado justo encima del primer nivel, localizamos minerales como axinita, diópsido, hedembergita, vonsenita, granates y los sulfuros más comunes (pirita y calcopirita); aparece con menor abundancia la lollingita y pirrotina. Una estimación del volumen de escombros en este nivel puede ser aproximadamente de unos 8.000 m^3.

En el tercer nivel de escombreras, situado encima del segundo nivel, observamos minerales como diópsido, hedembergita, vonsenita, granates, uraninita, uranotilo y los sulfuros más comunes (pirita y calcopirita); aparece con menor abundacia la lollingita y pirrotina. Una estimación del volumen de escombros en este nivel puede ser aproximadamente de unos 4.000 m^3.

Aparte de la variedad mineralógica que aparece en Monchi, los skarns presentan otro aspecto interesante: un tamaño de cristales que permite, en muchos casos, su reconocimiento macroscópico usando instrumentos de uso común (lupa, imán, navaja, ácido clorhídrico, vidrio, encendedor y otros). Como ayuda para el reconocimiento aportamos una clave de identificación sencilla, según el cuadro que adjuntamos a continuación, que si bien no resuelve todas las posibilidades que pueden presentarse, permi-

MINERALES A IDENTIFICAR	*BRILLO*		COLOR															
		METÁLICO O SUBMETÁLICO		NEGRO	**URANINITA**													
				GRIS PLATA	Tono rojizo	Sí	**COBALTINA**											
						No	**LOLLINGITA**											
				GRIS OSCURO	Magnetismo	Sí	**MAGNETITA**											
						No	Color de la huella	Amarillento	**GOETHITA**									
								Rojizo	**HEMATITES**									
				PARDO	**PIRRONITA**													
				AMARILLO	Se raya con la navaja	Sí	**CALCOPIRITA**											
						No	**PIRITA**											
				GRIS PLOMO	Se raya con la uña	Sí	**MOLIBDENITA**											
						No	**BISMUTINA**											
		NO METÁLICO		NO COLOREADOS	(HÁBITO)	Masivo	Se raya con la uña					Sí	**YESO**					
												No	Se raya con la navaja	Sí	Efervesce con ClH	Sí	**CALCITA**	
																No	**DOLOMITA**	
														No	**CUARZO**			
						Fibroso	**TREMOLITA**											
				COLOREADOS	Amarillos o Pardos			HÁBITO		Granular	**DIÓPSIDO**							
										Fibrosoradiado	**URANOTILO**							
										Cristales tabulares	**ESFENA**							
										Terroso	**LIMONITA**							
										Laminar	**FLOGOPITA**							
					Rojos o rosados				Forma de los cristales	Romboédricos	**CALCITA ROSA**							
										Costras	**ERITRINA**							
										Aplanados (filo de hacha)	**AXINITA**							
										Rombododecaédricos	**ANDRADITA**							
					Verdes					Cristales aciculares	**TURMALINA**							
										Fibroso	Costras	**MALAQUITA**						
												ACTINOLITA O FERROPARGASITA						
										Granular	**DIÓPSIDO**							
										Masivo	**EPIDOTA**							
										Laminar	**CLORITA**							
					Negros					Rombododecaédrico	**MELANITO**							
										Tabular	**ALLANITA**							
										Agregados cristalinos	**HEDEMBERGITA**							
										Agragados radiales	**ILVAITA**							
		SEDOSO		AZULADO	**CROCIDOLITA**													
				NEGRO	**VONSENITA**													
		ANACARADO		BLANCO	**MOSCOVITA**													
				NEGRO	**BIOTITA**													

Clave de identificación mineralógica aplicable al Skarn de la Mina Monchi (Burguillos del Cerro, Badajoz, Extremadura)

te al menos una identificación acertada de los componentes más comunes en el skarn de la Mina Monchi.

Otro hecho destacable en el exterior de la Mina Monchi es la corta minera situada unos 20 metros al noroeste del tercer nivel. De este intento de explotación a cielo abierto se han podido extraer muestras de exoskarn de alto interés para coleccionistas, como pueden ser octaedros de magnetita de más de dos centímetros de arista, o espectaculares cristales de granates. Existe un mineral que observamos frecuentemente en tiendas de minerales de toda España que se presenta muy abundante en esta corta: la crocidolita.

La ruta por el interior de la mina presenta mayor interés para los geólogos e ingenieros de minas que para los aficionados a la mineralogía en general. La entrada a la galería principal se sitúa aproximadamente en las coordenadas UTM siguientes: 4250145 N y 708547 E

El acceso a esta galería actualmente lo encontramos parcialmente taponado por el murete de sujección que estaba justo encima de la bocamina. No obstante, lo podemos sortear con relativa facilidad y acceder al interior de la mina. La visita al interior presenta un grado de dificultad bajo en la mayoría de los tramos, si bien existen algunos tramos peligrosos que conviene evitar.

La galería principal de la mina tiene un recorrido de unos 150 metros, una altura de 1,80 a 2,00 metros y una anchura de unos 2 a 3 metros. En la misma podemos observar un corte tipo a un yacimiento de skarn, ya que la galería, que tiene una dirección N150ºE,



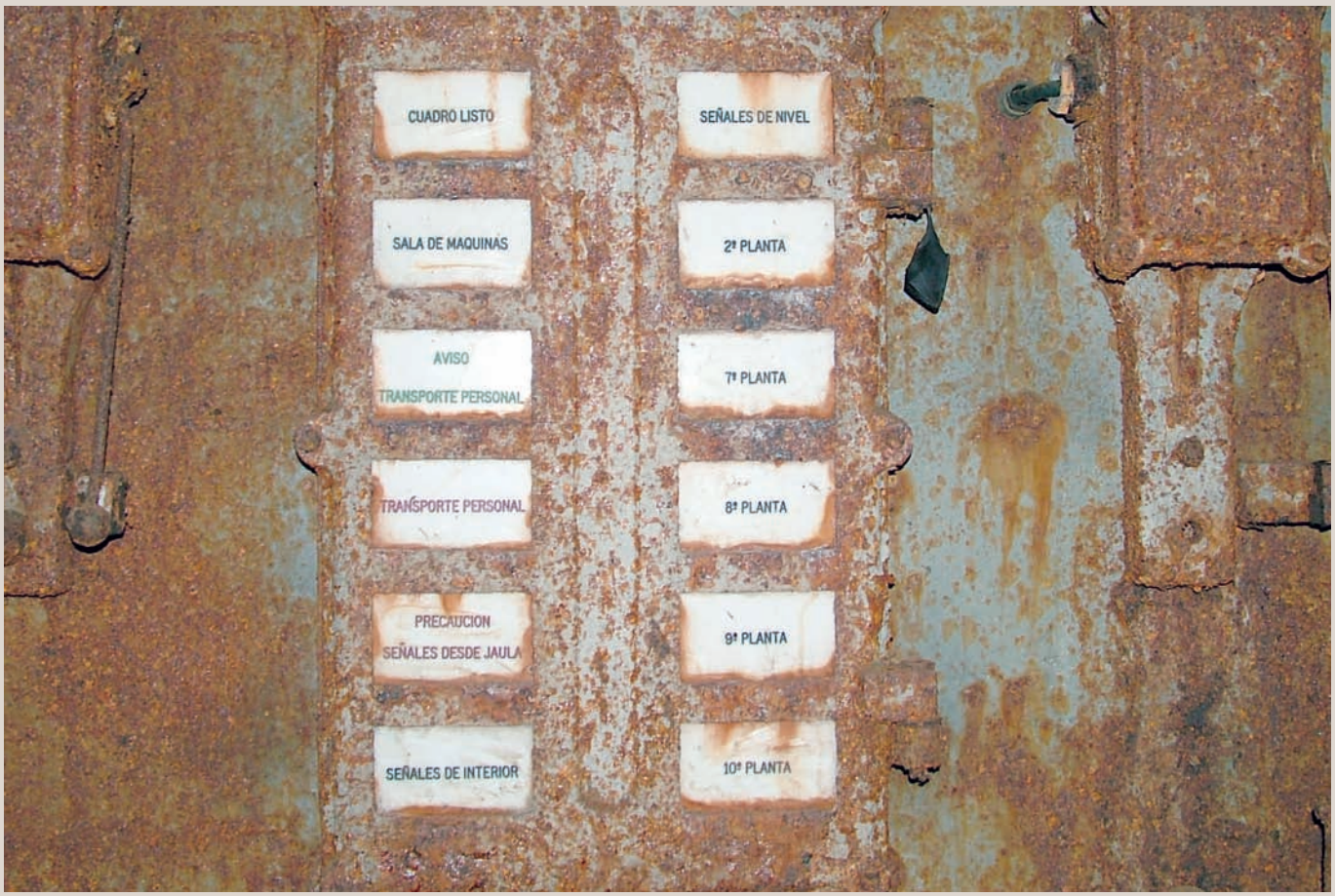
Acceso a la galería principal de la Mina Monchi.

atraviesa perpendicularmente los frentes del skarn objeto de estudio. Inicialmente observamos granodioritas y monzonitas del Batolito Zonado de Burguillos del Cerro; aproximadamente recorridos unos 70 metros identificamos el exoskarn (contacto del skarn con la roca ígnea); conforme avanzamos, observamos las diferentes bandas del skarn de Monchi. En torno a los 90 metros aparece la mineralización metálica objeto de la explotación (masas de magnetita), encontrándonos ya en el endoskarn. Hacia los 105 metros aparecen niveles carbonatados muy alterados, estando en el exoskarn sobre los mármoles cámbricos de la Sierra del Cordel.

Hacia el final de la galería principal se abren dos galerías perpendiculares, que atraviesan la Formación Carbonatada Cámbrica. En la galería que parte hacia la izquierda, la única con relativa seguridad para las visitas, podemos observar de cerca lo que puede ser el inicio de karst "antrópico", ya que se están formando estalactitas y velos, actualmente de escaso desarrollo, ya que



Como parte del patrimonio minero que aún preserva, se encuentra el castillete minero de interior.



la mina fue abandonada a finales de los años 70.

Otros aspectos interesantes en el interior de la mina son: el patrimonio minero que aún se preserva y la colonia de murciélagos existente en la red de galerías de la mina.

Justo a la entrada de la galería principal podemos ver una vagoneta minera de carga de mineral, conservada en buen estado. A lo largo de todo el desarrollo contemplamos los antiguos raíles por los que circulaban las vagonetas mineras hasta salir al exterior. Donde termina la galería principal encontramos bóvedas de sujección hechas con ladrillos macizos y cal. Constituye uno de los pocos enclaves preservados en España donde se pueden ver este tipo de estructuras. Así mismo, en el inicio de la galería que parte a la derecha, apreciamos el castillete minero de interior y el cuadro de mandos de la mina. A partir de este punto el recorrido se vuelve peligroso.

En cuanto a la fauna que aprovecha estos enclaves como hábitat se cuenta con una colonia compuesta por 200-400 ejemplares de murciélagos de herradura y ratoneros (*Myotis myotis*).

Detalle de un ejemplar de murciélago de herradura sobre el cuadro de mandos de la mina.



Panorámica de Burguillos del Cerro desde la mina.



Meandro del río Malvellido desde el mirador de El Gasco.



Meandros de los ríos hurdanos

La comarca de las Hurdes, situada en el límite septentrional de la provincia de Cáceres, presenta una particular fisonomía condicionada por los materiales geológicos que componen el substrato por el que discurren los principales ríos de la zona: Ladrillar, Hurdano, Malvellido y de Los Ángeles. Estos cauces, a su paso por Las Hurdes, dan como resultado un intrincado paisaje definido por estrechos, profundos y sinuosos valles.

Río Malvellido a su paso por Martinlandrán. (pág. dcha.)

El área seleccionada comprende parte de los términos municipales de Ladrillar, Casares de Hurdes, Nuñomoral, Vegas de Coria y Caminomorisco. El acceso general se realiza por la carretera EX-204 de Coria, al límite de provincia.

Los ríos hurdanos forman parte de la red hidrográfica del río Tajo y de uno de sus principales afluentes en Extremadura, el río Alagón. Los ríos Malvellido, Ladrillar y Hurdano atraviesan los materiales del Neoproterozoico, formados por una monótona alternancia de pizarras, grauvacas y conglomerados, que se encuadran en el dominio de la Zona Centroibérica del Macizo Hespérico, caracterizada por estar intensamente plegada y fracturada según las directrices hercínicas.

La estructura geológica de este substrato condiciona la forma de los cauces y el desarrollo de meandros encajados. Estos valles están limitados, en buena parte de su recorrido, por laderas de extraordinaria pendiente recubiertas de derrubios y canchales. Los fondos de valle presentan un trazado sinuoso y, en algunos, destacan los núcleos de los meandros con forma de montículos. En la margen cóncava del meandro (parte interna) tiene lugar el depósito de los materiales que transporta el río. Estas zonas coinciden con pequeños espacios que son aprovechados para los cultivos dada su elevada productividad y la escasez de superficies fértiles en esta comarca cacereña.

Asimismo, destacan las buenas condiciones de los afloramientos debido al fuerte relieve y al escaso desarrollo de suelos que permiten la observación de las series proterozoicas de forma privilegiada. Este rejuvenecimiento del relieve parece obedecer a movimientos tectónicos terciarios e incluso posteriores.

Los cauces de estos ríos presentan una trayectoria sobrepuesta: aprovechan las zonas deprimidas y la estructura geológica condiciona sus recorridos. Los cambios bruscos en la dirección de los ríos obedecen a un control estructural: en el fondo del valle se observan dislocaciones en la disposición de los niveles del substrato geológico que podrían originar el cambio de dirección en la trayectoria del río.

Los sedimentos fluviales están compuestos por gravas, arenas, limos y arcillas que acaban depositados como ya se ha indicado anteriormente en los meandros y en las zonas de mayor anchura del cauce. La morfología que adoptan estos materiales es del tipo de barras destacando las arenosas semicirculares con diferentes clases de vegetación que dan lugar a curvas concéntricas de bellas intensidades cromáticas, como las que se pueden observar en uno de los meandros del río Alagón, a la altura de Riomalo de Abajo; y las barras longitudinales localizadas en zonas de llanura como las que podemos encontrar en el entorno de Rubiaco.

En el lecho del río Hurdano se identifican formas erosivas conocidas como “marmitas de gigante” y rizaduras incipientes donde la presencia de discontinuidades en el substrato rocoso ha contribuido a su formación.

Sobre las laderas se localizan acumulaciones de bloques dibujando canchales o “pedrizas” activas, aprovechadas



por los lugareños para la construcción de bancales.

Desde la localidad de Vegas de Coria se inicia un circuito en el que es posible disfrutar de los mejores ejemplos de morfología fluvial de los ríos hurdanos. Siguiendo la carretera hacia Nuñomoral, a la altura de Rubiaco, se observan formaciones de tipo barras fluviales, aprovechadas para realizar la plantación de una chopera. Al llegar a Nuñomoral tomamos el desvío hacia Cerezo y El Gasco y, entre Nuñomoral y Cerezo, se contempla un meandro espectacular por el gran encajamiento dejando una pared de unos 200 metros de altura. Continuando por la carretera que conduce a El Gasco, abandonamos temporalmente el río Hurdano para adentrarnos en el río Malvellido. En su recorrido encontramos distintos miradores desde donde





Meandro del río Malvellido a la altura de Cottolengo.



Río Hurdano en la cabecera de cuenca, en el paraje conocido como "Las Meñas".

obtenemos las mejores panorámicas de los meandros de la zona: entre Cerezal y Martinlandrán, a la altura de Cottolengo, llegamos al primero de ellos desde donde observamos cómo el río Malvellido describe una marcada curva en un valle encajado y estrecho; una vez superado Martinlandrán, accedemos a otro punto de observación desde el que se aprecian grandes relieves con importantes pendientes y aprovechamientos agrícolas y forestales en la depresión del río. Destaca la presencia de excelentes ejemplos de arquitectura popular en esta zona extremeña donde el uso de la piedra (pizarras) ha condicionado el tipo de edificación; seguimos el cauce del río Malvellido hasta El Gasco donde, antes de llegar a la población, se localiza un tercer mirador que nos permite observar un tramo de este río hurdano compuesto por tres curvas bien desarrolladas que han aprovechado la estructura geológica de los materiales que atraviesa.

En algunos meandros se pueden alcanzar profundidades de hasta 200 m entre el fondo de valle y las cumbres.

Volviendo por la misma carretera, llegamos de nuevo a Nuñomoral y retomamos el cauce del río Hurdano que discurre dibujando distintos meandros hasta Casares de Hurdes. A partir de

esta última población, podemos seguir por un camino que conduce a la presa de abastecimiento hasta el nacimiento del río Hurdano, en el paraje conocido como "Las Meñas", desde donde se observan bellos ejemplos de cauces muy encajados.

Desde Casares de Hurdes, siguiendo en dirección a la provincia de Salamanca y justo en el límite de provincia, tomamos la carretera que pasa por Riomalo de Arriba (pedanía de Ladrillar) hacia Las Mestas. A lo largo de este recorrido, vamos siguiendo el río Ladrillar con numerosos meandros que podemos ver desde distintos puntos.

Al llegar a Las Mestas, abandonamos el río Ladrillar y nos dirigimos a Riomalo de Abajo en el límite provincial con Salamanca. A unos tres kilómetros del núcleo urbano, siguiendo una pista forestal, se accede a un mirador construido



sobre unos de los meandros más singulares y hermosos de la zona. Pertenece al río Alagón y ofrece una espectacular panorámica con la zona de sedimentación del río en la provincia salmantina y la zona erosiva en la cacereña.

La importancia de los meandros de las Hurdes es fundamentalmente geomorfológica, las fuertes pendientes rocosas y el discurrir sinuoso de los ríos hurdanos los convierten en un punto de referencia en la morfología fluvial labrada sobre el antiguo basamento proterozoico del norte de Extremadura.

La comarca de Las Hurdes reúne asimismo un conjunto de valores naturales y culturales que la hacen enormemente atractiva al visitante, valga como ejemplo las arquitecturas rurales elaboradas con pizarras que parecen estar adosadas a las laderas agrestes y empinadas de esta dura geografía.



Panorámica de uno de los meandros más singulares de la zona, sobre el río Alagón, marcando el límite entre la provincia salmantina y la cacereña.

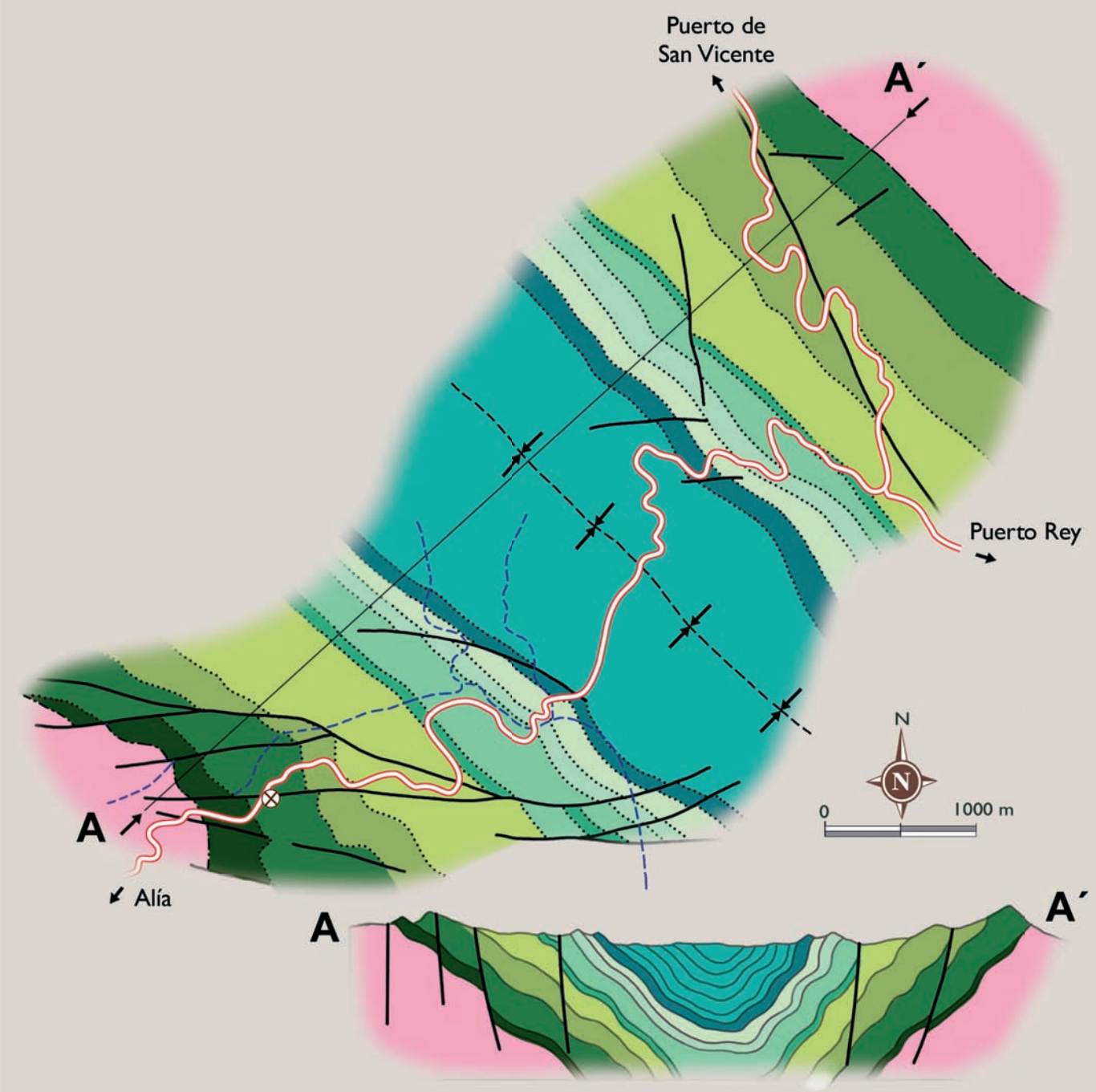


Vista del Sinclinal de Guadarranque desde el Estrecho de la Peña.



Estrecho de la Peña

En su discurrir hacia las aguas del río Guadarranque, el arroyo Jarigüela ha labrado una espectacular garganta conocida como Estrecho de la Peña, que separa la Sierra del Hospital del Obispo y la Sierra Pintora, apropiado topónimo que nos adelanta la gran belleza del paisaje. Desde el mirador sur, habilitado en la carretera EX-102, se pueden observar las colonias de buitres que anidan en el abrupto paisaje que dibuja la Cuarcita Armoricana y las espectaculares vistas del Valle del Guarrarranque, emplazado en una estructura sinclinal (Sinclinal del Guadarranque), cuyo núcleo está constituido por materiales silúricos.



Esquema geológico de la transversal del Sinclinal de Guadarranque a lo largo de la carretera EX-102 (de Toledo a Mérida por Guadalupe).

Corte geológico esquemático A-A′ (escala vertical exagerada).

El Sinclinal del Guadarranque incluye una de las sucesiones más completas y mejor expuestas del Ordovícico-Silúrico de la Comunidad Extremeña. Su gran riqueza fosilífera y la relativamente escasa complejidad tectónica del área, hacen que este emplazamiento privilegiado constituya una auténtica ventana al pasado que nos ha permitido vislumbrar cómo eran las comunidades de los fondos marinos que vivieron en un intervalo temporal que comenzó en el Ordovícico Inferior, hace aproximadamente 475 millones de años, y finalizó hace 420 millones de años.

Desde un punto de vista geológico, el área se sitúa en la Zona Centro Ibérica e incluye materiales que van del Ediacárico al Silúrico que se agrupan en dos ciclos sedimentarios separados por una discordancia angular y erosiva que hace desaparecer en casi su totalidad al Cámbrico. Los materiales más antiguos

de edad Ediacárico-Cámbrico Inferior se corresponden con los sedimentos turbidíticos del grupo Domo Extremeño, que afloran ampliamente en el núcleo del Anticlinorio de Ibor y los suprayacentes del grupo Ibor. Éstos incluyen medios de plataforma mixta donde se da la transición gradual entre el Ediacárico y Cámbrico Inferior. El conjunto de materiales, plegados por la acción de la Orogenia Cadomiense, emergieron al inicio del Cámbrico Inferior.

Los materiales del segundo ciclo, de edad Ordovícico-Silúrico, se corresponden con materiales fundamentalmente detríticos que se disponen en una secuencia transgresiva-regresiva-trangresiva (Ordovícico Inferior y Medio - Ordovícico Superior - Silúrico). Una detallada descripción gráfica de estos materiales y su contenido fosilífero se muestra en la columna estratigráfica.

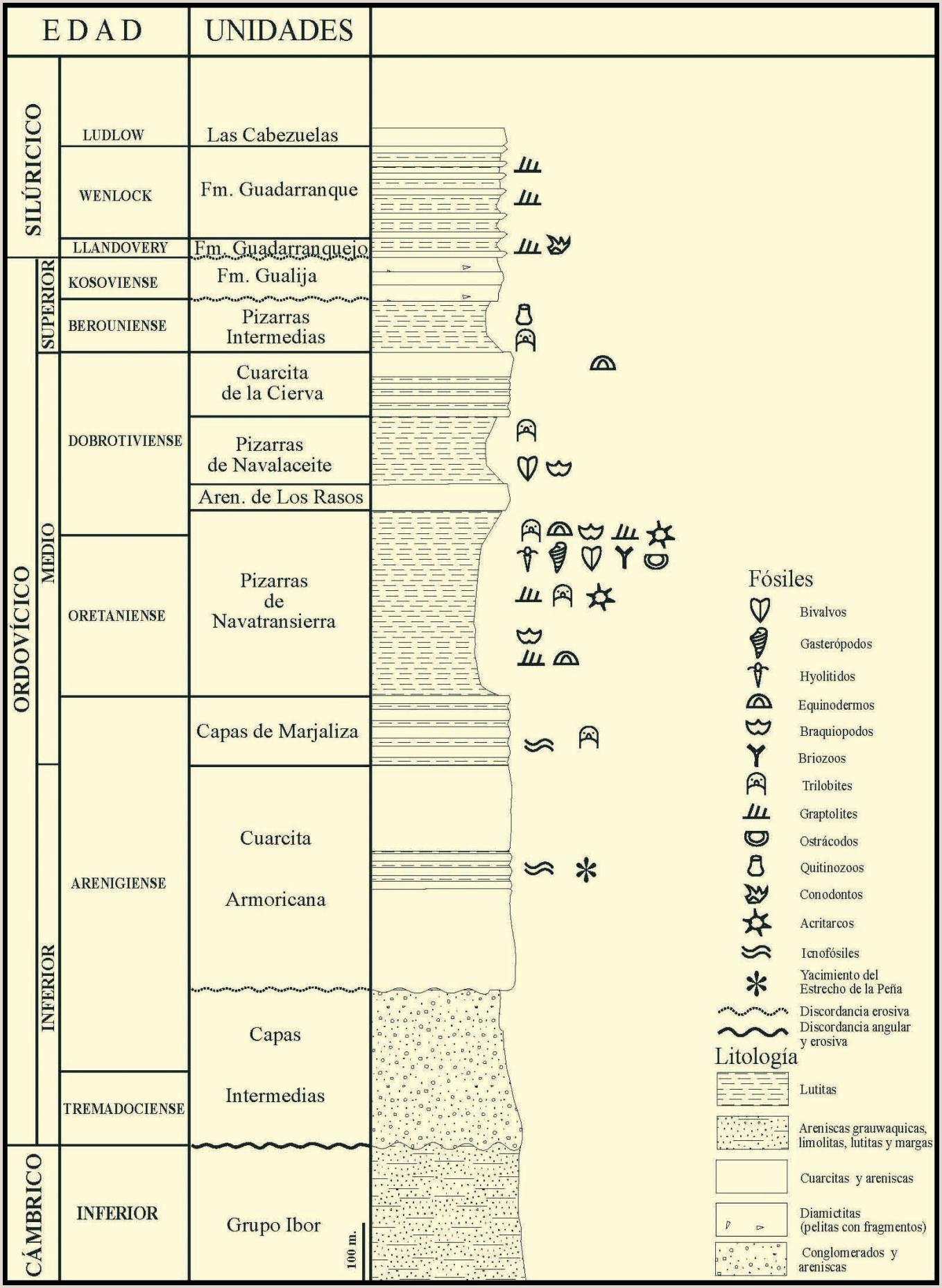
Descripción del Yacimiento.

Tomando como punto de partida la Casa Rural y de camino hacia los miradores donde se sitúa el yacimiento, el talud este de la carretera EX-102 muestra un corte geológico muy completo de los niveles superiores del Grupo Ibor y de los primeros niveles del Ordovícico, donde podemos observar de base a techo:

- Las facies características de los materiales de plataforma marina del Grupo Ibor.

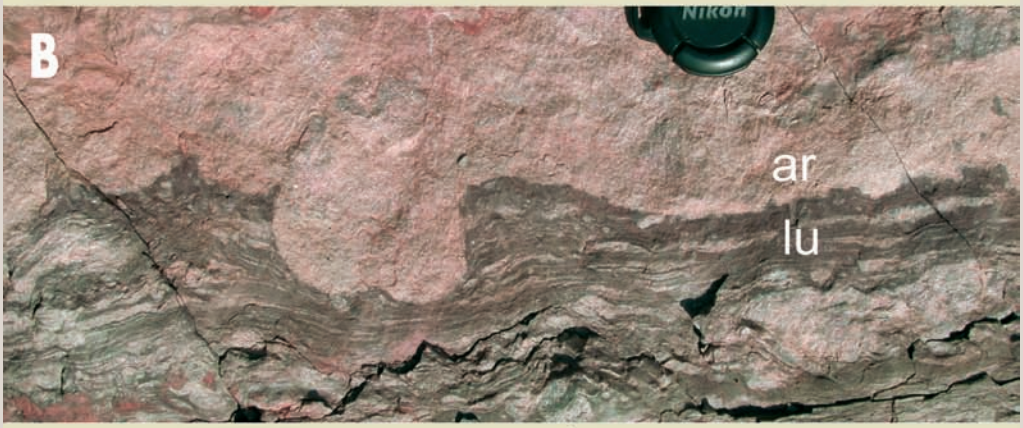


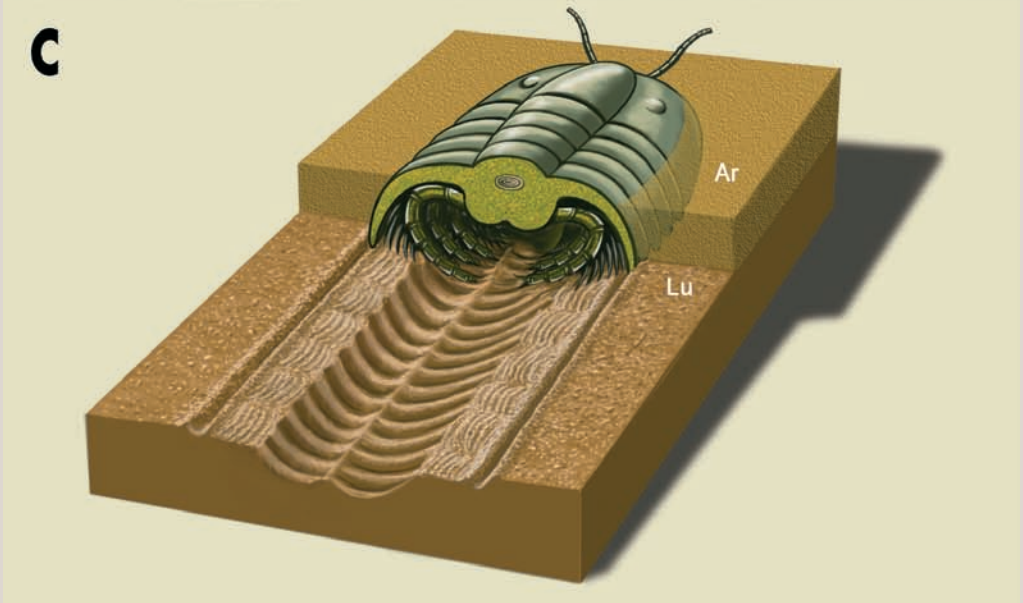
Niveles fosilíferos con Cruziana del Estrecho de la Peña.



Columna estratigráfica: Sucesión del Ediacárico-Silúrico en el área del Estrecho de La Peña. Modificada de Gutiérrez Marco et al., 1992.







A. Areniscas que muestran a muro los moldes bilobulados de las pistas de Cruziana furcifera. El diámetro de tapa del objetivo de la cámara es de 3 cm.

B. Sección transversal mostrando las alternancias de areniscas (ar) y lutitas (lu). Dentro de los niveles lutíticos, hay nivelillos más claros de areniscas. Estos finos niveles se ven interrumpidos y rotos por el movimiento del organismo en el sedimento, que también ha provocado las pequeñas manchas de arenisca. El gran lóbulo de arena que penetra en el fango es una sección de Cruziana furcifera.

C. Bloque diagrama en el que se muestra a un trilobites produciendo una pista de Cruziana (modificado de Seilacher, 1995: Fossile Kunst). Los trilobites tenían apéndices birames con una parte interior ("apéndice ambulatil") y otra exterior ("apéndice branquial"). Las estriaciones transversas de Cruziana furcifera fueron producidas por los apéndices ambulátiles moviéndose a ambos lados del plano de simetría del trilobites.
En algunas especies de Cruziana, hay finas estriaciones laterales que han sido realizadas por los apéndices branquiales, como se muestra en la reconstrucción.
Además de las anteriores, pueden aparecer largas y relativamente continuas estriaciones laterales, producidas por el arrastre del caparazón (librígenas y espinas genales). La presencia de estas últimas estriaciones es el principal carácter diferenciador entre Cruziana goldfussi y Cruziana furcifera.

• La discordancia angular y erosiva entre los materiales del grupo Ibor y los niveles conglomeráticos de la base del Ordovícico.

• La evolución transgresiva de la base del Ordovícico, desde los medios conglomeráticos de naturaleza continental hasta los niveles claramente marinos de la parte media de la Cuarcita Armoricana, según la columna estratigráfica, donde se sitúa el Yacimiento del Estrecho de la Peña.

El yacimiento se sitúa en los niveles de alternancias de la parte media del conjunto arenoso del Ordovícico Infe-

rior, como se observa en la ilustración, e incluye abundantes icnofósiles característicos de ambientes marinos someros (*Cruziana, Rusophycus, Didymaulichnus, Phycodes, Planolites*…).

Los icnofósiles más característicos e interesantes, por su excelente preservación y exposición pertenecen al género *Cruziana*, icnofósiles bilobulados realizados por trilobites como se aprecia en la ilustración adjunta, apartados A y B. Cada lóbulo posee un conjunto de largas y estrechas estriaciones que representan las impresiones de los apéndices del trilobites en el proceso de excavación de la galería superficial por la que se desplazaba. Las pistas fueron producidas por dichos trilobites al excavar en un fondo marino fangoso. Posteriormente la galería fue rellenada por los aportes de sedimentos arenosos, según el apartado C de la ilustración. Al depositarse la arena, realizó un molde detallado de la depresión realizada en el fango y, por esta razón, se han preservado de forma excepcional las impresiones de los apéndices en forma de estrías. Después de la litificación de los sedimentos, las areniscas cuarcíticas más resistentes a la meteorización han preservado los moldes, en relieve, de



los surcos realizados en los sedimentos fangosos. Los moldes se preservan en relieve en la base o muro de los estratos areniscosos.

Las *cruzianas* encontradas en el Estrecho de la Peña incluyen *Cruziana furcifera* (A) y *Cruziana goldfussi*, icnoespecies ampliamente conocidas en todo el Ordovícico Inferior de Gondwana incluyendo China, Argentina, Norte de África, Portugal, Francia y España. Aunque no se conocen las especies de trilobites que produjeron dichas pistas su presencia, cuando no existen otros fósiles diagnósticos, es de bastante utilidad bioestratigráfica y están restringidas al Ordovícico Inferior.

La sección del Estrecho de la Peña incluye excelentes ejemplos de *Cruziana*, no solamente en las superficies de los estratos sino también en secciones transversales (B), pudiendo observar cómo era construida la pista por excavación gradual de la galería. No se conoce con precisión la razón por la cual los trilobites realizaban este tipo de galerías pero, con toda probabilidad, el animal se alimentaba filtrando las partículas en suspensión que se habían depositado en la capa superficial de los sedimentos fangosos.



En primer término el Estrecho de la Peña y al fondo el Sinclinal del Guadarranque.



Puente renacentista de Coria y terrenos agrícolas sobre el cauce abandonado.



El puente abandonado de Coria

El puente abandonado sobre el río Alagón se localiza en la ciudad de Coria, al pie de la Catedral de esta localidad cacereña (Nuestra Señora de la Asunción), en la carretera que la une con Casillas de Coria. La mejor panorámica se debe realizar desde la explanada de la catedral, donde "verás puente sin río, río sin puente".

El puente fue construido en el siglo XVI (1518) para servir de unión de las dos márgenes del río Alagón, importante arteria fluvial del norte extremeño. Es un bello ejemplo de arquitectura renacentista, hecho en piedra berroqueña. Consta de cinco arcos, conocidos también por el nombre de "ojos". En algunos documentos se indica que en 1590, debido a una fuerte riada, el río Alagón rompe la curva de un meandro aguas arriba y se desplaza un poco al sur, dejando al puente en seco.

El río Alagón discurre a lo largo de algo más de 206 km, siendo tributario del Tajo, cauce maestro de la provincia de Cáceres. El Alagón nace en la vecina Salamanca, atravesando la frontera extremeña, donde crea uno de los meandros más espectaculares visibles en Extremadura, cerca de Riomalo de Abajo (comarca de Las Hurdes), en la frontera con Castilla-León. Va recogiendo las aguas de numerosos cauces, entre los que destacan el Ambroz y el Jerte, por lo que sus características lo hacen el tercer río de importancia regional.

Las aguas del río Alagón, en el tramo comprendido dentro de lo que se conoce como Cuenca de Coria, han definido un canal sobre los sedimentos cuaternarios actuales de carácter meandriforme. Pero lo más interesante es que su historia debe remontarse a las épocas geológicas terciarias, cuando sirve de motor de arrastre de los sedimentos que, en las depresiones que se forman por aquel entonces, se van depositando hasta colmatar la cuenca de Coria. Para la observación del cauce del río Alagón otro de los lugares idóneos, aparte de la catedral, es la ermita de Nuestra Señora de Argeme, en la carretera que une Coria con El Batán.

A comienzos del Terciario se inician movimientos distensivos en el cratón hespérico, dando como resultado la creación de fosas o cuencas deprimidas (Guadiana, Ciudad Rodrigo, Castelo Branco, Tiétar, Zarza de Granadilla, Talaván-Torrejón el Rubio, Moraleja y Coria, fundamentalmente). Estas depresiones comienzan a verse rellenadas con aportes sedimentarios, durante el Oligoceno, de los entonces paleocauces



actuales, entre ellos, el río Alagón. Los sedimentos que se depositan contienen retazos de las rocas de los bordes, que constituyen en sí mismos áreas fuente de aportación sedimentaria, por lo que la sedimentación tiene una componente centrípeta básica. Se piensa que, al menos, las cuencas de Moraleja y Coria eran una sóla, principalmente por la presencia de litofacies fangosas (que indicarían un área de depósito en el centro de la cuenca) en contacto directo con el borde del cratón, lo que solo puede explicarse por haberse erosionado parte de dichos materiales.

Las cuencas terciarias extremeñas, incluida la de Coria (600 km^2), constituyen elementos estratigráficos reseñables por su aportación al conocimiento tectónico y paleogeográfico durante los últimos 50 millones de años. El control estructural



Vista aérea del río Alagón a su paso por Coria, donde se observa el antiguo canal abandonado bajo el puente construido en el siglo XVI y el cauce actual con el puente de hierro y el de la carretera EX-109.



Vista desde la catedral del puente y del cauce abandonado por el río Alagón.

de las cuencas es un dato importante a destacar, desarrollando sus bordes primigenios a lo largo de fracturas de dirección NE-SO (en relación clara con el sistema de fracturación de la Falla Alentejo-Plasencia) y E-O, aproximadamente. De hecho, el propio río Alagón y su afluente, el Jerte, discurren en parte siguiendo la directriz NE-SO, lo que también les ocurre al Árrago y al Ambroz. En el caso del Alagón, una vez capta al Jerte, discurre sensiblemente con dirección E-O, hasta la confluencia del Árrago, momento en que su cauce vuelve a la directriz NE-SO.

Diversos autores han puesto de manifiesto los rejuegos tectónicos durante la fase Alpina que, sin duda, han tenido algo que ver en el desarrollo del río y su cuenca durante el Cuaternario. Durante el Pleistoceno, los eventos sintectónicos no desaparecen como pudiera pensarse, al contrario, las características inherentes a la propia morfología de la cuenca hacen que episodios eventuales, pero intensos, puedan inducir cambios notables ya no geológicamente, sino a escala humana o histórica. Así ocurrió con las secuelas del terremoto de Lisboa, en 1755, que en Extremadura fue causa de efectos considerables. En el caso de la cuenca Terciaria de Coria, al menos el borde septentrional de la misma en el que se asienta la ciudad, sufrió mayores daños, al carecer de la consolidación necesaria, lo cual a su vez afectó a los edificios cercanos, como fue el caso de la catedral.

El puente abandonado por el río Alagón en Coria debe valorarse encuadrado en la dinámica fluvial, siempre teniendo como referencia el origen y la evolución de la cuenca durante el Terciario y el Cuaternario.

El puente abandonado por el río Alagón en Coria es uno de los pocos exponentes tangibles de dinámica geológica, al servir de ejemplo del funcionamiento hidráulico de un río, de su dinámica y evolución, relacionada claramente con



El gran terremoto de Lisboa de 1755 afectó a la cuenca terciaria de Coria así como a la catedral que se asienta sobre los materiales no consolidados de dicha cuenca.

la tectónica. Los condicionantes estructurales de la cuenca de Coria han marcado la evolución no solo geológica, sino también humana, al afectar a las edificaciones (asentamientos en la catedral) y construcciones (divagación y trasiego del río Alagón desde el borde septentrional hacia el meridional de la cuenca a su paso por el municipio de Coria).

Las terrazas abandonadas por el río (más de diez, según algunos autores), principalmente las más antiguas (comienzos del Pleistoceno), son relictos de lo que ha significado la sedimentación durante todo el Terciario y el Cuaternario en esta cuenca en concreto (y, por extensión, en todas las demás cuencas, al menos, del occidente peninsular no litoral), que viene siendo desmantelada desde hace varios millones de años por el levantamiento progresivo de la meseta y su basculamiento hacia el oeste-suroeste.

Vista aérea de la cuenca del río Alagón donde se aprecian la llanura de inundación, sedimentos terciarios y el substrato precámbrico.





Lodos procedentes de la explotación de mineral de wolframio.

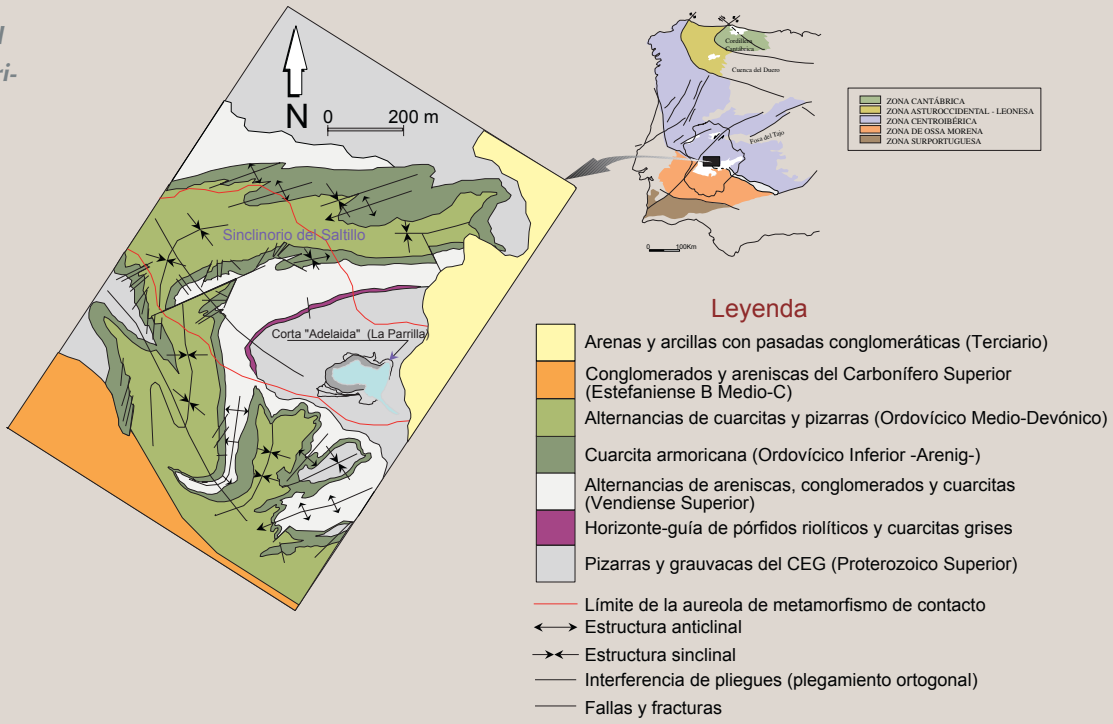


Mina "La Parrilla"

La Mina de La Parrilla, situada casi en su totalidad en el término municipal de Almoharín, en la provincia de Cáceres, es el mejor ejemplo europeo de filones mineralizados en scheelita que encajan en rocas del Proterozoico Superior (Complejo Esquisto-Grauváquico o C.E.G.). La riqueza en scheelita de sus filones la hizo conocida a nivel internacional y, junto con la Mina de Barruecopardo en Salamanca, fue la explotación de wolframio de mayor envergadura de España.

En la actualidad su explotación está inactiva debido a las condiciones de mercado del wolframio. A finales de su etapa de explotación la producción era cercana a las 5.000 toneladas de scheelita y las reservas estimadas se cifraban en unos 40 millones de toneladas de mineral de wolframio. El yacimiento fue explotado desde 1951 por las sociedades Minera Bonilla S.A. y Minera Adelaida S.A. En un principio la explotación era subterrá-

Esquema geológico de los alrededores del yacimiento de La Parrilla (según Gumiel y Campos, 2000).



nea, reconvirtiéndose a cielo abierto en 1968, en una corta de forma subcircular que en la actualidad en su mayor parte está inundada. La mina dejó de explotarse definitivamente en el año 1987.

Los filones mineralizados en scheelita de La Parrilla sufren un claro control estructural, ya que existen varios sistemas de fallas tardihercínicas que favorecieron el desarrollo de los mismos, permitiendo el emplazamiento de diques y la circulación de los fluidos hidrotermales que dieron lugar a las mineralizaciones. El principal haz filoniano mineralizado en scheelita es el de orientación NE-SO, con direcciones comprendidas entre N30ºE y N50ºE, y buzamientos entre 45º y 60º hacia el SE. Las potencias varían de milimétricas hasta 0.6 metros. Los filones comúnmente se presentan en "relevo", es decir, de forma discontinua y son frecuentes las ramificaciones como puede comprobarse en las ilustraciones. Subordinados aparecen los denominados filones "cruceros" con direcciones NO-SE, que suelen presentarse muy verticalizados, o con inclinaciones al NE o al SO.

Ramificaciones y conexiones de los grupos filonianos mineralizados en scheelita en el Banco 2º de la Corta Adelaida (La Parrilla). Obsérvese la mayor potencia de los filones con buzamientos menores de 45º.



La Parrilla es ya un clásico entre los yacimientos filonianos de scheelita relacionados con cúpulas graníticas no aflorantes, y su asociación mineral puede considerarse como "tipo" a nivel mundial. La paragénesis está constituida por scheelita, que es el principal mineral de

interés económico del yacimiento. Suele ser de color amarillento a crema, de grano medio a grueso y a veces bien cristalizada en pequeñas geodas de cuarzo, frecuentemente rellenas de material arcilloso. La distribución de la scheelita en los filones es irregular, presentándose en pequeñas bolsadas irregulares, en nidos en el cuarzo, o formando intercrecimientos con el cuarzo, dando lugar a texturas "en peine", a veces junto con arsenopirita y mica. Los cristales son más raros en el yacimiento, pero se han encontrado bipirámides tetragonales pseudoctaédricas de varios centímetros de longitud.

La casiterita, también de interés económico en el yacimiento, se dispone de forma muy parecida a la de la arsenopirita en el centro de los filones de cuarzo, aunque más frecuentemente hacia los bordes. A veces, se encuentran cristales bien desarrollados (idiomorfos) y otros maclados, sobre drusas de cuarzo, compuestos por prismas brillantes entre 4 cm y 5 cm de longitud cerrados por pirámide tetragonal.

La arsenopirita es un mineral muy abundante en el yacimiento. Son frecuentes los cristales que se disponen en el seno del cuarzo, o formando geodas junto con él. El tamaño oscila entre milimétrico y centimétrico. La arsenopirita frecuentemente aparece semioxidada a escorodita, pero no son raros los cristales aislados bien formados y brillantes, separados de la matriz y con el típico estriado de sus facetas.

La sucesión mineral del yacimiento puede verse en la figura adjunta.

Se ha puesto de manifiesto la existencia de una primera etapa metalogénica, de más alta temperatura, en la que se depositan: scheelita, de forma mayoritaria en el yacimiento, wolframita y casiterita. La arsenopirita acompaña a la scheelita, siendo el mineral más abundante del yacimiento. Su deposición continúa durante el comienzo de la fase de precipitación de los sulfuros. Aparecen granos de bismuto muy accesorios, a veces reemplazados por bismutina. También se depositan pirrotina, calcopirita y esfalerita que lo hacen de forma minoritaria. Como consecuencia de los procesos de alteración de los minerales hipogénicos, se encuentran los siguientes minerales supergénicos: escorodita, meymacita o ferritungstita, limonita y covellina, a

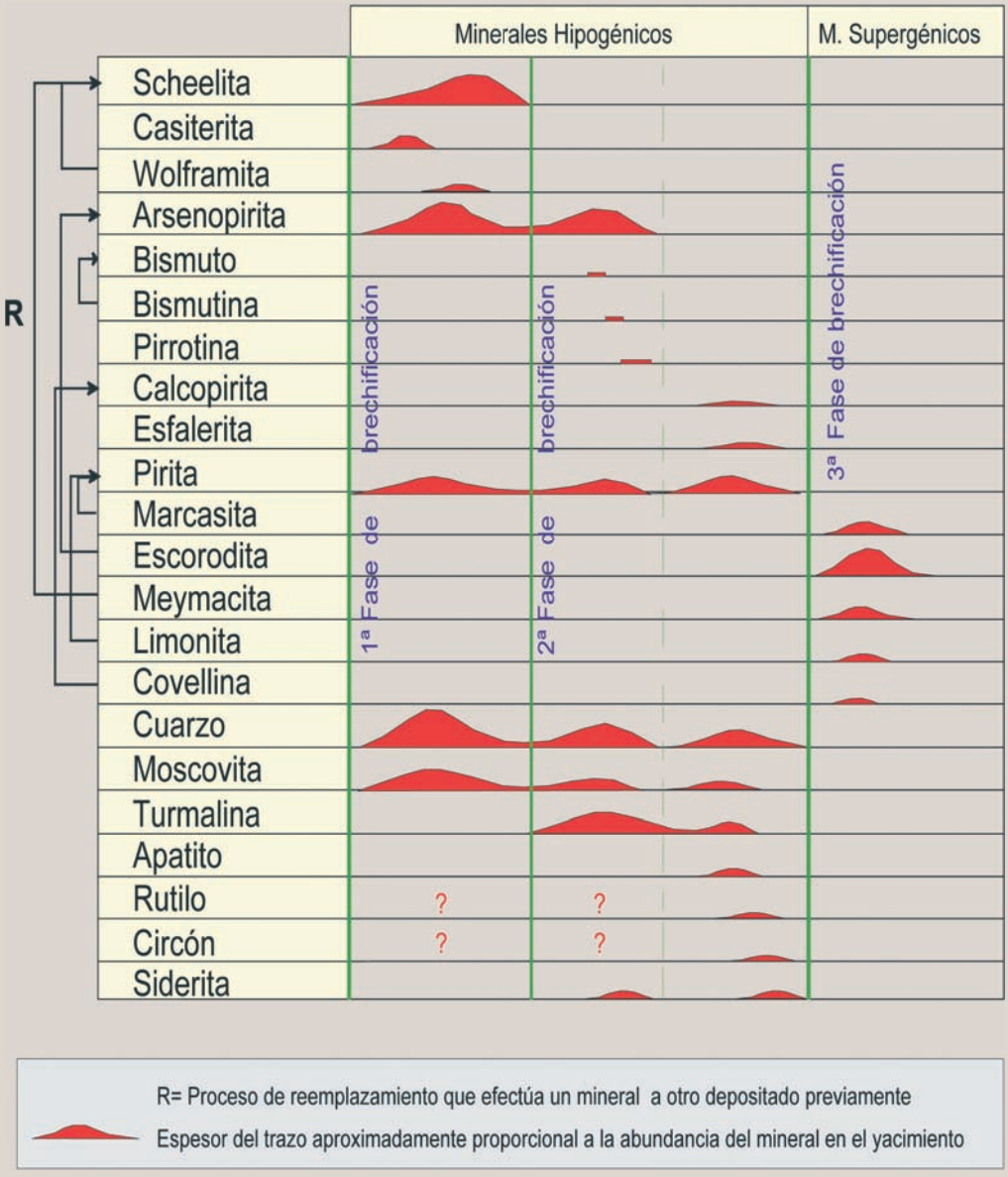


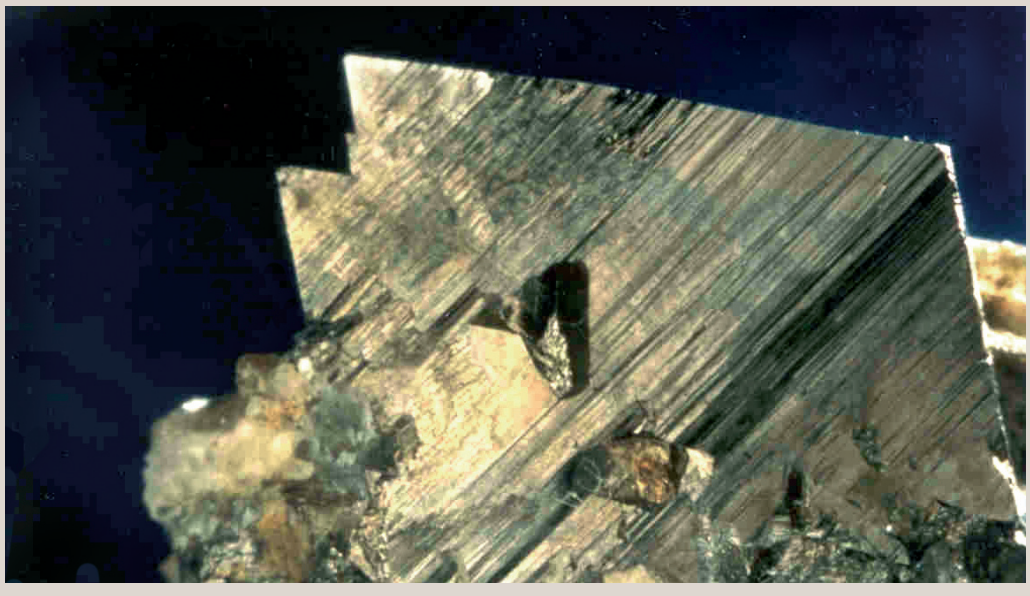
Vista aérea de la Mina La Parrilla.

Cristales de casiterita (el más próximo de 6 mm) sobre moscovita.

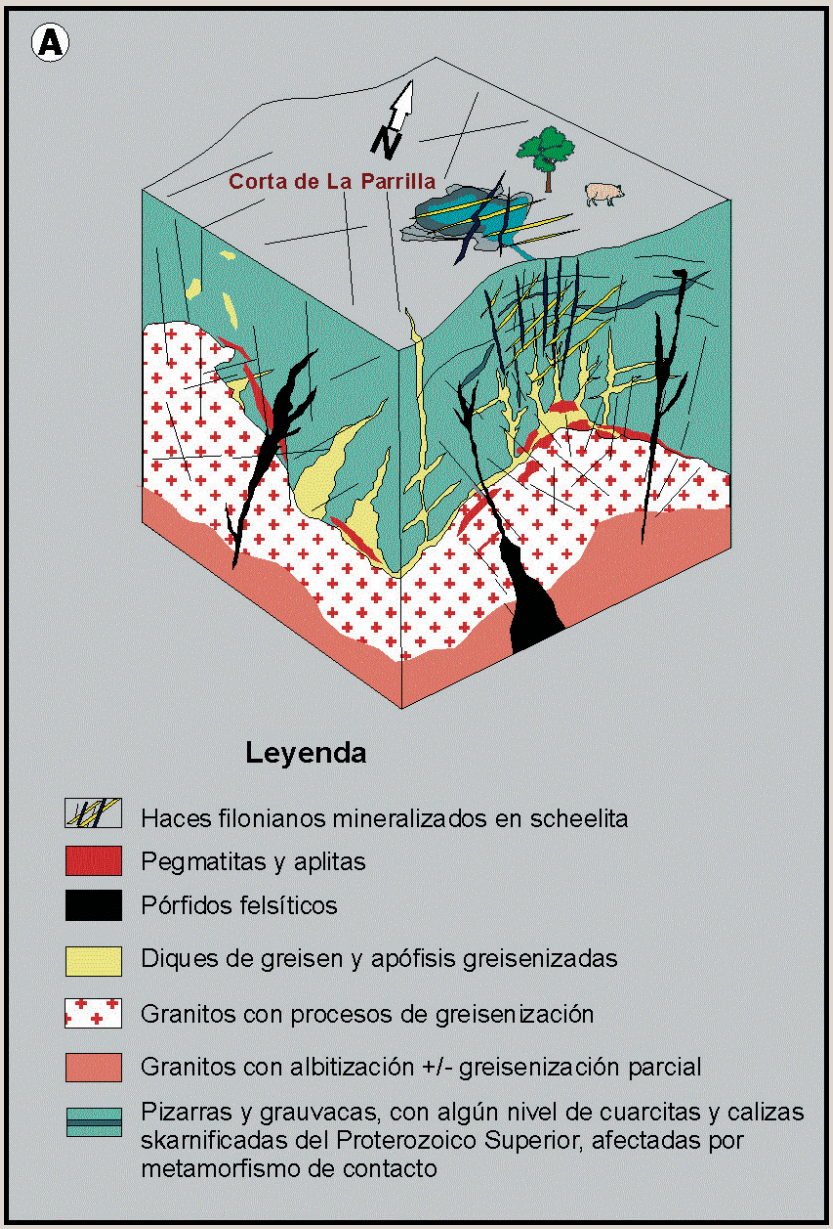


Paragénesis y sucesión mineral del yacimiento de La Parrilla (modificado de Gumiel y Pineda, 1981).





Cristal de arsenopirita de 15 mm con la estriación característica paralela al eje b.

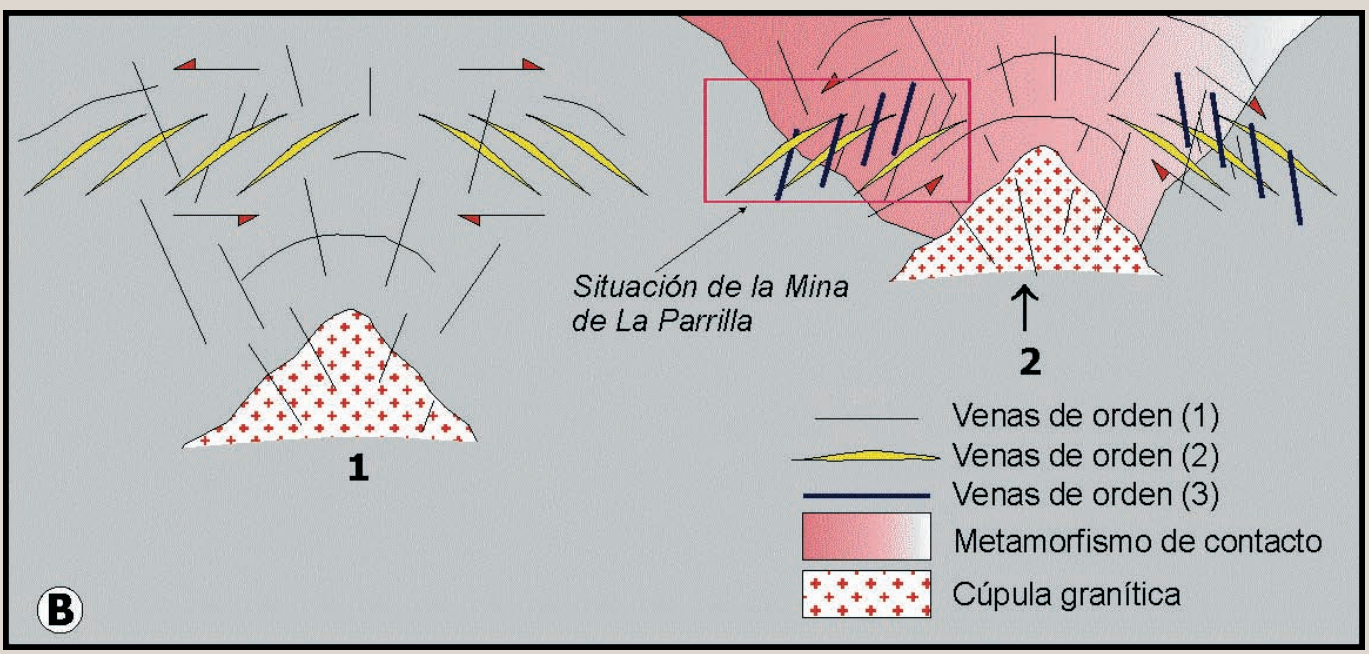


expensas del reemplazamiento de arsenopirita, scheelita, pirita y calcopirita respectivamente.

Las consideraciones genéticas sobre el origen de la mineralización apuntan a la existencia de una cúpula granítica en profundidad, hipótesis que fue confirmada, puesto que se cortó un granito en profundidad, en uno de los sondeos más profundos que realizó la Compañía Rioibex S.A. en el fondo de la Corta. Un argumento importante a favor de esta hipótesis es también la existencia de una aureola de metamorfismo de contacto en los materiales encajantes de la Mina de La Parrilla. Pero, a su vez, las soluciones que originaron la mineralización y la propia cúpula granítica pueden estar espacialmente asociadas con una zona de cizalla (la Zona de Cizalla dúctil-frágil de Montánchez).

A) Modelo idealizado del yacimiento de scheelita de La Parrilla, en relación con una cúpula granítica no aflorante.

B) Emplazamiento de la cúpula granítica y cizalla que afecta a las venas de La Parrilla. (según Gumiel y Campos, 2000).





Nacimiento del río Almonte. Navezuelas.



Canchales

Los canchales son depósitos de bloques cuarcíticos, algunos de gran tamaño, que se disponen de forma longitudinal en las laderas, desde la base de las crestas, acumulándose especialmente en sus depresiones en un delicado equilibrio con la pendiente. Se producen por efecto de la meteorización mecánica que tiene lugar sobre las cuarcitas de las cumbres, durante los períodos glaciares del Cuaternario. Constituyen las típicas "pedreras", "pedrizas" o "casqueras" tan representativas en Las Villuercas, en la Sierra de Hornachos y en la mayoría de las sierras cuarcíticas extremeñas. Llaman poderosamente la atención del observador porque se sitúan sobre las laderas, en zonas bastante

elevadas, al pie de los afloramientos de cuarcitas.

En la comarca de Las Villuercas se pueden observar estas formaciones desde la carretera de Cañamero a Berzocana, siguiendo el recorrido hasta Deleitosa. Saliendo de Cañamero y hasta el cruce de Navezuelas, se van cortando los materiales metasedimentarios del Precámbrico que se encuentran intensamente plegados. A partir de dicho cruce, situado en un collado, se pueden apreciar con claridad las crestas de cuarcitas



Pedrera de la Ortijuela. Cabañas del Castillo.

y, bajo éstas, las pedreras, extendiéndose en mantos que discurren ladera abajo.

Se presentan perfectamente delimitadas y resaltan del resto de la ladera por presentar una menor densidad en la vegetación que las coloniza. El color blanquecino-grisáceo de los bloques que las componen contribuye a resaltar su presencia en el entorno donde se incluyen, haciéndolas muy visibles incluso desde grandes distancias. En Hornachos se pueden observar buenos ejemplos de pedreras en la ladera de la sierra que es





Bloques de cuarcitas procedentes de los crestones paleozoicos en Villuercas.

visible desde la carretera a Puebla de La Reina.

Son acumulaciones de materiales cuaternarios de gran extensión, pero de escasa potencia, formados por la acumulación de bloques, procedentes de los crestones de cuarcita, que se depositan aprovechando una pequeña ruptura de pendiente. Suelen ser bloques totalmente angulosos y de todos los tamaños. Constituyen auténticos "ríos de piedra". Los bloques cuarcíticos son originados por meteorización mecánica. El agua de precipitación se introduce por las fracturas de la roca; cuando se produce un descenso de la temperatura por debajo de 0 ºC el agua se congela, aumenta de volumen y se produce así un "efecto cuña" que fragmenta la roca. Durante el deshielo, el agua penetra hasta el fondo de las fracturas para iniciar un nuevo ciclo de apertura de las grietas. A este proceso de avance de la cuña de hielo se le llama indistintamente gelifracción,



gelivación o clioclastia. Los fenómenos gravitacionales contribuyen a completar el proceso.

Los procesos de génesis de estas formaciones debieron ser más activos durante los períodos glaciares cuaternarios, mientras que en los períodos interglaciares, cuando la gelifracción es menos intensa, se produciría una estabilización de los materiales y, como consecuencia de ello, la vegetación circundante colonizaría los bordes e, incluso, el interior de la pedrera. La propia vegetación, cuando ha alcanzado cierto porte, produce la retención de los materiales, los más finos atrapados por las raíces y los más gruesos frenados por el efecto barrera del tronco. Así se explica el desarrollo de ejemplares arbustivos (madro-



Pedreras en el Valle del Verdinal. Cabañas del Castillo.



Pedrera sobre la ladera de la Sierra de Viejas. Navezuelas.

ñeras) y arbóreos (robles y quejigos), de edades centenarias en el interior de las pedreras.

En el proceso de formación de los canchales, hay una clara influencia de la estructura de los materiales; en este caso, la estructura general se caracteriza por presentar un intenso plegamiento que deja los materiales de los flancos dispuestos subverticalmente. Las crestas de las alineaciones paleozoicas están formadas por cuarcita Armoricana, de gran dureza, dibujando en el relieve las barras y cornisas alineadas en direcciones preferentes. Estas crestas han quedado al descubierto por la erosión y están intensamente fracturadas debido al comportamiento rígido de estos materiales. El macizo rocoso, desde un punto de vista estructural, queda segmentado en bloques y en una disposición propicia para sufrir los fenómenos de gelifracción y formar canchales. En el caso concreto de esta zona de Las Villuercas donde son visibles este tipo de formaciones, las pedreras se localizan sobre el flanco suroeste del sinclinal de Santa Lucía, que en algunos tramos se muestra invertido de modo que los farallones de cuarcita quedan como espejos enfrentados a los rayos del sol.

La morfología superficial de las pedreras puede ser muy variable según la pendiente y características de la ladera: triangular, longitudinal a favor de la ladera (varios centenares de metros) o transversal.

Además de las componentes geomorfológica, paisajística y estructural de estas formaciones, es importante destacar que estas superficies actúan como zonas de infiltración de las aguas superficiales en épocas de precipitaciones, contribuyendo a minimizar la escorrentía superficial y a recargar pequeños acuíferos desarrollados a favor de fracturas en las laderas que dan lugar, aunque no muy abundantes, a fantásticos manantiales aguas abajo de la pedrera.

En algunas zonas estas formaciones han sido atravesadas por carreteras o pistas rurales y se observa la gradación de materiales que presentan, muy finos en la base y grandes bloques en superficie. La accesibilidad a las mismas hace que en algunos casos los materiales sean explotados como material de construcción, bien como mampuestos para muros y recubrimientos o bien para ser empleados como áridos para aglomerantes. El impacto ambiental cuando la explotación alcanza ciertos volúmenes de extracción es patente en varios puntos de la comarca de Villuercas.

Chorrera de Vallemínguez. Navezuelas. (pág. dcha.)





Imagen característica de las Gargantas de La Vera: bloques y bolos de granito procedentes de la Sierra de Gredos.



Gargantas de La Vera

Al pie de las Sierras de Tormantos y de Gredos se desarrolla un pedestal inclinado con una entidad morfológica muy bien definida que constituye La Vera. El factor que más condiciona esta comarca es el brusco tránsito y gran desnivel entre las cumbres de las Sierras, con cotas cercanas a 2.500 m, y la depresión del Tiétar-Campo Arañuelo, que cae hasta los 300 m. En estas condiciones el piedemonte sólo representa una estrecha orla al pie de las verticales laderas. Su superficie está muy retocada por la erosión y tiene mayor pendiente que otros pedimentos. Las laderas de la cordillera están horadadas por profundas gargantas, con torrenteras que se precipitan literalmente desde las cumbres de Gredos hacia el valle, entre las que destacan, según nos desplazamos de este a oeste, las Gargantas de Alardos, Minchones, Gualtamino, Cuartos, Jaranda y Pedro Chate, tributarias del Tiétar por su margen derecha.

Desde la carretera EX-203, entre las poblaciones de Madrigal de la Vera y Jaraiz de la Vera, en el norte de la provincia de Cáceres, se puede acceder a las gargantas anteriormente citadas con relativa facilidad.

Se trata de cursos de agua permanentes con máximos torrenciales muy marcados, normalmente de origen nival, en algunos casos nivopluvial y pluvial. En general, las gargantas presentan dirección norte-sur, con perfil transversal en V muy marcado en la zona próxima a Gredos, conforme se desciende se va suavizando hasta llegar a su desembocadura en el Tiétar. El perfil longitudinal es irregular con escalones y saltos, asociables a importantes fracturas que atraviesan transversalmente las gargantas. Estos cambios bruscos dan lugar a rápidos y cascadas situados a distintas alturas formando lagunas en su base. Asimismo, las aguas van labrando pozas y hoyas en el roquero, puliéndolas después para generar formas singulares. A la salida de estas gargantas se depositan extensos conos de deyección constituidos por los gigantescos bloques y bolos de granito que arrastran los torrentes y que se esparcen en una amplia morfología de abanicos aluviales.

Las gargantas de la Vera, presentan un lecho rocoso granítico que se va erosionando progresivamente, encontrando los característicos bolos graníticos heterométricos y redondeados a lo largo de los torrentes. Dependiendo del recorrido y distancia de transporte se localizan distintos tamaños de bolos. En este tipo de cauces, los elementos morfológicos

Cascada del Diablo donde se aprecian Marmitas de Gigante labradas sobre granito.



menores, como son saltos y cascadas, dan lugar a formas determinadas por sobreexcavaciones locales que se traducen en pozas. Estas se localizan en zonas de fuerte pendiente longitudinal donde existen rápidos regulados por la red de fracturas. Las formas sumergidas se denominan pozas o marmitas de gigante, existen marmitas de distintas dimensiones, según el estado evolutivo en el que se encuentren, algunas de ellas de gran espectacularidad y belleza.

Desde el punto de vista litológico y, a grandes rasgos, el Sistema Central está constituido por un gran batolito de composición mineralógica relativamente uniforme, pero con importantes diferencias texturales. La formación plutónica de la comarca corresponde a un granito biotítico, de grano medio a grueso, con algunos megacristales de feldespatos. Son abundantes los diques de cuarzo que atraviesan los granitos, el de la Covacha es muy destacado por sus cristales. Las rocas de esta zona han estado sometidas a importantes esfuerzos tectónicos que se traducen en deformaciones, roturas y recristalizaciones de los minerales que las componen como es el caso del cuarzo y los feldespatos.

La formación de las gargantas guarda relación con una etapa de activación tectónica regional (Sistema Central), que reactivó el relieve, dando lugar a una etapa distensiva posterior al final del Mioceno. El ajuste diferencial de bloques, con subsidencia de alguno de ellos, produjo escalones que afectan a los cauces. La importante energía cinética de las aguas, junto a los bloques rocosos que transportan, produce una erosión lineal predominante del río.



Garganta en su tramo alto con la Sierra de Gredos al fondo.

Desde la carretera EX-203, partiendo del límite provincial entre Cáceres y Ávila y siguiendo siempre en dirección a Plasencia, se puede acceder a la Garganta de Alardos donde se comprueba la presencia de gran cantidad de bolos heterométricos, de hasta 2 y 3 m, de naturaleza granítica, ocupando el propio cauce. Conforme se avanza entre Madrigal de la Vera y Villanueva de la Vera se atraviesa la Garganta de Minchones que presenta, en la zona de intersección



"Chorro de la Ventera" sobre el Arroyo de la Ventosa, metros antes de su desembocadura en la Garganta de Minchones.

con la carretera, una menor proporción de bolos graníticos y un perfil menos encajado que la anterior. A media ladera de la sierra, en un arroyo tributario por la izquierda, se localiza el "Chorro de la Ventera", una zona accesible desde Madrigal de la Vera y Villanueva de la Vera a través de pistas forestales, donde se puede contemplar un gran salto de agua o cascada condicionado por la presencia de discontinuidades o fallas en el terreno. El conocido chorro se localiza sobre el Arroyo de la Ventosa metros antes de su desembocadura en la Garganta de Minchones, este lugar es habitualmente frecuentado y utilizado por los lugareños como zona de esparcimiento. Para acceder a él desde la garganta se atraviesa un pequeño cañón conocido como Canal del Diablo.

En la Garganta Gualtamino, tomando un camino que sale a la izquierda de la mencionada carretera y tras recorrer unos 150 m, se alcanza un mirador desde donde se obtiene una vista

panorámica de la denominada "Cascada del Diablo", como ejemplo de salto condicionado por la presencia de una fractura en el seno del sustrato rocoso granítico. Se produce un escalonamiento que, con el paso del agua, produce la existencia de cascadas y saltos que van erosionando el sustrato dando lugar a marmitas de gigante de dimensiones variadas, algunas con diámetros de varios metros. Desde este punto se puede contemplar asimismo la transición entre el piedemonte de la Vera y el Campo Arañuelo.

En la Garganta de Cuartos, junto al puente que la atraviesa, se aprecia el trazado del cauce con gran número de bolos graníticos heterométricos. En la zona alta, concretamente en la Garganta de las Meñas (afluente por la izquierda, junto con la Garganta de la Hoz, de la Garganta de Cuartos), es evidente el control estructural de este torrente, observable en los sorprendentes saltos de agua y cascadas que forman en su base lagunas. De especial relevancia es la Garganta de Cuaternos o de las Meñas donde se encuentran los Chorreros del "Charco Redondo" y "La Polvorosa" poco conocidos, difícilmente visitables, y únicamente visibles desde sus cercanías y en vista aérea. El agua cae en sucesivos saltos, cuatro principales y otros menores, únicos en toda la Vera, alguno en su parte central supera los 65 m de caída, ramificándose en su último tramo.

En el entorno de la Garganta Jaranda se pueden localizar buenos puntos para



Tramo intermedio de la Garganta Jaranda.

Chorreo del "Charco Redondo" en la Garganta de Cuaternos o de las Meñas. (pág. dcha.)

contemplar la mayor parte del recorrido de este cauce desde su inicio en las cumbres de Gredos hasta prácticamente su desembocadura. Desde la población de Guijo de Santa Bárbara, siguiendo la senda conocida como "Camino Viejo de Castilla" se puede acceder a la zona alta de la garganta y comprobar como discurre encajada en los materiales graníticos que atraviesa. En este tramo presenta un valle en forma de V, para pasar progresivamente a pendientes más suaves, hasta tornarse en un valle más abierto aguas abajo. Se deduce el control estructural de esta garganta dado que se encaja a lo largo de una importante fractura de dirección NNE-SSO. Desde el mirador situado en la carretera que va desde Guijo de Santa Bárbara a la EX – 203 se obtiene una buena panorámica de la mayor parte de la garganta.

Entre las poblaciones de Cuacos de Yuste y Jaraíz de la Vera se atraviesa la Garganta de Pedro Chate. Subiendo hasta Garganta la Olla, junto al puente de la carretera que conduce al Monasterio de Yuste, en la Garganta Mayor (tramo alto de la Garganta de Pedro Chate) es posible observar formas erosivas sobre el sustrato granítico conocidas como marmitas de gigante así como una sucesión de cascadas y lagunas condicionadas por la presencia de discontinuidades que afectan a los materiales de esta zona. En este caso el factor geológico dota a este paraje de mayor atractivo e interés para el visitante.

La importancia de las Gargantas de La Vera principalmente es de índole geomorfológico siendo muy representativas entre los ríos de montaña de Extremadura.

Panorámica de la Garganta Jaranda junto a Guijo de Santa Bárbara.







Venus saliendo del agua.



Baños de Montemayor

Se trata de un balneario urbano cuyas aguas termales ya eran utilizadas durante la época romana. Constituyen una manifestación geotérmica de primer orden desde el punto de vista hidrogeológico, que hacen de los Baños de Montemayor uno de los puntos de mayor interés peninsular de hidrotermalismo, asociado a fracturas profundas de la corteza terrestre.

Se encuentra situado en el norte de la provincia de Cáceres, en su límite con la provincia de Salamanca, a los pies de las estribaciones de la Sierras de Béjar y Candelario, en pleno casco urbano de Baños de Montemayor. Se accede a través de la carretera N-630 Gijón-Sevilla "Vía de la Plata".

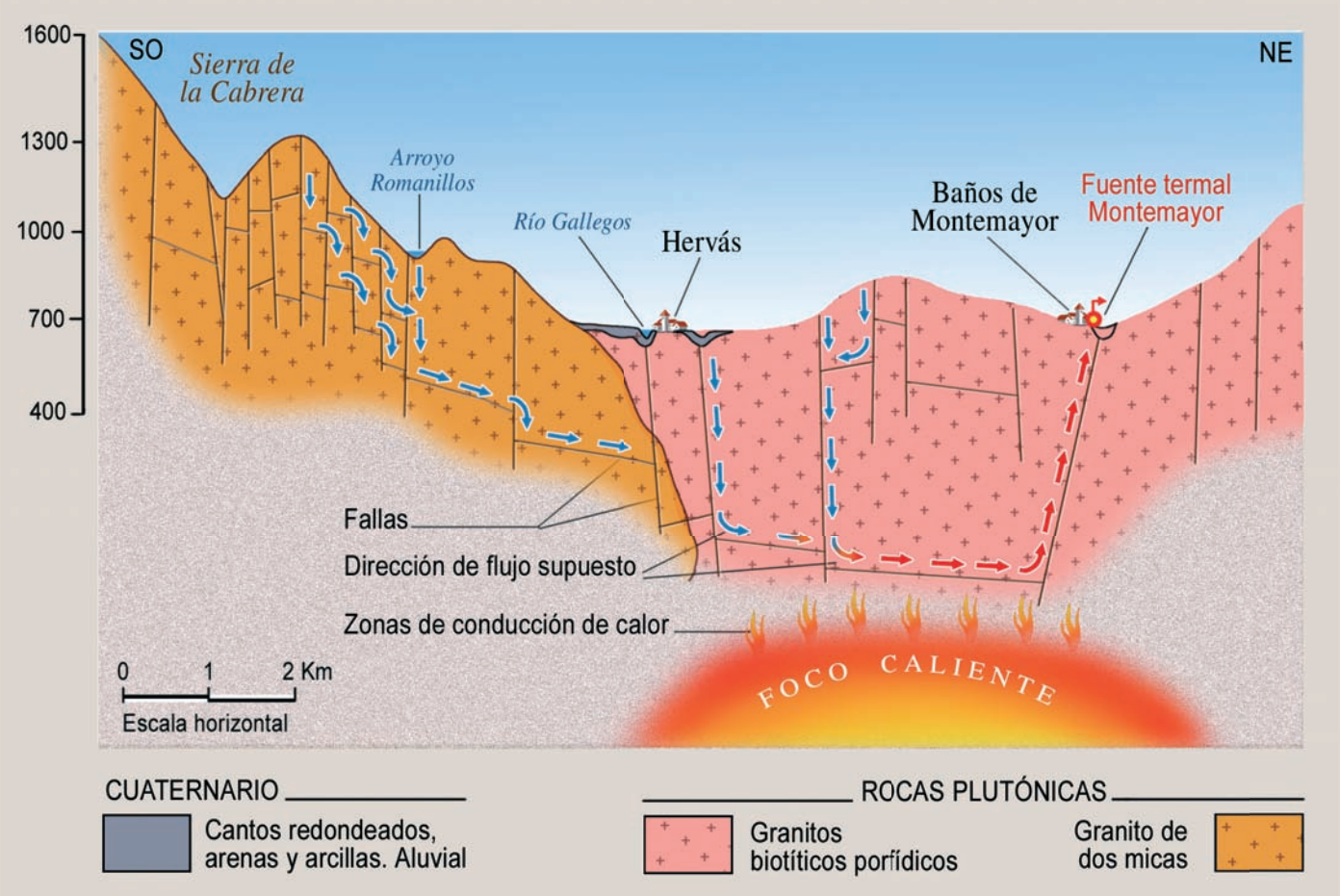
Se encuentran numerosas citas y referencias del origen de este balneario que se remontan a la época romana, aunque se conoce que las surgencias manaban ya en el siglo II a. de C., formando una laguna acuática de gran belleza. En la actualidad se conservan restos de las antiguas termas romanas como son: la estructura original, arquetas de toma de aguas y adecuación de los manantiales. Con el paso del tiempo estos baños seguirían utilizándose gracias a la presencia de la Vía de la Plata y posteriormente la carretera N-630. Las instalaciones han ido sufriendo modificaciones y acondicionamientos hasta llegar a su estado actual.

Hoy en día estas instalaciones se encuentran entre las más avanzadas y modernas de Europa, poseen además encanto y atractivo, motivo de orgullo para un pueblo que, durante décadas, ha recibido hospitalariamente a los visitantes.

Las aguas termales se definen como aquellas aguas naturales cuya temperatura de surgencia supera en 4ºC la temperatura media anual de la zona. Las aguas que abastecen a las instalaciones de Baños de Montemayor surgen a una temperatura muy elevada, 42ºC, por lo que se considera una surgencia termal. El agua procede de dos manantiales próximos entre sí y denominados Columna y Arqueta. Las aguas termales y de carácter sulfhídrico se recogen en un depósito o aljibe romano cubierto por una cúpula semiesférica, siendo su caudal aproximado de 0,8 l/s.

Vista del Balneario y parte alta de Baños de Montemayor.





Corte geológico. Fuente: "Recursos Mineros de Extremadura: Las Aguas Minerales". Junta de Extremadura.

Son aguas de mineralización media-baja, sulfuradas, bicarbonatadas sódicas e hipertermales cuyas características físico-químicas e hidraúlicas son las siguientes:

Conductividad (µS/cm)	380,0
Cloruros (mg/l)	26,7
Sulfatos (mg/l)	31,8
Bicarbonatos (mg/l)	134,2
Nitratos (mg/l)	0,1
Potasio (mg/l)	3
Sodio (mg/l)	94,1
Calcio (mg/l)	6,4
Nitritos (mg/l)	0
Sílice (mg/l)	45,9
Litio (mg/l)	0,86
Magnesio (mg/l)	0,4
Amonio (mg/l)	1
Flúor (mg/l)	3,2
Hierro (mg/l)	0,1

Según los datos deducidos de los análisis se trata de aguas con concentraciones importantes en litio, amonio, cloruros, etc., sustancias frecuentes en aguas termales relacionadas con granitos, que deben proceder de emanaciones profundas de origen endógeno, asociadas al cruce de dos fracturas profundas de escala regional de dirección N30ºE y N80ºE que afectan a granitos biotíticos porfídicos pertenecientes al Macizo de la Sierra de Gredos.

Desde el punto de vista geológico la zona de estudio se sitúa sobre una depresión o fosa tectónica, en el seno de materiales graníticos, originada por un sistema de fallas que pueden llegar a ser muy profundas. Se deduce que en la vertical de esta depresión en los granitos, y a una profundidad no muy grande, se

encuentra una zona caliente. Todo esto influye en el flujo y composición de las aguas de Baños de Montemayor.

Como se puede comprobar en el corte geológico adjunto la depresión está rodeada por elevaciones con cotas que alcanzan hasta 1.200 m en la conocida Peña Cuervo.

En cuanto al funcionamiento hidráulico se trata de un sistema hidrotermal emplazado en una depresión o fosa tectónica de naturaleza granítica, caracterizada por presentar fallas muy desarrolladas y profundas. En la representación del corte geológico se puede seguir el supuesto funcionamiento del sistema donde se ha representado la hipotética dirección del flujo así como la zona caliente y el punto de surgencia del agua termal.

El hipotético recorrido del agua consistiría en la infiltración del agua de lluvia a través de las fracturas y grietas que afectan a los granitos, el agua circula hacia niveles más profundos hasta alcanzar zonas próximas a focos calientes, en



Antiguas termas romanas.

este punto el agua se calienta y asciende rápidamente a través de las fracturas y fallas. En este recorrido el agua se va cargando de elementos que le confieren su composición química.

Las aguas del balneario están indicadas para el tratamiento de afecciones reumáticas, problemas respiratorios y del sistema nervioso. El balneario cuenta con distintas técnicas hidrotérmales como son piscinas climatizadas, bañeras hidromasaje y termales, duchas hidroterapéuticas, parafangos, saunas, estufas de vapor y agua, inhaladores, masajes y termas romanas. El Balneario de Baños de Montemayor fue declarado por la Junta de Extremadura Bien de Interés Cultural, con la categoría de Monumento. Asimismo las termas se ubican en un marco de gran relevancia natural conformado por la vertiente meridional de la Sierra de Gredos, que cuenta con enclaves de importancia ecológico-paisajística como son el magnífico Castañar de Hervás, la Sierra del Calvitero, el Puerto de Honduras y el Valle del Jerte y del Ambroz, entre otros.





Pliegues de rocas cuarcíticas en la Portilla del Tiétar.



Sinforme de Monfragüe

La estructura geológica denominada Sinforme de Monfragüe controla la delimitación del Parque Natural de Monfragüe localizado en la parte nororiental de la provincia de Cáceres, en el centro del triángulo formado por las poblaciones de Navalmoral de la Mata, Trujillo y Plasencia, ocupando parte de los términos municipales de Serrejón, Toril, Casas de Miravete, Torrejón el Rubio, Jaraicejo, Malpartida de Plasencia y Serradilla.

Las sierras de las Corchuelas/Sta. Catalina y La Serrana/Serrejón, con dirección noroeste-sureste, definen la orografía de este espacio natural. Entre ellas discurren los ríos Tajo y Tiétar encajándose en los materiales y cortando los crestones cuarcíticos formando las conocidas "portillas" o "saltos". La propia estructura geológica definida por el Sinforme de Monfragüe da lugar a un relieve de tipo apalachiano caracterizado por la existencia de una sucesión de crestas dibujadas por los materiales más resistentes (cuarcitas), y valles o depresiones sobre los materiales más erosionables (pizarras).

Monfragüe cuenta con la declaración de espacio natural protegido con la figura de Parque Natural, es asimismo Zona de Especial Protección para las Aves (Z.E.P.A.) y Reserva de la Biosfera, esta última recientemente declarada por la UNESCO. El acceso a la zona se realiza a través de la carretera EX-208 de Plasencia a Trujillo, dicha vía transcurre por uno de los lugares más emblemáticos del Parque Natural: el Salto del Gitano o Portilla del Tajo.

Desde el punto de vista geológico, el sinclinorio de Monfragüe se enmarca en la Zona Centroibérica del Macizo



Detalle de las pizarras gris-negras (pizarras de Villarreal de San Carlos) en el Arroyo Malvecino.

Hespérico caracterizada por los amplios afloramientos de uno de los materiales más antiguos de la Península Ibérica, concretamente del Precámbrico, hace unos 650 millones de años, así como por el carácter discordante de los materiales del Paleozoico que se sitúan sobre ellos. Los materiales presentes en la zona se pueden agrupar en tres grandes conjuntos que corresponden a materiales preordovícicos, materiales postcámbricos y formaciones de cobertera.

Materiales preordovícicos

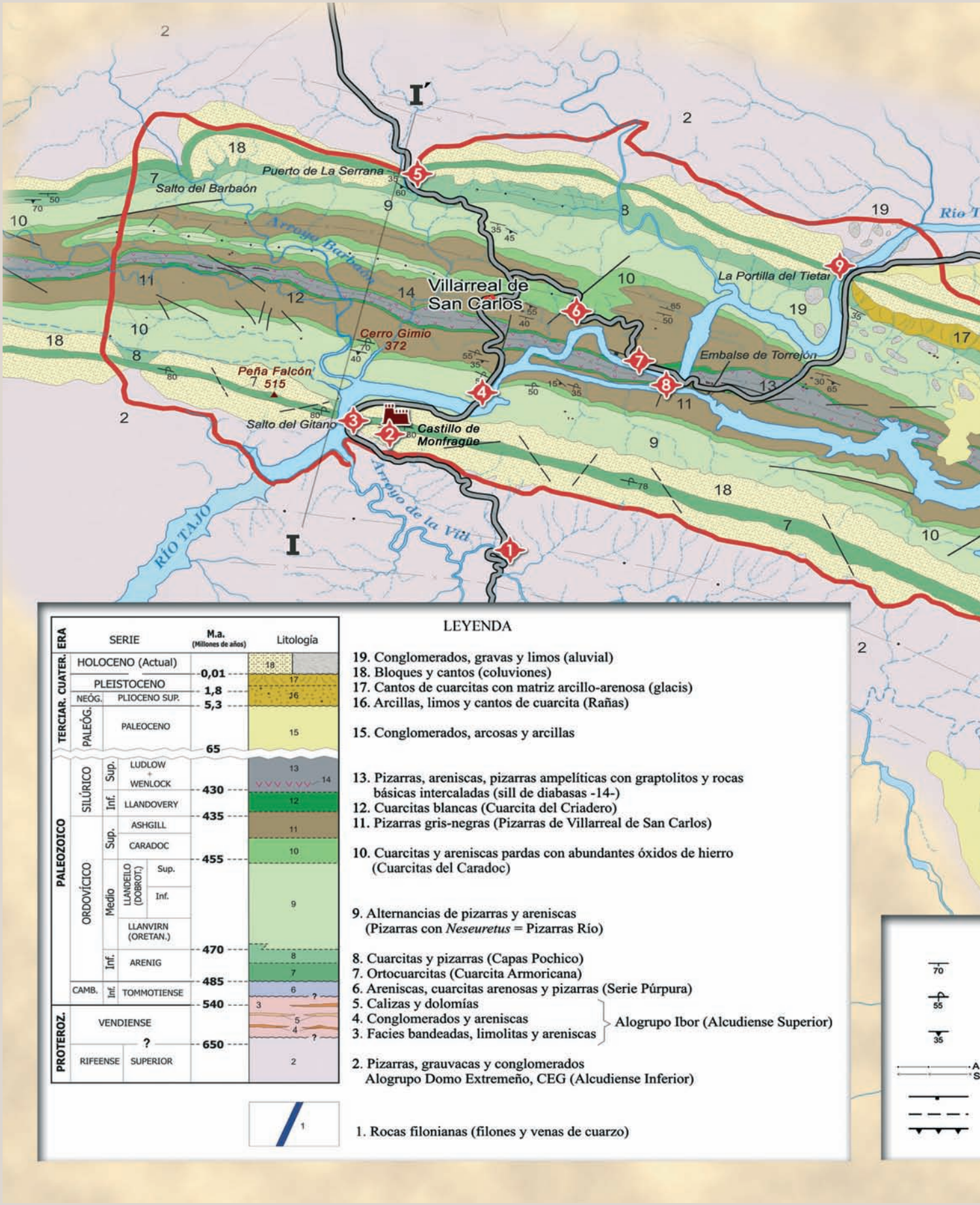
Son los materiales más antiguos, anteriores al Ordovícico y con una edad comprendida entre el Proterozoico superior y el Cámbrico inferior (650–540 M.a.). Forman el basamento o sustrato geológico de la zona y están fuertemente deformados por estar afectados, al menos, por tres orogenias, siendo éstas, de más antigua a más moderna, las denominadas fini-Cadomiense, Hercínica y Alpina.



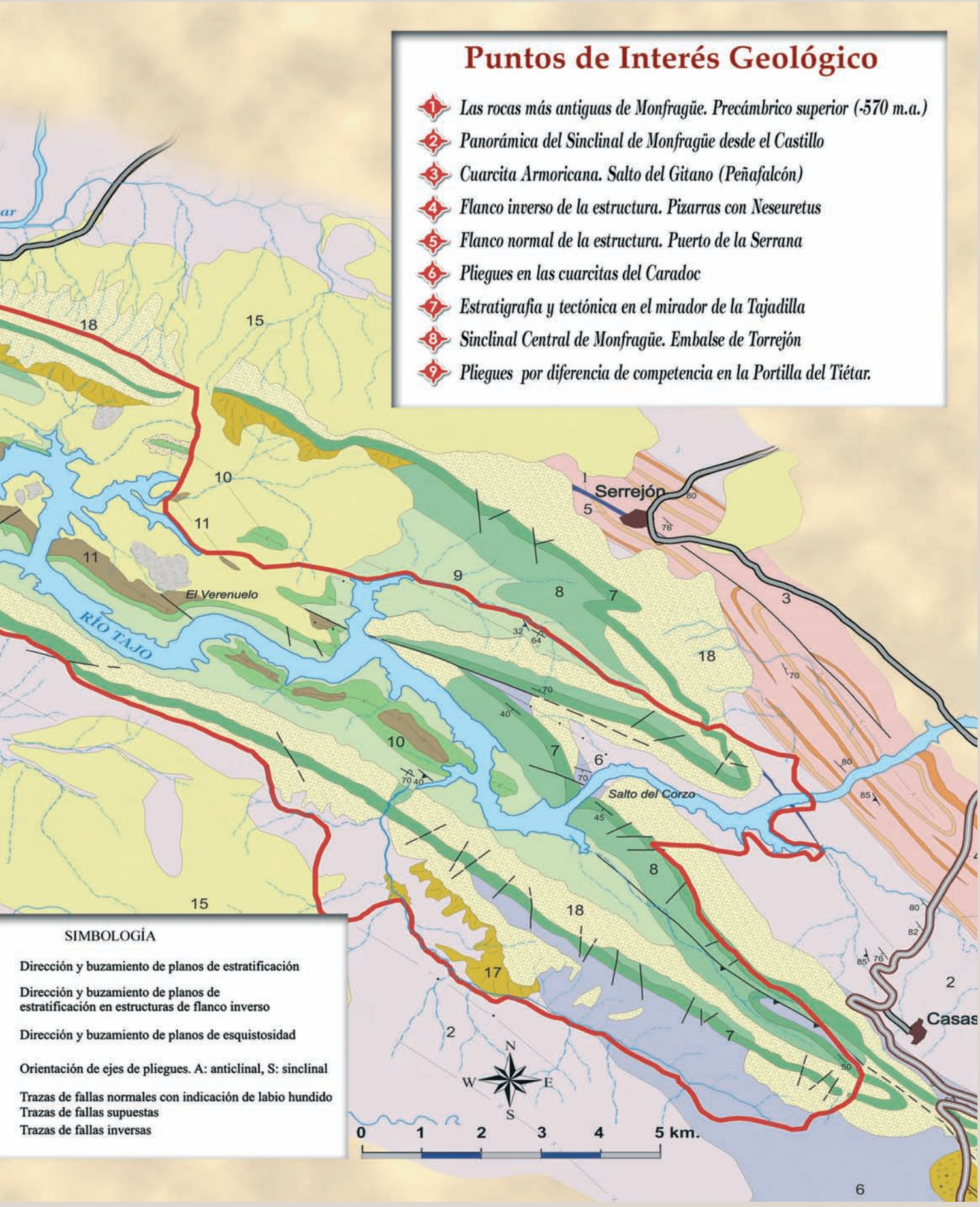
En el ámbito de estudio estos materiales se disponen en tres unidades estratigráficas discordantes entre sí: una basal, denominada Alogrupo Domo Extremeño, una intermedia denominada Alogrupo Ibor y una suprayacente del Cámbrico inferior. Entre ellas, la más extensa es el denominado Alogrupo Domo Extremeño conocido también como Complejo Esquisto-Grauváquico. Constituye el basamento de esta zona y está formado por una potente y monótona sucesión de pizarras y grauvacas con alguna intercalación de niveles de conglomerados. Estos materiales afloran en el entorno que rodea al sinforme de Monfragüe; en el campo, se pueden identificar en el Arroyo de la Vid en el punto de interés geológico 1 indicado en el mapa geológico. Encima de éstos y de forma discordante se disponen los materiales del Alogrupo Ibor, donde se pueden encontrar algunos restos fósiles primitivos, como algas macroscópicas y estromatolitos. Sobre ellos y también en discordancia se disponen los depósitos del Cámbrico inferior formados por pizarras, areniscas y cuarcitas.

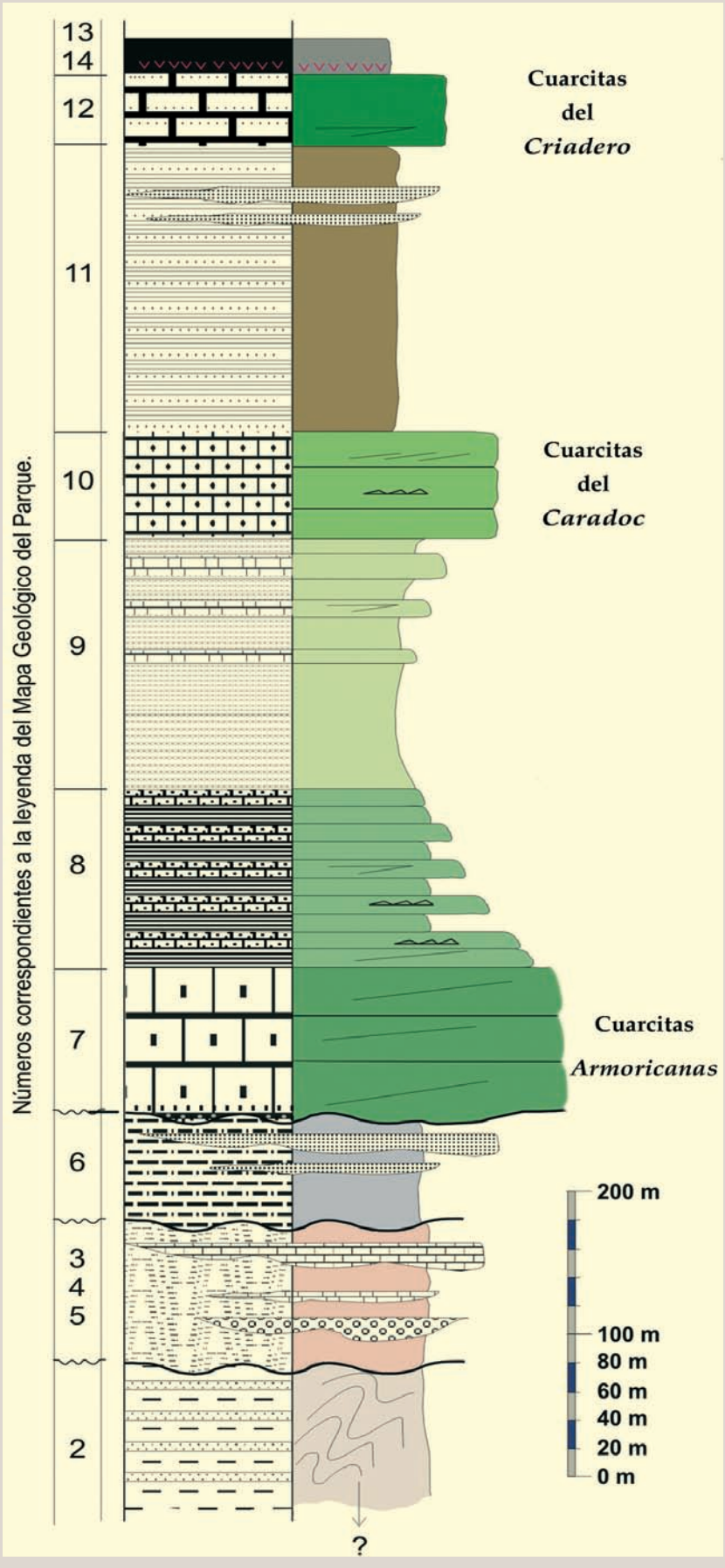
Materiales postcámbricos

Estos materiales son los que afloran a lo largo de toda la estructura geológica que constituye el denominado Sinforme de Monfragüe. Su edad comprende el Ordovícico (500-435 M.a.) y el Silú-



Mapa geológico, escala gráfica. Fuente: Guía Geológica del Parque Natural de Monfragüe. Junta de Extremadura.


Puntos de Interés Geológico
1 Las rocas más antiguas de Monfragüe. Precámbrico superior (-570 m.a.)
2 Panorámica del Sinclinal de Monfragüe desde el Castillo
3 Cuarcita Armoricana. Salto del Gitano (Peñafalcón)
4 Flanco inverso de la estructura. Pizarras con Neseuretus
5 Flanco normal de la estructura. Puerto de la Serrana
6 Pliegues en las cuarcitas del Caradoc
7 Estratigrafia y tectónica en el mirador de la Tajadilla
8 Sinclinal Central de Monfragüe. Embalse de Torrejón
9 Pliegues por diferencia de competencia en la Portilla del Tiétar.
Serrejón
El Verenuelo
RÍO TAJO
Salto del Corzo
Casas
SIMBOLOGÍA
Dirección y buzamiento de planos de estratificación
Dirección y buzamiento de planos de estratificación en estructuras de flanco inverso
Dirección y buzamiento de planos de esquistosidad
Orientación de ejes de pliegues. A: anticlinal, S: sinclinal
Trazas de fallas normales con indicación de labio hundido
Trazas de fallas supuestas
Trazas de fallas inversas
N
W
E
S
0 1 2 3 4 5 km.

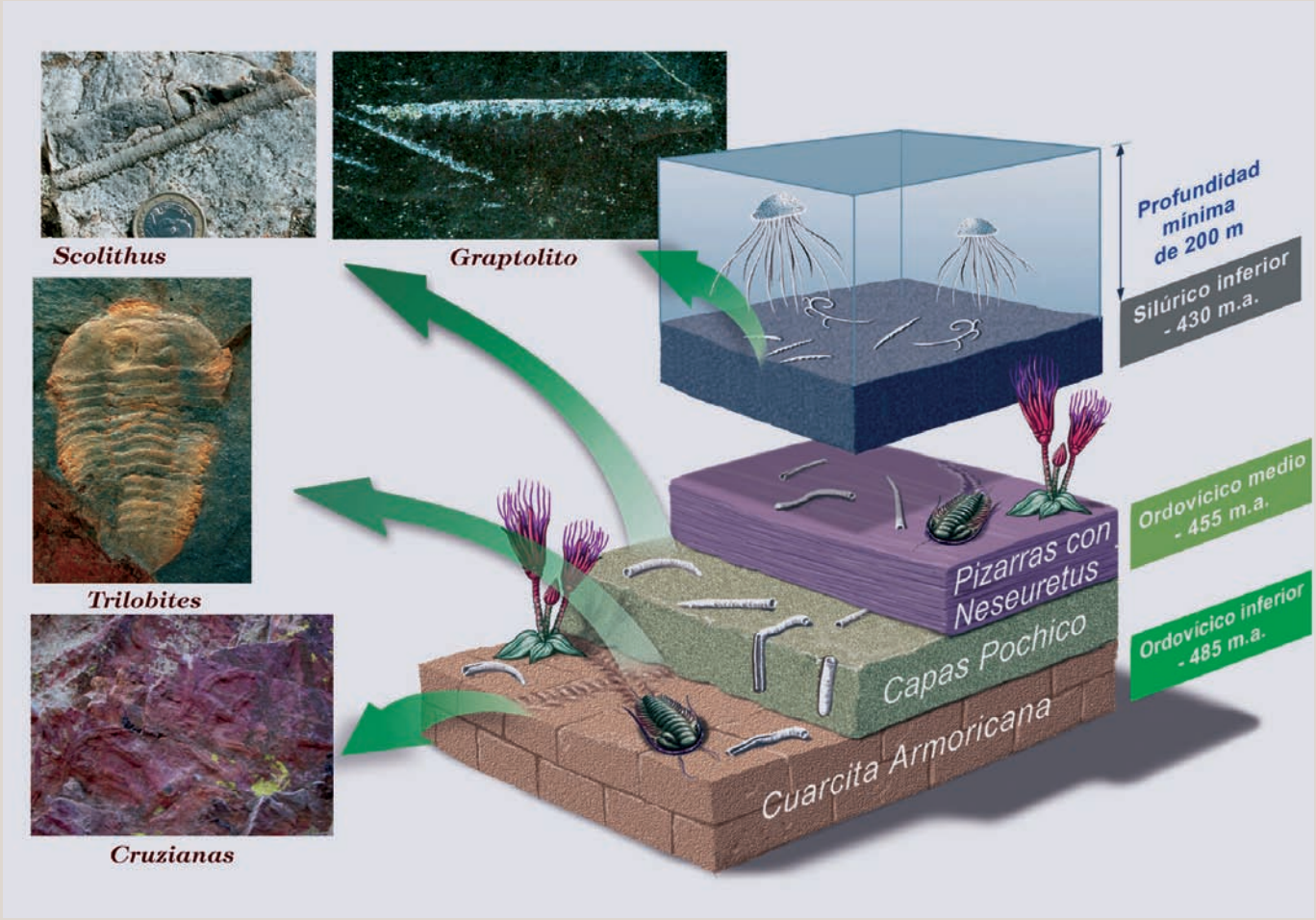


Columna estratigráfica generalizada de los materiales geológicos del Parque Natural de Monfragüe.

rico (435-410 M.a.). Estas rocas están deformadas por efecto de las orogenias Hercínica y Alpina y se sitúan en discordancia angular y erosiva sobre los materiales más antiguos, lo que indica el límite entre dos grandes episodios sedimentarios. Estos materiales en detalle se pueden reconocer en la columna estratigráfica donde se representan en función de su posición cronoestratigráfica.

En general, los materiales del Paleozoico están formados por una sucesión alternante de pizarras y cuarcitas que se disponen concordantes entre sí. En la mencionada columna se pueden identificar tres niveles de cuarcitas que son realmente las que estructuran el relieve de la zona, corresponden de más antigua a más moderna a: la Cuarcita Armoricana (C.A.), las Cuarcitas del Caradoc (C.C.) y la Cuarcita de la base del Silúrico (C.S.). Entre ellas se encuentran niveles de pizarras que coinciden en superficie con los valles intermedios dada su menor resistencia a la erosión.

La Cuarcita Armoricana es una singular formación que destaca por ser el principal elemento constructor del relieve, ya que origina los mayores resaltes morfológicos, como el Salto del Gitano, observable en el punto 2 según indica el mapa geológico, en la Sierra de La Serrana o en la Portilla del Tiétar. En la base de estas cuarcitas se pueden reconocer huellas de trilobites y marcas de organismos perforantes Skolithos. Las Cuarcitas del Caradoc son una unidad que se organiza en tres crestones cuarcíticos fácilmente reconocibles por el observador por delimitar un resalte morfológico muy característico, como es el caso del conocido Cerro Gimio. Las Cuarcitas de



Reconstrucciones de los fondos marinos del Paleozoico Inferior con las comunidades faunísticas características. (Inspirado en McKerrow, 1978)

la base del Silúrico son de color claro y forman el tercer resalte del Sinforme de Monfragüe a menor cota topográfica que los anteriores. Estos materiales se pueden ver en la zona de la presa de Torrejón.

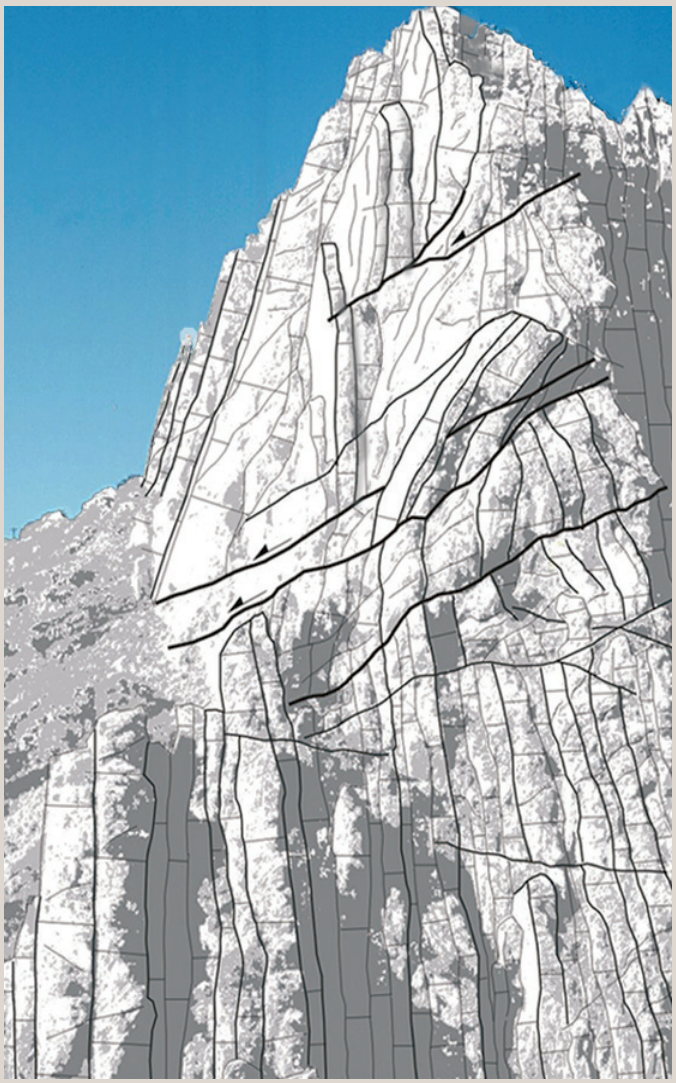
En los tramos pizarrosos situados entre las cuarcitas destacan las pizarras con trilobites (Neseuretus) del Ordovícico Medio (455 M.a.) y las pizarras negras con graptolitos del Silúrico Inferior (430 M.a.), que representan la culminación de la sedimentación paleozoica en esta zona. Asimismo existen alternancias de bancos de pizarras y cuarcitas situados entre los tramos de cuarcitas y los de pizarras, como es el caso de las denominadas Capas Pochico situadas encima de la Cuarcita Armoricana y en tránsito gradual con ella.

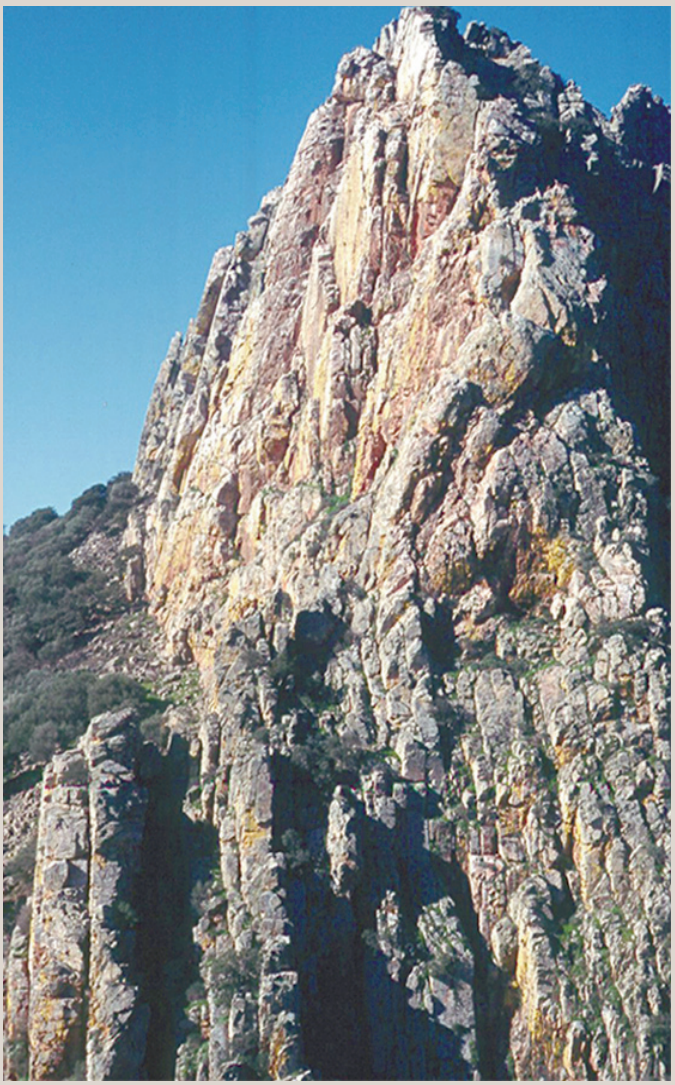
Materiales de cobertera

Son los materiales más recientes, no deformados, o ligeramente afectados por las últimas fases de la orogenia Alpina. Corresponden a los depósitos del Terciario (Paleógeno) y Cuaternario (entre 65 M.a. y la actualidad), que se encuentran rellenando las depresiones de los ríos Tajo y Tiétar. Asimismo se localizan sobre las laderas de los relieves cuarcíticos. Se trata de arenas, gravas y arcillas, así como depósitos de cantos, que se sobreimponen de forma discordante sobre los materiales del sustrato Precámbrico y Paleozoico.

Medios Sedimentarios y Registro Fósil

Los materiales paleozoicos se depositaron en tres grandes ciclos de avance y retroceso del mar sobre el continente (ciclos transgresivo-regresivos).





Estratificación y fracturación. Cuarcita Armoricana. Peña Falcón.

Estos ciclos comenzaron con el depósito de episodios arenosos que se traducen en las tres barras cuarcíticas que dan lugar a los resaltes morfológicos del Sinforme de Monfragüe, entre ellas se encuentra la Cuarcita Armoricana, la del Caradoc y la del Silúrico. Estos materiales pasan gradualmente a depósitos de alternancias de cuarcitas y pizarras, alcanzando el máximo avance del mar (transgresivo) en los tramos de pizarras más ricas en pirita y materia orgánica, como es el caso de las pizarras con Neseuretus del Ordovícico Medio, de las pizarras de Villarreal de San Carlos en el Ordovícico Superior y de las pizarras ampelíticas del Silúrico. Después se iniciaron periodos de retirada del mar (regresivos), en los que los tramos pizarrosos van teniendo progresivamente un incremento de arenas, culminando los ciclos con depósitos de areniscas y cuarcitas.

Los restos fósiles, principalmente artrópodos marinos (Trilobites), las huellas bilobuladas de éstos (Cruzianas), la presencia de organismos tubulares (Skolithus) que se atribuyen a perforaciones de gusanos arenícolas sobre un fondo marino blando, así como el hallazgo de restos de graptolitos (colonias planctónicas de esqueleto proteico que vivían flotando en los mares del Silúrico Inferior), permite realizar la reconstrucción de cómo vivían estos organismos en el fondo marino hace entre 485 y 430 M.a.

Características Tectónicas y Estructurales

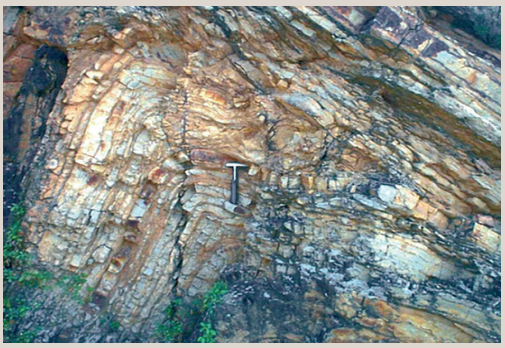
La configuración estructural de las rocas que conforman Monfragüe es el resultado de la superposición de varias fases de deformación. La orogenia Hercínica es la de mayor incidencia, la posterior orogenia Alpina ha tenido menor efecto sobre los materiales. La deformación principal ha tenido lugar por efecto de la compresión hercínica hace unos 315 M.a. durante el Carbonífero Inferior. Es la responsable de la aparición de las estructuras de plegamiento, a todas las escalas y en varias etapas o fases de deformación. La principal fase de deformación coincide con un acortamiento o compresión de orientación NE-SO, responsable de la formación de la macroestructura denominada Sinforme de Monfragüe. El acortamiento es importante y se pone de manifiesto en el apretamiento de los pliegues, dando lugar a la verticalización e incluso inversión del flanco, como puede comprobarse en la Cuarcita Armoricana que configura el conocido Salto del Gitano.

Al finalizar la orogenia hercínica se producen deformaciones tardihercínicas y/o alpinas que se extienden desde hace 300 M.a. hasta el inicio del Cuaternario, que dan lugar a la aparición de fallas de orientación NE-SO y NO-SE, cuya principal representante es la falla de Alentejo-Plasencia. Dicha falla tiene una influencia muy notable en la zona, ya que representa un último movimiento de desgarre con sentido senestro, dando lugar a una cur-



Cuarcita Armoricana en el "Salto del Gitano" vista desde Peña Falcón.

Pliegues y Fallas. Cuarcitas del Caradoc.



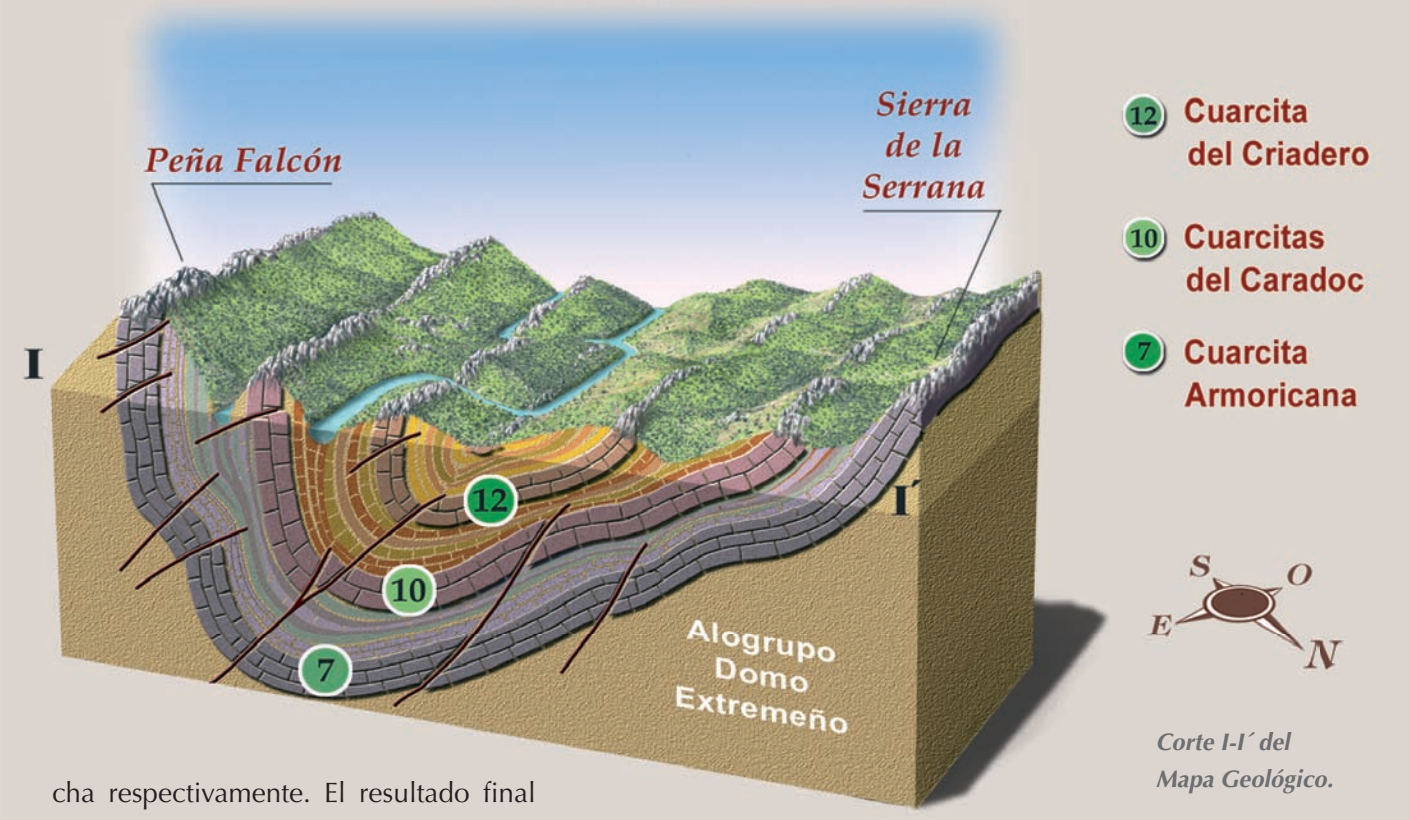


vatura a escala microscópica en la traza de los pliegues hercínicos fácilmente observable desde el Castillo de Monfragüe, situado en el punto 4 representado en el mapa geológico, sobre el afloramiento de Cuarcita Armoricana. Asimismo desde el Mirador de la Tejadilla (punto 7), situado en el centro del Sinforme de Monfragüe, se pueden realizar observaciones estratigráficas y estructurales, también comprobar el control tectónico mediante fallas sobre el trazado del río Tiétar.

A lo largo de todo el proceso de deformación los distintos materiales presentan comportamientos variados según sea su naturaleza. Las capas más duras y competentes, como las cuarcitas, dan lugar a pliegues suaves y más abiertos. En la Fuente de los Tres Caños (punto 6) podemos comprobar la geometría y el tipo de pliegues a escala métrica que afectan a las Cuarcitas del Caradoc. Los materiales del tipo pizarras se deforman en pliegues más apretados. En la Portilla del Tiétar, sobre el punto 9 del Mapa Geológico, se puede comprobar el distinto comportamiento de los materiales que componen esta estructura geológica. En este caso se comprueba la diferente respuesta de plegamiento entre las Capas Pochico y la Cuarcita Armoricana, situadas desde el mirador de la Portilla del Tiétar a la izquierda y dere-

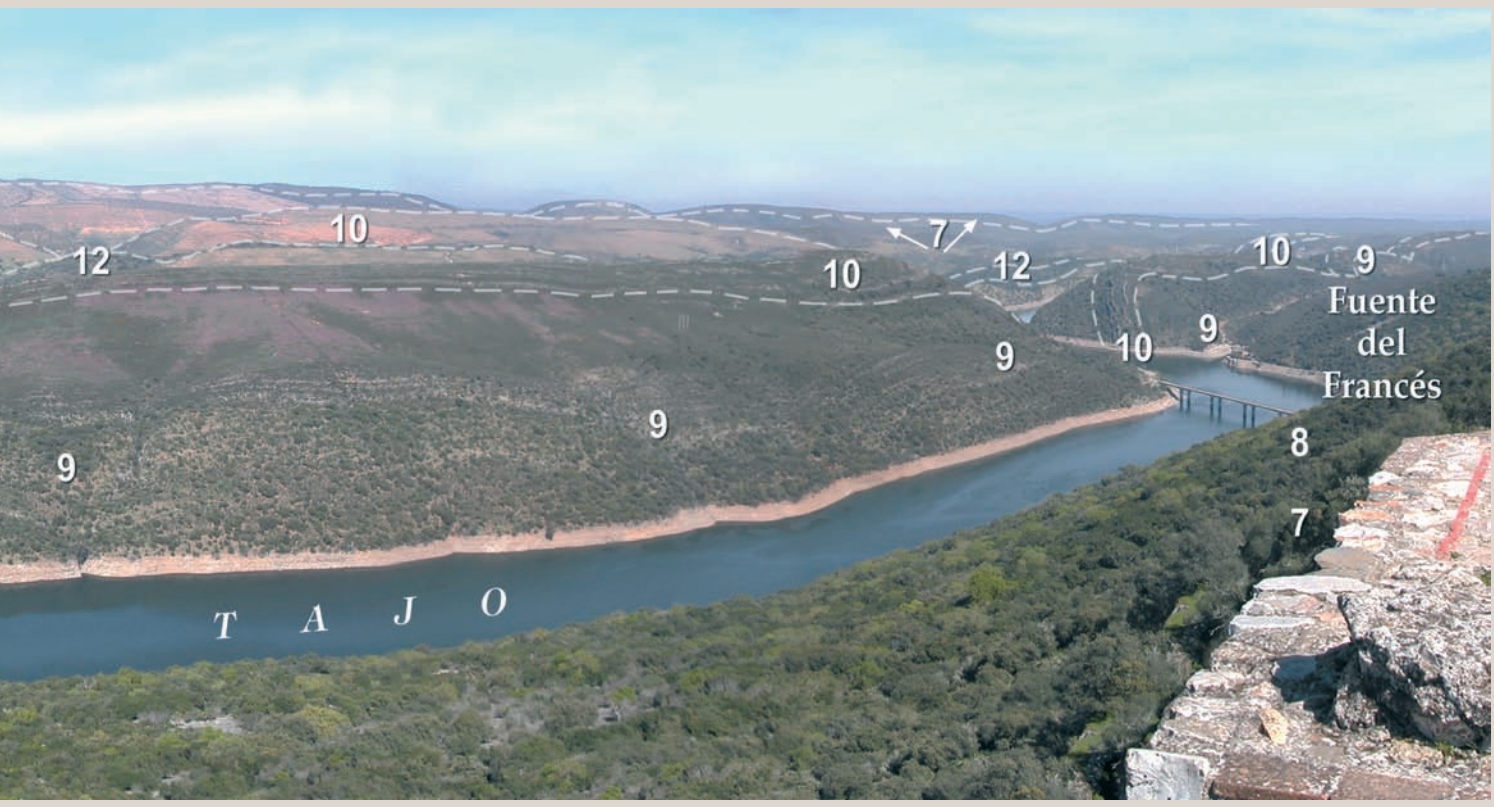
Panorámica geológica del Sinforme de Monfragüe mirando al Norte, desde el Castillo de Monfragüe. (Los números corresponden a las unidades del mapa geológico de la página 308.)





Corte I-I´ del Mapa Geológico.

cha respectivamente. El resultado final de todo el proceso de deformación es la estructura actual del Sinforme de Monfragüe, caracterizada por su asimetría debido a que el flanco sur es muy vertical, llegando a ser inverso. En el Puente del Cardenal, representado por el punto 4 del Mapa Geológico, se puede observar la estructura de este flanco sur. En el Puerto de la Serrana (punto 5) se puede comprobar cómo la estructura del flanco norte es normal y está débilmente inclinado como puede comprobarse en el corte geológico.





Placoparia (Coplacoparia) tournemini (Rouault). Grupo de ejemplares de este trilobites queirúrido, del Ordovícico Medio de Alía (Cáceres).



Fósiles



Concentración de valvas ventrales (aplanadas, con gran campo muscular) y dorsales (abombadas) del braquiópodo Eorhipidomella musculosa (Mélou), del Ordovícico Medio de Fuenlabrada de los Montes (Badajoz). Moldes internos de 15-16 mm de anchura.



Extremadura, espacio abierto a la meseta castellana por el este y a la influencia atlántica y portuguesa al oeste, no siempre presentó la misma arquitectura geográfica, ni cobijó sobre sus antiguas tierras y mares los mismos organismos que hoy la pueblan. A través de los tiempos geológicos su diseño, estructura y habitantes han sufrido numerosas e importantes transformaciones que también constituyen parte de su historia.

Aquellos acontecimientos y seres vivos que no recogen los libros de historia clásicos, están registrados en forma de fósiles en los diferentes tipos de rocas que constituyen el sustrato o terruño que hoy denominamos Extremadura. Lugar para el que, en 1931, un eximio geólogo y naturalista extremeño, Eduardo Hernández Pacheco, establecía sus límites entre "las nevadas cumbres de Almanzor hasta los fructíferos castañares y olivares de la alegre y pintoresca Sierra de Aracena, límite natural y meridional de Extremadura, y desde el Alentejo portugués a las vertientes de la Sierra Morena, que dan vista a la llanura Bética".

El interés e importancia de los fósiles de Extremadura es clave para conocer la historia y la evolución paleogeográfica de la Península Ibérica durante los tiempos neoproterozoicos y paleozoicos. Los trabajos publicados reúnen datos procedentes de unos 400 yacimientos o secciones fosilíferas extremeñas, en los que se llevan inventariados más de un millar de especies fósiles de invertebrados marinos, registros micropaleontológicos diversos, y señales de actividad en el sedimento (icnofósiles).

Además de la contribución general de las localidades paleontológicas extremeñas a la Geología de la Península Ibérica y a la historia de su paleobiodiversidad, algunos yacimientos son de interés especial por no encontrar parangón en otras regiones ibéricas, o bien por servir de localidad tipo a varias decenas de fósiles nuevos para la Ciencia. El descubrimiento y la primera caracterización de estos últimos en Extremadura motivó que parte de ellos tomasen nombres científicos relacionados con la región, como por ejemplo ocurre con

los arqueociatos cámbricos *Choubertiicyathus extremadurensis*, *Alconeracyathus andalusicus* (género definido en Alconera), *Rasetticyathus alconeri* (especie dedicada a Alconera), *Erismacoscinus zafrensis* (de Zafra), *E. badajocensis* (de la provincia de Badajoz), *Antoniocoscinus segedanensis* (de Segeda, nombre romano de Zafra). Es también el caso de los braquiópodos *Yorkia zafrensis* (del Cámbrico de Zafra) o *Productina pacensis* (del Carbonífero pacense); de los trilobites *Calymenella alcantarae* (del Ordovícico de Valencia de Alcántara), *Linguaphillipsia sanpedroensis* (del Carbonífero de la Sierra de San Pedro); y de los corales *Disphyllum pedrosensis* (Devónico de la Sierra del Pedroso).

La historia de las investigaciones paleontológicas en Extremadura se inicia a mediados del siglo XIX de la mano de Casiano de Prado y progresa, en el último cuarto de aquel siglo, merced al trabajo de otros ilustres miembros de la *Comisión del Mapa Geológico de España*, como Lucas Mallada y Justo Egozcue. En la primera mitad del siglo XX, las principales aportaciones corren a cargo de geólogos como Ismael Rosso de Luna, Francisco Hernández Pacheco y Primitivo Hernández Sampelayo. A partir de 1930 y hasta nuestros días, se multiplican los hallazgos paleontológicos por toda Extremadura, primero a cargo de geólogos y paleontólogos de otros países europeos (alemanes, holandeses, franceses), que progresivamente son relevados por la generación contemporánea de paleontólogos españoles de las universidades de Extremadura, Madrid, Zaragoza, Valencia y Oviedo, junto a investigadores del Instituto Geológico y Minero de España y del Consejo Superior de Investigaciones Científicas.

Fósiles del Neoproterozoico

Las rocas sedimentarias neoproterozoicas afloran extensamente en el centro y oeste de Extremadura, presentando un contenido fósil de escasa diversidad y simplicidad orgánica, en la que muchos organismos no presentan partes duras o susceptibles de conservación. Por lo general, en las litologías pizarrosas se documentan microfósiles de pared orgánica (acritarcos) y vesículas de cianobacterias coloniales, mientras que las calizas reúnen fósiles más variados e importantes.

Los fósiles neoproterozoicos precisan de técnicas especiales para su estudio, láminas delgadas en el caso de los restos de la actividad de las cianobacterias, y disgregación de las rocas y ataque con ácidos fuertes para los acritarcos. En algunas circunstancias, por silicificación de las calizas, se ha preservado la estructura de las cianobacterias, las cuales presentan diseños orgánicos similares a las actuales, con estructuras segmentadas o en forma de filamento.

Los acritarcos constituyen la parte fundamental del plancton de los mares del Neoproterozoico y del Cámbrico. Dentro de esta denominación se incluye una amplia gama de microfósiles de pared orgánica con formas muy diversas, cuyas vesículas pueden ser globosas o de contorno poligonal, con o sin procesos espinosos o estructuras de desenquistamiento, que se relacionan con restos de las posibles algas unicelulares planctónicas que originan estos quistes.

Las cianobacterias bentónicas florecieron en los ambientes marinos someros de hace más de 540 millones de años y, debido a su actividad biológica, con-



Afloramiento de calizas neoproterozoicas con estructuras estromatolíticas en Castañar de Ibor (Cáceres).

tribuyeron decisivamente a la formación de rocas carbonatadas con estructura laminar, bien estromatolítica, bien masiva, debido a su capacidad de depositar el carbonato cálcico. Las rocas calizas de este tipo abundan en el entorno del embalse de Valdecañas y en las trincheras de la antigua carretera nacional V, en las proximidades del puerto de Miravete (Cáceres).

En otras áreas de la plataforma marina, además de calizas estromatolíticas, se desarrolló otro grupo de organismos tubícolas de pequeño tamaño, próximos a los cnidarios, cuyos restos fósiles se conocen con el nombre de *Cloudina*. Se trata de los primeros metazoos con esqueleto calcáreo y también los primeros bioconstructores, pues normalmente se agrupan por millones para formar masas biogénicas de gran porte, parecidas a arrecifes. Las dimensiones de cada esqueleto individual varían entre 0,3 a 6,5 mm de diámetro y más de 55 mm de longitud. Internamente están formados por una serie de láminas cónicas embutidas unas dentro de otras y curvadas en su parte distal, presentando una estructura "cono en cono" multilaminada. La distribución de los conos embutidos es siempre asimétrica y cada nueva lámina se dispone más elevada que la anterior, estructura que los diferencia de todos los demás grupos fósiles conocidos. En Extremadura se encuentran excelentes ejemplos de bioconstrucciones formadas por *Cloudina* en los alrededores de Castañar de Ibor (Cáceres) y en el embalse de Cíjara, próximo a Bohonal (Badajoz).

Vendotaénidos, filamentos carbonosos de apariencia algal. Pizarras neoproterozoicas de Navalvillar de Ibor (Cáceres). La anchura media de cada cinta es de 1 mm.





Montículo carbonático de calcimicrobios y arqueociatos. Detalle de una superficie erosionada en el Cámbrico Inferior de Alconera (Badajoz), mostrando en relieve numerosos cálices de arqueociatos. Moneda de 23 mm de diámetro.

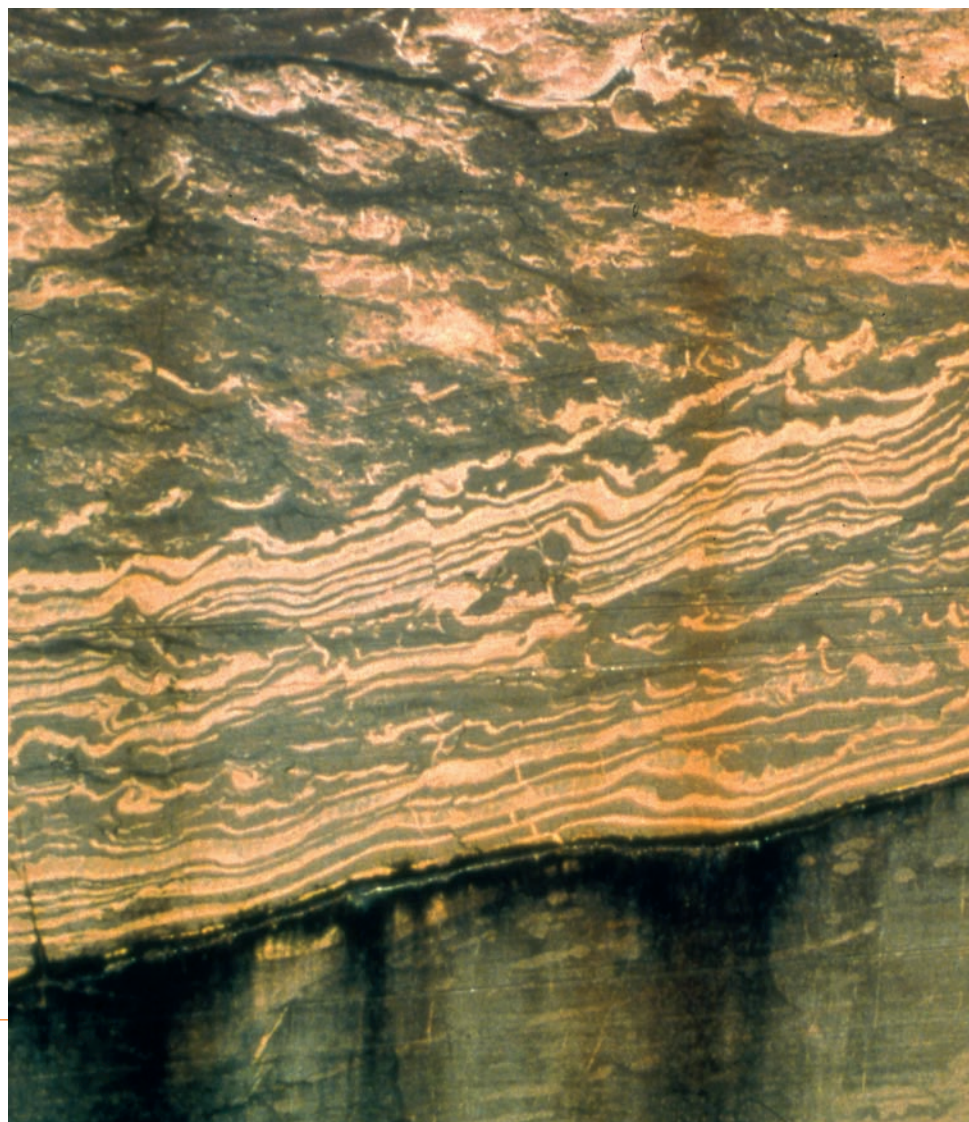
En los niveles de pizarras que alternan con los carbonatos se registran restos carbonosos filamentosos sin estructura interna, estos reciben el nombre de "vendotaénidos". Abundan en las mismas áreas que *Cloudina*. Las pizarras suelen mostrar, además, diversas huellas de organismos de cuerpo blando (icnofósiles), como por ejemplo *Nimbia, Neonereites* (sucesión del Estenilla, Badajoz); *Torrowangea* (Coria, Cáceres); *Phycodes* (Arrocampo, Cáceres), etc.

Fósiles del Cámbrico

La aparición de nuevas formas de vida a comienzos del Fanerozoico queda reflejada, en Extremadura, por la aparición de multitud de fósiles con partes duras conservadas, así como de icnofósiles que evidencian unas estrategias de alimentación sedimentívora o marcha ciertamente depuradas. Entre ellos cabe citar a *Phycodes, Arthrophycus, Rusophycus*, etc., en la localidad de Medina de las Torres (Badajoz).

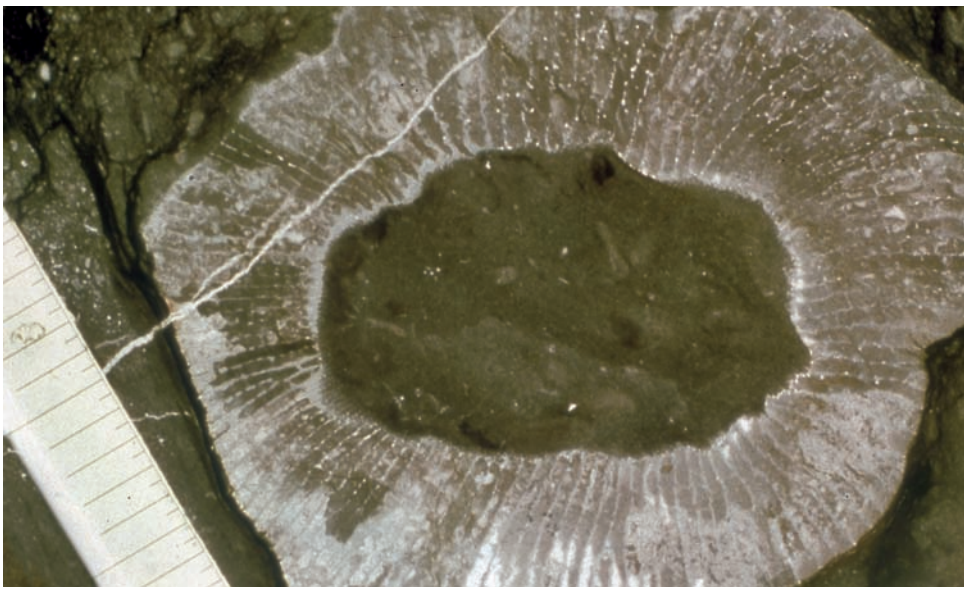
En las plataformas someras de los mares del Cámbrico Inferior extremeño, frente a las costas de *Gondwana*, se desarrollaron nuevas bioconstrucciones pero esta vez formadas por arqueociatos y calcimicrobios, producto de la actividad biológica de cianobacterias que formaron importantes depósitos de rocas calcáreas. Los arqueociatos son los restos fósiles de un grupo de poríferos sin espículas, con esqueleto calcáreo lami-

Deslizamientos sinsedimentarios en las bioconstrucciones calcáreas del Cámbrico Inferior. Canteras de Alconera. (Badajoz)



nar y perforado, que tuvieron un florecimiento rápido y se extinguieron al final del Cámbrico. Las formaciones carbonatadas, constituidas en una gran proporción por restos fósiles de cianobacterias como *Epiphyton* y *Renalcis*, junto con los géneros de arqueociatos ya citados y *Nochoroicyathus*, *Coscinocyathus*, *Rasetticyathus*, *Mennericyathus* y *Protopharetra*, son abundantes en Extremadura y afloran de forma discontinua desde el límite con la provincia de Sevilla hasta Mérida, destacando los afloramientos de Llerena y Usagre (Badajoz), y con una exposición espectacular en las canteras de Alconera (Badajoz), donde puede observarse el desarrollo superpuesto de numerosas bioconstrucciones. Aunque no se tiene constancia directa de la explotación de estas canteras por los romanos podemos deducir que éstos conocían su existencia, ya que muchos de los sillares del teatro romano de Mérida están tallados en calizas con arqueociatos (el teatro fue construido en el año 16 a.C., como un regalo de Agrippa a la recién fundada ciudad).





***Alconeracyathus andalusicus* (Perejón). Sección transversal de un cáliz de arqueociato irregular, del Cámbrico Inferior de Alconera (Badajoz).**

Otros fósiles muy comunes a partir del Cámbrico Inferior son los trilobites, un grupo de artrópodos de caparazón trilobulado y articulado, formado por un número variable de piezas y segmentos. Sus caparazones y restos de muda se conservan abundantemente en las rocas detríticas de grano fino de los yacimientos pacenses del Cámbrico Inferior próximos a Zafra, Alconera, Llerena, y también en las pizarras del Cámbrico Medio de la Albuera del Castellar (Zafra). De las asociaciones de trilobites destaca *Serrania*, un género del Ovetiense, y formas representativas de niveles más elevados del Cámbrico Inferior (Marianiense) con *Hicksia*, *Strenuaeva*, *Strenuella*, *Gygantopygus*, *Protaldonaia*, *Delgadella* y *Serrodiscus*; así como trilobites del Cámbrico Medio (Leoniense-Caesaraugustiense) como *Paradoxides*, *Condylopyge*, *Ctenocephalus*, *Jincella*, *Sao*, *Holocephalina*, etc. En los afloramientos antes citados, junto a los trilobites sue-







Cranidios de dos trilobites del Cámbrico Medio de Zafra (Badajoz): Conocoryphe (Parabailiella) sp. (izquierda, 25 mm de anchura) y Jincella sp. (dcha.)

len encontrarse también restos más raros de braquiópodos (*Yorkia* y otros géneros organofosfáticos) y también equinodermos (eocrinoideos, homalozoos).

Fósiles del Ordovícico

Los fósiles ordovícicos más antiguos de Extremadura corresponden a las señales dejadas en el sustrato arenoso por un gran número de invertebrados marinos, muchos de ellos de cuerpo blando y sin partes fosilizables. Sus icnofósiles o huellas de actividad son muy frecuentes en todas las sierras formadas por la "Cuarcita Armoricana" del Arenigiense, tanto en la provincia de Cáceres (Serradilla y Monfragüe, Las Villuercas, Altamira, Hospital del Obispo, norte de Ladrillar,

Hicksia hispanica (Richter y Richter). Cranidio (región cefálica) de un trilobites del Cámbrico Inferior de Zafra (Badajoz). Longitud, 25 mm.

Paradoxides (Eccaparadoxides) sp. Cranidio (región cefálica) de un trilobites del Cámbrico Medio de Zafra (Badajoz). Longitud, 25 mm.

sur de Villanueva de la Sierra, Cáceres ciudad y Puerto Señorina, Alcuéscar, Sierra de San Pedro al noreste de Valencia de Alcántara o sureste de Herreruela, Pino de Valencia, etc.), como en la provincia de Badajoz (norte de San Vicente de Alcántara y La Codosera, Alburquerque, sierras de La Rinconada y El Aljibe en torno a Helechosa de los Montes, sierras de Herrera del Duque, Rena, Siruela, Benquerencia de la Serena-Helechal, Cabeza del Buey, Zarza Capilla, Peñalsordo, Alange, etc.). En general, las formas dominantes de estas icnoasociaciones son las pistas de reptación de artrópodos denominadas *Cruziana*, correspondientes al moldeado en arena de dos surcos paralelos (ahora lóbulos en relieve), con marcas de estrías oblicuas dejadas por los apéndices locomotores. *Cruziana* se suele atribuir a la actividad excavadora de ciertos trilobites, responsables también de otras marcas orgánicas en las cuarcitas, como las llamadas *Monomorphichnus* (de marcha sobre el fondo) o *Rusophycus* (marcas ovaladas de reposo). Otras huellas frecuentes también en el plano de estratificación son *Gordia*, *Palaeophycus*, "*Rhizomorpha*", *Planolites*, *Didymaulichnus* (pista bilobulada lisa) y *Arthrophycus* (con sección cuadrangular y marcas transversas: todas ellas producidas por organismos desconocidos. Entre los icnofósiles orientados perpendicularmente a los estratos de cuarcita, destacan las galerías verticales llamadas *Skolithos* (tubos simples), *Monocraterion* y *Diplocraterion* (tubo doble, con entrada y salida), así como las estructuras complejas tridimensionales llamadas *Daedalus* (una lámina en forma cónica). Todas ellas ofrecen secciones características al atravesar los planos de estratificación, y se atribuyen a animales de cuerpo blando dotados de gran movilidad (gusanos marinos).

Los restos fósiles propiamente dichos (conchas y caparazones), son poco frecuentes en los materiales arenoso-cuarcíticos que componen la "Cuarcita Armoricana". Sin embargo, hacia la parte superior de la misma, se conocen algunos niveles de concentración de grandes lingúlidos (braquiópodos quitinofosfáticos) y bivalvos, como por



Cruziana. Pista de reptación atribuida a trilobites, moldeada en una cuarcita del Ordovícico de Las Hurdes.



Aspecto del Sinclinal de Guadarranque al noreste de Alía (Cáceres), mostrando alineaciones cuarcíticas del Ordovícico Medio y Superior. En primer término destaca el "valle de los trilobites", con afloramientos de pizarras fosilíferas en el flanco norte de la estructura.

ejemplo ocurre en la vertiente oriental de la Sierra del Hospital del Obispo y en la opuesta de la Sierra de Altamira (al este de los Ibores), en lo que se interpreta como una acumulación catastrófica derivada de *tsunamis* provocados por explosiones volcánicas en la plataforma gondwánica.

Las pizarras que suceden geológicamente a estas sierras formadas por la "Cuarcita Armoricana", suelen formar valles deprimidos al pie de las mismas, donde los yacimientos de fósiles del Ordovícico Medio son prácticamente continuos y presentan una diversidad paleontológica variable, dependiendo



Derrumbes en el trazado del "ferrocarril de La Jara" entre Puerto de San Vicente y Alía (Cáceres). Las rocas son pizarras fosilíferas del Ordovícico Medio, en una de las localidades paleontológicas más conocidas de Extremadura.

del nivel estratigráfico. En estas pizarras se intercalan niveles arenosos y suelen terminar en una segunda unidad cuarcítica importante (la Cuarcita Canteras, La Cierva o del Torrico), en cuya base existen también fósiles del Ordovícico Medio. Las principales áreas donde se han citado yacimientos de edad Oretaniense-Dobrotiviense (antiguo "Llanvirn-Llandeilo" en su uso ibérico) son, dentro de la provincia de Cáceres, el sur de Mirabel, Serradilla, parque de Monfragüe, sureste de Santiago de Alcántara, sur y sureste de Herreruela, este de Aliseda, este de la ciudad de Cáceres y suroeste de su término municipal, norte de Robledollano, norte y este de Cañamero, oeste de Solana, norte y este de Castañar de Ibor, Navatrasierra –entre Navatrasierra y Navalvillar de Ibor– y noreste de Alía, entre otras áreas importantes. En la provincia de Badajoz, los principales yacimientos paleontológicos del Ordovícico Medio se sitúan al norte de San Vicente de Alcántara, Helechosa de los Montes, noreste y sur de Herrera del Duque, sur y sureste de Fuenlabrada de los Montes, noreste de Casas de Don Pedro, norte de Talarrubias, sureste de Navalvillar de Pela, norte y este de Garlitos, sur de Peñalsordo, sureste de Capilla y oeste de Cabeza del Buey.



Excavación temporal en las pizarras del Ordovícico Medio de Fuenlabrada de los Montes (Badajoz), emplazada en niveles particularmente ricos en trilobites completos.

Los fósiles del Ordovícico Medio extremeño comprenden numerosas especies de trilobites pertenecientes a 35 géneros, entre los cuales destacan algunos calymenáceos y homalonótidos como *Neseuretus*, *Colpocoryphe*, *Prionocheilus*, *Eohomalonotus* e *Iberocoryphe*; facópidos como *Eodalmanitina*, *Zeliszkella* o *Crozonaspis*; ilénidos como *Ectillaenus*; queirúridos como *Placoparia* y *Eccoptochile*; asáfidos como *Asaphellus*, *Nobiliasaphus* e *Isabelinia*, lichidos (*Uralichas*) y odontopléuridos (*Selenopeltis*). Los moluscos son el siguiente grupo en orden de abundancia y diversidad, en especial


A


B


C


D


E


F



A. Neseuretus tristani (Brongniart in Desmarest). Vista lateral de un caparazón completo, procedente del Ordovícico Medio de Helechosa de los Montes (Badajoz). Longitud, 43 mm.

B. Eodalmanitina destombesi (Henry). Agrupación de caparazones juveniles completos (de alrededor de 10 mm de longitud), encontrada en el Ordovícico Medio de Fuenlabrada de los Montes (Badajoz).

C. Zeliszkella torrubiae (Verneuil y Barrande). Trilobites facópido del Ordovícico Medio de Fuenlabrada de los Montes (Badajoz). Longitud del ejemplar, 50 mm.

D. Isabelinia glabrata (Salter), un trilobites asáfido del Ordovícico Medio de Fuenlabrada de los Montes (Badajoz). Longitud del ejemplar, 60 mm.

E. Ectillaenus giganteus (Burmeister). Trilobites ilénido del Ordovícico Medio de Fuenlabrada de los Montes (Badajoz). Longitud, 80 mm.

F. Eccoptochile almadenensis (Romano) (izquierda), un trilobites queirúrido asociado en esta muestra al ilénido Panderia beaumonti (Rouault). Ordovícico Medio de Fuenlabrada de los Montes (Badajoz). Longitud del ejemplar mayor, 50 mm.

G. Agrupación de colonias en forma de diapasón del graptolito Didymograptus (Jenkinsograptus) spinulosus (Perner), procedentes de las pizarras del Ordovícico Medio del Puerto del Clavín (Cáceres). Los ejemplares de mayor tamaño alcanzan 40 mm de longitud.

los bivalvos como *Redonia*, *Coxiconchia*, *Hemiprionodonta*, *Cardiolaria*, *Praenucula*, etc., gasterópodos (*Sinuites*, *Ptychonema*), cefalópodos, rostroconchas, etc. A continuación se sitúan los braquiópodos, con una decena de formas ubicuas entre las que cabe mencionar los géneros *Cacemia*, *Heterorthina*, *Eorhipidomella* y *Aegiromena*. Los equinodermos más frecuentes son los cistoideos diplopóridos (*Calix*, *Oretanocalix*, *Phlyctocystis*) y los restos de crinoideos. Hay también algunos cnidarios (conuláridos) y briozoos, así como representantes de grupos problemáticos, como los macaeridios y los hiolites. Los ostrácodos (artrópodos diminutos de caparazón bivalvo) abundan en algunos niveles. Entre las formas pelágicas, el microplancton de pared orgánica (acritarcos y quitinozoos) suele presentarse mal conservado por causa de metamorfismo regional y de contacto, pero el zooplancton colonial (graptolitos) abunda en la parte inferior de las sucesiones pizarrosas,



Trocholites fugax (Babin y Gutiérrez-Marco), un cefalópodo de concha espiral del Ordovícico Medio de Garlitos (Badajoz). Diámetro mayor del ejemplar, 33 mm.

donde son frecuentes las colonias en forma de horquilla del género *Didymograptus* o las biseriadas de *Hustedograptus* y *Eoglyptograptus*.

En su conjunto, los fósiles del Ordovícico Medio extremeño reúnen más de dos centenares de especies, cuya distribución vertical permite establecer divisiones y correlaciones muy finas para estos materiales, merced a la veintena de biozonas definidas por la selección evolutiva y registrática de todos estos invertebrados fósiles.

A. Uralichas hispanicus (Verneuil y Barrande). Cranidio (parte central cefálica) de un ejemplar en el que se distinguen los surcos y lóbulos, combinados con una ornamentación de gránulos, tan característicos de los trilobites Lichida. A la especie ilustrada pertenecen los trilobites más grandes encontrados en Gondwana, con una longitud axial de más de 60 cm. El fragmento de muda figurado mide 50 mm de longitud anteroposterior y procede del Ordovícico Medio de Alía (Cáceres).

B. Redonia deshayesi (Rouault). Moldes internos de la valva derecha (arriba) e izquierda (abajo), mostrando las ranuras correspondientes al septo anterior. Este molusco bivalvo abunda en los yacimientos del Ordovícico Medio extremeño; los ejemplares ilustrados proceden de Herrera del Duque (Badajoz) y miden 20 mm.

C. Cacemia ribeiroi (Sharpe). Valvas de un órtido (braquiópodo) adaptado a la vida en fondos fangosos, con la línea cardinal alargada (40 mm) como en los espiriféridos. Ordovícico Medio de Helechosa de los Montes (Badajoz).

D. Selenopeltis gallica (Bruton), un trilobites odontopléurido nectobentónico en el que destacan las largas espinas pleurales. Ejemplar juvenil de 10 mm de longitud. Ordovícico Medio de Fuenlabrada de los Montes (Badajoz).

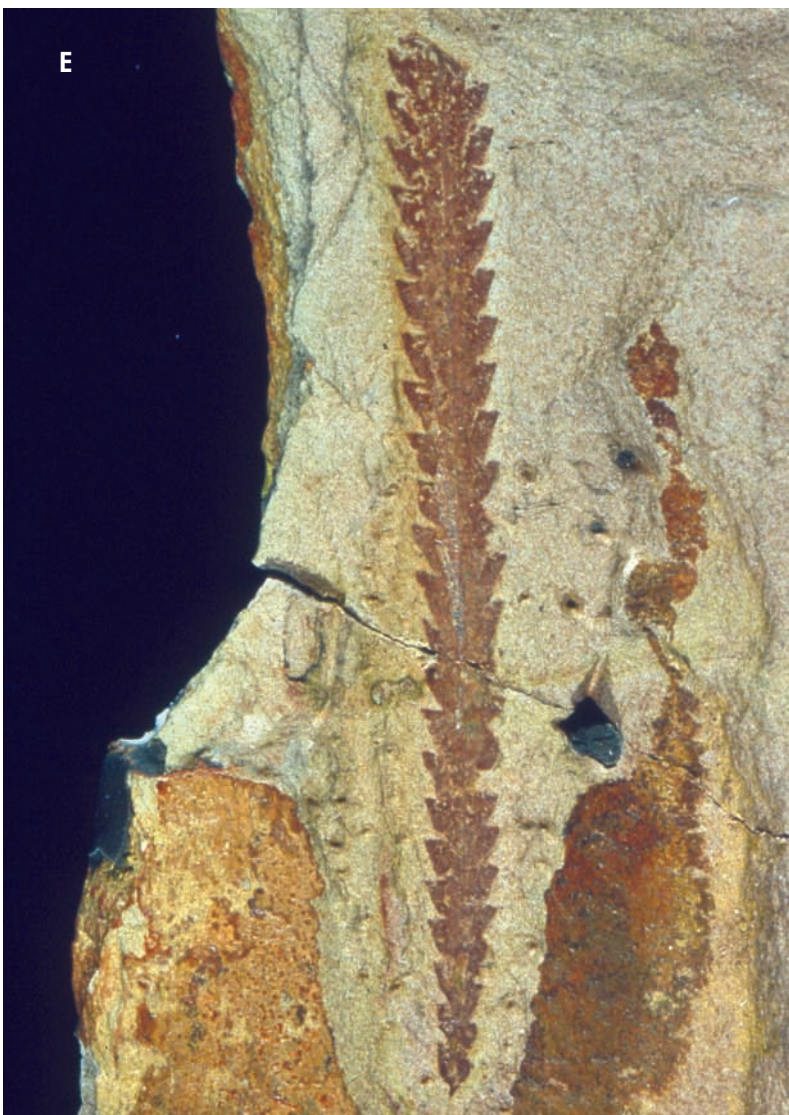
E. Eoglyptograptus sp., un graptolito biseriado del Ordovícico Medio de Alía (Cáceres). Longitud, 32 mm.


A


B


C


D


E

Los materiales del Ordovícico Superior extremeño no son tan fosilíferos como los precedentes, restringiéndose a hallazgos bastante puntuales en la provincia de Cáceres (noreste de Valencia de Alcántara, sur de Herreruela, noroeste de Cañamero, oeste de Navatrasierra, noreste de Alía) y en la de Badajoz (norte de Talarrubias, Garlitos, sur y sureste de Capilla). Los fósiles se presentan tanto en pizarras como en cuarcitas, y son principalmente braquiópodos (*Gelidorthis*, *Svobodaina*, *Drabovia*, *Reuschella*, *Aegiromena*, etc.) y trilobites (*Calymenella*, *Crozonaspis*, *Dalmanitina*, *Scotiella*, *Deanaspis*, *Zetillaenus*, *Actinopeltis*, etc.). Se conocen también algunos equinodermos (cistoideos, crinoideos) y briozoos, que están en estudio. Casi todas las asociaciones mencionadas son de edad Berouniense (Caradociense a Ashgilliense basal como máximo). Las litofacies calcáreas (Caliza Urbana), de edad Kralodvoriense (Ashgilliense "medio"), se presentan únicamente al sureste de Capilla y en Garlitos (Badajoz), donde brindaron asociaciones de conodontos y raros graptolitos. Los materiales del Ordovícico terminal (Kosoviense o Ashgilliense/Hirnantiense), coetáneos con la glaciación con la que culmina el periodo Ordovícico, libraron un único fósil (un equinodermo homalozoo) al oeste de Navatrasierra (Cáceres), que no obstante representa el quinto yacimiento de esta edad conocido en todo el suroeste de Europa.

A pesar de la aparente abundancia de localidades paleontológicas extremeñas del periodo considerado, restan por investigar aún extensos afloramientos pacenses de pizarras ordovícicas. De ellos destacamos los ubicados entre Alburquerque y Puebla de Obando, entre Cheles y Valencia de Mombuey y, sobre todo, en La Serena, Sierra de Hornachos y Sierra del Pedroso donde, por el momento, no se conoce ningún fósil ordovícico de grupos clave como trilobites, braquiópodos o graptolitos.



***Svobodaina havliceki* Villas. Braquiópodo del Ordovícico Superior conservado en arenisca. Moldes internos de la valva ventral (izquierda) y dorsal (derecha), procedentes de Garlitos (Badajoz). La longitud mayor es de 20 mm.**

Monograptus flemingii (Salter). Colonia conservada en tres dimensiones en el interior de un nódulo, y vaciado en látex (centro) de una de sus mitades. En este último se distinguen con claridad las celdillas ganchudas donde vivieron los zooides. Silúrico Superior de Herrera del Duque (Badajoz). Dimensiones del fragmento colonial: 30 x 3 mm.

Spirograptus turriculatus (Barrande), un graptolito de esqueleto enrollado en espiral turriculada, del Silúrico Inferior de Alía (Cáceres). El diferente aspecto de las dos colonias de la fotografía obedece a que fueron aplastadas con dos orientaciones distintas. La colonia de la derecha mide 17 mm.

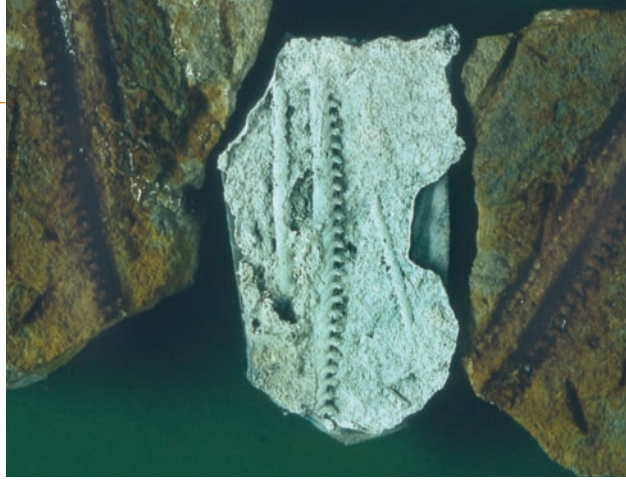
Opérculo bilobulado ("peltocárido") de un cefalópodo nautiloideo, conservado junto a restos de braquiópodos epiplanctónicos en pizarras negras graptolíticas. Silúrico Superior de Herrera del Duque (Badajoz).
Anchura, 24 mm.

Colonias uniseriadas de Monograptus sp., el género más representativo de entre todos los graptolitos silúricos. Los ejemplares proceden de Pino de Valencia (Badajoz), y su anchura máxima varía entre 3 y 3,5 mm.

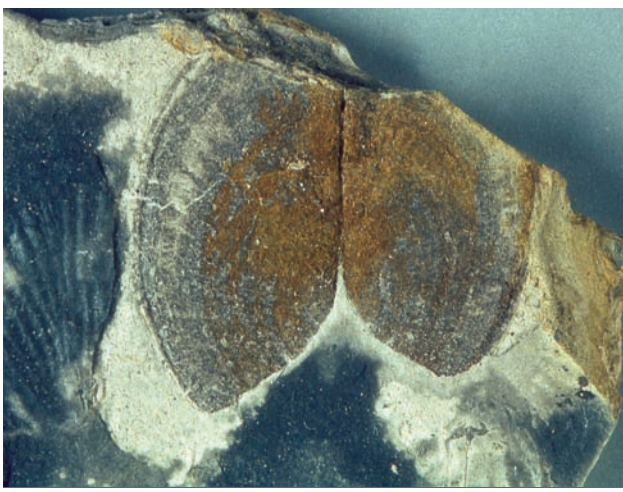
Fósiles del Silúrico

El Silúrico de Extremadura comprende afloramientos poco extensos, restringidos al núcleo de los sinclinales hercínicos de mayor continuidad lateral donde la sucesión de este periodo se inicia con una formación extraordinariamente fosilífera. Se trata de pizarras negras graptolíticas, también llamadas "ampelitas" por su utilización antigua para el abonado de viñedos, donde se acumulan por millones los fósiles de las colonias planctónicas macroscópicas de los ya citados graptolitos. Cada una de ellas suele estar compuesta por una sola rama o estipe (colonias uniseriales), pero hay también colonias con dos estipes unidas dorsalmente (formas biseriales), e incluso colonias ramificadas radialmente. Los graptolitos son excepcionalmente precisos desde el punto de vista estratigráfico, de modo que a partir de los yacimientos extremeños han podido caracterizarse numerosas biozonas de las épocas y edades Llandovery (Telychiense), Wenlock (Sheinwoodiense, Homeriense) y Ludlow (Ludfordiense). Las rocas del Pridoli no contienen fósiles en ninguna localidad, pero deben de estar representadas en las potentes alternancias de areniscas y pizarras en las que se registra el paso al Devónico, materializadas por los niveles previos a los que libraron los fósiles devónicos más antiguos.

Los principales afloramientos de pizarras negras graptolíticas en Extremadura, donde se llevan localizados numerosos yacimientos con graptolitos silúricos, se sitúan, dentro de la provincia de Cáceres, al norte de Serradilla y parque de Monfragüe, al norte de Castañar de Ibor, oeste de Navatrasierra, noreste de Alía, embalse de Cijara, Cáceres ciudad y suroeste de su término municipal, y sureste









de Aliseda. En Badajoz, el Silúrico fosilífero se conoce al noroeste de Villar del Rey, sur de Fuenlabrada de los Montes y Herrera del Duque, oeste de Peloche, Garlitos, oeste de Helechal, sur y sureste de Capilla, Zarza de Alange, Alange y Villanueva del Fresno.

Las numerosas especies de graptolitos contabilizadas hasta ahora, para el conjunto de yacimientos extremeños, pertenecen sobre todo a géneros uniseriales como *Monograptus*, *Stimulograptus*, *Pristiograptus*, *Streptograptus*, *Monoclimacis*, *Torquigraptus*, *Spirograptus*, *Oktavites* y *Saetograptus*; a formas biseriales como *Parapetalolithus*, *Metaclimacograptus*, *Retiolites o Stomatograptus*; y a formas uniseriales ramificadas (*Cyrtograptus*). Además de graptolitos, muchos horizontes de pizarras negras silúricas contienen también fósiles de otros organismos, generalmente en forma de restos desarticulados o transportados, entre ellos cefalópodos nautiloideos de concha recta con opérculo, rhynchonelláceos (braquiópodos) epiplanctónicos, raros bivalvos, partes de artrópodos (mandíbulas de filocáridos, patas o cutículas de euriptéridos), conodontos (conservados delicadamente en las pizarras negras) y algunos cornulítidos (conchas tubulares de adscripción problemática).

Fósiles del Devónico

El Devónico extremeño suele ser bastante fosilífero, especialmente aquellas unidades o afloramientos con pizarras arcillosas, areniscas con hierro y lentejones calcáreos. Los braquiópodos son los fósiles más característicos de este periodo y los que más abundan en toda la región, seguidos a gran distancia por los restos de trilobites, moluscos (bivalvos, cefalópodos, gasterópodos), corales rugosos solitarios, tabulados, equinodermos (crinoideos), tentaculitoideos, briozoos, conodontos y ostrácodos. También se conocen algunos hallazgos puntuales de restos de peces, poríferos, estromatolitos y crustáceos filocáridos. Pero, a excepción de los braquiópodos y de algunos conodontos, ostrácodos y corales, el resto de los grupos mencionados aún no ha sido objeto de estudio paleontológico detallado.

Los yacimientos del Devónico Inferior son bastante escasos al norte de la alineación magmática de Los Pedroches, conociéndose algunas secciones puntuales en la Sierra de San Pedro (al suroeste del término municipal de Cáceres), sur de Herrera del Duque, norte del término de Talarrubias y este de Garlitos, las tres últimas de ellas enclavadas en la provincia de Badajoz. Los niveles del Lochkoviense y Praguiense son poco fosilíferos, destacando algunos braquiópodos rhynchonelláceos y trilobites homalonótidos pero, en cambio, los materiales del Emsiense reúnen una gran diversidad de braquiópodos (una veintena de géneros), e interesantes asociaciones de conodontos, en este caso restringidas a las intercalaciones carbonatadas.

Los materiales del Devónico Inferior resultan mucho más fosilíferos al sur del eje de Los Pedroches, donde se continúan con horizontes fosilíferos del Devónico Medio, prácticamente desconocidos en la Extremadura septentrional (salvo algunos bivalvos del Givetiense terminal). Sus principales yacimientos paleontológicos, todos en la provincia de Badajoz, se ubican en los alrededores de Alange, sur y sureste de Oliva de Mérida, Campillo de Llerena, suroeste de

Asociación de braquiópodos estrofoménidos (Boucotstrophia) y espiriféridos (Brachyspirifer, a la derecha) en areniscas del Devónico Inferior de Alange (Badajoz). La valva de mayor tamaño mide 35 mm de anchura.

Apousiella, un braquiópodo espiriférido abundante en las areniscas del Devónico Superior de Herrera del Duque (Badajoz). El ejemplar más grande mide 25 mm de anchura.

Pizarras del Devónico Superior de Herrera del Duque (Badajoz), con concentración de valvas de braquiópodos espiriféridos (Cyrtospirifer) y rinconélidos. El ejemplar superior mide 24 mm de anchura.

Asociación del braquiópodo estrofoménido Douvillina (izquierda, longitud: 20 mm) con un pigidio de un trilobites asteropigínido. Areniscas del Devónico Superior de Herrera del Duque (Badajoz).

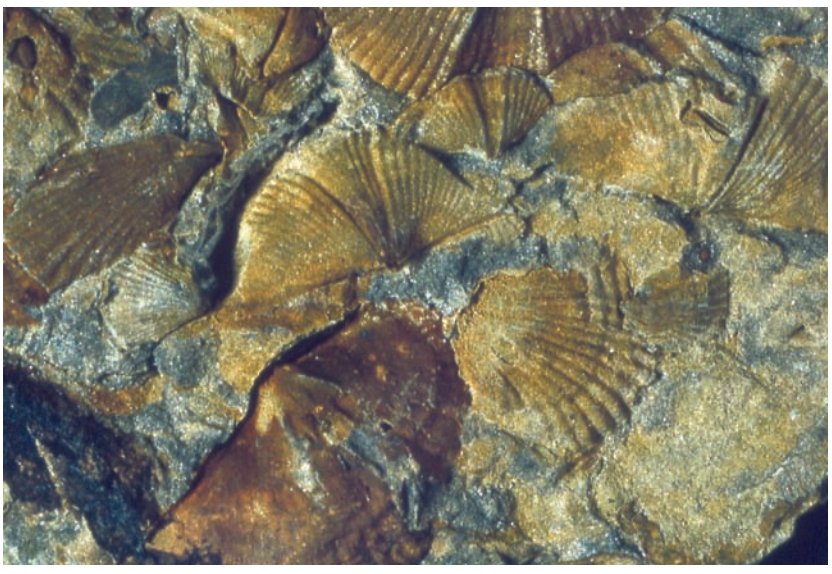
Higuera de la Serena y norte de Peraleda de Zaucejo. En ellos destacan asociaciones del Lochkoviense, Praguiense, Emsiense Superior y Givetiense, dominadas en el primer caso por trilobites, y en el resto por braquiópodos (de una decena de géneros) y algunos corales. Otra zona apenas investigada para las raras asociaciones del Devónico Inferior y Medio es la prolongación en Extremadura del área portuguesa de Portalegre, donde proliferan estos fósiles, que apenas han sido entrevistas al oeste de La Codosera y al norte de Villar del Rey (Badajoz).

Las sucesiones devónicas más fosilíferas de Extremadura resultan ser, no obstante, las unidades detríticas del Devónico Superior, que afloran en la Sierra de San Pedro (sur de Aliseda y suroeste del término municipal de Cáceres), la totalidad del sinclinal de Herrera del Duque, sureste de Capilla y de Cabeza del Buey, y sureste de Garlitos (Badajoz). La abundancia y diversidad de las especies de braquiópodos en estas localidades, ha permitido diferenciar cuatro biozonas sucesivas dentro del Frasniense, en las que predominan formas de espiriféridos como *Apousiella*, *Cyrtospirifer* y *Rigauxia*; estrofoménidos como *Douvillina* y *Pradochonetes*; rinconélidos (*Cyphoterorhynchus*, *Paropamisorhynchus*, *Porthmorhynchus*) y prodúctidos (*Productella*), muy frecuentemente concentrados en horizontes lumaquélicos dentro de las areniscas, o bien cubriendo extensas superficies en las pizarras.

Los fósiles del Frasniense terminal y del Fameniense están representados en contadas localidades, entre ellas las ubicadas en un sector de la Sierra de San Pedro, al suroeste del término municipal de Cáceres, sureste de Cabeza del Buey











Schizophoria sp. Molde interno de la valva ventral de un braquiópodo estrofoménido, conservado en materiales vulcanoclásticos del Carbonífero Inferior de Aliseda (Cáceres). 45 mm de anchura.

(Badajoz) y región de Alange (Badajoz). En sus litologías areniscosas dominan los braquiópodos (doce géneros en la Sierra de San Pedro), pero cuando existen litofacies distintas (pizarras con nódulos), suelen abundar los moluscos (bivalvos como *Buchiola*; varios géneros de cefalópodos ammonoideos), ostrácodos y homocténidos.

Fósiles del Carbonífero

El Carbonífero marino de la parte centroibérica extremeña se encuentra restringido al sinclinal de la ciudad de Cáceres y al sur y sureste de Aliseda (Sierra de San Pedro, Cáceres). Los fósiles más abundantes (la mayoría del Tournaisiense Superior, algunos del Viseense Medio-Superior), son los braquiópodos (dieciséis formas distintas de estrofoménidos, espiriféridos, conétidos, prodúctidos y otros), trilobites (ocho proétidos diferentes), corales rugosos solitarios (al menos siete formas distintas), briozoos, bivalvos, cefalópodos (nautiloideos y ammonoideos), ostrácodos, conodontos, foraminíferos, crinoideos, dientes de peces y algas calcáreas. Casi todos ellos, excepto los trilobites, permanecen aún sin describir.

El retazo mejor estudiado del Carbonífero marino extremeño es, sin duda, la cuenca de Los Santos de Maimona, ubicada en la Zona de Ossa Morena y que se extiende a lo largo de 11 km entre esa localidad, Fuente del Maestre y Feria (Badajoz). Allí se conserva una sucesión del Viseense Superior, discordante sobre un basamento formado por rocas cámbricas que comprende ocho unidades litoestratigráficas. Estas representan desde medios litorales hasta ambientes de aguas profundas en un espacio bastante reducido. Los fósiles son especialmente frecuentes en las rocas carbonatadas, de las que tomaremos dos ejemplos, denominados informalmente "calizas de *Siphonodendron*" y "calizas masivas", con los que ilustrar las condiciones excepcionales de preservación y su elevado interés paleontológico.

La "caliza de *Siphonodendron*" está constituida por margas y calizas con abundantes colonias de corales rugosos del género *Siphonodendron*, a lo que alude su nombre. La unidad, de 8 a 35 m de espesor total, representa una llanura arrecifal con varias fases de colonización y desarrollo, en la cual el mar

abierto se situaría hacia el Sur y el continente al Norte (en términos geográficos actuales). En la bioconstrucción de estos niveles participan corales ramosos, grandes braquiópodos gigantoprodúctidos, algas, tabulados y briozoos. También son frecuentes los fósiles de corales solitarios, braquiópodos diversos, moluscos (especialmente gasterópodos), ostrácodos y foraminíferos.

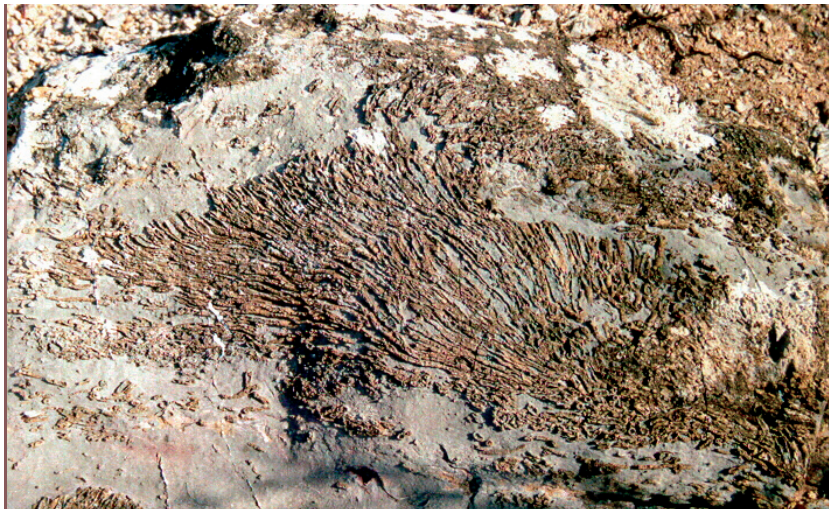
Los afloramientos de la "caliza de *Siphonodendron*" se extienden desde unos cerros cercanos a Los Santos de Maimona hasta las proximidades de Feria, a lo largo de las laderas de Sierra Cabrera y el cerro Armeña, en el término municipal de Fuente del Maestre. La excelente preservación y la posición horizontal de la unidad en algunos lugares próximos a Sierra Cabrera permite observar, en detalle, un ecosistema arrecifal de hace 330 millones de años.



***Cummingella arbizui* (Hahn, Hahn y Rábano). Trilobites proétido del Carbonífero Inferior de Aliseda (Cáceres). Longitud, 25 mm.**

La llanura arrecifal que representa esta unidad carbonatada se desarrolló sobre materiales terrígenos cuando la profundidad del mar era pequeña y los aportes detríticos fueran lo bastante escasos como para no impedir el desarrollo de los organismos constructores de arrecifes. La secuencia de la bioconstrucción fue, en esencia, la siguiente: a) en un primer momento, el sustrato se vio colonizado por crinoideos, corales solitarios, pequeños braquiópodos y briozoos, cuyos caparazones calcáreos se acumulaban sobre el fondo al morir; b) dichos restos permitieron la fijación de larvas de otros organismos de mayor tamaño, especialmente algas rojas y gigantoprodúctidos; estos grandes braquiópodos (5-15 cm de diámetro) se situaban sobre las superficies tapizadas por las conchas; c) los gigantoprodúctidos y las algas proporcionaban un sustrato rígido al que se fijaban, y sobre el que se desarrollaron en condiciones óptimas, los *Siphonodendron*, un género de corales coloniales ramosos, especialmente frecuente en el período Carbonífero. Otras colonias ramosas de briozoos, corales tabulados y algas rodofitas solenoporáceas también crecían junto a los *Siphonodendron* pero en número bastante más reducido. Las ramas coralinas también proporcionaron nichos ambientales locales favorables para el desarrollo de esponjas, corales solitarios, gasterópodos, trilobites, ostrácodos y un sinfín de organismos que, tanto sésiles como vágiles, vivían al amparo de los corales coloniales.

Los corales del género *Siphonodendron* crecían hacia arriba con vigor



Colonia de Siphonodendron de gran tamaño, cuyo crecimiento en abanico quedó limitado por la escasa profundidad del agua, para pasar a desarrollarse lateralmente. Finalmente, al producirse una subsidencia pudo renovar el crecimiento hacia arriba.

pero, como la profundidad era escasa (normalmente entre 0,5 y 1 m), llegaba un momento en que las colonias de corales alcanzaban el nivel del agua en bajamar. Entonces el crecimiento vertical era sustituido por un desarrollo preferente en la horizontal, con la consiguiente extensión lateral de la llanura arrecifal. Por ello, en la caliza de *Siphonodendron* las colonias de corales alcanzan muy raramente medio metro de altura, aún cuando pueden llegar a ocupar gran extensión lateral. Cuando todos los espacios estaban cubiertos por las colonias de corales, el crecimiento se detenía y las colonias morían. Sin embargo, esto no siempre llegaba a suceder, debido a frecuentes movimientos sísmicos que tendían a producir un hundimiento o subsidencia de la plataforma en la que se encontraban los corales. Cuando se registraba uno de esos pequeños hundimientos, se renovaba el crecimiento de los corales. Si la subsidencia se producía cuando la llanura arrecifal estaba totalmente colmatada y los corales habían muerto ya, podía repetirse de nuevo todo el proceso.

Con cierta frecuencia, durante cualquiera de las fases anteriormente descritas, tormentas de excepcional violencia azotaban la llanura arrecifal. Si estas tormentas se producían antes de que los corales estuviesen firmemente fijados al sustrato proporcionado por los gigantoprodúctidos, todas las conchas de braquiópodos y las colonias de corales eran removilizadas, quedando fragmentadas o volcadas. El resultado es que en esta llanura arrecifal podemos encontrar niveles en los que los organismos bioconstructores (corales y gigantoprodúctidos), se conservan completos y en posición de vida, y capas en las que sólo se puede observar una masa de restos fragmentados y resedimentados.

El segundo ejemplo seleccionado de la cuenca carbonífera es la "caliza masiva", que alcanza un máximo de 40 m de espesor y está formada por calizas masivas con intercalaciones de calizas tableadas y margas. Vista al microscopio, la caliza se compone sobre todo de caparazones de organismos unicelulares denominados foraminíferos que, en algunos niveles, llegan a constituir más del 30% de la roca. Además se encuentran corales coloniales masivos del género *Lithostrotion*, corales ramosos de los géneros *Siphonodendron* y *Diphyphyllum*, y otros grupos fósiles como algas, briozoos o microbraquiópodos (adultos de 3 ó 4 mm). Los corales coloniales se conservan muchas veces en la posición original en la que vivían y son los típicos de aguas someras y agitadas que, normalmente, aparecen a techo de los estratos compuestos por foraminíferos. Las capas de caliza masiva se formaban por la acumulación constante de los caparazones de estos pequeños organismos. Cuando cesaba el aporte de sus restos, las aguas en constante movimiento provocaban

la cementación del sustrato calcáreo, creando la base idónea para la fijación de las colonias de corales. En este caso, éstas no estaban sustentadas por las conchas de gigantoprodúctidos, como ocurría en la caliza de *Siphonodendron*, sino por un suelo endurecido y por ello aquí pueden desarrollarse colonias de corales masivos. Como la limitación de la profundidad era menor, aquí también se desarrollan colonias de corales ramosos que alcanzan hasta 2 metros de altura y más de 3 metros de diámetro, observables en las localidades de la Peraleda y el cerro Armeña.

Otras capas de la cuenca de Los Santos de Maimona contienen también fósiles de interés, muchas de ellas son especialmente ricas en microfósiles. Sin embargo, los dos ejemplos presentados ilustran acerca de su importancia geológica y paleontológica general, que atrae cada año las visitas de numerosos geólogos españoles y extranjeros.

Por último, las series del Carbonífero continental (o de influencia continental), se reconocen por contener vegetales fósiles, como helechos o licofitas arborescentes, los cuales se acumulan muchas veces como restos previamente "flotados" en la cuenca de sedimentación. Entre otros afloramientos mencionaremos los de Hinojosa, Maguilla, La Lapa, Casas de Reina y Berlanga (Badajoz), que contienen formas clásicas como *Lepidodendron*, *Archaeocalamites*, *Asterocalamites*, *Stigmaria*, *Knorria*, *Archaeopteris*, *Anisopteris*, etc., todas ellas del Carbonífero Inferior de Ossa Morena. Los afloramientos del Carbonífero Superior emplazado en la Zona Centroibérica brindan muchos menos restos paleobotánicos, como una flora con *Alethopteris* del Westfaliense, localizada en la Sierra de San Pedro (Cáceres), y diversos palinomorfos del Estefaniense, encontrados al sur de la Sierra del Saltillo (Cáceres).



Superficie erosionada en la "caliza de Siphonodendron" del Carbonífero de Los Santos de Maimona (Badajoz). Se observan dos ciclos de crecimiento de corales ramosos sobre los braquiópodos gigantoprodúctidos. En la parte superior se observa una capa constituida por colonias fragmentadas y removilizadas por una tormenta.

Fósiles post-paleozoicos

Hasta la fecha no se conocen en Extremadura depósitos fosilíferos del Mesozoico (Era Secundaria) o del Paleógeno, cuyas posibles cuencas continentales fueron erosionadas completamente y de las que no queda vestigio alguno.

Los hallazgos paleontológicos en las cuencas del Neógeno se limitan a los restos de un rinoceronte del Mioceno Medio, *Hispanotherium matritensis*, aparecidos cerca de Plasencia (Cáceres). Los niveles lacustres de la Tierra de Barros libraron algunos restos micropaleontológicos (escamas de peces, oogonios de caráceas), y escasos gasterópodos del Mioceno Superior, que por el momento permanecen sin estudiar.

Los materiales del Pleistoceno Inferior y Medio han brindado restos poco importantes de grandes mamíferos en contados yacimientos por toda la región, la mayor parte de ellos ubicados en contextos arqueológicos tales como cuevas o terrazas fluviales.



Perforación del pozo de Torremocha (Cáceres) realizado en el Complejo Esquisto-Grauváquico, durante la sequía del año 1981.



Aguas subterráneas

El estudio relativo a la existencia de las aguas subterráneas en Extremadura presupone un conocimiento detallado de la geología regional que nos permita comprender los factores hidrogeológicos condicionantes. En la prospección y alumbramiento de las aguas subterráneas será imprescindible una investigación geológica previa que ponga de manifiesto las relaciones existentes entre las formaciones rocosas de cada zona y sus correspondientes reservas y recursos hidrogeológicos.

Al comienzo de la década de los ochenta Extremadura era una comunidad sedienta que no había aprovechado con la intensidad necesaria todos sus recursos hidrogeológicos a pesar del continuo aumento que estaba experimentando la demanda para el consumo doméstico. Por otra parte, el desigual reparto del agua en la superficie de nuestro territorio, había generado un fuerte desequilibrio hidráulico con situaciones realmente críticas en algunas zonas alejadas de los cursos permanentes de agua y de los embalses, agravadas durante los prolongados e intermitentes periodos de sequías.

Desde hace unos años venimos asistiendo a un espectacular incremento de la extracción de los recursos hídricos subterráneos, en función de la moderna maquinaria perforadora y, sobre todo, de las grandes ventajas que presentan sus características específicas frente a las aguas superficiales generalmente de peor calidad, más escasas y más caras en las zonas situadas lejos de los cauces fluviales.

El progresivo aumento de la demanda de agua en las últimas décadas sumada a las prolongadas sequías de nuestra región hace que, a veces, sea claramente más rápido y rentable la realización de uno o varios pozos de sondeo profundos, en las proximidades de un pequeño núcleo de población o de una industria, que la importación de agua desde los embalses alejados que tienen una escasa recarga hidrológica durante los periodos secos.

Lloradero helado.
Barrera de las Sábanas.
Cañamero.



Fuente en el paraje conocido como "Monte de la Cruz" en Tornavacas. (pág. izqda.)

El agua subterránea, acumulada durante años, constituye el único recurso en muchas zonas de nuestra región donde no es posible asegurar su abastecimiento a partir de la explotación de las aguas superficiales. Sin embargo, el conocimiento de las aguas subterráneas en Extremadura es todavía muy deficiente; de los 30.000 pozos y sondeos que se estiman perforados, sólo un porcentaje muy bajo se han abierto con el suficiente asesoramiento hidrogeológico. Se carece de un inventario informático completo de puntos de agua y son escasos los sondeos con columnas estratigráficas, niveles acuíferos, ensayos de bombeo y caudales de explotación.

Es importante mejorar este conocimiento, porque la casi totalidad de los caseríos diseminados, las viviendas rurales aisladas, muchas de las explotaciones ganaderas, algunas industrias y un elevado porcentaje de la población urbana, a pesar de la construcción en Extremadura de tan elevado número de presas, tendrá que abastecerse de aguas subterráneas en el futuro.

Caracterización de los acuíferos subterráneos en Extremadura

Se denominan acuíferos a aquellas formaciones geológicas que almacenan y liberan agua, permitiendo que el hombre pueda extraerla y aprovecharla en cantidades económicamente apreciables para sus necesidades.

La geología interviene mediante dos factores en la presencia del agua subterránea:

- La *naturaleza* de las rocas del subsuelo, que determina la permeabilidad del acuífero.
- La *estructura* de los acuíferos que condiciona la circulación subterránea.

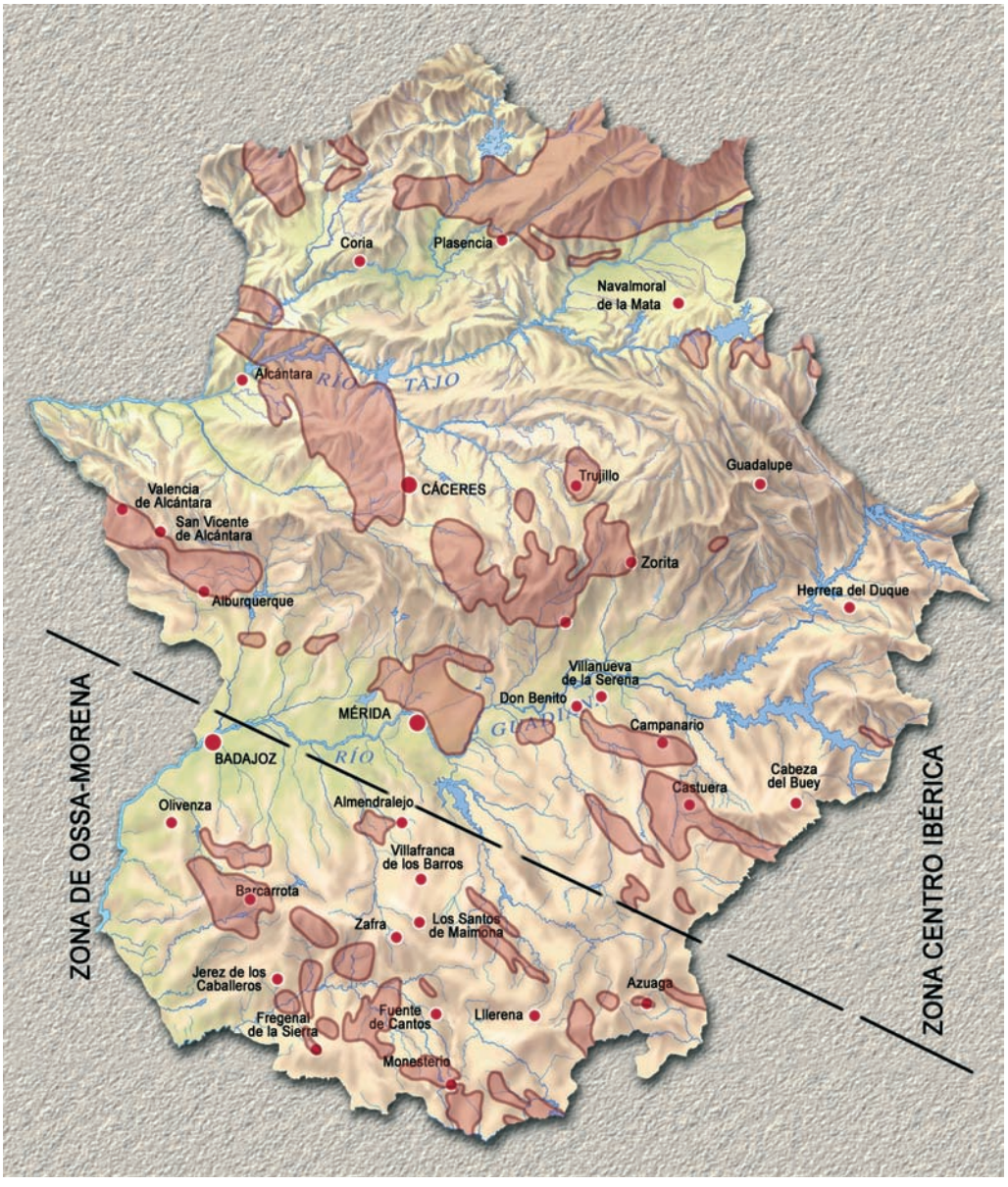
La fuente principal de alimentación o de recarga de los acuíferos está ligada al régimen de las aguas procedentes de las precipitaciones e infiltradas a través de las discontinuidades de las rocas permeables. La descarga o drenaje de los acuíferos se produce a través de sus surgencias, fuentes o manantiales naturales, y a través de las captaciones o pozos en ellos realizados.

En Extremadura existe una gran diversidad de acuíferos o depósitos de aguas subterráneas susceptibles de ser explotados cuyo comportamiento hidrogeológico es muy diferente. La potencialidad de estos acuíferos dependerá pues de la permeabilidad de los materiales rocosos que los forman, de su forma y de sus dimensiones espaciales. Las rocas impermeables no constituyen acuíferos pero sí los limitan, lateralmente o en profundidad, embalsando e impidiendo que el agua subterránea se filtre hacia otros acuíferos o que surja al exterior de forma natural desde las rocas permeables.

La mayor parte del subsuelo extremeño está constituido por las rocas más antiguas de la corteza terrestre, las cuales presentan estructuras muy complejas y una reducida permeabilidad, razón por la cual habían sido hasta fechas recientes subestimadas en cuanto a sus posibilidades hidrológicas para la explotación como acuíferos rentables, quizás debido a los bajos caudales que suministraban las antiguas captaciones, de gran diámetro y escasa profundidad, durante los fuertes estiajes.



Cartografía de la unidad hidrogeológica formada por rocas graníticas, sintetizada a partir del Mapa Hidrogeológico de Extremadura, escala 1/300.000, Junta de Extremadura.



En las dos últimas décadas, nuevas técnicas de perforación junto con cuidadosos estudios hidrogeológicos, han demostrado que las antiguas rocas del Escudo Ibérico o Hespérico proporcionan caudales medios de unos dos litros/segundo, los cuales pueden resultar una alternativa viable para el abastecimiento de pequeños núcleos de población, industrias, abrevaderos y viviendas rurales aisladas.

La prospección de las aguas subterráneas debe comenzar con el reconocimiento geológico de la zona, ya que la ausencia o existencia de acuíferos subterráneos está fundamentalmente condicionada por la naturaleza de las rocas que constituyen el subsuelo. De acuerdo con ello, describimos a continuación las características hidrogeológicas de las rocas más comunes de la región extremeña, separándolas en unidades de diferente comportamiento hidrogeológico:

Rocas graníticas:

Aproximadamente una quinta parte de los terrenos extremeños están formados por rocas cristalinas de origen plutónico: granitos, granodioritas, dioritas, gabros, etc. En su conjunto estas rocas

son muy impermeables y no tienen capacidad para almacenar aguas subterráneas en grandes cantidades porque carecen de porosidad y permeabilidad primarias. Solamente, en algunos casos, pueden llegar a tener cierta porosidad y permeabilidad secundarias, adquiridas por meteorización y por fracturación.

Por ello, algunas captaciones construidas en los batolitos extremeños sobre estas rocas graníticas pueden suministrar caudales desde unos pocos m^3/día hasta 0,5 litros/segundo. El agua procede de principalmente de las zonas superficiales arenizadas (jabre), o bien de las zonas fracturadas más profundas. Tanto la meteorización como la densidad de fracturación son más intensas y eficaces cerca de la superficie, decreciendo progresivamente al aumentar la profundidad, con lo cual, no por mucho profundizar mediante máquinas de sondeo en estas rocas obtendremos más agua. En casos excepcionales se han cortado grandes fallas con amplias zonas de rocas trituradas que suministran un caudal más elevado, pero con el transcurso del tiempo el acuífero puede sufrir un brusco descenso cuando se agotan sus reservas acumuladas durante mucho tiempo a lo largo del plano de fractura.

Es decir, estas rocas sólo desarrollan acuíferos de poca entidad en las zonas arenosas superficiales alteradas por meteorización (3-10 m) y acuíferos de mayor envergadura y profundidad en las zonas trituradas de las grandes fracturas. Pero a partir de los 80 m de profundidad, en la mayor parte de los casos, estas fracturas pueden considerarse improductivas porque están colmatadas de materiales finos o cerradas por las presiones litostáticas.



Fuente "La Madrila", Cáceres.

Las captaciones superficiales en las zonas arenizadas se construirán en las vaguadas, mediante zanjas colectoras de dos o tres direcciones, con unos 2-4 metros de profundidad, realizadas con máquinas retroexcavadoras y rellenas de gravas. Las captaciones en zonas fracturadas se llevan a cabo mediante perforaciones profundas con máquinas que trabajen a rotopercusión neumática y circulación directa de lodos.

Lógicamente los puntos más adecuados para las perforaciones serán los situados en la confluencia de varias fracturas, donde se suelen obtener caudales extraordinarios de 2 a 5 litros/segundo. Es el caso de los abastecimientos alternativos o complementarios, con aguas de otra procedencia, en pequeños núcleos de población de la provincia de Cáceres: Ruanes, Santa Ana, Conquista de la Sierra, Santa Cruz de la Sierra, Puerto de Santa Cruz, Torre de Santa María, Casas de D. Antonio, Valdefuentes, Albalá, Robledillo de Trujillo, Abertura, Valdemorales, etc.

Las fuentes o manantiales en estas rocas se localizan casi todos ellos en los relieves más elevados, preferentemente en los que se encuentran muy tectonizados, como son los macizos plutónicos de las Sierras de Gredos, Sierras de la Vera, Sierra de Tormantos, Sierra de Hervás, Sierra de Jálama y Gata, Sierra de Montánchez, Sierra Fría, etc. La calidad de sus aguas es excelente, se trata de "aguas finas" exentas de sales minerales o de mineralización muy débil. La mayor parte de los manantiales se encuentran captados para los abastecimientos urbanos de los núcleos de población más próximos y algunos son explotados como aguas minerales. Así, "El Chumacero" en Valencia de Alcántara, fuente del Monasterio de San Pedro de Alcántara en Pedroso de Acim, fuentes de los antiguos abastecimientos de Acebo, Hoyos, Villamiel, Salvatierra de Santiago, Valdefuentes, Torre de Santa María, Montánchez, fuente del nacimiento del río Salor en la Sierra de Montánchez y las innumerables fuentes que alimentan las gargantas de La Vera, Valle del Jerte, Sierras de Hervás, Baños y Jarilla entre otras muchas.

Rocas metamórficas:

La mayor parte de la región extremeña está constituida por pizarras, grauvacas, cuarcitas y calizas marmóreas pertenecientes a la Zonas Centro-Ibérica y de Ossa-Morena del Escudo Ibérico. Se trata de rocas metamórficas del Precámbrico y de diferentes periodos del Paleozoico. Rocas que han sufrido varias fases orogénicas y se muestran normalmente muy fracturadas desde la misma superficie hasta grandes profundidades, por lo cual suelen ser consideradas hoy como permeables o semipermeables, y llegan a proporcionar caudales medios de unos tres litros/segundo.

El plan de "alerta roja" llevado a cabo en Extremadura en la década de los 80 cambió la etiqueta hidrogeológica de estas rocas pizarrosas precámbricas y paleozoicas, consideradas hasta entonces impermeables, demostrándose que pueden solucionar problemas de abastecimiento urbano de poblaciones del orden de 2.000 habitantes mediante perforaciones profundas.

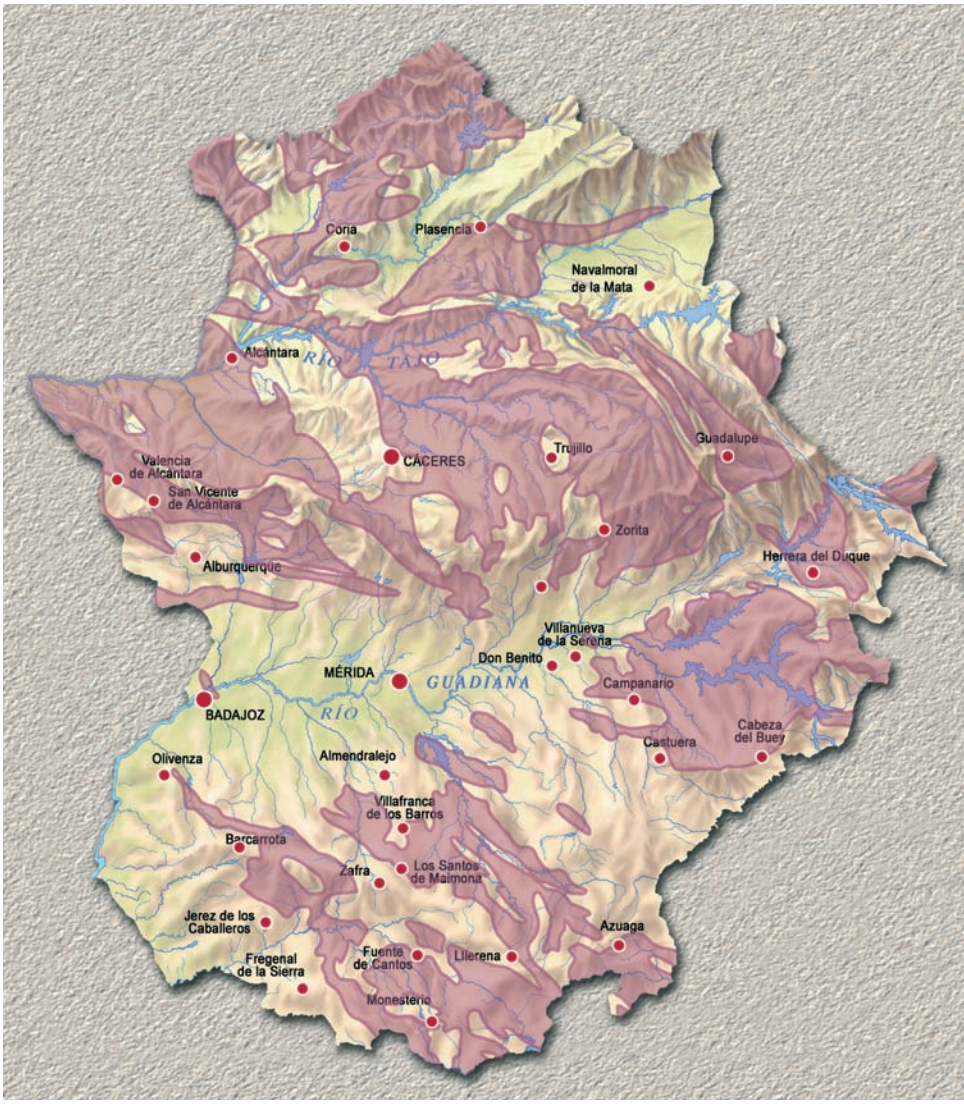
Estas rocas constituyen normalmente acuíferos cautivos o confinados rodeados de niveles impermeables, con una permeabilidad adquirida por fracturación, donde el agua está sometida a una elevada presión, superior a la atmosférica, y que ocupa todas las fracturas de la formación geológica que la contiene saturándola en su totalidad. Por ello, durante la realización de perforaciones profundas en estos acuíferos, se observa un ascenso rápido del nivel del agua dentro del pozo hasta estabilizarse en una determinada posición de equilibrio ("nivel piezométrico").

De acuerdo con la altura alcanzada por este nivel, los pozos pueden consi-

derarse: surgentes o “artesianos”, cuando el agua sale sola al exterior, sirvan de ejemplo los pozos realizados en la Sierra de Cañaveral para los abastecimientos de Torrejoncillo y de Cañaveral, así como los del abastecimiento de Sierra de Fuentes en la Sierra de la Mosca, y no surgentes, cuando el agua queda a cierta profundidad de la superficie terrestre, como es el caso de la mayoría de los pozos realizados en los materiales precámbricos de la penillanura trujillano-cacereña.

No obstante, dentro de estas rocas metamórficas existen tipos muy variados y no todos presentan iguales características hidrogeológicas. Las pizarras arcillosas, cuyas fracturas se encuentran taponadas por productos arcillosos, resultan acuíferos pobres, con poca o nula permeabilidad, mientras que las areniscas, cuarcitas y grauvacas precámbricas, así como las areniscas y cuarcitas de los relieves paleozoicos, presentan fracturas limpias saturadas de agua que pueden proporcionar caudales de medio litro a dos litros por segundo cada una. Caso aparte merecen las calizas y dolomías marmóreas, que las consideramos como una unidad diferente dado su desigual comportamiento hidrogeológico respecto de las demás rocas metamórficas. Por tanto, el éxito de una perforación en estas rocas está condicionado al número de fracturas o áreas trituradas, situadas en la zona de saturación, que puedan cortarse durante el sondeo y a las conexiones de éstas con otras fracturas extendidas en una amplia zona de recarga.

La relación caudales-profundidad muestra para las pizarras, cuarcitas y grauvacas un aumento de agua en los primeros 100 m. Por debajo de esta profundidad la fracturación disminuye y con ella la posibilidad de obtener mejores caudales. Sin embargo en las depresiones terciarias rellenas de materiales detríticos, los caudales obtenidos son siempre proporcionales a la profundidad de los sondeos, ya que existe mayor probabilidad de cortar capas permeables de arenas y gravas saturadas de agua conforme se profundiza.



Rocas metamórficas. Cartografía hidrogeológica basada en el Mapa Hidrogeológico de Extremadura, escala 1/300.000, Junta de Extremadura.

Se abastecen de estas aguas, fundamentalmente en épocas de sequía y durante el estiaje, las poblaciones de Plasenzuela, Botija, Zarza de Montánchez, Salvatierra de Santiago, Sierra de Fuentes, Monroy, Aldea del Obispo, Torrecilla de la Tiesa, Aldeacentenera, Hinojal, Torremocha, Torrequemada, Torreorgaz, Salorino,



Fuente de La Cofradía. (Cañamero)

Herreruela, Santiago de Alcántara, Carbajo, Cedillo, etc., situadas en la penillanura de rocas precámbricas del denominado "Complejo Esquisto-Grauváquico".

Otros municipios como Zarza de Alange, Hornachos, Berzocana, Robledollano, Cañaveral, Torrejoncillo, Sierra de Fuentes, Alcuescar, Las Casiñas, Jola, Puerto Roque, etc., resuelven sus abastecimientos con captaciones en las cuarcitas armoricanas de las serratas paleozoicas extremeñas.

Estas captaciones deben realizarse con máquinas perforadoras que trabajen a rotopercusión neumática y con circulación directa de lodos, entubando los sondeos con hierro o PVC de cuatro atmósferas y engravillando con grava fina tipo "garbancillo". En algunas fuentes de ladera pueden realizarse con retroexcavadoras captaciones superficiales mediante zanjas colectoras, rellenándolas con gravas gruesas que faciliten el drenaje hacia un punto determinado.

Los manantiales de estas rocas se localizan en las laderas de los relieves cuarcíticos de las Sierras de Las Villuercas, Monfragüe, Cañaveral, La Garrapata, San Pedro, La Siberia, La Serena, Hornachos, entre otras, todos ellos relacionados con las grandes fracturas transversales que cortan los niveles de cuarcitas armoricanas de estas serratas.

Sus aguas son de mineralización débil, con escaso contenido iónico, y la mayoría están captadas para los abastecimientos de las poblaciones más próximas, para el embotellado de aguas minerales o para balnearios; por citar algunas, las fuentes de "La Madrila" y "La Cofradía" en Cañamero, fuente de "Los Cañitos de Peñarrubia" en Zarza la Mayor, fuente del balneario de "Valdefernando" en Valdecaballeros, fuente del balneario romano de Alange, fuente de "Santa Lucía del Trampal" en Alcuéscar, "Fuente del Borbollón" en Herrera del Duque y "Fondetal" en Talarrubias.

Rocas filonianas:

Son rocas cristalinas emplazadas en las fracturas de otras rocas, por lo que sus yacimientos se presentan de forma planar, alargada y con poco espesor, inferior a los tres o cuatro metros, constituyendo diques o filones que atraviesan las rocas graníticas y metamórficas de nuestra región.

Los tipos más frecuentes son los filones de cuarzos, aplitas, lamprófidos y diabasas, los cuales actúan, si están muy fracturados, como capas drenantes de gran permeabilidad respecto a las rocas encajantes semipermeables o impermeables; mientras que otros filones no presentan fracturas y por tanto son impermeables, éstos en ocasiones actúan de "presa hidrológica" reteniendo las aguas subterráneas que circulan por las fracturas de las rocas encajantes.

Durante la realización de perforaciones en las pizarras y gauvacas de la penillanura extremeña, resulta siempre muy llamativo el considerable aumento de caudal que proporciona el sondeo cuando comienza a ser atravesado un filón de cuarzo por el martillo rotopercutor. Suelen suministrar estos yacimientos filonianos caudales elevados, de uno a tres litros/segundo, proporcionales a su espesor o potencia, extensión longitudinal y grado de fracturación que presenten.

Las captaciones deben realizarse con máquina perforadora que trabaje a rotopercusión neumática y circulación directa, sondeando sobre el recorrido del dique o bien en sus salbandas o laterales si éste fuera impermeable y actuara de presa hidrológica. De este modo se han abastecido numerosas poblaciones cacereñas como Villa del Rey, Alcántara, Piedras Albas, Brozas, Ruanes y Torrejoncillo, mediante pozos perforados unos 80 m en los diques de diabasas o en los filones de cuarzos emplazados en el "Complejo Esquisto-Grauváquico".

Rocas calcáreas:

Se trata de calizas y dolomías marmóreas que son relativamente abundantes en la provincia de Badajoz, mientras que en la de Cáceres sólo existen pequeños afloramientos, todos ellos muy antiguos, de edades superiores a los 300 millones de años, pertenecientes a los periodos Precámbrico, Cámbrico y Carbonífero. Estas rocas carbonatadas tienen una alta permeabilidad y forman excelentes acuíferos ya que son muy solubles en agua de lluvia y por ello presentan en profundidad conductos o canales de disolución de diferentes diámetros que, a lo largo del tiempo, se van uniendo unos con otros para constituir, en ocasiones, grandes cavernas que actúan como embalses subterráneos de gran capacidad.



Cartografía hidrogeológica de la unidad definida por las rocas calcáreas, sintetizada a partir del Mapa Hidrogeológico de Extremadura, escala 1/300.000, Junta de Extremadura.

Por tanto, los puntos de drenaje de estos acuíferos calcáreos o cársticos llegan a proporcionar caudales medios elevados, siendo el caso de algunas captaciones y manantiales extremeños explotados desde la época romana. Entre ellos son muy conocidos: el acuífero de "El Calerizo" de Cáceres, donde se obtienen caudales de hasta 90 litros/segundo que surgen de forma natural en la "Fuente del Marco"; gracias a este recurso fue fundada en sus inmediaciones la Colonia Norba Caesarina. Un caso similar ocurre con el acuífero de la Sierra de Reina - Casas de Reina cuya captación abastecía con un acueducto la antigua ciudad romana de Regina. También son de importancia el acuífero de la Sierra

de Llerena-Los Santos de Maimona, puesto de manifiesto en la laguna creada en la cantera del cerro del Castillo de Maimón, el de Valverde de Leganés, Fregenal de la Sierra, la Sierra de Táliga-Higuera de Vargas, la Sierra de Fuente del Maestre, cuyas aguas dieron origen al nombre de esta población, Magacela-La Haba, "La Canal" de la Sierra de Alconera, "Navalayegua" en Aliseda y tantos otros, todos con caudales medios superiores a los 10 litros/segundo.

La mayoría de estos acuíferos cársticos se encuentran sobreexplotados por los municipios, con extracciones superiores a la recarga hidrológica interanual, por lo que sus reservas están muy disminuidas, siendo necesario alternar los abastecimientos urbanos con aguas de otra procedencia.

En las rocas calcáreas es aconsejable realizar las captaciones mediante perforaciones a percusión, con martillo en fondo, ubicadas en las zonas más carstificadas próximas a las surgencias, lugares con cavidades por donde pueden existir pérdidas del aire del compresor cuando se utiliza la rotopercusión neumática. Este último método es sin embargo bastante eficaz en zonas compactas o menos carstificadas; valga el ejemplo de los dos pozos de 90 m que se explotan para el riego del Campo "Norba Club de Golf", realizados en "El Calerizo" de Cáceres y que proporcionan entre ambos un caudal de unos 20 litros/segundo.

Los manantiales de origen cárstico tienen normalmente caudales abundantes, dada la elevada permeabilidad por disolución que presentan las rocas calcáreas, pero sin embargo se trata de "aguas duras", con un elevado contenido en sales carbonatadas cálcico-magnésicas, lo cual les resta cierto interés cuando son destinadas para el consumo humano, tanto en los abastecimientos de las poblaciones como para el embotellado de aguas minerales. Por ejemplo, en la ciudad de Cáceres han sido recientemente desestimadas las aguas de "El Calerizo" para el abastecimiento de la zona norte de la población, debido a los problemas creados por los depósitos de carbonatos en los electrodomésticos y en las redes del suministro.

Rocas sedimentarias:

Consideramos en este apartado todas las rocas y sedimentos detríticos de las eras geológicas más recientes, es de-



cir, los materiales de origen continental depositados en ambientes lacustres, fluviales y torrenciales durante las eras terciaria y cuaternaria, que rellenan en nuestra región las depresiones del relieve, cuencas o fosas tectónicas, limitadas por fallas originadas por el hundimiento del basamento granítico-pizarroso precámbrico y paleozoico: Fosa del Tajo-Tiétar o del Campo Arañuelo, Depresión del Guadiana, Fosa del Alagón o de Coria-Moraleja-Zarza de Granadilla, etc.

Los depósitos terciarios extremeños son formaciones detríticas miocenas, horizontales y muy heterogéneas, con abundantes cambios de facies, que resultan permeables por porosidad primaria y constituyen "acuíferos multicapas". Por tanto, los caudales son suministrados fundamentalmente por las capas permeables de arenas y gravas, las cuales se encuentran interestratificadas entre arcillas y margas impermeables. Estos caudales serán proporcionales al volumen de los orificios saturados de agua, al espesor y a la longitud de cada capa permeable.

Los materiales detríticos de relleno de las Fosas del Tajo-Tiétar y del Alagón son fundamentalmente arcósicos y muy permeables, porque se trata de areniscas y conglomerados poco cementados procedentes de la erosión fluvial y torrencial de los granitos de Gredos. Sin embargo,



Aspecto de la "Laguna Grande" del "Complejo Lagunar de La Albuera" durante un periodo seco.



El Calerizo de Cáceres: Galería de desagüe del pozo "Mina Esmeralda" (caudal: 8 l/sg).

los materiales que rellenan la Depresión del Guadiana son eminentemente arcillosos e impermeables, producto de la meteorización, posterior desmantelamiento y arrastre desde los relieves pizarrosos circundantes.

En consecuencia, los materiales arenosos de las cuencas del Tajo y del Alagón constituyen buenos acuíferos, obteniéndose caudales medios elevados, del orden de 20 litros/segundo a profundidades de unos 200 m, que resuelven los abastecimientos de las poblaciones situadas sobre ellos, como es el caso de los municipios de Coria, Casillas de Coria, Valdencin, Carcaboso, Alagón, Batán, Valrrío, Morcillo, Aldehuela, Galisteo, San Gil, Pradochano, Talayuela, Toril y Peraleda de la Mata entre otros. Todas estas captaciones se han realizado de manera eficaz con máquinas perforadoras que trabajan a rotación con circulación inversa de lodos y entubando los pozos con tubos de hierro y filtros "de puentecillo" para evitar la entrada de finos que colmaten el pozo.

Los materiales terciarios de la cuenca del Guadiana no alcanzan grandes profundidades (inferiores a los 100 m) y existen varios niveles acuíferos de escaso espesor entre las arcillas miocenas, se trata de paleocauces formados por intercalaciones de capas de gravas y arenas, con caudales inferiores a los 3 litros/segundo. En la base de estos depósitos arcillosos, en contacto con las rocas del basamento precámbrico-paleozoico, existen también capas de gravas permeables que excepcionalmente pueden proporcionar caudales elevados de hasta 10 litros/segundo, como ocurre cerca de Torremegía y Almendralejo. En la zona superior de los materiales arcillosos de "Tierra de Barros" se encuentran "caleños" y niveles arcósicos de origen lacustre que pueden llegar hasta los 15 m de espesor, que desarrollan acuíferos superficiales cuyas captaciones con zanjas colectoras proporcionan caudales medios del orden de los 3 litros/segundo, éstos son los casos, por ejemplo, de los antiguos abastecimientos de Torremegía y de Ahillones.

Los lechos de gravas y arenas cuaternarios, sin compactar ni cementar, que se encuentran a lo largo y ancho de las terrazas y de las llanuras de inundación de los ríos extremeños (vegas) constituyen acuíferos libres, cuyos materiales detríticos poco o nada cementados tienen una gran permeabilidad. Su sistema hidrológico está íntimamente relacio-

nado con el del cauce fluvial que los ha originado: ríos Tiétar, Alagón y Jerte, en la cuenca del Tajo, y río Guadiana y sus afluentes principales. Casi sin excepción, será posible obtener caudales del orden de cinco a diez litros/segundo en casi todos los depósitos aluviales de los ríos permanentes extremeños, con una zona saturada de agua de uno a treinta metros de espesor, que ha sido explotada mediante pozos antiguos de gran diámetro y poca profundidad. Se trata de acuíferos en los cuales existe una superficie libre de agua encerrada en ellos, que está en contacto directo con el aire y por lo tanto a presión atmosférica. En estos acuíferos superficiales, al realizar sondeos que los atraviesen total o parcialmente, los niveles de agua de cada pozo forman una superficie freática horizontal que coincide con el nivel del río, así en las graveras de las vegas del río Guadiana y sus afluentes principales.

Algunas poblaciones próximas a ellos se abastecen de estos acuíferos, mediante pozos "tipo Fehlmann" que pueden proporcionar caudales de hasta 100 litros/segundo. Es el caso de Navalmoral de la Mata y de Mérida, que se abastecen de los aluviones de los ríos Tiétar y Guadiana respectivamente, aunque la calidad de sus aguas es muy deficiente debido a su conexión directa con las contaminadas aguas superficiales de estos dos ríos.

Conclusiones

Dado el carácter semipermeable de gran parte del subsuelo extremeño y las bajas precipitaciones medias anuales, nuestras perspectivas hidrogeológicas no son excelentes pero constituyen un importante recurso que debiera ser investigado, regulado y explotado racionalmente.

No existen en el subsuelo de Extremadura grandes acuíferos que permitan la explotación de captaciones de gran caudal (superiores a los 20 litros/segundo), con excepción de algunas de las existentes en rocas calizas y en los sedimentos terciarios y cuaternarios de las depresiones del Alagón, del Tajo-Tiétar y del Guadiana.

Las captaciones medias son de caudales reducidos, inferiores a los 3 litros/segundo, por lo que, en base a estas condiciones, la regulación del recurso implica la construcción de numerosas obras de captación con las que explotar pequeños acuíferos diseminados.

Los abastecimientos que se pueden cubrir son los de núcleos de población inferiores a 2.000 habitantes, abrevaderos en fincas ganaderas y pequeños regadíos, así como industrias, caseríos, etc.

En Extremadura, por tener un importante número de embalses y un subsuelo con acuíferos cautivos de escaso desarrollo, la relación entre los volúmenes de recursos superficiales y subterráneos podría llegar a ser del orden de dos a uno. Pero si consideramos la incomparable mejor calidad de las aguas subterráneas y su menor coste, llegamos a la conclusión del enorme interés económico y social que presenta este recurso, sobre todo en una comunidad con tan serios problemas de abastecimientos en momentos en los que, por las irregularidades climáticas y la contaminación, se carece en gran parte de su territorio de aguas superficiales de calidad.



Finos cristales aciculares radiales de cacoxeno cristalizado rellenando geodas en filones de cuarzo con fosforita. Mina La Paloma, Zarza la Mayor (Cáceres).



Yacimientos mineros y minerales



Detalle de cuarzo rosa. Mina Alba II, Oliva de Plasencia. (Cáceres)

La Comunidad Autónoma de Extremadura puede considerarse una Provincia Metalogénica y Minera de gran importancia. La riqueza y variedad de sus minerales hace que se la pueda considerar como un "diccionario mineralógico."

La actividad minera en Extremadura comienza en épocas romanas, con una etapa muy importante de desarrollo minero de metales preciosos como el oro (por ejemplo, en el área de La Codosera), y la plata (en la zona de Plasenzuela, Schmidt *et al.*, 1999). Explotaciones de las que quedan restos materiales expuestos hoy en los Museos Arqueológicos Provinciales.

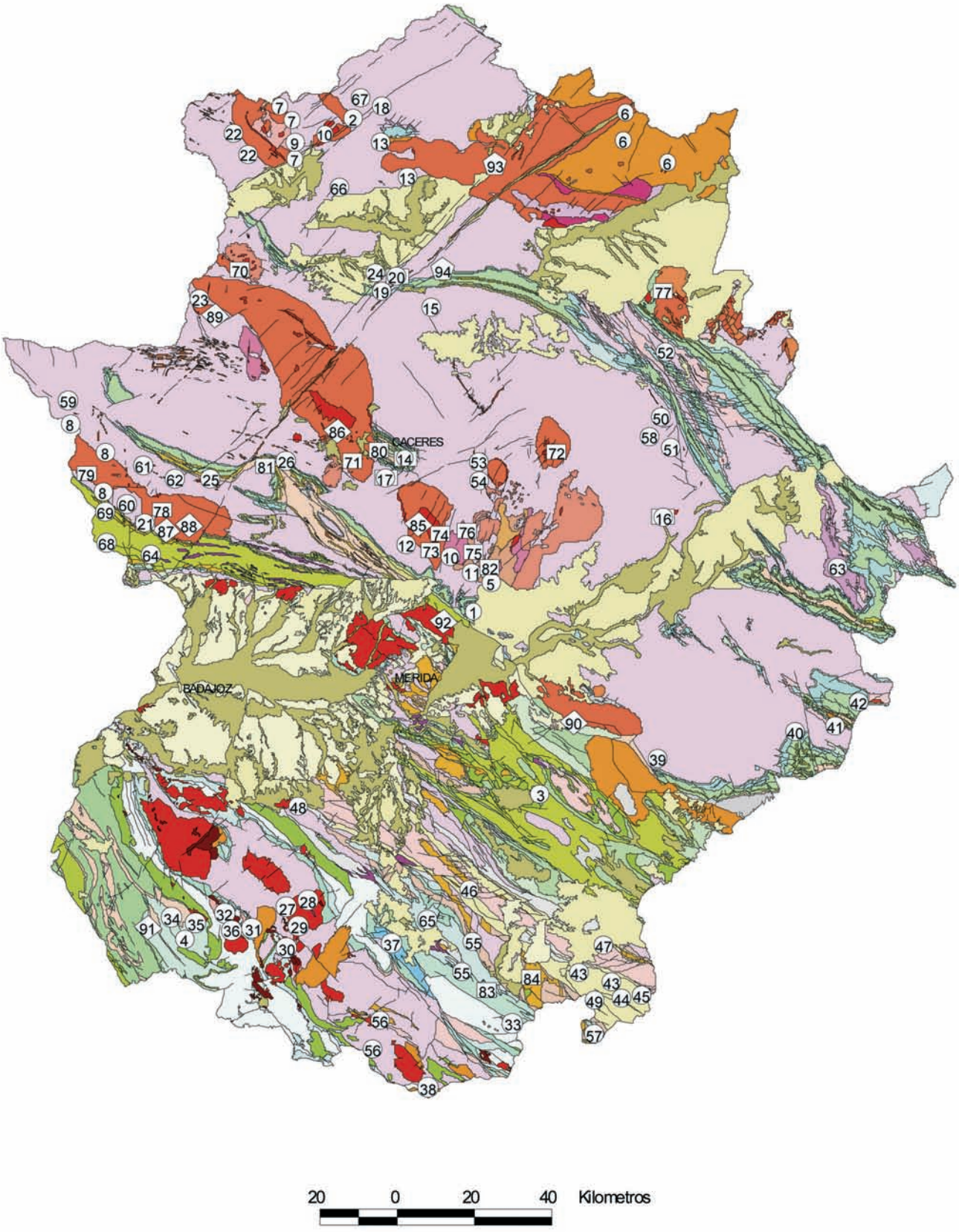
En el caso del plomo, la mayor actividad minera se produjo a finales del siglo XIX en los distritos mineros de Azuaga, Castuera y Aldeacentenera, este último más rico en zinc.

Queremos resaltar que el patrimonio mineralógico es parte de un patrimonio más amplio, el de los recursos o yacimientos minerales que los albergan. Ambos forman parte del patrimonio geológico de Extremadura que es muy rico y variado. Esta aclaración puede servir para comprender que el enfoque principal de este trabajo se basa en el yacimiento mineral y su contexto geológico aunque, algunos minerales, dada su abundancia, representatividad o singularidad, se resaltan como patrimonio mineralógico específico de Extremadura.

La sistemática de trabajo ha consistido en dividir los yacimientos en cuatro grandes grupos: **Minerales Metálicos**, **Minerales No Metálicos o Industriales**, **Energéticos y Radiactivos** y, finalmente, los **Minerales de Interés Gemológico de Extremadura**.

La gran variedad mineralógica de Extremadura se refleja en la variada tipología de sus yacimientos minerales. Algunos depósitos fueron, hace dos décadas, los primeros productores de España y de Europa, tal es el caso del yacimiento de scheelita de La Parrilla (Cáceres) (1), el de antimonio de San Antonio (Badajoz) (64), los de hierro de Burguillos del Cerro (Badajoz) (27) y los de fosfatos de Aldea-Moret (Cáceres) (80); depósi-

Mapa Geológico de Extremadura con la situación de los principales yacimientos minerales



tos minerales que, además, representan "holotipos" mundialmente establecidos de gran importancia metalogénica.

Los yacimientos minerales a los que se hace referencia en el texto están situados con un número en el Mapa Geológico de la Comunidad de Extremadura, agrupados en las categorías antes mencionadas. El lector menos familiarizado con la terminología específica o con la sistemática mineralógica tiene ayuda en el glosario que se adjunta al final del libro y en la tabla de los **Minerales de Extremadura**, en la que se encuentran los minerales y sus fórmulas químicas actualizadas por la IMA-CNMMN (Comission on New Minerals and Mineral Names-Fleischer y Mandarino, 1998). Finalmente, se resumen los principales minerales de interés gemológico de Extremadura.

MINERALES METÁLICOS

En este apartado se incluyen los yacimientos minerales que contienen aquellos minerales a partir de los cuales se pueden obtener elementos metálicos.

Wolframio y Estaño

Extremadura, junto con Galicia, es la Comunidad Autónoma con mayor número de yacimientos e indicios de wolframio y estaño de España. Los yacimientos suelen ser generalmente muy ricos aunque de pequeño tamaño, por lo que su explotación individual resulta inviable. La excepción es el yacimiento de La Parrilla que, por sí solo, hizo que Extremadura fuese una productora de wolframio a nivel mundial, pero más que a escala de yacimiento, estas mineralizaciones pueden tener interés minero a escala de distrito y, sin duda, contribuyen considerablemente al patrimonio minero de esta Comunidad por la riqueza y variedad tipológica de sus depósitos.

Antes de enumerar los yacimientos por separado, conviene señalar las características comunes de los depósitos resaltando las analogías y diferencias existentes entre ellos.

En la Zona Centroibérica del Macizo Hespérico, que aflora extensamente en el norte de Extremadura, es donde los yacimientos e indicios de wolframio y estaño son más abundantes. La distribución espacial de estos depósitos está íntimamente relacionada con los granitos hercínicos. Generalmente, las mineralizaciones se presentan como filones individualizados o en grupos, cuyas orientaciones coinciden con las principales fracturas regionales (NE-SO, NO-SE y E-O), que atraviesan los granitos y/o las rocas metamórficas encajantes. A veces, constituyen verdaderos "stockworks" intra y/o extrabatolíticos. Los sistemas filonianos presentan morfologías muy variadas, con frecuentes ensanchamientos y estrechamientos de los filones y disposiciones en relevo de los grupos de venas. Son frecuentes las ramificaciones y las texturas de rellenos de espacios abiertos formando cavidades, en las que se observan cristales de los minerales de la mena y de la ganga. Las "salbandas" son prácticamente inexistentes o escasas, apareciendo los filones generalmente en contacto neto con las rocas encajantes.

Se suele observar una disposición zonal de las mineralizaciones alrededor de apogranitos (cúpulas graníticas, normalmente albíticas), con zonas internas en las que son frecuentes las pegmatitas con casiterita y/o filones de cuarzo con casiterita, otras donde predominan los fi-

Esquema geológico con la situación de los principales yacimientos minerales de la Comunidad de Extremadura. La base geológica es la del Mapa Geológico de Extremadura a escala 1:300.000, Junta de Extremadura (1987).

lones de cuarzo con casiterita-wolframita y las zonas externas donde se encuentran los filones de cuarzo-wolframita. La sucesión temporal de los minerales que constituyen las paragénesis suele seguir la siguiente pauta: en primer lugar, hay una fase de más alta temperatura, con casiterita, wolframita y scheelita, que son los primeros minerales en depositarse. Continúa la deposición con una fase de sulfuros que se produce en dos etapas; la primera con arsenopirita que puede ir acompañada de estannina, bismuto y bismutina, y otra más tardía con pirrotina, calcopirita, esfalerita y pirita. La deposición del cuarzo, que suele ser el mineral principal de la ganga en los yacimientos, tiene lugar con intensidad variable durante todo el proceso metalogenético.

Las alteraciones hidrotermales que presentan las rocas encajantes son muy características. Para los yacimientos intragraníticos la alteración más frecuente es la greisenización y cuando las rocas encajantes son metamórficas es la turmalinización. La alteración disminuye en intensidad al aumentar la distancia a los filones.

Cristales de casiterita (el más próximo de 6 mm) sobre moscovita.



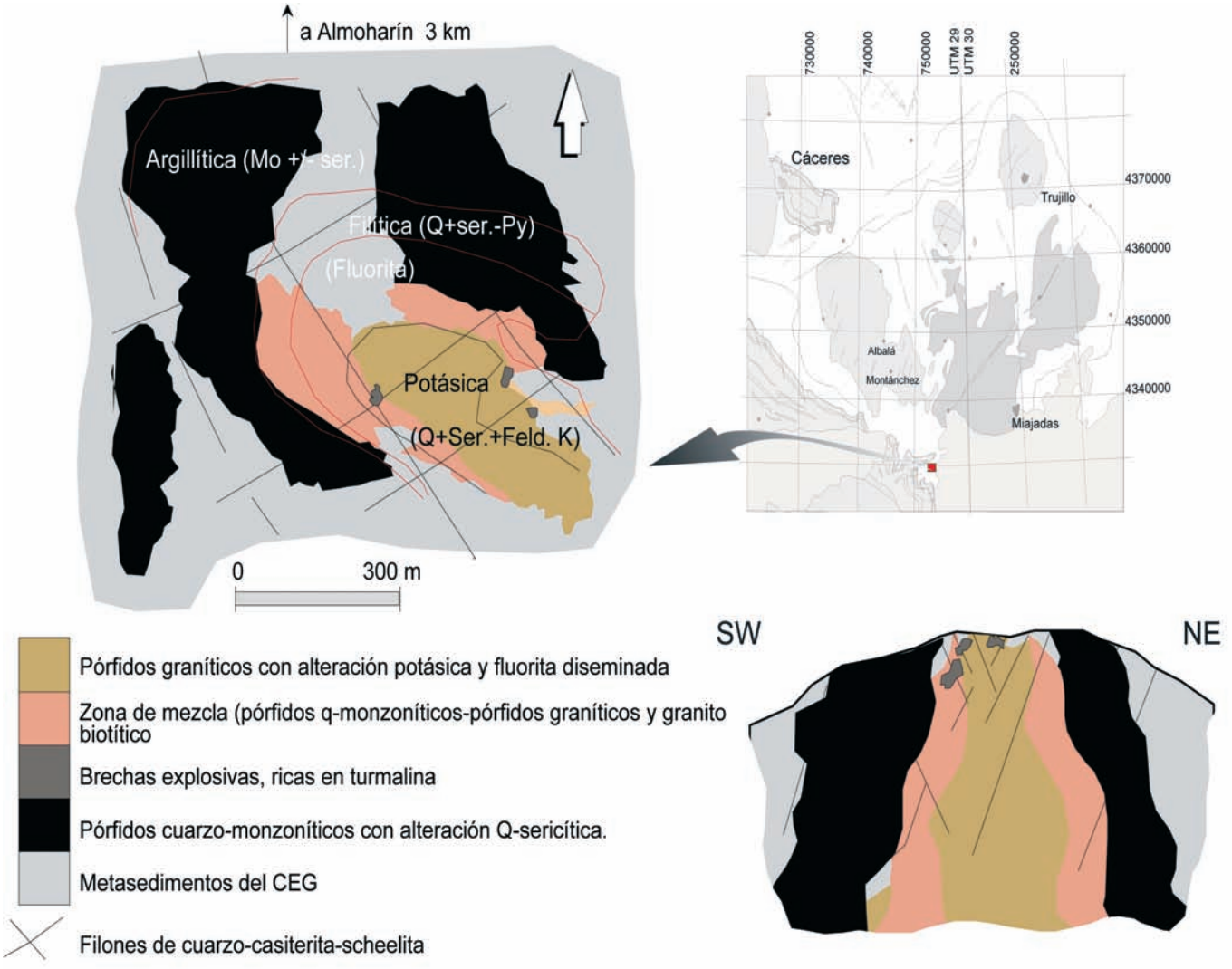
En Extremadura los principales yacimientos (intra y extrabatolíticos), están relacionados con los siguientes granitos: Hoyos, el granito de Santibáñez-Torre de Don Miguel, la cúpula de Torrecilla de los Ángeles, el granito de Montehermoso, el de Plasencia-Tornavacas, el de Piedras Albas-Garrovillas, el batolito de Cabeza de Araya, las cúpulas de El Trasquilón y el Palancar, el stock de Trujillo, el plutón de Albalá-Montánchez, el stock de Logrosán, el batolito de Alburquerque-Valencia de Alcántara y el granito de Sierra Bermeja.

A continuación se citan los principales yacimientos, prestando especial atención a aquellos que por su interés minero, metalogenético, o por la presencia de minerales singulares en los mismos, tengan especial incidencia o aporten riqueza al Patrimonio Minero de Extremadura.

Wolframio

Filones con scheelita

En estos filones la scheelita es el principal mineral de wolframio en las paragénesis. La wolframita es de la variedad reinita, la cual se forma a partir de la scheelita en las partes altas de los filones. La casiterita puede llegar a ser muy importante, como en el caso de los filones extrabatolíticos de la Mina de La Parrilla. Pirita y arsenopirita son muy abundantes y, como minerales acompañantes, se encuentran calcopirita, bismutina, emplectita, molibdenita y trazas de oro. Las principales gangas son cuarzo y moscovita, y de carácter



Esquema geológico y patrones de alteración de mineralizaciones "tipo pórfido" en el yacimiento de El Sextil, Almoharín (Cáceres); modificado de Gumiel (1994).

más accesorio topacio, apatito y fluorita. Entre los minerales secundarios los más frecuentes son clorita, escorodita y ferritungstita. Los principales yacimientos en Extremadura son:

- **El yacimiento de scheelita de La Parrilla (Cáceres) (1).**
- **El yacimiento de scheelita de La Lapa, Hernán-Pérez (Cáceres) (2).**

Filones con wolframita

Se caracterizan por presentar wolframita como mineral principal en sus paragénesis. Así mismo se encuentra casiterita y scheelita aunque de carácter muy accesorio. Las rocas encajantes muestran greisenización y turmalinización, sobre todo cuando las venas están en situación extrabatolítica. Las paragénesis están constituidas por los siguientes minerales metálicos: wolframita, casiterita, scheelita accesoria, arsenopirita, pirita, calcopirita, molibdenita, bismutina, estannina y esfalerita, en gangas de cuarzo, moscovita, apatito, berilo, turmalina y topacio. Se citan a continuación los siguientes yacimientos:



Detalle de un nódulo con mineralización de apatito (variedad dahllita) con textura fibroso-radiada (palmeada). Filón Constanza de Logrosán, Cáceres.

- **El yacimiento de wolframio, bismuto-(estaño) de San Nicolás, Valle de La Serena (Badajoz) (3).**
- **Los yacimientos de wolframio-bismuto-(oro) de Oliva de La Frontera (Badajoz) (4).**
- **El yacimiento del Sextil, Almoharín (Cáceres) (5).**
- **Scheelita en diques básicos de Perales del Puerto (Cáceres) (9).**

Otros ejemplos pertenecientes al mismo tipo (filones con wolframita), son los filones extrabatolíticos de wolframio-bismuto de Oliva de la Frontera (Minas Mari Juli y Virgen de Gracia). Hay otros muchos ejemplos de filones de cuarzo con wolframita en Extremadura, pero en general son de pequeño tamaño. Entre otros, cabe señalar los intragraníticos del batolito del Jerte-Tornavacas (Cáceres) (6), los peribatolíticos del borde oriental de Hoyos (Cáceres) (7) y los que se encuentran en los bordes norte y sur del batolito de Alburquerque (Badajoz) (8).

Filones de cuarzo de orientación N130ºE buzando 20º SO (bajo ángulo) con micas de litio (zinnwaldita, lepidolita) y casiterita que se disponen hacia los bordes. Mina San José, Valdeflórez (Cáceres).



Estaño

Filones con casiterita

Los filones de cuarzo con casiterita son también muy frecuentes en Extremadura, tanto en filones y grupos de venas en situación extrabatolítica como intragranítica. Las paragénesis están constituidas principalmente por casiterita, arsenopirita y pirita, como principales minerales de la mena, en gangas de cuarzo, moscovita, berilo, apatito y turmalina. Una característica de este grupo de yacimientos filonianos es que la scheelita puede aparecer, generalmente, en la parte alta de los filones (como por ejemplo en la Mina de La Parrilla), la wolframita es más rara o está ausente y a veces se encuentra también tantalita. Entre los numerosos ejemplos de filones intragraníticos hay que señalar los que se encuentran en el stock granítico de Montánchez (10), en Arroyomolinos (11), en el borde occidental del batolito de Albalá (12) y en el de Montehermoso-Pozuelo de Zarzón (13) al norte de Cáceres.

- **El yacimiento de estaño de La Hoja, Montánchez (Cáceres) (10).**
- **El yacimiento de estaño de Valdeflórez, Mina San José (Cáceres) (14).**
- **El yacimiento de estaño de la Mina Teba, Serradilla (Cáceres) (15).**
- **El yacimiento de estaño de Logrosán (Cáceres) (16).**

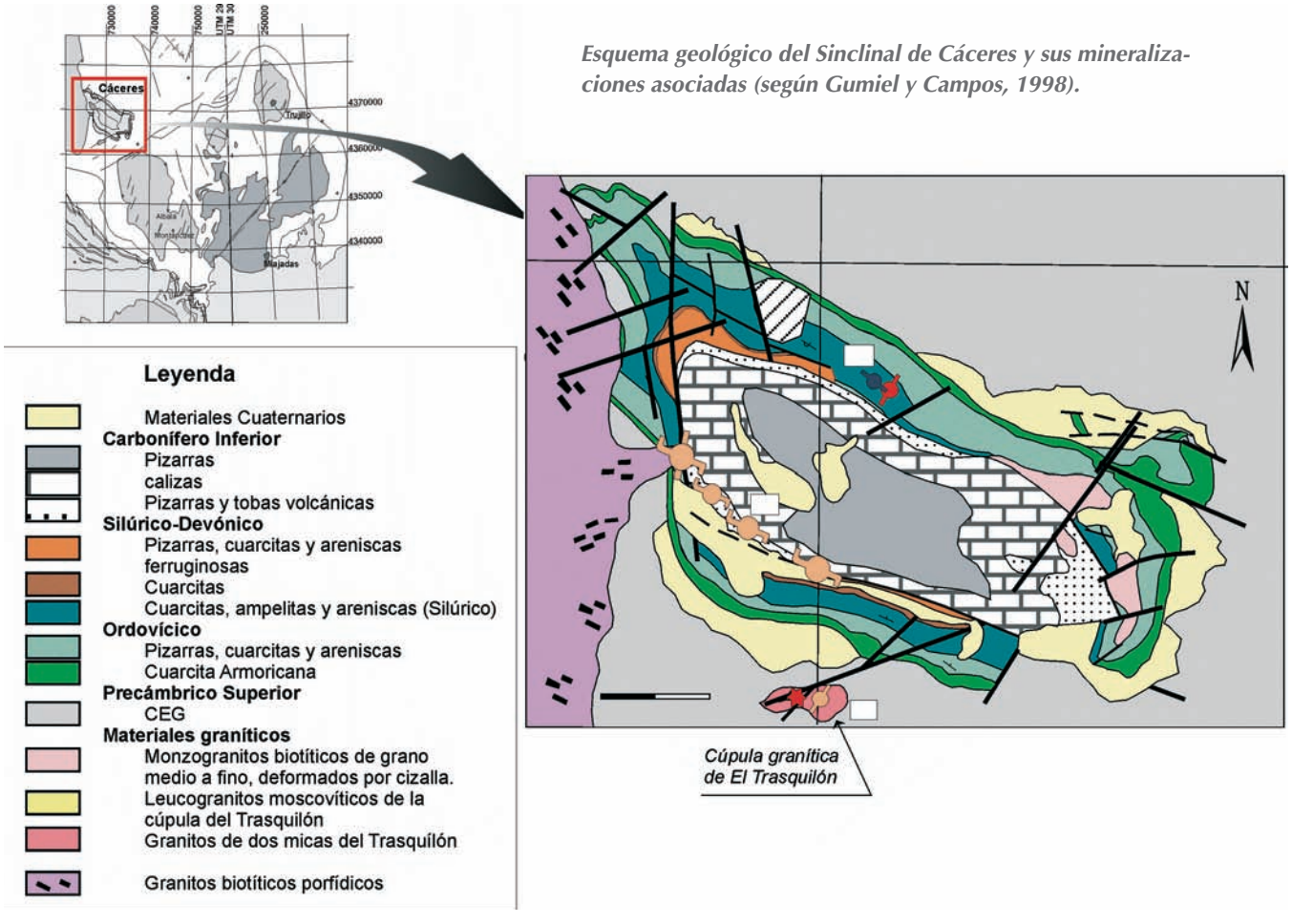
Los yacimientos de estaño y tántalo asociados a cúpulas graníticas albitizadas

En este tipo de yacimientos las mineralizaciones beneficiables, principalmente de casiterita y columbita-tantalita, se encuentran diseminadas en cúpulas albíticas y relacionadas con los estadios finales de la evolución magmática, en grupos de filones que, en ocasiones, constituyen "stockworks". Genéricamente son aquellas mineralizaciones relacionadas con el "ambiente apogranito" (cúpulas graníticas-granito albitizado/greisen-pórfidos subvolcánicos).

Las paragénesis principalmente se componen de cuarzo, albita, feldespato potásico, moscovita, casiterita, columbita-tantalita, tapiolita, ilmenita, rutilo y apatito. El desarrollo de fenómenos de albitización, greisenización y caolinización puede ser muy importante de cara a la concentración de la mineralización.

- **El yacimiento de El Trasquilón (Cáceres) (17).**
- **El yacimiento de Torrecilla de Los Ángeles (Cáceres) (18).**
- **El yacimiento de Pedroso de Acim (Cáceres) (19).**
- **El yacimiento de Las Navas, Pto. de Los Castaños (Cáceres) (20).**
- **Placeres con estaño: La Mina Santa María, Pedroso de Acim (Cáceres) (24).**

Pegmatitas semejantes a las de las Navas son las de la Mina Tres Arroyos en Alburquerque, Badajoz (21) y las de los bordes de los batolitos graníticos; por



Esquema geológico del Sinclinal de Cáceres y sus mineralizaciones asociadas (según Gumiel y Campos, 1998).





ejemplo, de Hoyos (22) y de Piedras Albas (23), ambos en Cáceres.

Hierro

La minería de hierro es una de las que ha tenido mayor importancia en Extremadura en la época contemporánea, aunque actualmente no existe ninguna explotación activa. Las manifestaciones ferríferas se encuentran por excelencia en la zona de Ossa Morena, en el flanco sur del eje Olivenza–Monesterio, el cual se puede considerar como una provincia metalogenética que abarca el sur de Badajoz, norte de Huelva y noroeste de Sevilla.

Los yacimientos de hierro son de gran interés metalogénico y minero, ya que tuvieron importancia económica antes del cierre de las explotaciones hace unos 25 años. Destacan las mineralizaciones de hierro de Jerez de los Caballeros y las de magnetita del área de Burguillos del Cerro (Badajoz), cuyo interés mineralógico también se pone de relieve por la existencia de numerosos minerales singulares.

Las mineralizaciones de hierro de Extremadura se pueden clasificar en tres tipos:

- Mineralizaciones ligadas a Skarn.
- Mineralizaciones singenéticas.
- Mineralizaciones filonianas (hidrotermales).

El primer grupo es el más importante pues en él se encuadran las explotaciones mayores y más recientes de Extremadura.

Las mineralizaciones de Skarn están asociadas a dos niveles carbonatados fundamentales: un nivel inferior de poca potencia pero muy continuo, intercalado en los esquistos biotíticos de la formación de Las Mayorgas, dentro de la unidad metamórfica de Valuengo (dominio de Jerez de los Caballeros), de edad precámbrica, y un nivel superior que corresponde a la formación carbonatada del Cámbrico Inferior, presente prácticamente en todo el dominio del flanco sur del eje Olivenza-Monesterio. Entre los indicios más representativos de este tipo de mineralización se encuentran: San Guillermo, Colmenar, Santa Justa, Bismark, ligadas al nivel inferior carbonatado y La Berrona y Mina Monchi ligadas al nivel superior.

Dentro del tipo de mineralizaciones singenéticas, que presentan una morfología estratiforme o lenticular, existen diseminaciones y/o mineralizaciones masivas bandeadas asociadas a niveles sedimentarios detríticos de la formación de Las Mayorgas, como ocurre en Mina Aurora y el Soldado, y también relacionadas con el volcanismo del Grupo volcano-sedimentario del Cámbrico inferior, al que corresponden los indicios de la Mina Bilbaína, La Bóveda y La Valera.

Los indicios típicamente filonianos tienen muy poca importancia económica y pueden citarse los del Pitero, Cotos, La Manchada y San Antonio que es un filón de cuarzo-barita con oligisto y magnetita.

Para el resto de Extremadura, y en la zona Centro-Ibérica, los indicios de hierro son anecdóticos y corresponden en general a impregnaciones de Fe en areniscas y cuarcitas, como ocurre en la Mina de la Ahumada, Herreruela (25), y en las proximidades de Aliseda (Cáce-

Cristales maclados de casiterita de Logrosán (Filones de marrón).

Stockwork constituido por una red de filones con mineralización de casiterita y ambligonita en la cúpula de granito albitizado de El Trasquilón, Cáceres.

Vonsenita de la Mina Monchi, Burguillos del Cerro (Badajoz).

Allanita (prisma de 2 cm) con magnetita. Mina Nueva Vizcaya, Burguillos del Cerro (Badajoz). Colección: Borja Sáinz de Baranda.

Cristales de granate (variedad andradita) de la Mina La Judía, Burguillos del Cerro (Badajoz).

res) (26). También hay impregnaciones de hierro en calizas como son los indicios asociados a la caliza del Vendiense del anticlinal de Ibor.

Mineralizaciones de Fe de tipo skarn

Las mineralizaciones de hierro (magnetita) más importantes son las Minas San Guillermo, Colmenar y Santa Justa que son de tipo skarn, situadas en el nivel carbonatado inferior de la Formación de Las Mayorgas, en el cierre perianticlinal de una estructura de orientación N-S. La potencia puede llegar hasta los 30 metros. La zona de mayor riqueza en magnetita se sitúa en las proximidades de los cuerpos intrusivos y la asociación mineral corresponden a skarn de diópsido, hornblenda, grosularia y epidota. La mineralización está constituida por magnetita y pirita, junto con algunos minerales radiactivos. La explotación finalizó en 1981.

- **Mina Monchi, Burguillos del Cerro (Badajoz) (27).**
- **Mina Nueva Vizcaya (28).**
- **Mina de La Judía (29).**
- **Mina la Berrona, Jerez de los Caballeros (Badajoz) (30).**

Mineralizaciones de Fe singenéticas

- **Mina La Bilbaína, Jerez de los Caballeros (Badajoz) (31).**
- **Mina La Bóveda, Jerez de los Caballeros (Badajoz) (32).**

Mineralizaciones filonianas encajadas en formaciones carbonatadas con procesos kársticos

- **Mina La Jayona, Fuente del Arco (Badajoz) (33).**

Manganeso

Las mineralizaciones de manganeso más importantes que se encuentran en Extremadura están situadas al suroeste de la provincia de Badajoz, en los términos municipales de Zahinos (34), Oliva de la Frontera (35) y Jerez de los Caballeros (36). Son ejemplos de estas mineralizaciones: Casa de la Norita, El Peón, Zahinos y Cerro del Águila.

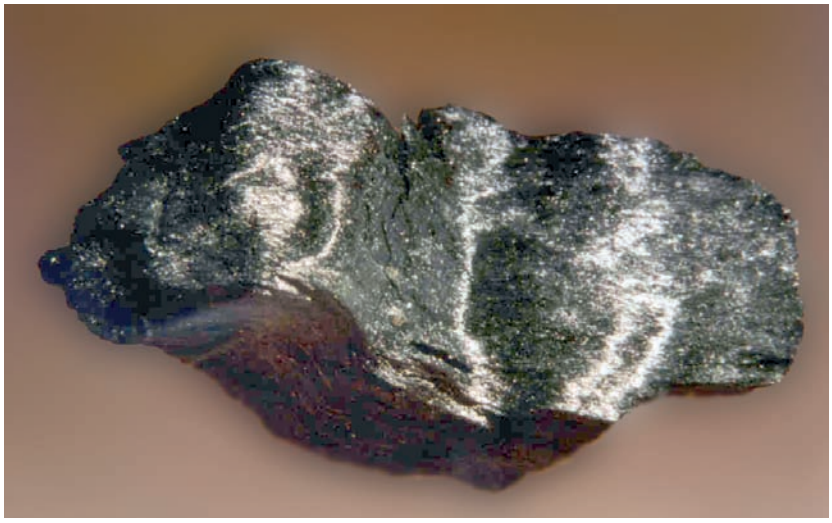
Estas mineralizaciones se encuentran asociadas a las de hierro, son de morfología estratiforme, con potencias máximas que no superan los 20 metros, alineadas según directrices hercínicas y, posiblemente, en relación con las series volcano-sedimentarias del Ordovícico Inferior.

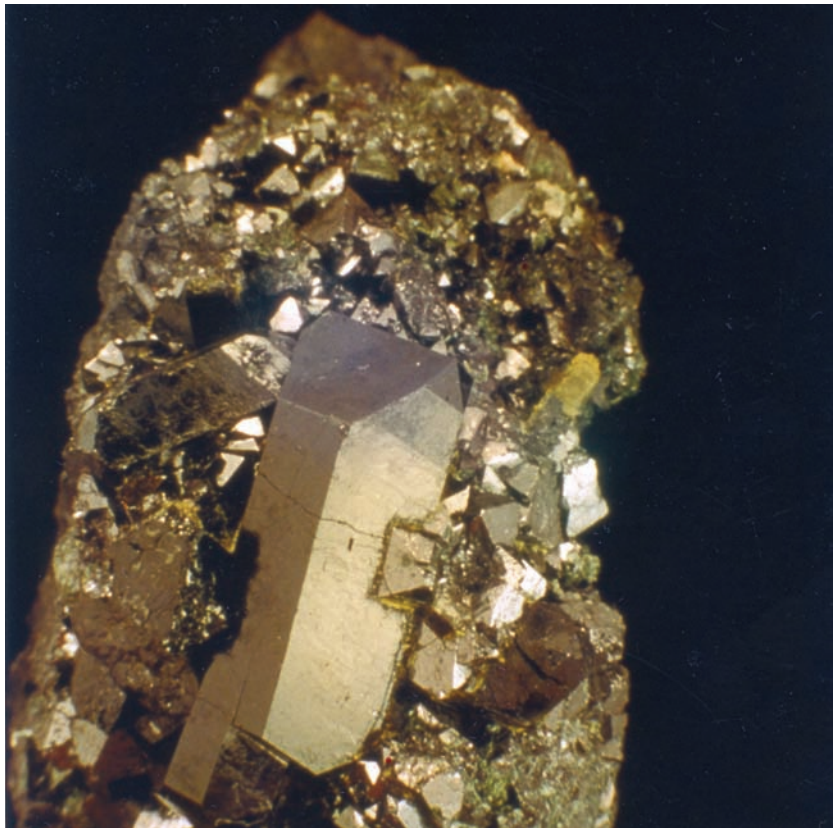
Las paragénesis primarias están constituidas principalmente por magnetita, hematites, braunita y hausmanita. Como resultado del metamorfismo regional de grado bajo se formó espesartina y el metamorfismo térmico produjo la formación de jacobsita, rodonita y magnesita.

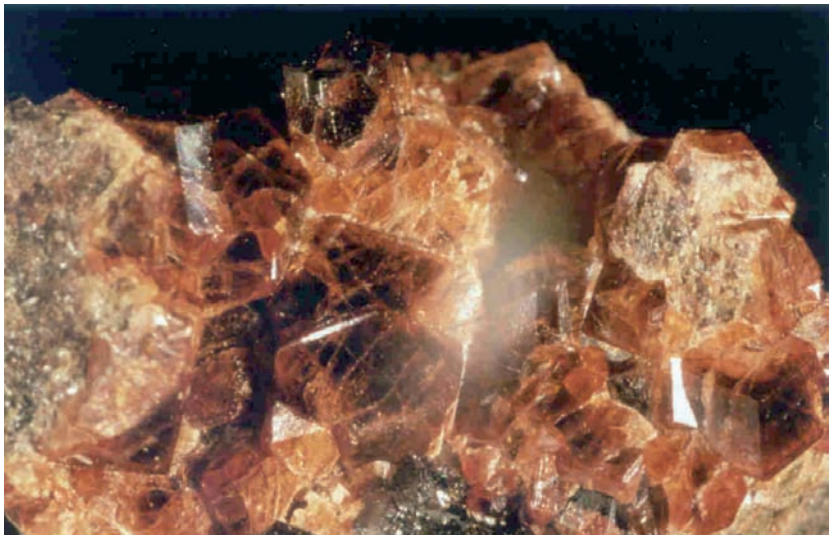
Cromo

La existencia de pequeños macizos ultrabásicos compuestos por peridotitas (rocas de tipo harzburgítico), muy serpentinizadas, con dunitas y metagabros en los Cerros Cabrera (Badajoz) y Cabeza Gorda, situados al noroeste y sureste respectivamente de Calzadilla de los Barros, ofreció la posibilidad de que albergaran algún tipo de mineralización (cromita), de las que clásicamente se asocia con estas rocas.

- **Los yacimientos de Calzadilla de Los Barros (Badajoz) (37).**







Cobre-Níquel

Otras mineralizaciones, como la asociación cobre-níquel insuficientemente conocida en Extremadura, o que se encuentran en vías de investigación, pueden representar un importante potencial minero para la Comunidad.

- **El yacimiento de Aguablanca, Santa Olalla (Badajoz) (38).**

  El yacimiento de Cu-Ni de Aguablanca está relacionado con el stock de Aguablanca que forma parte del complejo plutónico calcoalcalino de Santa Olalla. Este complejo intrusivo tiene una edad de 338 M.a. y tiene como característica su alto contenido en K_2O.

  Se sugiere que la mineralización, constituida principalmente por pirrotina, pentlandita y calcopirita se ha formado como resultado de un proceso de cristalización fraccionada, a partir de una fase líquida magmática inmiscible y rica en sulfuros.

  En base a estudios isotópicos (Sr, Nd y S), se han invocado procesos de contaminación y asimilación de materiales de la corteza terrestre antes del emplazamiento final del magma. Estos dieron lugar a los acumulados de sulfuros en una fase temprana de la cristalización magmática.

  Además del potencial interés económico del yacimiento, Aguablanca tiene un indudable interés científico y forma parte del Patrimonio Minero de Extremadura, ya que se trata del primer caso referenciado de un yacimiento de Cu-Ni relacionado con rocas ígneas calcoalcalinas.

Plomo-(Plata)-Zinc-Cobre

Los yacimientos de plomo-(plata)-zinc-cobre son muy abundantes en Extremadura con mas de 250 indicios registrados. Históricamente destacan por su importancia los campos filonianos de Azuaga, Castuera y Aldeacentenera, este último fue más rico en zinc. La mayor actividad minera se produjo a finales del siglo XIX y principios del XX, empezando el declive de la minería del plomo en los años 1940-1945. En la actualidad todas las labores están inactivas. A título informativo, la producción de plomo en 1872 se acercaba a las 15.000 toneladas y se alcanzó el máximo en 1898 cuando se produjeron cerca de 60.000 toneladas. A partir de 1910 se redujo la producción a unas 12.000 toneladas, que pasaron en 1920 a menos de 2.000 toneladas, hasta su cierre definitivo en 1950.

Mineralizaciones de Pb-(Ag)-Zn-Cu en filones de relleno de fracturas tardías.

Este es el tipo de mineralizaciones de plomo más representativo y frecuente de Extremadura. Los filones de cuarzo, con carbonatos y a veces baritina (como ocurre en algunas mineralizaciones de Azuaga y Llera), rellenan fracturas tardihercínicas, a veces con importante desarrollo longitudinal. Un rasgo común es que todos presentan la típica paragénesis BPGC (blenda-pirita-galena-calcopirita), con mayor o menor contenido de plata.

Los principales campos filonianos plumbíferos de Extremadura son los siguientes:

- **Campo filoniano plumbífero de Castuera (39).**
  Todos los indicios encajan en el CEG y están constituidos por filones de cuarzo-carbonatos (dolomita, ankerita y calcita) subverticales, de orientaciones comprendidas entre N75ºE y N100ºE. La paragénesis metálica está constituida por galena (con contenidos variables de plata), escalerita y, en menor cantidad, pirita, calcopirita y minerales supergénicos procedentes de la alteración de los sulfuros. La ganga es cuarzo y carbonatos (calcita y ankerita principalmente). El indicio más representativo de este grupo es la Mina Miraflores (51).

- **Grupo plumbífero de Zarza-Capilla–Peñalsordo (40) y Garlitos (41).**
  Se trata de haces filonianos de orientación principal N60ºE a N80ºE, con paragénesis de galena, como mineral principal, y esfalerita, pirita y calcopirita como accesorios. La ganga es cuarzo y carbonatos, junto con baritina en las Minas de Peñalsordo. Estos indicios encajan en pizarras y grauvacas del CEG. Al este del Grupo se encuentran una serie de indicios de plomo-zinc que encajan, unos en pizarras y grauvacas del CEG, otros en rocas intrusivas. De entre estos indicios el más representativo es la Mina de El Borracho (42), en el que la mineralización rellena fracturas de orientación N60ºE, junto con pórfidos ácidos. Su paragénesis está formada por galena argentífera, pirita, calcopirita, bravoita, tetraedrita y carbonatos.

Otros que se citan son:

- **Distrito plumbífero de Azuaya (Badajoz) (43).**
- **Pozo Esperanza (44).**
- **Las Californias (45).**
- **Distrito plumbífero del SO de Llera (Badajoz) (46).**

Mineralizaciones de Pb-Zn-Va en filones de relleno de fallas de extensión.

En el Distrito plumbífero de Azuaga, en las Minas San Miguel y Gerty, (47) se explotaron sólo vanadatos y carbonatos de plomo. Igualmente, en el campo filoniano con mineralizaciones de plomo-zinc de Santa Marta (48) se explotaron vanadatos, siendo este distrito de gran interés como Patrimonio Mineralógico de Extremadura. La presencia de vanadatos en estas minas puede explicarse por una asociación primitiva con rocas básicas (gabros u ortoanfibolitas).

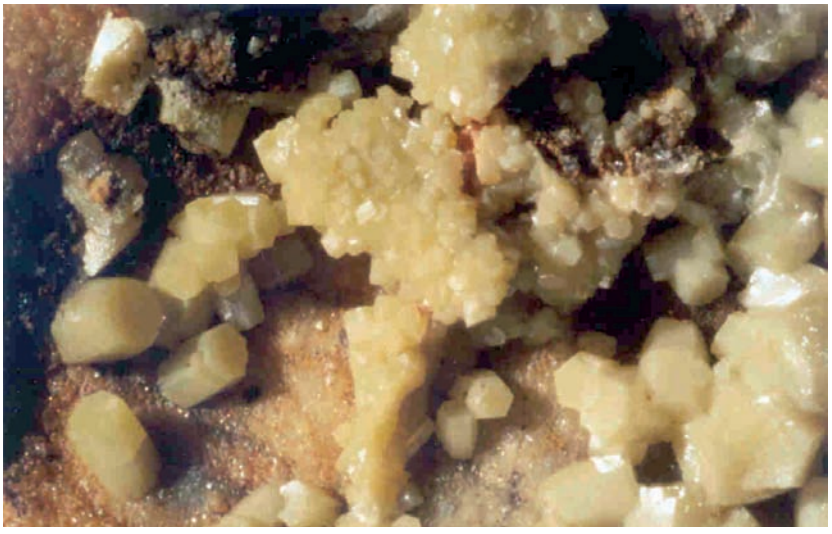
- **El vanadio de Santa Marta de los Barros (Badajoz) (48).**

Mineralizaciones estratiformes y estratoligadas de Pb-Zn-Cu.

Este grupo se incluye como resultado de las investigaciones llevadas a cabo por el IGME en las zonas de Puebla de la Reina y Río Sotillo (Fuente de la Gamarra, al sur de Azuaga) (49). Se trata de mineralizaciones estratiformes de plomo-zinc que se presentan diseminadas en formaciones volcanosedimentarias, como ocurre en Puebla de la Reina (ejemplo, Mina Las Herrerías), donde se encuentra una paragénesis constituida por esfalerita, calcopirita, galena y pirita con ganga de cuarzo y calcita, en tobas ácidas y básicas. En otros casos se trata de segregaciones a favor de planos de esquistosidad y de estratificación, de mineralizaciones singenéticas, con una morfología estratiforme y removilizaciones filonianas.

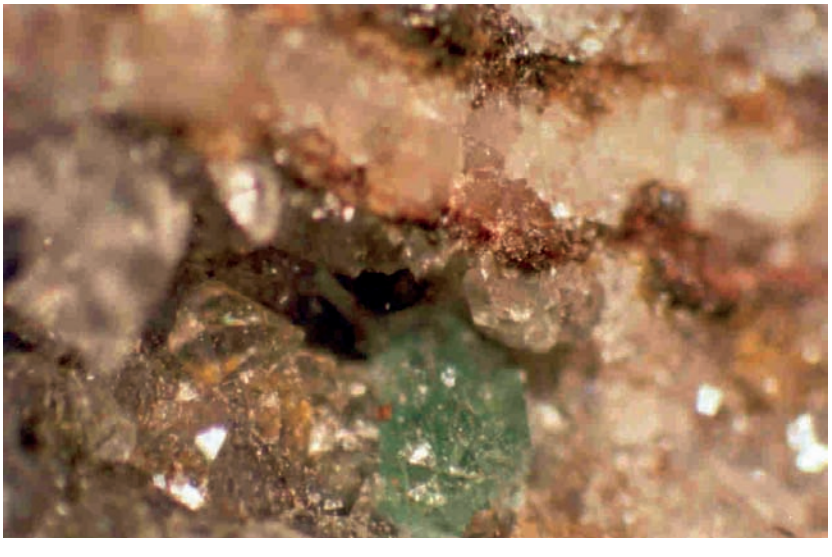
Mineralizaciones de esfalerita mayoritaria, relacionadas con zonas de cizalla.

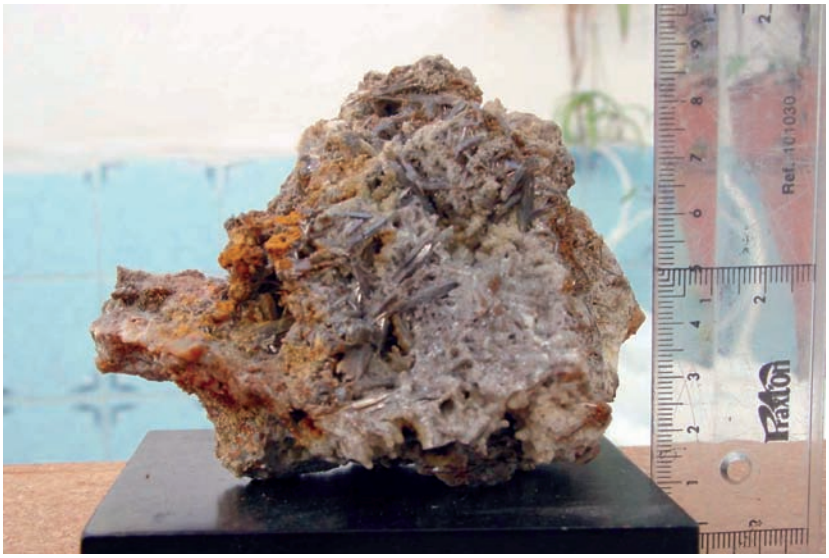
La clasificación propuesta por Palero y otros autores, en 1985, para las mineralizaciones tipo BPGC de la alta Extremadura ha sido utilizada como base para la caracterización de este tipo de mineralizaciones en la región. No obstante, y teniendo en cuenta lo que estas mineralizaciones suponen desde el punto de vista patrimonial, es preferible establecer una tipología de estas mineralizaciones en función de los minerales dominantes en las paragénesis, puesto que la mayoría ocupan estructuras de segundo orden, en forma de removilizaciones o rellenos de fracturas, pero relacionadas con zonas de cizalla. Estos yacimientos se presentan como filones subparalelos a la esquistosidad principal hercínica. Se trata de mineralizaciones irregulares, fundamentalmente de esfalerita, asociadas a bandas de cizalla que pueden ser congruentes o posteriores



Vanadinita cristalizada de la Mina Gerty, Azuaga (Badajoz).

Cuproadamita (Foto microscópica x 20). Distrito de Santa Marta.





Vanadinitas de hasta más de 3 cm de arista. Registro Minero nº 7, Santa Marta.

con la fase principal de deformación. Estas mineralizaciones llevan asociadas una fuerte silicificación, encajando principalmente en el CEG.

Los principales yacimientos son:

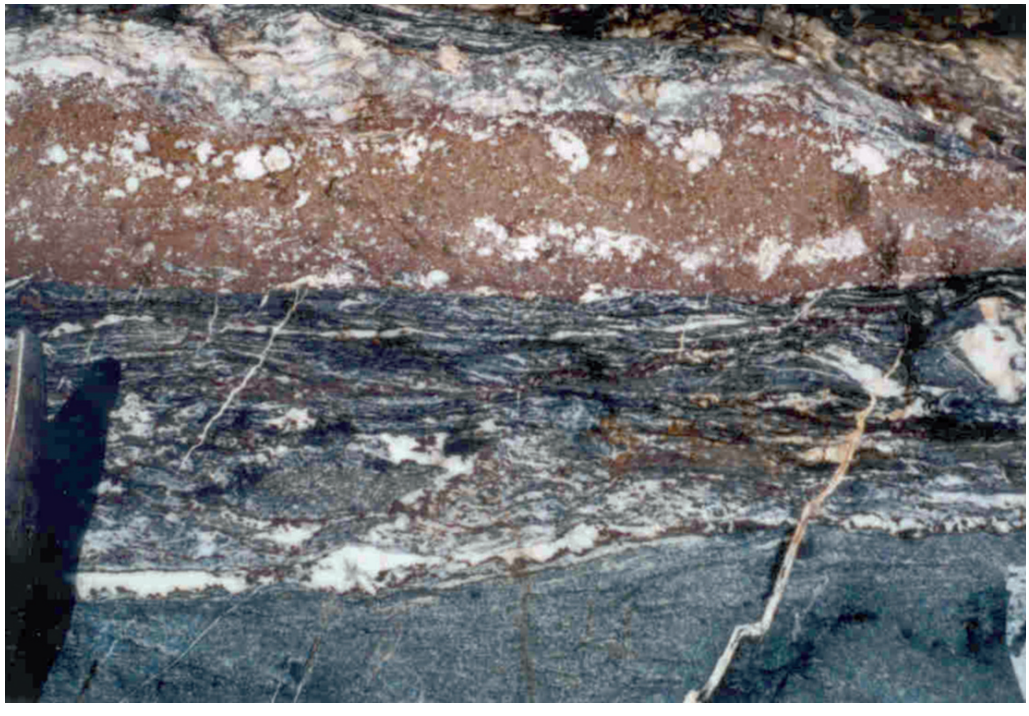
- **El yacimiento del Grupo Minero San Roque, Aldeacentenera (Cáceres) (50).**
- **La Mina de El Piecito, Fresnedoso de Ibor (Cáceres) (51).**
- **La Mina de El Piojo, Solana (Cáceres) (52).**

Mineralizaciones de Zn-Pb-Ag, como removilizaciones en venas irregulares, relacionadas con zonas de cizalla.

El ejemplo más representativo lo constituyen las mineralizaciones del entorno de Plasenzuela (Cáceres). Este grupo de indicios comprende una docena de antiguas minas. Se encuentran éstas en el exocontacto del borde occidental del stock de Plasenzuela y encajan en las pizarras y grauvacas del CEG. Las paragénesis son bastante complejas, con abundante siderita y sulfoantimoniuros de Pb-Ag y se caracterizan por su alto contenido en Ag. El yacimiento más representativo es la Mina "Serafina" (53) y los más importantes de este grupo, que se concentran en el borde oeste de Plasenzuela, son "Casa Blanca-Horco de Arriba", "Petra", "La Arrebatada", "La Liebre", "La Sevillana", "La Minilla", "El Carmen" y "Las Golondrinas", representadas todas ellas, dada la escala del mapa, con el número 54.

Cobre: yacimientos tipo "pórfidos cupríferos"

El cobre se presenta en la calcopirita en la mayoría de las paragénesis tipo BPGC,



Bandeado milonítico constituido por una mineralización de esfalerita (de color marrón) y cuarzo. Mina de El Piecito, Fresnedoso de Ibor (Cáceres).

pero son muy frecuentes los filones en los que se encuentran minerales secundarios de cobre, principalmente azurita y malaquita, junto con primarios como calcopirita, bornita, a veces magnetita, y las gangas son cuarzo y baritina. Abundan las mineralizaciones filonianas de cobre en la zona de Llerena-Villagarcía de la Torre (55), en Monesterio-Tentudía (56) y en el área de Malcocinado (57).

Los patrones de alteraciones hidrotermales que presentan, así como la tipología y disposición de las mineralizaciones, encuadran a estos indicios en el tipo "pórfidos cupríferos", cuya importancia y significado todavía no ha sido suficientemente valorado en Extremadura. Un ejemplo característico es el Cerro de la Bomba, en Malcocinado (Badajoz) (57), en el que se encuentran paragénesis de cobre-hierro y patrones de alteración hidrotermal (cuarzo-sericítica, potásica y propilítica), que lo asemejan al tipo "pórfidos cupríferos". Otros ejemplos son los situados en las cercanías de Llerena y Villagarcía de la Torre (55), igualmente en la provincia de Badajoz.

Antimonio

Las paragénesis auro-antimoníferas están muy bien representadas en Extremadura, formando parte de una Provincia Metalogenética "auro-antimonífera" definida por Gumiel y otros autores en el año 1976. Destacan las Minas Mari Rosa al noroeste de Valencia de Alcántara (Cáceres) y la Mina Pilar en Herrera del Duque (Badajoz). Ambas son excelentes ejemplos de filones de cuarzo-estibina-oro en el Complejo Esquisto-Grauváquico del Precámbrico Superior. Pero, sin duda, el yacimiento de antimonio-wolframio de San Antonio, Alburquerque (Badajoz), representa el mayor depósito de antimonita de Europa y, además de su interés económico, destaca su interés científico, contribuyendo en gran medida al Patrimonio Minero y Mineralógico de Extremadura.

El antimonio se presenta en un gran número de especies minerales, pero se obtiene principalmente a partir de sulfuros como la estibina. Se asocia con frecuencia al plomo o zinc, al oro (Mina Mari Rosa, en Valencia de Alcántara, Cáceres), al arsénico, al mercurio, al wolframio (Mina San Antonio, en Alburquerque, Badajoz) y al cobre. En Extremadura los filones de cuarzo-estibina se presentan de forma muy dispersa y en pequeño número. El propio carácter migratorio del antimonio hace que estas mineralizaciones se encuentren generalmente aisladas en las rocas encajantes aunque, en ocasiones, se sitúan en las proximidades de cuerpos intrusivos. En general, se trata de yacimientos de pequeño tamaño, sin embargo, en Extremadura se encuentra el yacimiento de San Antonio, el más importante de la Península Ibérica y de Europa.

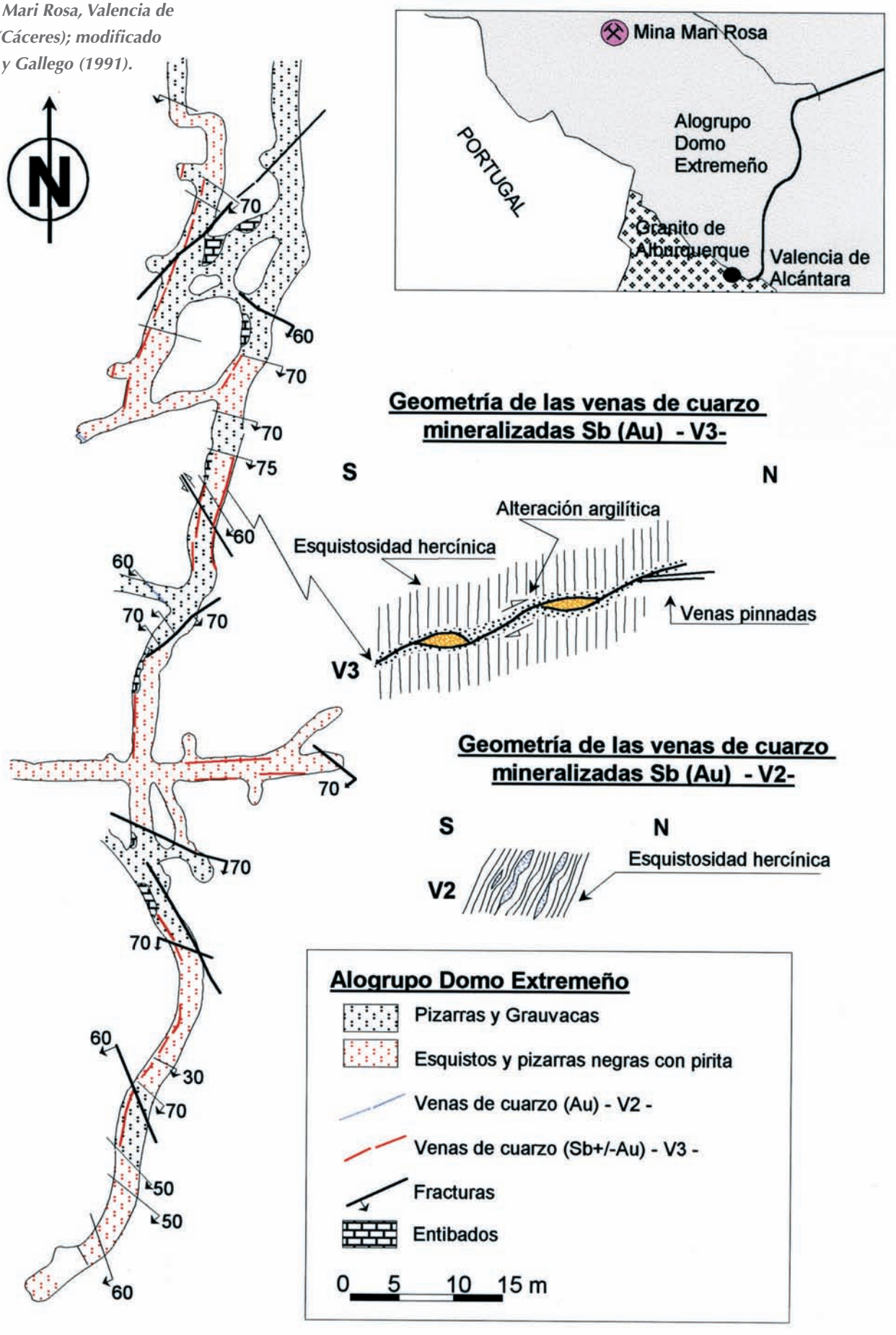
La caracterización de las mineralizaciones de antimonio se realiza según las siguientes asociaciones minerales, todas ellas representadas en Extremadura:

- Asociación cuarzo-estibina.
- Asociación cuarzo-estibina-oro.
- Asociación cuarzo-carbonatos-estibina-esfalerita-oro.
- Asociación cuarzo-estibina-scheelita.

Filones de cuarzo-estibina

La asociación cuarzo-estibina es la más frecuente. La paragénesis es muy simple, prácticamente monomineral, pues está constituida casi exclusivamen-

Esquema geológico de la galería de la Mina Mari Rosa, Valencia de Alcántara (Cáceres); modificado de Gumiel y Gallego (1991).





Estibina en venas subhorizontales de orientación comprendida entre N-S y N30ºE, con buzamientos de unos 30º hacia el este. Mina Mari Rosa, Valencia de Alcántara (Cáceres).

te por cuarzo y estibina. A veces hay algo de berthierita que se presenta como inclusiones en la estibina. La arsenopirita y pirita son escasas y la galena casi siempre está ausente. La paragénesis se definió en el Grupo Minero Suerte (58), Aldeacentenera (Cáceres). Se trata de una mineralización filoniana, con filones de orientación N90º-100ºE y buzamientos subverticales, encajados en pizarras y grauvacas del CEG.

Filones de cuarzo-estibina-oro

Esta paragénesis fue definida en la Mina Mari Rosa (59). En la actualidad es el único ejemplo visitable de filones de cuarzo-estibina en el CEG en Europa, adoptándose en consecuencia medidas de protección del yacimiento.

- **La Mina Mari Rosa, Valencia de Alcántara, Cáceres (59).**
- **Otros indicios que pertenecen al mismo tipo son las Minas Santa Aurelia (60), Mari Pepa (61) y La Covacha (62).**

Filones de cuarzo-carbonatos-estibina-esfalerita-oro

Esta asociación se caracteriza por la deposición temprana de pirita y arsenopirita, y por la existencia de trazas de oro en la estibina. Los restantes minerales que integran la paragénesis, esfalerita, calcopirita y tetraedrita, están incluidos en la estibina. La estibina, de carácter tardío y con inclusiones de berthierita, es el mineral dominante en la paragénesis. Los minerales de la ganga son cuarzo y carbonatos, siendo frecuentes los ocres de antimonio (principalmente estibiconita).

- **La Mina Pilar, Herrera del Duque (Badajoz) (63).**

Cristales de estibina transformada en estibiconita en geoda de cuarzo de la Mina Pilar, Herrera del Duque (Badajoz).



Asociación cuarzo-estibina-scheelita

Como representante de esta paragénesis se cita:

- **El yacimiento de antimonio de San Antonio, Alburquerque (Badajoz) (64).**

Brechas calcáreas muy verticalizadas y deformadas del Devónico superior-Carbonífero Inferior, encajantes de la mineralización de antimonio de San Antonio. Socavón Este, Mina San Antonio, Alburquerque (Badajoz).



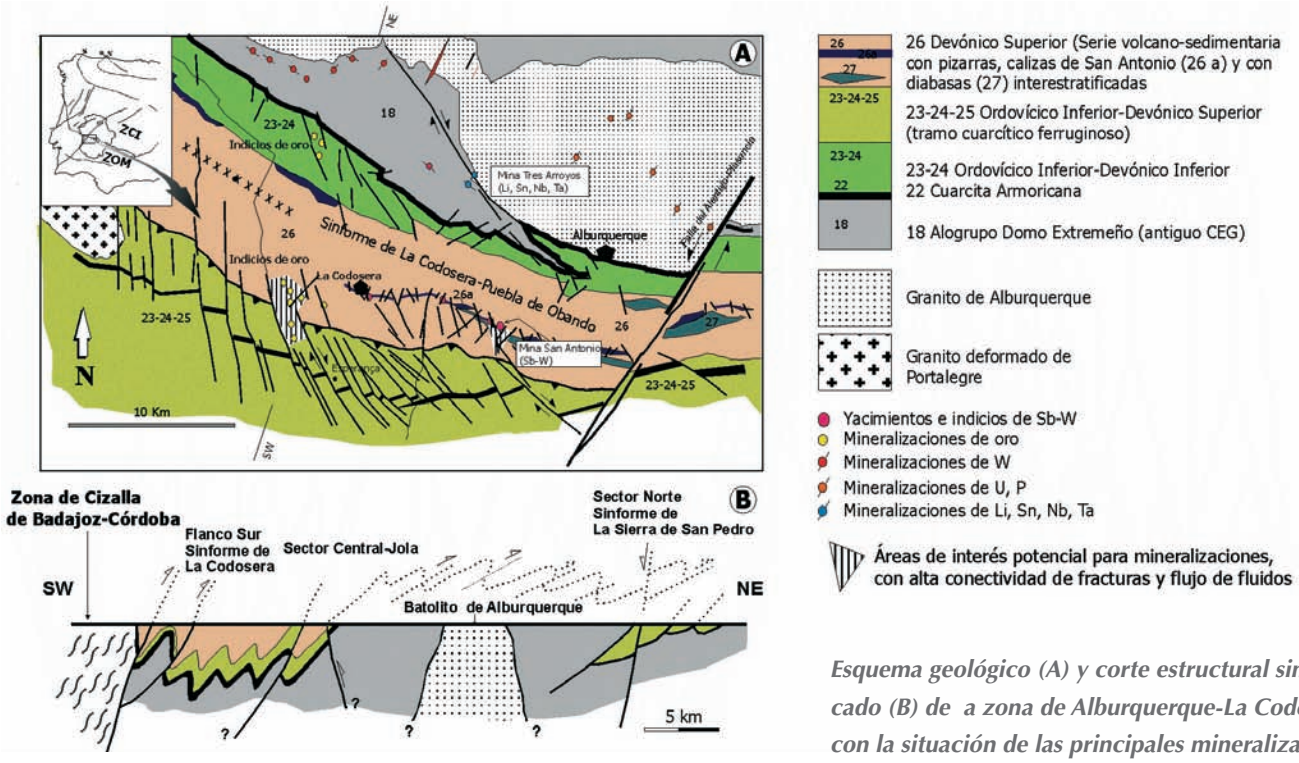
Mercurio

- **Mineralizaciones de la zona de Usagre (Badajoz) (65).**

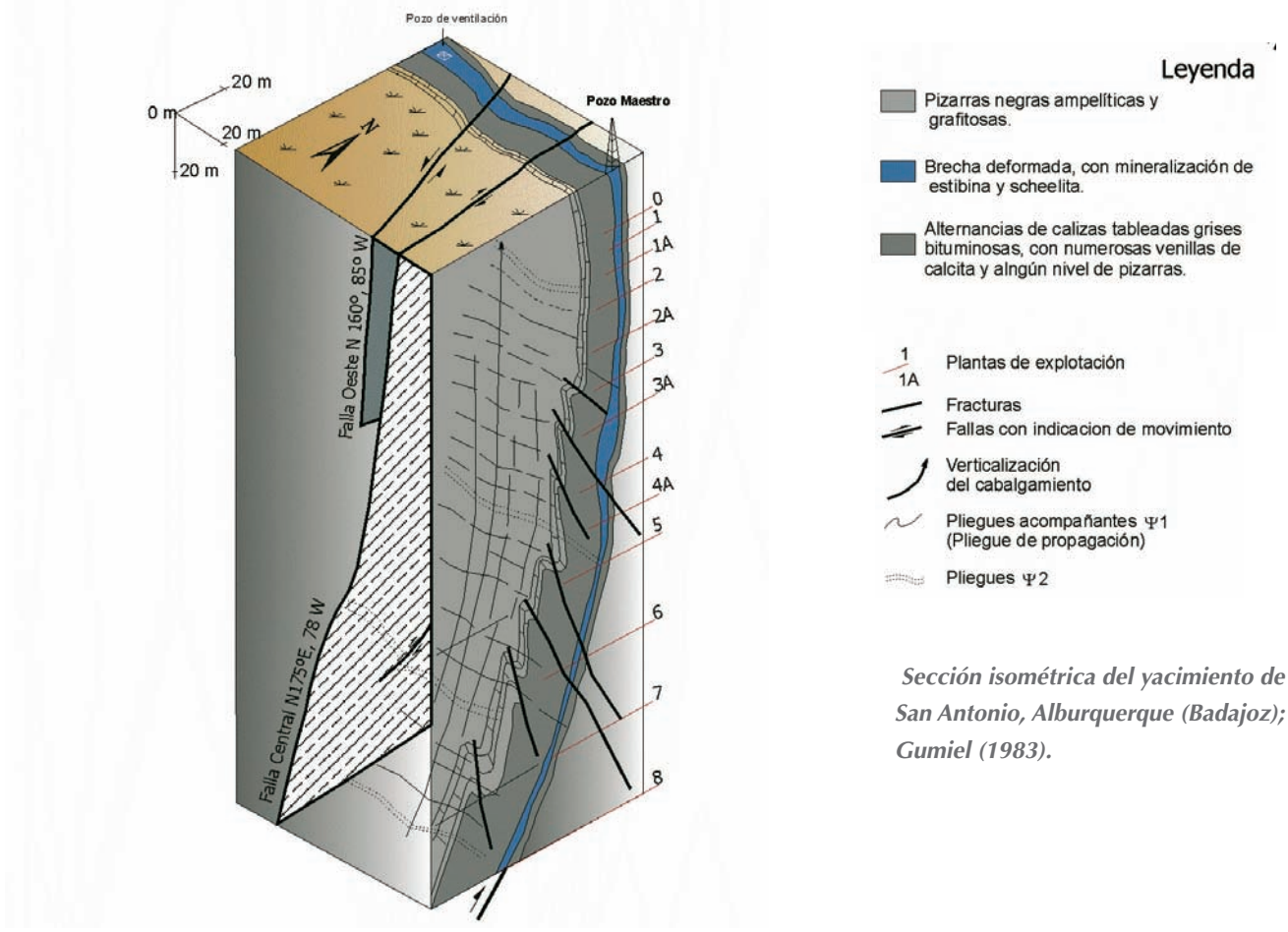
  Aunque las mineralizaciones de mercurio en Extremadura son muy escasas, pues tan solo se conocen dos indicios al oeste de Usagre, Badajoz (Minas Mariquita y La Sultana), sí son de gran interés metalogénico y mineralógico. La Mina La Sultana estuvo activa hasta el año 1971 y fue explotada por varias compañías españolas y extranjeras.

La mineralización de mercurio está situada en una formación carbonatada (Formación Santo Domingo), dentro de la unidad Usagre del dominio Zafra-Monesterio (Zona Ossa Morena). Se trata de una mineralización de morfología irregular, a veces masiva, alcanzando incluso 3 metros de potencia, con zonas de cinabrio masivo de hasta 10 cm de potencia.

La paragénesis está constituida por cinabrio, galena, pirita, calcopirita, tetraedrita, rejalgar y oro, en ganga de calcita y baritina. La mineralización se puede explicar como un reemplazamiento hidrotermal y relleno fisural en niveles de calizas. Por la excepcionalidad de la misma, contribuye claramente al enriquecimiento del Patrimonio Minero de Extremadura.

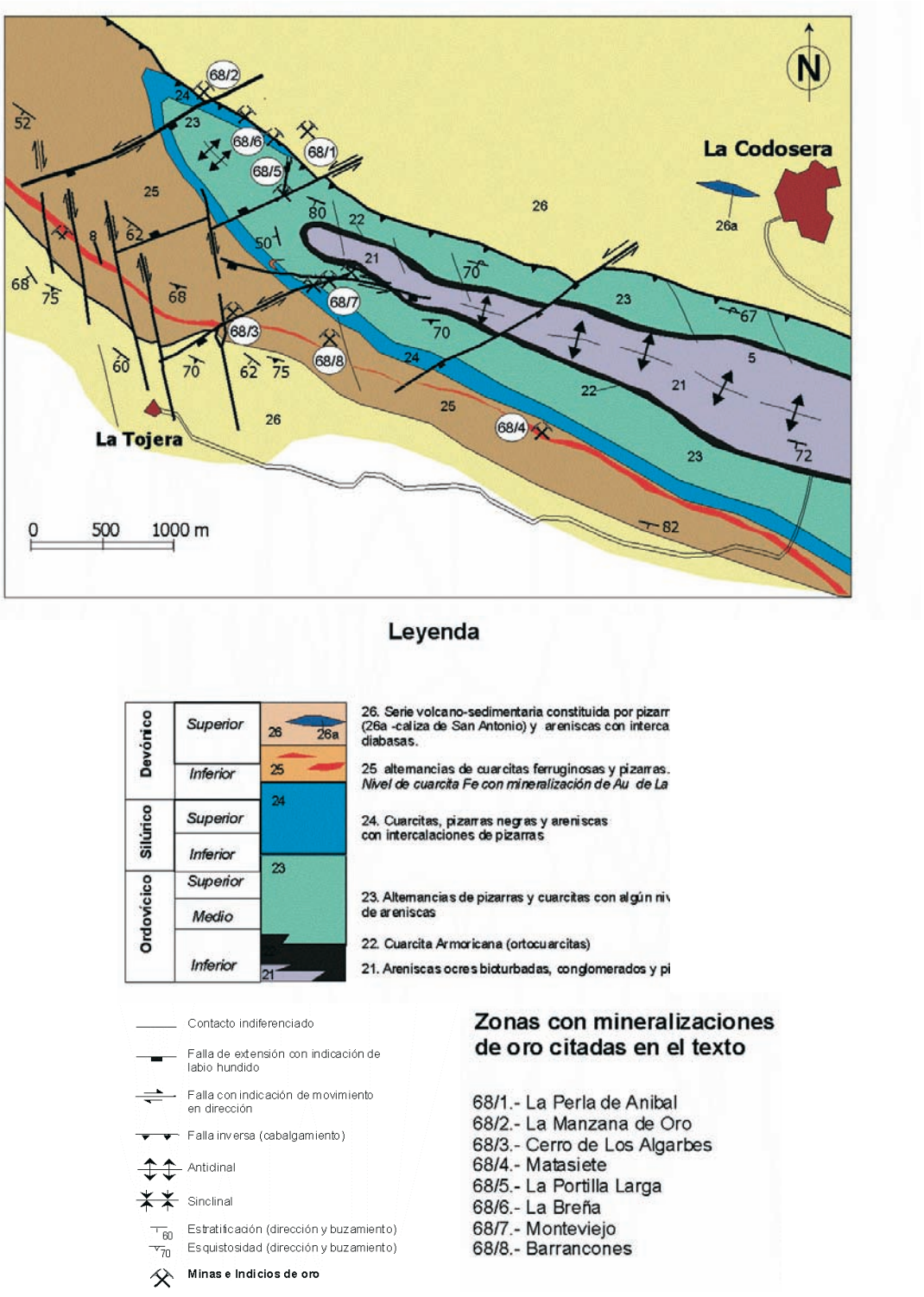


Esquema geológico (A) y corte estructural simplificado (B) de a zona de Alburquerque-La Codosera con la situación de las principales mineralizaciones; modificado de Sanderson et al. (1991).



Sección isométrica del yacimiento de antimonio de San Antonio, Alburquerque (Badajoz); modificado de Gumiel (1983).

Principales mineralizaciones auríferas en la zona de La Codosera. (Modificado de Gumiel y Campos, 2001)



Oro

El conocimiento de los yacimientos de oro en Extremadura es insuficiente, sin embargo, tienen gran interés metalogénico en el pasado, por ejemplo para Roma. Este hecho justificaría una investigación detallada en algunas zonas concretas (por ejemplo, en el área de La Codosera). En cualquier caso, el patrimonio minero de estos yacimientos es incuestionable y la riqueza y variedad tipológica de sus depósitos así lo corrobora.

Los principales yacimientos auríferos extremeños son:

Filones o grupos de filones de cuarzo aurífero en el CEG (Precámbrico Superior).

- **La Mina Chivote, Calzadilla (Cáceres) (66).**
- **El área de Descargamaría (Pozo Airón y Los Payos), norte de Cáceres (67).**

Mineralizaciones de oro en estructuras relacionadas con la Zona de Cizalla de Badajoz-Córdoba.

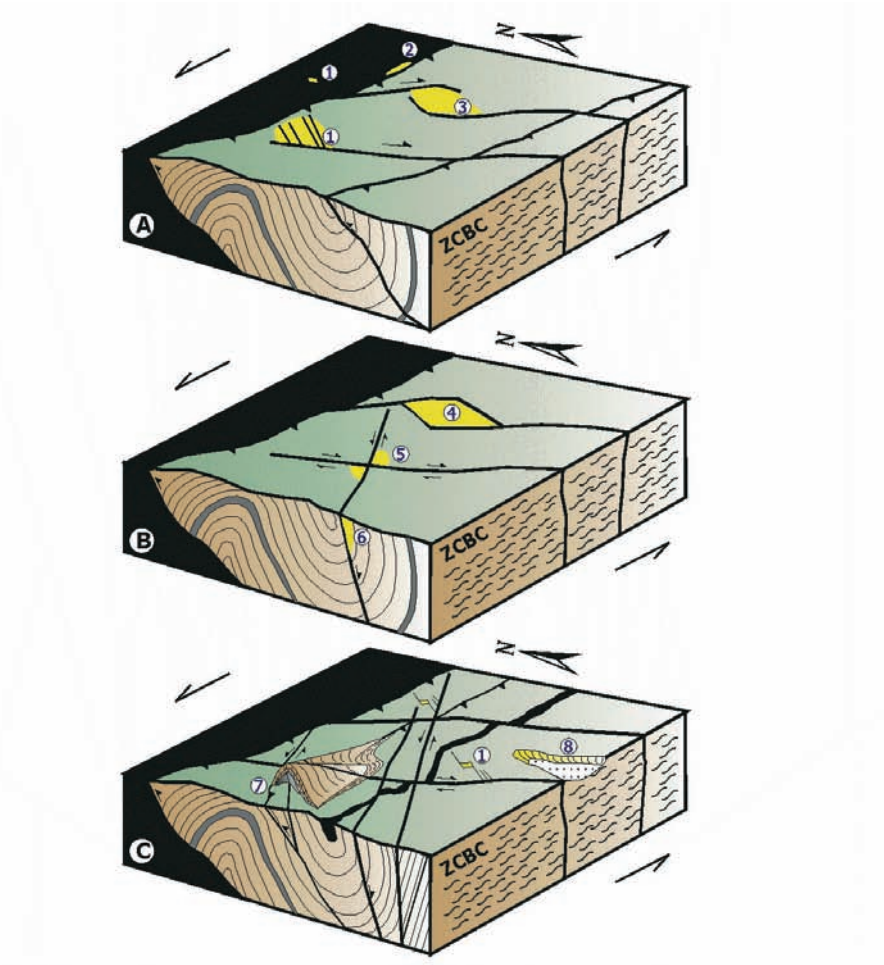
- **La zona aurífera de La Codosera (Badajoz) (68).**

1.- Venas auríferas dispuestas a alto ángulo con respecto a las estructuras hercínicas.

Contamos con las siguientes estaciones: La ***Perla de Aníbal*** *(68/1), la* ***Manzana de Oro*** *(68/2), antigua labor romana (galería), el* ***Cerro de Los Algarbes*** *(68/3), con numerosas labores romanas,* ***Matasiete*** *(68/4),* ***La Portilla Larga*** *(68/5).*

El patrón geométrico de las fallas antitéticas NO-SE en "dominó" y las NE-SO (sintéticas) de la cizalla sinistrorsa de orientación E-O que afecta a todo el área de La Codosera es muy importante en el control de las estructuras mineralizadas en oro (Gumiel y Campos, 2001).

La paragénesis de todos estos yacimientos está constituida por arsenopirita, oro, pirita, cacoxeno, óxidos de hierro y escorodita, la cual se forma a expensas del reemplazamiento de la arsenopirita. El oro generalmente se encuentra en la red de la arsenopirita, aunque a veces es posible observar oro nativo a simple vista, dependiendo del contenido, rellenando huecos en las venas de cuarzo. Los haces filonianos encajan en las alternancias de cuarcitas y pizarras del Devónico del flanco sur del Sinforme de La Codosera.



A) 1.- Venas a alto ángulo, de orientación NE-SO a N-S con "pinnate veins" en terminaciones de fallas antitéticas y sintéticas
2.- Mineralizaciones en cabalgamientos de orientación ONO-ESE, relacionadas con reactivaciones oblicuas (movimientos de desgarre)
3.- En zonas de curvaturas o cambios de orientación entre solapes de fallas antitéticas (NO-SE)
B) 4.- En pull-aparts o zonas de dilatación de carácter extensivo en fallas antitéticas (NO-SE) y sintéticas (NE-SO y ENE-OSO)
5.- En zonas de extensión, en intersecciones de fallas de desgarre sintéticas y antitéticas
6.- En zonas de extensión en los labios hundidos de fallas normales
C) 7.- En zonas de charnela en pliegues de propagación (tipo"saddle-reefs"), relacionados con cabalgamientos
8.- Mineralizaciones de tipo placer

Estructuras favorables en las que se puede localizar una concentración mineral aurífera en el área de La Codosera, Badajoz. (Según Gumiel y Campos, 2001)

2.- Mineralizaciones de oro asociadas a cabalgamientos y fallas inversas.

Mineralización aurífera del sector Central de La Codosera es ***El Peñón*** *(69) es una antigua labor romana de considerable envergadura (300 metros en dirección). Otros indicios de*



Oro nativo rellenando huecos y cavidades en venas de cuarzo. Sondeo Codo 27 bis a 76 metros de profundidad. Monteviejo, La Codosera. Tamaño del grano 1mm.

similares características pero de menor magnitud son los que se encuentran asociados al cabalgamiento de ***La Breña*** *(68/6) en el sector sur del sinclinal de La Codosera.*

3.- Mineralizaciones de oro en zonas de charnela de pliegues: tipo "silla de montar" o "saddle-reef".
El mejor ejemplo lo constituye la labor de ***Monteviejo*** *(68/7). En este caso, la mineralización de oro rellena espacios abiertos y reemplaza rocas favorables en la zona de charnela de un pliegue de dirección E-O con un eje inclinado 50ºE.*

Las Mineralizaciones de ***antimonio-oro*** *de las Minas Mari Rosa, en Valencia de Alcántara, y Pilar, en Herrera del Duque, así como las de* ***wolframio-bismuto y oro*** *de las Minas Mari Juli y Virgen de Gracia, en Oliva de la Frontera, y San Nicolás en Valle de La Serena, ya han sido citadas en los apartados correspondientes.*

4.- Mineralizaciones auríferas tipo "placeres".
En Extremadura son numerosos los ríos y afluentes en los que se encuentra oro al hacer una batea o al concentrar muestras de sedimentos de arroyo. Hay que citar los ríos Fresnedoso, los afluentes que provienen de la Sierra de Los Ángeles (río Arrago), etc. Los principales minerales que suelen encontrarse en los concentrados son los siguientes: oro aluvionar (pepitas), casiterita, ilmenita y tantalita.

Sin duda al describir mineralizaciones auríferas de tipo "placer" destaca la labor romana de **Barrancones** (68/8) en el sector sur del sinclinal de La Codosera. Se trata de una mineralización aurífera en un "paleoplacer" de probable edad Plioceno. El depósito está constituido por cantos de cuarcitas y pizarras en una matriz arcillosa rojiza rica en hierro.

MINERALES NO METÁLICOS O INDUSTRIALES

A continuación se describen los minerales no metálicos o industriales existentes en la Comunidad Autónoma, alguno de los cuales tiene gran interés.

Los yacimientos de Fosfato (Las fosforitas de Extremadura)

Los yacimientos más importantes de fosfatos de la Península Ibérica están situados en el Macizo Hespérico, donde los yacimientos de fosforita (apatito, variedad fibroso-radiada, dahllita), definen "holotipo" a nivel mundial.

Los yacimientos de fosfato de Extremadura son de dos tipos; "filoniano" y "estratiforme". Los yacimientos filonianos, con gran representación en la Comunidad, están asociados a granitos y se



Labor romana en la que se explotó una mineralización de oro en la zona de charnela de un pliegue. Monteviejo, sector sur del Sinforme de La Codosera.

presentan en grupos de filones que pueden ser intra o extrabatolíticos. Los yacimientos estratiformes se presentan como diseminaciones de carácter masivo en rocas carbonatadas del Carbonífero Inferior (Tournaisiense-Viseense).

Filones de cuarzo con apatito (dahllita) intragraníticos y extrabatolíticos

Las mineralizaciones filonianas de fosfato relacionadas con granitos se localizan únicamente en la Zona Centroibérica y se asocian a batolitos y stocks de tendencia calcoalcalina. Estos granitos presentan, a su vez, mineralizaciones de uranio (generalmente intragraníticas), así como de estaño y/o wolframio, normalmente peribatolíticas. Desde el punto de vista geoquímico la "línea básica" que definió Aparicio y otros autores en el año 1977, se sitúa al sur del batolito de Alburquerque, separando dos provincias magmáticas bien definidas petrográfica y geoquímicamente. También representa el límite metalogénico meridional para las mineralizaciones filonianas de fosfato puesto que, al sur de dicha línea, no se conoce este tipo de mineralizaciones.

Los principales caracteres de los yacimientos filonianos de fosfato asociados a granitos son los siguientes:

- Normalmente se presentan en grupos filonianos bien definidos, de dirección principal NE-SO (N20º-N40ºE), de pequeña o mediana extensión.
- Están en relación con cuerpos graníticos de tendencia calcoalcalina y, a veces, se presentan en facies favorables (leucogranitos moscovíticos) de tendencia silico-potásica.
- Los granitos "fosfatíferos" de Extremadura presentan alto contenido en P, llegando a observarse apatito diseminado en determinadas facies.
- Suelen presentar asociadas mineralizaciones de U y de Sn-W.
- Las paragénesis de los filones son simples (las denominadas "fosforitas") y están constituidas casi exclusivamente por cuarzo y apatito en su variedad fibroso-radiada-dahllita.

Estos yacimientos se encuadran en el tipo "A" mundial, según la tipología establecida en el Mapa Previsor de Mine-



Finos cristales fibroso-radiados de strengita cristalizada (de color rosado), rellenando geodas en filones de cuarzo con fosforita. Mina La Paloma, Zarza la Mayor (Cáceres).

ralizaciones de Fosfatos (IGME, 1972), subtipo "Cáceres", que fue ampliado a "subtipo Ibérico" por Aizpurúa y otros autores en el año 1982, ya que se conocen otros de análogas características en Badajoz, Toledo y en Portugal.

En Extremadura son numerosos los ejemplos de este tipo de yacimientos filonianos de fosfatos (fosforitas); entre otros destacan los indicios del Grupo de Zarza la Mayor (Zumala, La Paloma -70-, La Rica, La Fortuna, La Tabaquera) en los que, además de cuarzo y apatito como minerales principales, aparecen esfalerita, galena, pirita y calcopirita en las paragénesis. En Cáceres contamos con los indicios de Malpartida de Cáceres ("Las Loberas" y "Los Barruecos" -71-), de Trujillo ("Chiripa" y "La Majada" -72-), indicios "La Higuera-Alcuéscar" (73) y "Las Perdices" (74) en el batolito de Albalá, el indicio "San Alfredo" (75) en Arroyomolinos y el indicio "Cerro Blanco" en Valdefuentes (76). Otros indicios en Belvis de Monroy (Casas de Belvis y La Jarilla -77-). Finalmente, son muy notables los indicios de fosforita, a veces junto con mineralización de uranio, en el batolito de Alburquerque, Badajoz (Pedro Negro -78-, La Barca y Venda -79-).

Filones y diques de cuarzo-ambligonita-montebrasita intra y extrabatolíticos

En situación intrabatolítica hay fosfatos como ambligonita, en varios diques pegmatíticos de dirección aproximada N-S en la cúpula del Trasquilón (17), y en situación extrabatolítica en las alternancias de cuarcitas y pizarras del Ordovícico Medio-Superior, así la Mina San José, Valdeflórez (14) en la que el fosfato se presenta también como ambligonita-montebrasita, junto con turquesa, en filones de cuarzo (véase el apartado de los yacimientos de estaño).



Agregados botroidales de natrodufrenita de color bronce-verdoso en geodas. Filones de cuarzo con fosforita. Mina La Paloma, Zarza la Mayor (Cáceres).

Mineralizaciones de fosfato no filonianas en calizas del Carbonífero Inferior.

Otros yacimientos de fosfato del Macizo Hespérico, y cuyas explotaciones fueron relevantes en el siglo pasado, son aquellos en los que la mineralización se presenta como estratiforme en rocas carbonatadas del Carbonífero Inferior (Tournaisiense-Viseense). Presentan una serie de características que los diferencian del anterior grupo y que se pueden sintetizar de la siguiente forma:

- Son mineralizaciones no filonianas.
- Las rocas encajantes son calizas y dolomías del Carbonífero Inferior (Tournaisiense-Viseense).
- Estas mineralizaciones se encuentran en su mayoría relacionadas con procesos kársticos.
- Las paragénesis frecuentemente son monominerales, ya que están constituidas casi exclusivamente por fosfato (variedad **colofana**, miembro masivo, de grano fino, del grupo del apatito), de textura coloforme, de color blanco y gangas de arcillas y calcita
- Se trata probablemente de mineralizaciones singenéticas de fosfato que presentan un carácter epigenético debido a removilizaciones hacia zonas de fractura. El ejemplo típico es la **Mina de El Caracol en Aliseda (81)**, y pertenecientes a este tipo son, en parte, las mineralizaciones de **Aldea Moret en Cáceres (80)**, situadas en calizas y dolomías del Carbonífero Inferior (Tournaisiense-Viseense) del Sinclinal de Cáceres.
- El origen de estas mineralizaciones es un tema todavía en discusión. Por una parte, su proximidad al granito de Cabeza de Araya puede hacer pensar en una cierta relación genética con aquél, pudiendo haber sido él mismo portador de la mineralización de fosfato, o bien agente removilizador de una mineralización singenética de fosfato que existiera en las formaciones carbonatadas del Carbonífero Inferior.



Detalle de la textura en "escarapel" en la que la fosforita (colofana blanca) se dispone alrededor de fragmentos de calizas y dolomías, en matriz arcillosa rojiza de decalcificación. El yacimiento de fosfatos de El Caracol, Aliseda (Cáceres).

Litio

El litio pertenece al subgrupo de los metales alcalinos y aparece formando aluminosilicatos y fosfatos. Los principales minerales de interés económico son: espodumena (8% de Li), lepidolita (7,7%), petalita (4,9%), ambligonita (10,2%) y eucriptita (11,9%).

En Extremadura, la mayor parte de las mineralizaciones de Li se encuentran asociadas a pegmatitas, en relación con intrusiones graníticas evolucionadas, o bien en filones extrabatolíticos, por ejemplo en la Mina San José, Valdeflórez (Cáceres).

Por consiguiente, se pueden diferenciar los siguientes tipos:

Filones y pegmatitas litiníferas con cuarzo-ambligonita-montebrasita, intragraníticas y extrabatolíticas

Es frecuente que los yacimientos de litio se encuentren junto a mineralizaciones de estaño y de fosforita, en situación intragranítica o extrabatolítica. Los más significativos son: las pegmatitas litiníferas de la cúpula granítica de "El Trasquilón" (17) en situación intragranítica y la Mina San José, Valdeflórez (14) en situación extrabatolítica, en el Paleozoico del Sinclinal de Cáceres. Ambos, citados ya en el apartado dedicado a minerales metálicos, tienen en común que el litio se presenta en la ambligonita.

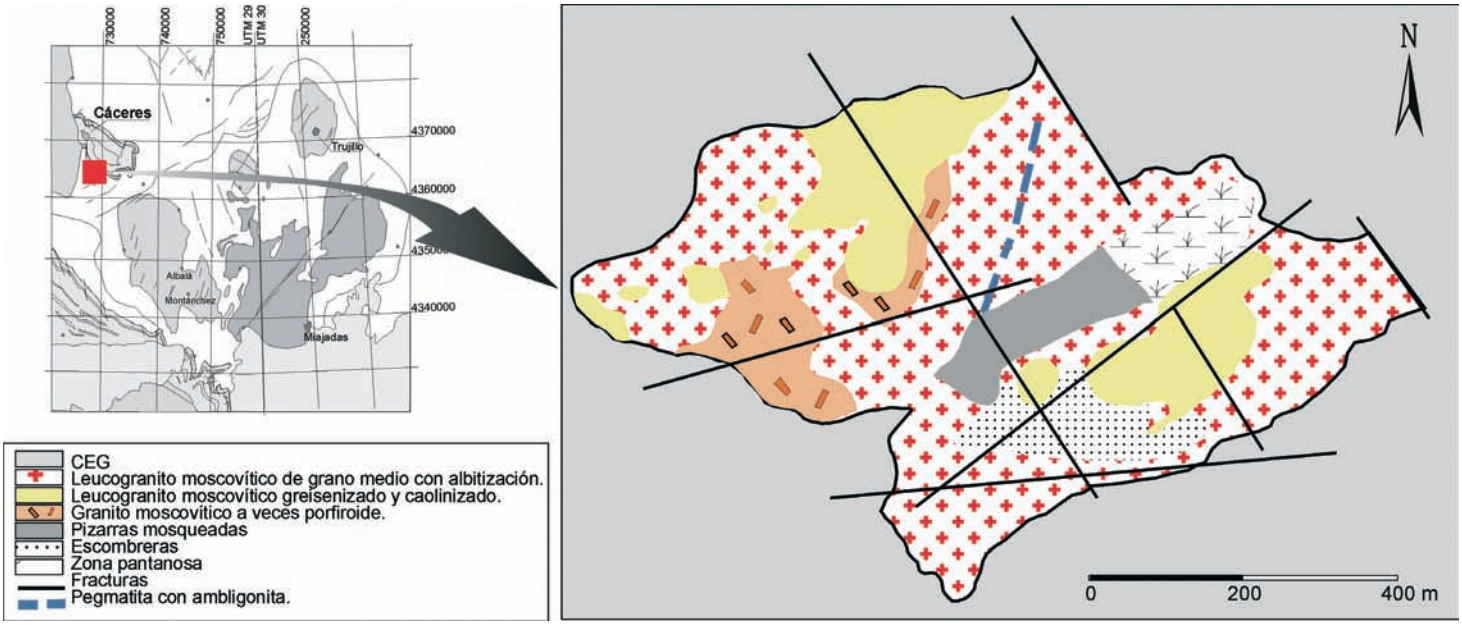
Detalle de la mineralización de lepidolita en las pegmatitas litiníferas de Las Navas (Cáceres).



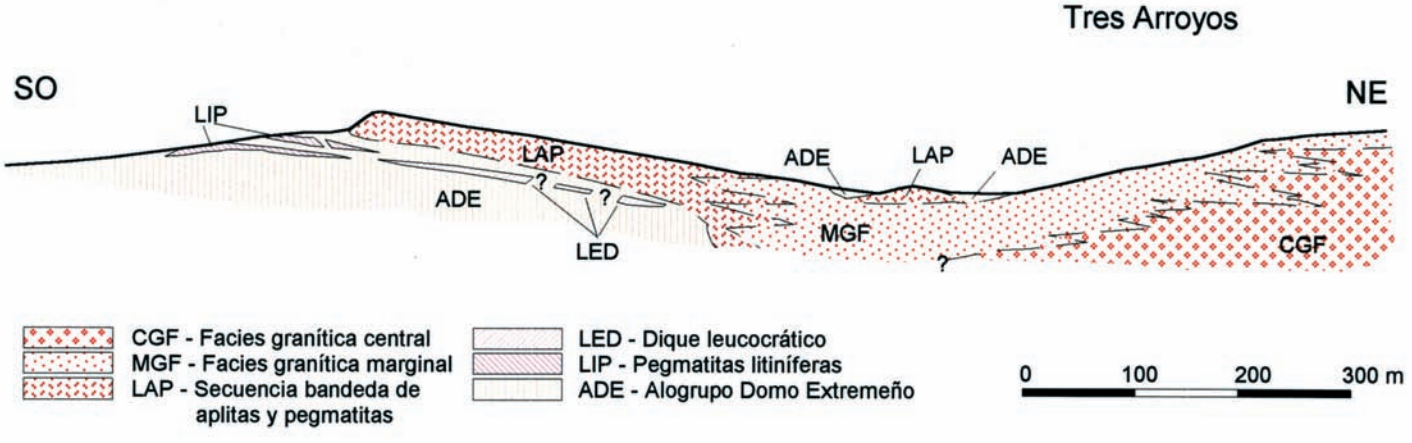
En el yacimiento de El Trasquilón, la mineralización de Li se concentra en filones y diques compuestos por cuarzo, ambligonita, junto con feldespato potásico, albita y casiterita minoritarios. Desde un punto de vista geoquímico, la cúpula granítica está constituida por un granito calcoalcalino peralumínico, rico en SiO_2 y pobre en CaO, con elevados contenidos en P_2O_5. Presenta altos contenidos en Li, Rb, Cs, Ga, Sn, Nb y Ta, y por el contrario bajos en Ba, Sr e Y, lo que permiten considerarlo como un granito "fértil".

El origen de la mineralización estaría relacionado con fluidos hidrotermales ligados al proceso de greisenización de la cúpula. La incorporación de fósforo a estos fluidos para dar origen a la ambligonita puede ser debida al lixiviado de importantes cantidades de fósforo contenidas en los feldespatos primarios, o bien al existente en las rocas encajantes.

Las pegmatitas litiníferas de Las Navas (20) morfológicamente suelen ser cuerpos subhorizontales, con potencias que oscilan entre centimétricas y métricas. Como se ha señalado anteriormente, fue la ultima explotación de pegmatitas con casiterita-lepidolita de Extremadura. En detalle, las pegmatitas muestran texturas gráficas y crecimiento de los cristales de feldespato perpendiculares a las salbandas. La lepidolita es muy abundante en estas pegmatitas y,



Esquema geológico de la cúpula granítica albitizada de El Trasquilón, Cáceres. (Modificado de Aguado y Gumiel, 1984).



Sección esquemática del yacimiento de Li de Tres Arroyos, Alburquerque (Badajoz). Se puede observar la geometría de los diques y las facies graníticas y pegmoaplíticas que se han diferenciado; modificado de Gallego y Gumiel (1993).

por lo general, se presenta en bandas, y la turmalina lo es principalmente en las rocas encajantes.

Pegmatitas litiníferas con cleavelandita-cuarzo-topacio

- **El yacimiento de Tres Arroyos, Alburquerque (Badajoz) (21)**

Barita

Las mineralizaciones de barita (baritina) en Extremadura provienen de pequeñas operaciones mineras de filones individuales o grupos de filones; estando condicionadas por las situaciones de mercado y por el grado de impurezas que presente. El mineral generalmente se encuentra en filones o haces filonianos que rellenan fallas de extensión y suelen ocupar una posición intragranítica o en las rocas metamórficas encajantes. Las paragénesis son simples y están constituidas por baritina como mineral principal, cuarzo más accesorio y suele ser frecuente encontrar trazas de galena y esfalerita. Un ejemplo representativo es el campo filoniano con baritina de Almoharín (Cáceres).

Filones de cuarzo–baritina intragraníticos

Una explotación de barita que hay que señalar es la Mina "Asperilla" o "Fuente Feliz" (82), situada en el límite entre los términos de Arroyomolinos y Almoharín (Cáceres). En esta mina se explotó un filón subvertical de cuarzo-baritina, con cantidades accesorias de galena y pirita, encajado en monzogranitos de dos micas. La potencia del filón es de unos 4 metros, aunque la zona mineralizada en barita oscila entre 0,8 y 1,5 metros. El conjunto de filones que constituye el "campo filoniano" con baritina rellena fallas de extensión con orientaciones ENE-OSO (N70ºE) y NE-SO (N40ºE).

Filones de cuarzo-óxidos de hierro-baritina (Pb) extrabatolíticos

Los indicios de barita extrabatolíticos se distribuyen en el área de Llerena-Azuaga, dentro de la zona Ossa Morena. Los filones de barita, también de orientación principal NE-SO, rellenan fracturas tardihercínicas y encajan en alternancias de pizarras con algún tramo carbonatado del Precámbrico Superior.

Las paragénesis son prácticamente monominerales, con cuarzo y baritina como minerales principales y accesorios galena y esfalerita. Las últimas explotaciones en esta zona fueron las del Grupo Minero Montecapilla, en la Sierra de San Bernardo, al sur de Llerena (83), donde se explotaron unos filones irregulares de orientación entre N45ºE y N80ºE, con potencias comprendidas entre 0,20 y 1,50 metros, encajando en calizas del Cámbrico Inferior. Igualmente, entre Casas de Reina y Ahillones (84) se explotaron de forma intermitente un conjunto de filones de barita y cuarzo, de 5 a 6 metros de potencia y unos 300 metros de extensión, de orientación N20º-30ºE, encajados en tonalitas, tobas y pizarras (Minas El Palomar, San Pedro y Dehesa Boyal –84-).

MINERALES ENERGÉTICOS Y RADIACTIVOS

Yacimientos de Carbón

Las únicas explotaciones de carbón que han existido en Extremadura están situadas en los materiales carboníferos de la zona Ossa Morena, al SE de la provincia de Badajoz, pero su importancia económica ha sido escasa. Las principales cuencas carboníferas son la de Berlanga, Los Santos de Maimona, Bienvenida y Casas de Reina, que es-

tán alineadas NO-SE coincidiendo con una de las principales fallas de desgarre sinistrorsas de Ossa Morena. Las series carboníferas de las tres cuencas son discordantes sobre el Cámbrico Inferior del dominio Córdoba-Alanís e incluyen varias capas de carbón que han sido explotadas históricamente (Quesada, 1983).

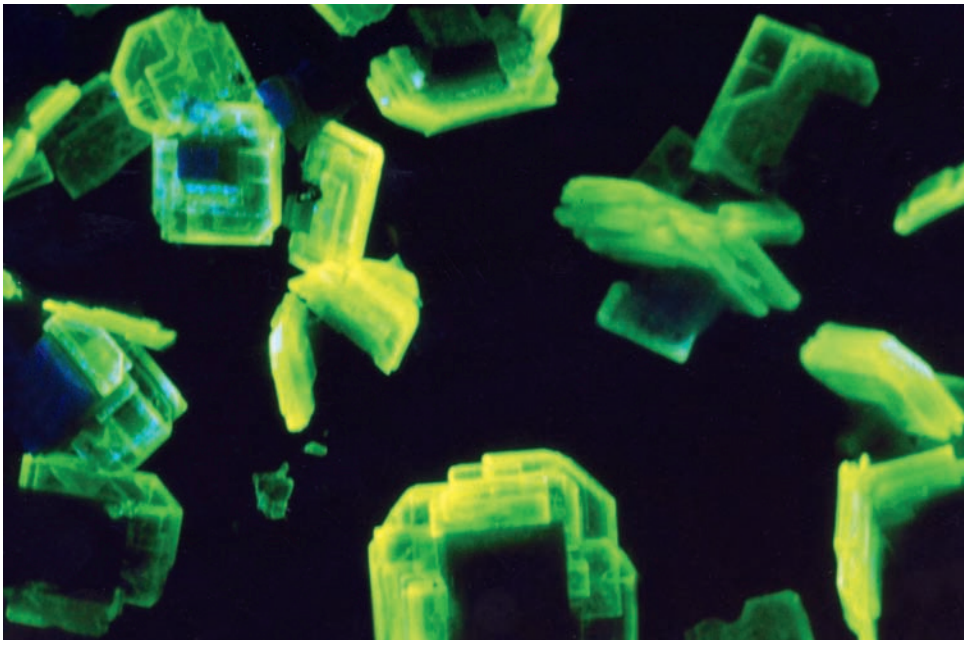
La más productiva ha sido la cuenca de Los Santos de Maimona, con un potencial de carbón extraído de unas 100.000 toneladas. En la cuenca existieron varias minas en explotación después de la Primera Guerra Mundial (Mina San Agustín y San Carlos) y posteriormente en la década comprendida entre los años 1950 y 1960. Las capas de carbón están situadas en una serie alternante de lutitas negras y areniscas, sobre un tramo basal constituido por brechas y conglomerados que forman la serie carbonífera. En las restantes cuencas no hay datos que permitan tener una idea ni siquiera aproximada de sus recursos.

Yacimientos de Uranio

Las mineralizaciones de uranio más importantes de Extremadura fueron la Mina de Los Ratones en Albalá, Cáceres (85), la de El Lobo en Don Benito, Badajoz (90) que fue la última en cesar las labores de extracción y la de Valderrascón o María de La Jara en Alburquerque (87). Estos yacimientos tienen gran interés desde el punto de vista mineralógico y, aunque el uranio es un elemento de carácter metálico, se incluye en este apartado porque no tiene actualmente más aplicaciones que las energéticas.

En Extremadura son muy numerosos los indicios de uranio, de hecho, cualquier anomalía radiactiva ya es un indicio, pero tan solo se consideran aquí aquellos indicios en los que existieron explotaciones. Al igual que sucede con las mineralizaciones de estaño, wolframio y fosfatos, los principales yacimientos de uranio están asociados a granitos.

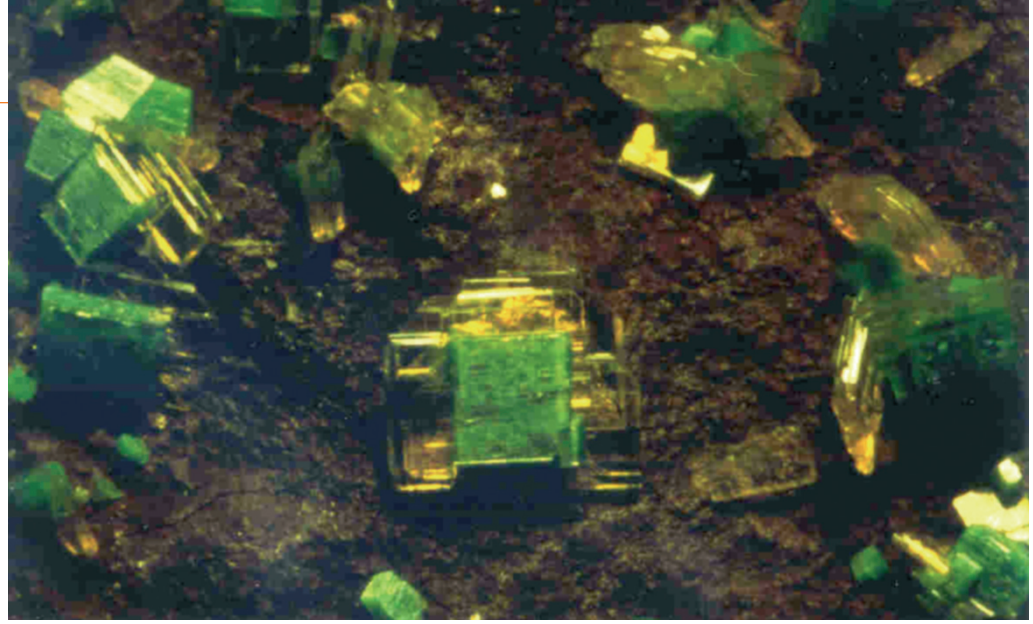
Según la clasificación de Arribas, realizada en el año 1975 para los yacimientos españoles de uranio, en Extremadura éstos pertenecen al tipo 1) mineralizaciones no estratiformes, dentro del cual se diferencian dos subtipos el 1a) que son mineralizaciones filonianas y el 1b) que son de tipo masivo. La morfología masiva que presentan algunos yacimientos es consecuencia del proceso de alteración de posibles mineralizaciones primarias, que da lugar a una intensa formación de



Autunita y metatorbernita en crecimientos epitáxicos del yacimiento de Don Benito (Badajoz). Se trata de una muestra vista con luz UV. Solamente la autunita fluorece, mientras que la torbernita de la parte central (verde en la foto) oscurece por el cobre divalente. Tiempo de exposición: 60 minutos. Colección: S. Maturana.

óxidos y minerales secundarios de uranio que impregnan la roca encajante, como ocurre en el yacimiento de Don Benito.

Son frecuentes las paragénesis metálicas acompañantes de los minerales radiactivos. Arribas, en sus trabajos de 1975 y 1979, ha descrito hasta 18 especies minerales diferentes de uranio en la Península, tanto hipogénicos como



Autunita y metatorbernita en crecimientos epitáxicos del yacimiento de Don Benito, visto con luz normal. Obsérvese el color verde de la torbernita en el centro de los cristales y la autunita (amarillo) creciendo en epitaxia con la torbernita. Colección: S. Maturana.

supergénicos, de los cuales en Extremadura se encuentran los siguientes:

Minerales hipogénicos: Uraninita, pechblenda, davidita, coffinita y allanita.

Minerales supergénicos: Gummita, uranotilo alfa, autunita, sabugalita, torbernita, fosfuranilita, parsonsita, francevillita y uranopilita.

Minerales metálicos acompañantes: niquelina, cobaltina, löllingita, magnetita, calcopirita, esfalerita, galena, pirita, marcasita, pirrotina, sulfuros y óxidos de cobre. La ganga normalmente está constituida por cuarzo y/o carbonatos.

Prácticamente, la totalidad de la información existente sobre minerales radiactivos fue generada por la Junta de Energía Nuclear (JEN), en la actualidad CIEMAT y la Empresa Nacional de Uranio (ENUSA). Además, las distintas publicaciones editadas están relacionadas con investigaciones realizadas por dichos organismos.

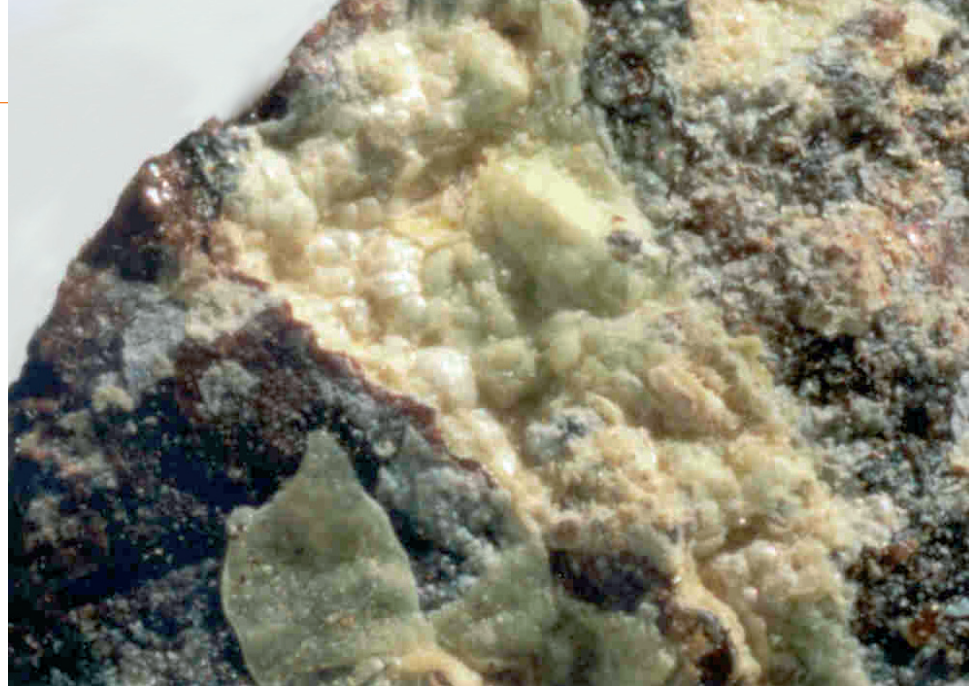
Filones de Cuarzo-Óxidos de U Intragraníticos.

- **La Mina de Los Ratones, Albalá (Cáceres) (85).**

Otros indicios similares pertenecientes al mismo tipo son los del batolito de



Francevillita Sierra Carija (Badajoz).



Uranopilita, Mina de Los Ratones, Albalá (Cáceres).

Cabeza de Araya (El Bodegón, La Zafrilla -86-) en la provincia de Cáceres, aunque también hay indicios de pequeña extensión en el exocontacto en las rocas metamórficas.

En igual situación intrabatolítica se encuentran los yacimientos situados en el batolito de Alburquerque, donde la mineralización primaria es similar a las anteriores pero también se encuentra coffinita. Tanto la pechblenda como la coffinita rellenan microfracturas en filones de cuarzo brechificados. Los más importantes fueron María La Jara (antiguo Valderrascón –87-), Pedro Negro (88), El Sabio, Calderilla y Engorda. También hay que mencionar los yacimientos de Alcántara y Estorninos (89) en Cáceres.

Mineralizaciones de U en el exocontacto.

- **El yacimiento de uranio de Don Benito, Badajoz (90).**

  El yacimiento de Don Benito (90) fue la última explotación de uranio en Extremadura. Estaba constituido por tres cortas: El Pedregal, El Lobo y La Intermedia o Marilozana. La mineralización estaba situada en el flanco norte de una sinforma, fallada en las proximidades de su plano axial. Asociada a dicha estructura, y en su borde norte, aflora una importante intrusión granítica (granito de La Haba) de considerable incidencia en la mineralización, por su alto contenido geoquímico en uranio (7 ppm de U y 18 ppm de Th). Dentro de la aureola de metamorfismo de contacto producida por el granito, en el borde sur del mismo, se localiza el yacimiento.

  La mineralización de uranio está situada en un tramo de unos 300 metros de potencia, constituido por pizarras ampelíticas del Ordovícico-Silúrico. La morfología del yacimiento, a gran escala, puede considerarse masiva y siguiendo el contacto del granito. A escala mesoscópica se presenta en bolsadas de tendencia estratiforme, aunque a escala microscópica los minerales primarios de uranio rellenan microfracturas. La alteración de la roca provoca una dispersión del uranio en forma de minerales secundarios (principalmente autunita, torbernita y sabugalita).

Otro indicio de uranio situado en las rocas metamórficas (exocontacto) es el de Cabra Baja en Villanueva del Fresno, Badajoz (91). Éste tiene un interés mineralógico especial, pues Arribas, en 1962, cita por primera vez en la Península, la presencia de **davidita** en la paragénesis, otro mineral singular de Extremadura. Se trata de un óxido de uranio y titanio, con alto contenido en cromo, vanadio y tierras raras, junto con algo de pirita. La mineralización de Cabra Baja está asociada a pequeños diques aplíticos que encajan en la serie pizarrosa del Silúrico-Devónico, donde la alteración más característica del encajante es la turmalinización en las pizarras y la hematización en los diques aplíticos.

De morfología masiva también hay que señalar el indicio de "El Castillejo" (92), en Badajoz, en monzogranitos y granitos biotítico-porfídicos del plutón de Sierra Bermeja.

Desde el punto de vista genético se apuntan varias hipótesis para explicar el origen de las mineralizaciones de uranio. Por una parte, los altos contenidos en uranio de las pizarras negras abogan por un enriquecimiento en uranio en determinados materiales pelíticos. Por otra, una actividad hidrotermal que provoque el transporte de uranio y su removilización vía fracturas o microfracturas y, finalmente, parte del uranio puede provenir de la lixiviación del uranio contenido en los granitos.

En cualquier caso, se puede concluir que los grupos filonianos mineralizados en Sn, W, U y P aprovechan sistemas de fracturas bien conectados, de gran interés metalogénico y posible potencial minero, pues en ellos ha existido una importante circulación hidráulica que ha favorecido la concentración mineral en determinadas zonas propicias.

MINERALES DE INTERÉS GEMOLÓGICO EN EXTREMADURA

La Comunidad de Extremadura tiene recursos de minerales gema, en algunos casos de considerable importancia (Junta de Extremadura, 1993), que también forman parte del Patrimonio Mineralógico de la misma.

Los minerales gema de Extremadura están relacionados con el ambiente ígneo. De manera esquemática los principales yacimientos se asocian a:

- Pegmatitas (cuarzo rosa, topacio, berilo, lepidolita, turmalina).
- Ambiente apogranito: zonas de greisen en cúpulas graníticas (topacio, fluorita, berilo).
- Haces filonianos hidrotermales y stockworks (scheelita, cuarzo, fosforita-dahllita-).
- Minerales gema asociados a skarns (magnetita, epidota, actinolita, granates).
- Minerales gema en corneanas (andalucita-quiastolita).

De entre los numerosos yacimientos e indicios de minerales gema de Extremadura, que pertenecen a los tipos anteriormente señalados, los más importantes son los siguientes:

- **El cuarzo rosa de Oliva de Plasencia, Cáceres. Mina Alba II (93)**

  Está situado a unos dos kilómetros al norte de Oliva de Plasencia (Cáceres), y consiste en una red de diques pegmatíticos, con direcciones variables, buzamientos subverticales y morfología lenticular, que encaja en un granito de dos micas, de grano medio y textura porfídica que pertenece a la Unidad granítica Béjar-Plasencia. Se reconocen tres sistemas de fractura que afectan a la zona de orientaciones NE-SO (N20º-N30ºE), NO-SE (N160ºE) y ONO-ESE (N120ºE-N130ºE).

  La cantera abierta (Mina Alba II -93-) está situada en el núcleo de un cuerpo pegmatítico de orientación principal NO-SE (N160ºE), con potencias comprendidas entre 15 y 20 metros. La pegmatita está constituida por cuarzo fundamentalmente de color rosado y a veces lechoso o ahumado. La dis-



Detalle del cuarzo rosa apto para talla en facetas. Mina Alba II, Oliva de Plasencia (Cáceres).

tribución de la coloración rosada es irregular, aunque parece que se intensifica hacia el núcleo de la pegmatita y en profundidad. La distribución cromática en bandas de flujo, junto con la intensidad de coloración rosada y la transparencia, permite la extracción en piezas para tallar facetas.

El cuerpo pegmatítico tiene una zonación clásica con enclaves de rocas metamórficas del encajante hacia los bordes, bordes de enfriamiento de grano fino, zona intermedia con cuarzos y feldespatos de grano medio, zona interna con feldespato pertítico, berilo, fosfatos de uranio, clorita, moscovita, pirita y, finalmente, una zona de núcleo interno de cuarzo. La presencia de enclaves metamórficos, la situación del conjunto pegmatítico en un granito inhomogéneo y sus características petrológicas, hacen suponer que el emplazamiento de la red de diques es próxima a una zona de techo del granito.

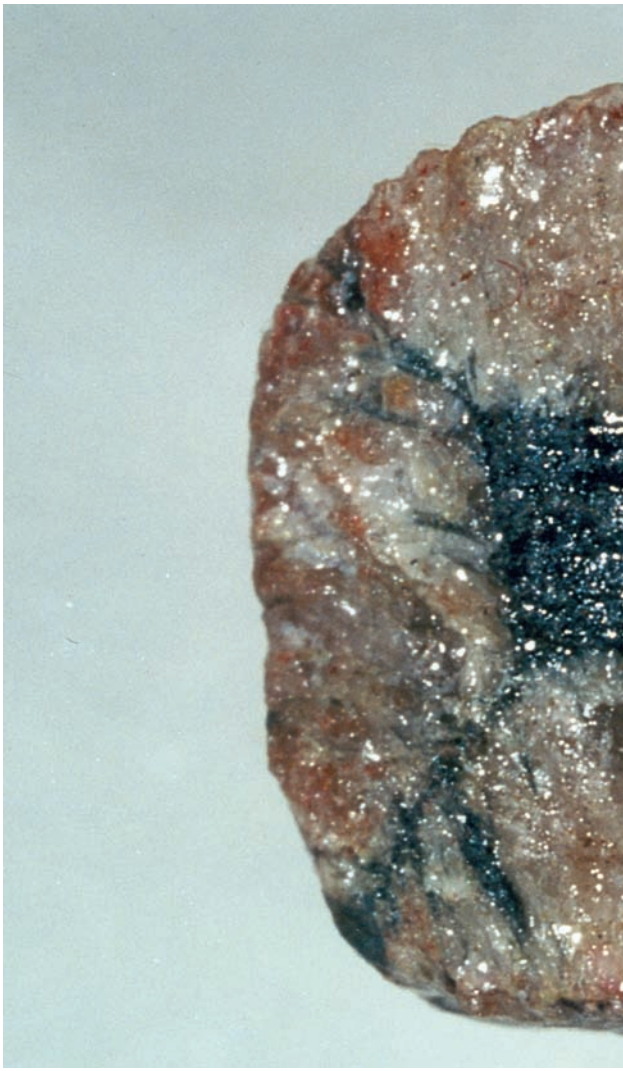
Dada la vistosidad de los ejemplares de cuarzo rosado que se han obtenido de esta cantera, se han elaborado una serie de objetos decorativos (bolas, ceniceros, pirámides, cajas, monolitos, etc.), así como una vistosa mampostería y sillería, como lo demuestra la fuente existente en el parque público de Plasencia, el monolito del museo del IGME, plaquetas para su uso en construcción, así como cabujones y tallas en facetas con una transparencia y cromatismo rosa, muchas veces superior a ejemplares importados de yacimientos bien conocidos a nivel mundial, concretamente de Brasil.

- **Minerales gema (lepidolita) de los yacimientos de Las Navas (20) y Tres Arroyos (21)**
  Las pegmatitas litiníferas que caracterizan los yacimientos de Las Navas (20) y Tres Arroyos (21) suministran muestras bandeadas de lepidolita-albita que, a veces, tienen un vistoso color violeta y suficiente tenacidad para poder ser lapidadas con éxito, lo que le confiere un interés gemológico.

- **Los minerales gema (topacio y fluorita) asociados al ambiente apogranito-greisen-, Grupo Minero San Nicolás, Valle de la Serena (Badajoz) (3)**
  El yacimiento de San Nicolás ha sido estudiado anteriormente pero, desde el punto de vista gemológico, tienen interés algunos minerales que se encuentran en la paragénesis. El más representativo es el topacio, con cristales de hasta 7 cm, transparentes, con tonos azulados y verdosos pálidos y con abundantes inclusiones bifásicas y de molibdenita (García Guinea *et al.*, 1978). La escasa fracturación facilita su lapidación y se obtienen perfectas gemas facetadas.

  En la cantera de la Osa, situada a unos 3 kilómetros al SO de la Mina de San Nicolás, se han encontrado vistosos cristales transparentes de topacio, que no exceden los dos centímetros y tienen hábitos rómbicos y algunos biterminados (García Guinea y Galán Huertos, 1986). Se encuentran en el granito albitizado de la cantera, junto con berilos y feldespato potásico (variedad amazonita).

  La fluorita, que forma parte de la ganga en la paragénesis metálica, presenta intensos colores rojizos y verdes, (debe su color a la presencia de Sm^{2+} sustituyendo al calcio (Millán Chagoyen *et al.*,1990). Se han lapidado cabujones de fluorita conjuntamente con cuarzo filoniano resultando bastante llamativos.



- **Minerales gema (cuarzo-scheelita) de la Mina de La Parrilla (1)**
  La mina ha sido anteriormente estudiada. En este apartado se constata que parte de la scheelita y el cuarzo han sido lapidados con dificultad por la anisotropía de durezas, obteniéndose cabujones de notable interés. Hay que destacar igualmente que se han realizado tallas en facetas de cristales transparentes de cuarzo, así



Cruz de andalucita-quiastolita del yacimiento de Mirabel (Cáceres).

como de monocristales de scheelita amarilla con muy buenos resultados (Junta de Extremadura, 1993).

También son muy interesantes, desde el punto de vista gemológico, las pequeñas agujas de turmalina negra que se encuentran dispersas y rellenando cavidades en el cuarzo.

- **Minerales gema (turquesa-ambligonita) de las Minas San José (Valdeflórez -14-) y El Trasquilón (17)**
  Estos yacimientos han sido estudiados en el apartado correspondiente, pero aquí hay que destacar el posible interés gemológico que presentan la turquesa y la ambligonita en estas paragénesis. Las turquesas de Valdeflórez son de tonos más claros que otras (por ejemplo las de Irán), se alteran por el contacto con el agua y están mezcladas con ambligonita de color blanco. No obstante, también se encuentran con coloraciones azules intensas de alto interés gemológico y con buenos resultados en las pruebas de corte, pulido y en los cabujones realizados (Junta de Extremadura, 1993).

- **Minerales gema (apatito-dahllita-cuarzo) de las Minas de fosforita (por ejemplo, Logrosán -16- y La Paloma, Zarza La Mayor -70-)**
  A priori, el valor gemológico de las fosforitas es escaso debido, principalmente, a su baja dureza y exfoliación, lo que hace que sea difícil de tallar.



Magnífico cristal de scheelita semitransparente de 10 mm de longitud, en una cavidad tapizada con cristales de moscovita. Colección: Jordi Fabre.

No obstante, conviene recordar que la mayoría de filones de cuarzo-apatito rellenan fallas de extensión y son frecuente las texturas de relleno de espacios abiertos y los multiestados de relleno episódico por los fluidos mineralizadores. Por esta razón es frecuente encontrar texturas bandeadas o palmeadas de cuarzo-apatito (variedad dahllita) cuya lapidación en algunas muestras ha dado lugar a espectaculares cabujones.

- **Los minerales gema asociados a yacimientos tipo skarn de Burguillos del Cerro y Jerez de los Caballeros (Badajoz) (yacimientos 27-30)**

  El macizo de Burguillos está asociado a un complejo plutónico formado por granitos, granodioritas, tonalitas,



dioritas, gabros y los términos intermedios entre ellos. La intrusión de este macizo da lugar a una aureola de metamorfismo de contacto de más de 1 kilómetro de anchura en superficie, transformando las rocas metasedimentarias en corneanas, con mármoles brucíticos o serpentiníticos y con frecuentes mineralizaciones de magnetita dando lugar a yacimientos tipo skarn (véase apartado de mineralizaciones de hierro).

Los procesos hidrotermales tardíos que afectan a estas mineralizaciones de hierro de tipo skarn dan lugar a la formación de epidotas de tonos verde pistacho muy llamativos. La mezcla de epidota con calcita rosa, hedembergita y actinolita (gemológicamente denominadas "unakitas", aunque no equivalen a las verdaderas unakitas), proporcionan una gran variedad de texturas que pueden tener interés gemológico. Igualmente, de otros minerales de skarn como granates (grosularia), magnetita-tremolita, serpentina y diópsido se han obtenido vistosos cabujones (Junta de Extremadura, 1993).

- **Minerales gema en corneanas: andalucita-quiastolita, Mirabel (Cáceres) (94)**
  En las proximidades del Castillo de Mirabel (94) afloran un conjunto de metapelitas pertenecientes al CEG, afectadas por un metamorfismo de contacto que da lugar a corneanas y pizarras mosqueadas, con desarrollo de buenos cristales de andalucita-quiastolita. Son frecuentes los cristales de hasta 2x10 centímetros maclados (en tolva) de cuatro individuos, con absorción de material encajante dando lugar a las clásicas cruces. Desde el punto de vista gemológico, aunque las cruces a veces son muy vistosas y se han obtenido cabujones de interés, el tallado tiene que hacerse con mucho cuidado por la anisotropía de durezas entre la andalucita y las inclusiones que forman la cruz. Hay más indicios de interés y análogas características en las proximidades de Casas de Millán (Cáceres).

Actinolita: $Ca_2(Mg,Fe^{2+})_5Si_8O_{22}(OH)_2$

Adamita: $Zn_2(AsO_4)(OH)$

Albita: $NaAlSi_3O_8$

Allanita: $(La,Ce,Y,Ca)_2(Al,Fe^{2+},Fe^{3+})_3(SiO_4)_3(OH)$

Ambligonita: $(Li,Na)Al(PO_4)(F,OH)$

Andalucita (quiastolita): Al_2SiO_5

Andradita: $Ca_3Fe_2^{3+}(SiO_4)_3$

Anglesita: $PbSO_4$

Ankerita: $Ca(Fe^{2+},Mg,Mn)(CO_3)_2$

Antimonio nativo: Sb (elemento nativo)

Apatito (Fluorapatito):$Ca_5(PO_4)_3F$

Arsenopirita: FeAsS

Autunita: $Ca(UO_2)_2(PO_4)_2.10\text{-}12H_2O$

Azurita: $Cu_3^{2+}(CO_3)_2(OH)_2$

Baritina (Barita): $BaSO_4$

Berilo: $Be_3Al_2Si_6O_{18}$

Berthierita: $FeSb_2S_4$

Biotita: $K(Mg,Fe^{2+})_3(Al,Fe^{3+})Si_3O_{10}(OH,F)_2$

Bismutina: Bi_2S_3

Bismutita: $Bi_2(CO_3)O_2$

Bismuto: Bi (elemento nativo)

Bornita: Cu_5FeS_4

Boulangerita: $Pb_5Sb_4S_{11}$

Braunita:$Mn^{2+}Mn_6^{3+}SiO_{12}$

Bravoita: $(Fe,Ni)S_2$

Cacoxeno: $(Fe^{3+},Al)_{25}(PO_4)_{17}O_6(OH)_{12}.75H_2O$

Calcedonia: SiO_2 variedad de cuarzo de grano fino

Calcita: $CaCO_3$

Calcopirita: $CuFeS_3$

Casiterita: SnO_2

Cerusita: $PbCO_3$

Cervantita: $Sb^{3+}Sb^{5+}O_4$

Cinabrio: HgS

Cleavelandita: var. Albita en masas lamelares

Clinozoisita: $Ca_2Al_3(SiO_4)_3(OH)$

Clorita: $(Al, Fe^{2+},Fe^{3+},Li,Mg)_{4\text{-}6}(Al,B)_4O_{10}(OH,O)_8$

Cobaltina: CoAsS

Coffinita: $U(SiO_4)_{1\text{-}X}(OH)_{4X}$

Colofana: var. Apatito masivo de grano fino

Columbita (ferrocolumbita): $Fe^{2+}Nb_2O_6$

Covellina: CuS

Cromita: $Fe^{2+}Cr_2O_4$

Cuarzo: SiO_2

Cummingtonita: $(Mg,Fe^{2+})_7Si_8O_{22}(OH)_2$

Cuproadamita: $Zn,Cu(AsO_4)(OH)$?

Dahllita: $Ca_5(PO_4,CO_3)_3(OH)$

Davidita: $(Ce,La)(Y,U,Fe^{2+})(TiFe^{3+})_{20}(O,OH)_{38}$

Descloizita: $PbZn(VO_4)(OH)$

Diópsido: $CaMgSi_2O_6$

Dolomita: $CaMg(CO_3)_2$

Emplectita: $CuBiS_2$

Epidota: $Ca_2(Fe^{3+},Al)_3(SiO_4)_3(OH)$

Escorodita: $Fe^{3+}AsO_4.2H_2O$

Esfalerita: (Zn,Fe)S

Espesartina: $Mn_3^{2+}Al_2(SiO_4)_3$

Espodumena: $LiAlSi_2O_6$

Estannina: Cu_2FeSnS_4

Estibiconita: $Sb^{3+}Sb_2^{5+}O_6(OH)$

Estibina: Sb_2S_3

Fluorita: $Ca\ F_2$

Fosfuranilita: $KCa(H_3O)_3(UO_2)_7(PO_4)_4O_4.8H_2O$

Francevillita: $(Ba,Pb)(UO_2)_2V_2O_8.5H_2O$

Galena: PbS

Goethita: alfa-$Fe^{3+}O(OH)$

Grosularia: $Ca_3Al_2(SiO_4)_3$

Gummita: term.general para óxidos de U

Hausmanita: $Mn^{2+}Mn_2^{3+}O_4$

Hedembergita: $CaFe^{2+}Si_2O_6$

Hematites: alfa-Fe_2O_3

Hemimorfita: $Zn_4Si_2O_7(OH)_2.H_2O$

Hidrocincita: $Zn_5(CO_3)_2(OH)_6$

Hornblenda: $Ca_2(Fe^{2+},Mg)_4,Al(Si_7Al)O_{22}(OH,F)_2$

Idocrasa: $Ca_{10}Mg_2Al_4(SiO_4)_5(Si_2O_7)_2(OH)_4$

Ilmenita: $Fe^{2+}TiO_3$

Ilvaita: $CaFe_2^{2+}Fe^{3+}Si_2O_7O(OH)$

Jacobsita: $(Mn^{2+},Fe^{2+},Mg)(Fe^{3+},Mn^{3+})_2O_4$

Jamesonita: $Pb_4FeSb_6S_{14}$

Kidwellita: $NaFe_9^{3+}(PO_4)_6(OH)_{10}.5H_2O$

Lepidolita: $K(Li,Al)_3(Si,Al)_4O_{10}(F,OH)_2$

Limonita: óxidos de Fe hidratados (goethita)

Löllingita: $FeAs_2$

Magnesiocromita: $MgCr_2O_4$

Magnesita: $MgCO_3$

Magnetita: $Fe^{2+}Fe_2^{3+}O_4$

Malaquita: $Cu_2^{2+}(CO_3)(OH)_2$

Marcasita: FeS_2

Marmatita (ferroesfalerita): (Zn,Fe)S

Masicot: PbO

Mercurio nativo: Hg (elemento nativo)

Meymacita (ferritungstita): $WO_3.2H_2O$

Mimetita: $Pb_5(AsO_4)_3Cl$

Minio: $Pb_2^{2+}Pb^{4+}O_4$

Molibdenita: MoS_2

Montebrasita: $LiAl(PO_4)(OH,F)$

Moscovita: $KAl_2(Si_3Al)O_{10}(OH,F)_2$

Mottramita: $PbCu^{2+}(VO_4)(OH)$

Natrodufrenita:

$Na(Fe^{3+},Fe^{2+})(Fe^{3+},Al)_5(PO_4)_4(OH)_6.2H_2O$

Niquelina: NiAs

Oligisto: Hematites roja, Fe_2O_3

Oligoclasa: form.general: $(Na,Ca)Al(Al,Si)Si_2O_8$

Oro nativo: Au (elemento nativo)

Parsonsita: $Pb_2(UO_2)(PO_4)_2.2H_2O$

Pechblenda: esencialmente UO_2, en parte oxidada

Pentlandita: $(Fe,Ni)_9S_8$

Pirita: FeS_2

Piromorfita: $Pb_5(PO_4)_3Cl$

Pirrotina: $Fe_{1-x}S$ (x=0-0,17)

Plagioclasa: form.general: $(Na,Ca)Al(Al,Si)Si_2O_8$

Pleonasto (ferroespinela): $(Mg,Fe^{2+})Al_2O_4$

Andalucita (quiastolita): Al_2SiO_5

Reinita: $FeMn(WO_4)$

Rejalgar: AsS

Rodonita: $Mn\ SiO_3$

Rutilo: TiO_2

Sabugalita: $H_{0,5}Al_{0,5}(UO_2)_2(PO_4)_2.8H_2O$

Scheelita: $CaWO_4$

Serpentina: form.gen. $(Mg,Fe^{2+},Ni)_3Si_2O_5(OH)_4$

Siderita: $Fe^{2+}CO_3$

Smithsonita: $ZnCO_3$

Strengita: $Fe^{3+}PO_4.2H_2O$

Tantalita: $(Fe^{2+},\ Mn^{2+})\ Ta_2O_6$

Tapiolita: $(Fe^{2+},Mn^{2+})(Ta,Nb)_2O_6$

Tetraedrita: $(Cu,Fe,Ag,Zn)_{12}Sb_4S_{13}$

Topacio: $Al_2SiO_4(F,OH)_2$

Torbernita: $Cu^{2+}(UO_2)_2(PO_4)_2.8\text{-}12H_2O$

Tremolita: $Ca_2(Mg,Fe^{2+})_5Si_8O_{22}(OH)_2$

Turmalina (variedad chorlo):

$NaFe_3^{2+}Al_6(BO_3)_3Si_6O_{18}(OH)_4$

Turquesa: $Cu^{2+}Al_6(PO_4)_4(OH)_8.4H_2O$

Uraninita: esencialmente UO_2, en parte oxidada

Uranopilita: $(UO_2)_6(SO_4)(OH)_{10}.12H_2O$

Uranotilo: $Ca(UO_2)_2[SiO_3(OH)]_2.5H_2O$

Vanadinita: $Pb_5(VO_4)Cl$

Varlamoffita: $(Sn,Fe)(O,OH)_2$

Vonsenita: $Fe_2^{2+}Fe^{3+}BO_5$

Wolframita: $(Fe^{2+},Mn^{2+})WO_4$

Wollastonita: $Ca\ SiO_3$

Wulfenita: $PbMoO_4$

Zinnwaldita: $KLiFe^{2+}Al(AlSi_3)O_{10}(F,OH)_2$

Zoisita (clinozoisita): $Ca_2Al_3(SiO_4)_3(OH)$



Pizarras de Villar del Rey.



Rocas ornamentales



Variedades de Rocas Ornamentales de Extremadura.

La minería de Extremadura tiene su máximo exponente actual en el sector de las rocas ornamentales. Las características geológicas de la región extremeña hacen que ésta ocupe un lugar destacado a nivel nacional e, incluso internacional, dentro del ámbito de las rocas ornamentales, especialmente en el tipo más abundante y variado que es el constituido por el grupo de los granitos. Con respecto al resto del país, Extremadura es la región que más variedad de granitos produce (45% de las variedades comerciales), ocupando un segundo lugar (después de Galicia), en cuanto a producción de tales materiales. Es especialmente destacable la producción y variedad de los granitos negros, casi exclusivos de la región extremeña. La representación de los otros dos grandes grupos de rocas ornamentales, es decir, de las pizarras y de los mármoles, es muy escasa en la región.

Denominaciones

Se consideran rocas ornamentales, también llamadas piedras naturales, aquellas rocas que, tras un proceso de elaboración, son aptas para ser utilizadas como materiales nobles de construcción, elementos de ornamentación, arte funerario o escultórico y objetos artísticos variados, conservando íntegramente su composición, textura y características físico-químicas. Su interés económico y comercial reside en características tan variadas como vistosidad, propiedades físico-mecánicas y aptitud para el pulido. La terminología utilizada en el mercado de la piedra natural pierde su rigor geológico y petrográfico, simplificando sus denominaciones según tres grupos genéricos en: granitos, mármoles y pizarras.

Las normas en uso establecen las siguientes definiciones comerciales:

Granitos (UNE.22.170-85). Se entiende por granito ornamental el conjunto de rocas ígneas compuestas por diversos minerales que se explotan en forma de bloques de naturaleza coherente y se utilizan en la construcción para decoración es decir, aprovechan sus cualidades estéticas, una vez elaboradas, con procedimientos tales como aserrado, pulido, tallado, esculpido, etc.

Esta denominación incluye, además del granito propiamente dicho en sus distintas variedades, pegmatitas, granodioritas, monzonitas, tonalitas, dioritas y gneises entre otras.

Mármoles y calizas marmóreas (UNE.22.180-85). Esta definición es aplicable al conjunto de rocas constituidas fundamentalmente por minerales carbonatados de dureza 3-4 (calcita, dolomita, etc). Incluye los mármoles propiamente dichos, que son rocas metamórficas compuestas esencialmente de calcita o dolomita. Las calizas denominadas marmóreas son rocas carbonatadas, frecuentemente recristalizadas, compactas, de grano fino, normalmente con vetas de calcita e impurezas que proporcionan colores variados y, a veces, con inclusión de fósiles.

El travertino es una roca calcárea, de precipitación química y con estructura vacuolar, marcadamente laminada. Las serpentinas, aunque no son rocas carbonatadas, ya que proceden del metamorfismo de rocas básicas y ultrabásicas, se consideran tradicionalmente dentro de este grupo, hasta el punto de que se las llega a conocer como *mármol verde*.

Pizarras (UNE.22.190-85). Rocas cuyas principales caras están conformadas por la propia esquistosidad de este tipo de materiales.

Las pizarras son rocas metamórficas de grano fino que presentan una exfoliación característica, debida a la orientación planar de sus minerales principales, que constituye la esquistosidad. Los componentes mineralógicos principales de estas rocas son sericita, cuarzo y minerales del grupo de la clorita; como accesorios pueden contener carbonatos, óxidos y sulfuros metálicos, minerales arcillosos y otros. La utilización fundamental de la pizarra es la de cubierta exterior de tejados.

Además de los tres grandes grupos de rocas ornamentales, existen otras tales como areniscas, calizas no pulimentables, cuarcitas, alabastro, etc. La mayor parte se obtienen de trabajos de cantería y se emplean en proyectos urbanos según tradiciones locales. Su

presencia es destacada en el ámbito del patrimonio artístico.

Dado que, como se ha comentado, la representación más importante de la roca ornamental extremeña corresponde al grupo de los granitos, a continuación se hace una breve referencia tanto a la potencialidad de este tipo de explotaciones, en función de la distribución geológica de los macizos graníticos, como a la representación de las principales explotaciones existentes en la actualidad en la región. La relación de los tipos ornamentales no es exhaustiva, haciéndose referencia incluso a variedades que fueron comercializadas en su día pero que actualmente no se encuentran en activo.

Asimismo al final de este capítulo se incluye una breve reseña de los mármoles, calizas marmóreas y pizarras ornamentales de Extremadura.

Los granitos ornamentales en Extremadura: potencial geológico y representación actual

Las unidades graníticas en Extremadura se distribuyen según cuatro grandes alineaciones que, de Norte a Sur, se pueden denominar como sigue:

I. Sierra de Gata-Sistema Central-Navalmoral.
II. Batolito de Extremadura Central.
III. Alburquerque-Mérida-La Serena.
IV. Olivenza-Zafra-Monesterio.

I. Sierra de Gata - Sistema Central - Navalmoral

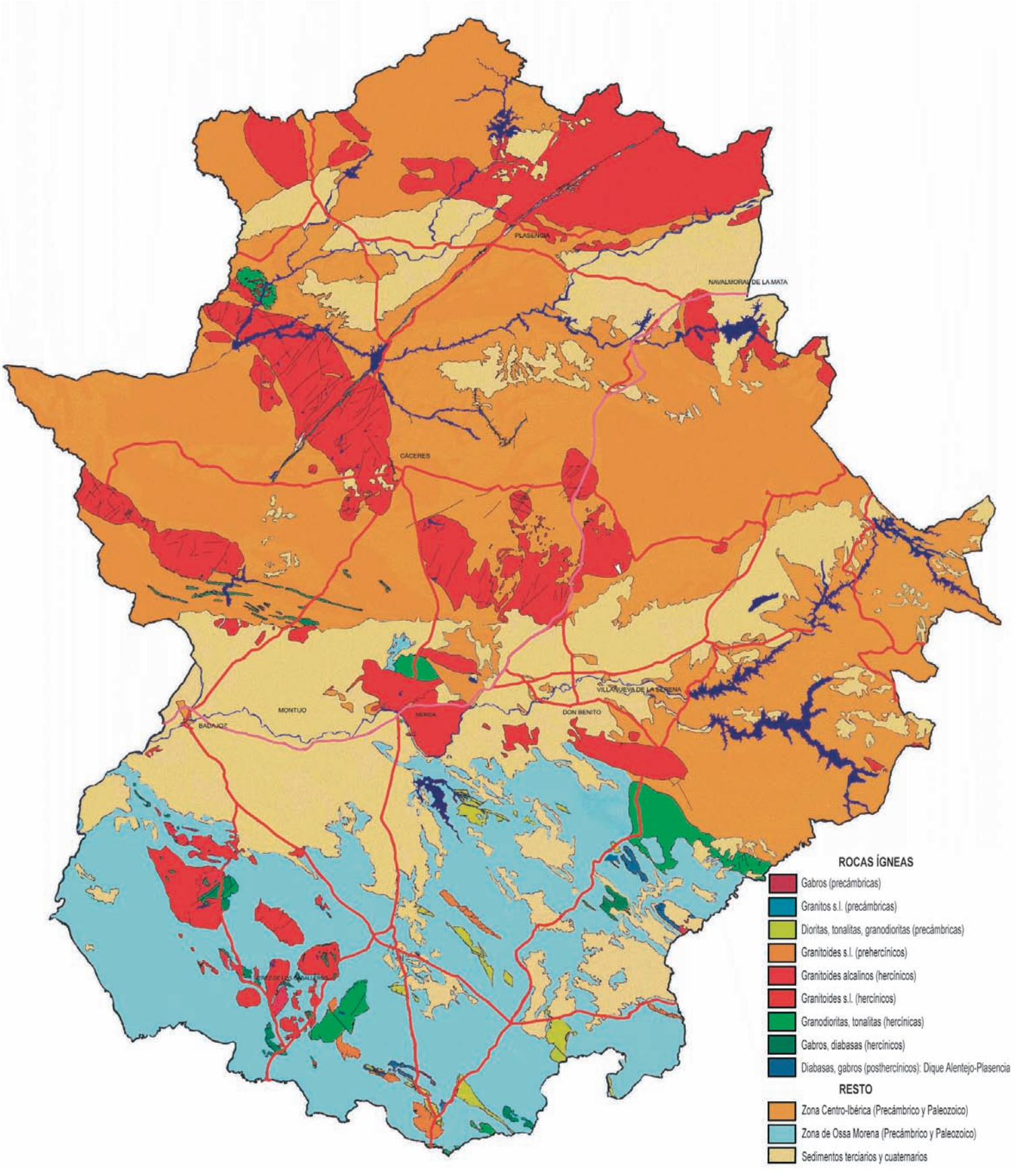
Aunque la extensión de esta unidad es considerable, únicamente existen explotaciones de granito ornamental actualmente activas en el subsector del Sistema Central.

Hay diversas explotaciones antiguas con pequeñas labores, pero sólo una, en Piornal, se encuentra en la actualidad activa. Allí se explota el granito denominado *Granito Pinto*. Se trata de un granito biotítico megaporfídico en el que destacan grandes cristales de feldespato potásico, de hasta 7 cm, sobre una matriz muy oscura por la abundante biotita. La homogeneidad, en cuanto a frecuencia y tamaño de los megacristales, es buena, siendo evidente una grosera orientación según el eje mayor de los mismos. Los escasos enclaves de naturaleza migmatítica, y pequeñas vetas de cuarzo o pegmatita, no influyen de forma determinante en la calidad ornamental de la roca. Los frentes de explotación son de gran longitud y poco fracturados, siendo los bloques extraídos de gran tamaño y existiendo grandes reservas.

En la localidad de Cuacos de Yuste se produjo en el pasado la variedad denominada *Cosmos*, de cierta rareza desde el punto de vista ornamental. Se caracteriza por una estructura bandeada, muy heterogénea y claramente anisótropa, con diferenciaciones muy oscuras, biotíticas, y claras, de composición granítica, que le confieren un carácter llamativo. Otro elemento caracterizador es la frecuencia de enclaves "semidigeridos" de grano medio a fino, variando su tamaño desde escasos centímetros a bloques de varios metros cúbicos.

En conjunto, todo el yacimiento se puede considerar como una migmatita, con una fracción más clara, resultante de la fusión de minerales ricos en sílice, y otra más oscura, rica en minerales ferromagnesianos (biotitas). Más en detalle, pueden aparecer diferentes subfacies como la granítica porfídica, la granítica

Unidades graníticas de Extremadura.





Explotación de granito "Gran Beige" en Garrovillas.

cordierítica y heterogranular y la facies de migmatita *sensu stricto*. Los frentes de cantera son de gran longitud y con fracturación media, de los que se extraían bloques de medias dimensiones.

II. Batolito de Extremadura Central

Esta área comprende una diversidad de explotaciones de granitos ornamentales de hasta nueve variedades distintas en fase de explotación actual. Desde el punto de vista composicional se pueden definir tres grupos de plutones: plutones con granitoides de afinidad cuarzodiorítica, plutones con granitos de feldespato alcalino y plutones de granitoides de feldespato calcoalcalino de tendencia alcalina. Aunque existen pequeñas explotaciones y áreas de interés en los dos primeros grupos, es el tercero el que concentra las zonas de mayor producción y, en particular, los afloramientos relacionados con el plutón de Cabeza de Araya.

Este plutón presenta una morfología alargada en la dirección NO-SE y se caracteriza por la distribución zonada de la facies que lo conforman. Fisiográficamente destaca su relieve suave, la penillanura cacereña, sobre el que se elevan algunos cerros residuales. Existen dos áreas principales con explotaciones activas: Garrovillas y Malpartida de Cáceres. En el primer lugar se extraen dos variedades, *Gran Beige* y *Gran Gris*. En ambos casos los frentes de explotación de las canteras son de gran longitud y no presentan fracturación, siendo los bloques extraídos de grandes dimensiones.





En cuanto al área de Malpartida de Cáceres, se explota el denominado *Blanco Malpartida*, muy semejante a otras rocas de la comarca de Tuy (Pontevedra). Se trata de granitos de dos micas, preferentemente moscovíticos, de grano grueso y de colores muy claros. Muy homogéneos en cuanto a su composición y textura, son fácilmente alterables por meteorización, dando lugar a variadas coloraciones, desde blancos a amarillos rojizos.

En las inmediaciones de Piedras Albas se extrae la variedad conocida comercialmente como *Rosa Alba*.

Otras variedades explotadas en esta zona del Batolito de Extremadura Central son, por ejemplo, el *Blanco Extremadura*, *Blanco Alcuéscar*, *Amarillo Extremadura*, *Azul Extremadura*, *Azul Platino* o *Blanco Cáceres*. Los frentes de explotación no suelen ser muy grandes,

Vista de una cantera de granito donde se extrae la variedad "Rosa Alba".





obteniéndose, generalmente, bloques de tamaño mediano.

III. Alburquerque - Mérida - La Serena

Esta gran alineación magmática cruza en dirección NO-SE la región más septentrional de la provincia de Badajoz. Tienen interés, desde el punto de vista de su explotación como granitos ornamentales, los siguientes cuerpos intrusivos: Batolito de Nisa-Alburquerque, Plutón de Villar del Rey, Macizo de La Haba y Macizo de Quintana (Batolito de Los Pedroches).

El Batolito de Nisa-Alburquerque está constituido litológicamente, y como facies principal, por granitos de dos micas porfídicos, pasando gradualmente a granitos de dos micas de grano medio a fino. También, aunque minoritarios, aparecen granitos moscovíticos y aplíticos. La principal facies de interés comercial son los granitos porfídicos de dos micas y cordieríticos. Son rocas de colores claros, grises a cremas, de grano muy grueso, porfiroides, y con buen desarrollo de los fenocristales de feldespato. Pueden presentar diferenciaciones magmáticas, tales como acumulación de cristales, bandeados cuarzofeldespáticos y alineaciones de micas negras. A este grupo pertenecen las variedades *Dorado Perla* y *Perla*. En el primer tipo, los frentes de explotación son de grandes dimensiones, extrayéndose bloques de gran tamaño. Por el contrario, la variedad Perla se obtiene en frentes de pequeña longitud y con bloques de diversos tamaños, siendo las reservas muy reducidas.

El Plutón de Villar del Rey es un cuerpo intrusivo que está compuesto litológicamente por granitos megaporfídicos biotítico-anfibólicos. Destaca el extraordinario desarrollo de los feldespatos, de característico color rosa, estando la matriz, de grano grueso y aspecto también porfiroide, compuesta esencialmente por plagioclasas, cuarzo y minerales oscuros (botita y hornblenda). Los enclaves o gabarros son de entre 5 y 20 cm y, dada su escasa frecuencia, no afectan a la calidad global de la roca. La variedad comercial que se explota es la denominada *Rosa Villar*, obteniéndose a partir de frentes de explotación de longitud variable que generan bloques de tamaño medio a grande.

En esta zona también se comercializan gabros de grano fino a medio y con colores verde oscuro a negro, como por ejemplo el *Negro Villar* o el *Negro La Roca*.



Panorámica de una explotación de la variedad de granito "Azul Extremadura".

El Macizo de La Haba es un macizo granítico constituido litológicamente por granitos megaporfídicos cordieríticos como facies principal. Se caracterizan por el gran tamaño que alcanzan los cristales de feldespato potásico, de color blanquecino, de hasta 15 cm, así como por los prismas de cordierita negra de 1 a 3 cm de largo.

En conjunto se trata de una roca de color claro, gris a crema, y de grano muy grueso, siendo la homogeneidad importante, únicamente afectada en algunas ocasiones por acumulaciones de cristales, alineaciones de micas y bandeados cuarzofeldespáticos. Los enclaves son escasos y de tamaño no superior a los 15 cm. Con estas características se explotan el denominado *Gris Campanario* y, más alejado textural y composicionalmente, el *Blanco Valle*.

El Macizo de Quintana de la Serena, en el centro-este de la provincia de Badajoz, constituye unos de los principales núcleos, a escala nacional, dedicados a la extracción de granitos ornamentales. Se enmarca geológicamente en el extremo noroccidental del Batolito de los Pedroches y se caracteriza, litológicamente, por granodioritas biotíticas de grano medio a fino y, en menor medida, dioritoides y pórfidos dioríticos.

La facies principal, las granodioritas de grano medio, son rocas de colores grises, rara vez de tonos rosados, y textura granuda equigranular. Son materiales muy homogéneos, tanto composicional como texturalmente, siendo los únicos elementos anómalos pequeños enclaves (gabarros) microgranudos y de color gris oscuro. Su frecuencia y distribución están condicionadas por la posición del afloramiento respecto a las zonas de borde y en relación con pasillos de mayor densidad de enclaves controlados por fracturas precoces de emplazamiento, a través de las cuales se incorporan materiales encajantes (pizarras y esquistos). Esporádicamente aparecen bandeados que modifican la tonalidad gris de la roca y alineaciones de biotita. Las variedades comerciales



Frente de explotación de la variedad "Gris Quintana" en Quintana de la Serena.



Cantera de granito de la variedad "Gris Quintana" en Quintana de la Serena.

que se extraen, bien conocidas tanto nacional como internacionalmente, son el *Gris Quintana* y el *Gris Rosado*.

El primero de ellos se obtiene a partir de canteras de gran longitud, poco fracturadas y de las que se extraen bloques de gran tamaño. En cuanto al *Gris Rosado*, no existen grandes reservas y los bloques extraídos suelen ser de tamaño mediano.

Una variedad de esta composición general, la granodiorita biotítica piroxénica, se explota como *Negro Fantasía*.

IV. Olivenza - Zafra - Monesterio

Presenta diversos cuerpos intrusivos en los que se desarrollan explotaciones para la obtención de granitos ornamentales. Cuatro de ellos destacan sobre los demás: Macizo de Aceuchal, Macizo de Táliga-Higuera de Vargas, Macizo de Barcarrota y Macizos de Burguillos del Cerro y Valencia del Ventoso.

El Macizo de Aceuchal es el único macizo relacionado con la zona de cizalla Badajoz-Córdoba del que se extraen granitos para uso ornamental. Se caracteriza litológicamente por ortogneises anfibólicos de textura ocelar. Es una roca de grano grueso, con foliación penetrativa marcada por orientación de la biotita y el anfíbol, así como por estiramiento de cristales de feldespato potásico. La homogeneidad de estos materiales puede considerarse buena, aunque siempre teniendo en cuenta su estructura anisótropa. En cuanto a la coloración, viene definida por el tono más o menos rosado de los feldespatos y la matriz oscura que los rodea. Ejemplo de estos materiales es la variedad denominada *Rojo Guadajira*, cuyo frente de extracción se encuentra actualmente inactivo.

El Macizo de Táliga-Higuera de Vargas es el de mayor superficie aflorante de cuantos se localizan en el núcleo del anticlinorio Olivenza-Monesterio. Muy homogéneo composicionalmente, viene definido por granitos biotíticos porfídicos, de color gris azulado, grano grueso con fenocristales de feldespato potásico de hasta 7 cm y cuarzo azulado. Su es-



tructura viene determinada por la foliación, con orientación de la biotita y de los grandes cristales de feldespato. Los enclaves, relativamente frecuentes, son de tamaño centimétrico, biotíticos microgranudos y, otros, metamórficos, reorientados según la foliación. El ejemplo más representativo en explotación de estos granitos ornamentales es la variedad *Azul Claro*. Sus frentes de explotación son de longitud media y con algunas fracturaciones y alteraciones, por lo que los bloques que se extraen suelen ser de pequeño tamaño.

En esta misma zona se ha explotado también, aunque con características petrológicas diferentes, el denominado *Negro Nevado*, granodiorita biotítica con hornblenda que se caracteriza por ser una roca de color gris oscuro con abundantes feldespatos blancos y elementos negros que le dan el color oscuro al pulido (mica negra y anfíboles).

El Macizo de Barcarrota está constituido por un cuerpo de forma subcircular de unos 10 km de diámetro, estructurado como un complejo anular, en el que las rocas básicas se sitúan en el centro, rodeadas por una estrecha banda de granitos alcalinos. La variedad que se explota es la denominada

Cantera de granito abandonada en Burguillos del Cerro.





Explotación de la variedad "Negro Ochavo".

Azul Oscuro, granito adamellítico biotítico de color grisáceo, con tintes azulados, y de grano medio y fracturación irregular. Los frentes de explotación de las canteras son de mediana longitud y con ligeras fracturaciones, de las que pueden obtenerse bloques de tamaño medio a grande.

Los macizos de Burguillos del Cerro y Valencia del Ventoso son dos grandes macizos estructuralmente muy semejantes, que se caracterizan litológicamente por una asociación de rocas básicas (gabros y dioritas) e intermedias (tonalitas y granodioritas), con presencia minoritaria de pequeños cuerpos ácidos. Las rocas dioríticas constituyen la principal facies sobre la que se desarrolla la actividad extractiva, estando constituidas básicamente por rocas grises a oscuras con marcada orientación de sus minerales y que generalmente presentan problemas en su homogeneidad, provocados por la frecuencia de enclaves y diferenciados leucocráticos. Ejemplos de variedades comerciales son el *Negro Badajoz*, *Negro Extremadura*, *Negro Ochavo* y *Ochavo Especial*. En general estas variedades se explotan a partir de frentes de cantera de mediana longitud, de los que pueden obtenerse bloques de tamaño mediano.

Por último, y también representados en ambos macizos, se localizan una serie de diques ácidos formados por granitos de grano medio a fino, a veces aplíticos, generalmente de tonos rosados. En ocasiones se explotan, dando lugar, por ejemplo, a la variedad denominada *Rosa Extremadura*, en este caso asociada al Macizo de Burguillos del Cerro.

En esta zona también se llegan a explotar los gneises, en concreto en el término municipal de Villalba de los Barros, de donde se ha extraído la variedad *Azul Guadajira*, conformada por gneises de color entre rosáceo y azulado, de grano medio y con fenocristales de feldespato. Los frentes de explotación son de



gran longitud y están poco fracturados, extrayéndose bloques de tamaño medio y grande.

Los mármoles y calizas marmóreas ornamentales en Extremadura

Los mármoles y calizas marmóreas de Extremadura se explotan en su totalidad en canteras localizadas en el término municipal de Alconera con variedades de colores blancos, grises y negros. Entre las variedades explotadas se cuenta con el denominado *Mármol Blanco Alconera* y el *Mármol Negro Pinta*. El primero de ellos es una caliza recristalizada de edad Cámbrica y de grano fino, presenta buena canterabilidad extrayéndose bloques de tamaños entre medianos y grandes. El *Mármol Negro Pinta* presenta en realidad un color gris oscuro, se trata de una caliza recristalizada de edad Cámbrica y de grano fino; estos materiales presentan buena canterabilidad y se obtienen bloques de tamaños medianos y grandes.

Pizarras ornamentales

Entre las pizarras que se explotan en Extremadura para uso ornamental contamos con variedades como la *Pizarra de Ladrillar* y la *Pizarra de Villar del Rey*.

La *Pizarra de Ladrillar*, como su propio nombre indica, se explota sobre un afloramiento de pizarras situado en el término municipal de Ladrillar, en el norte de la provincia de Cáceres. Estas pizarras presentan un color gris oscuro siendo usada para pavimentos y revestimientos, tanto en interiores como en exteriores. Se trata de pizarras con disposición subvertical, con una potencia de unos 40 metros, siendo explotables algunos niveles con espesores de 1 a 3 metros.

Las *Pizarras de Villar del Rey* presentan un color negro intenso así como una superficie lisa y homogénea que las hacen muy codiciadas en el mercado de las rocas ornamentales. Se localizan en Villar del Rey (Badajoz). Se trata de pizarras sericíticas, compuestas mayoritariamente por sericita (70%) y clorita (15%), dispuestas vertical y subverticalmente, en un afloramiento que se extiende a lo largo de más de 3.000 metros y con una potencia de unos 40 metros. Estos materiales se depositaron durante el Devónico Superior.

Frente de cantera de mármol en Alconera.





Castillo de Capilla construido con materiales cuarcíticos sobre los que se asienta.

El legado cultural de la Geología



La estratégica situación geográfica de Extremadura, a caballo entre la Meseta del Duero y Sierra Morena, hicieron que diversas y sucesivas civilizaciones se asentaran en ella desde la más remota antigüedad. Pero es con los romanos cuando Extremadura entra en las páginas de la historia, al convertirse la ciudad de Emérita Augusta en una de las diez más importantes del Imperio y capital de la provincia romana de Lusitania.

La región fue posteriormente habitada por los visigodos y los árabes y, durante mucho tiempo, su territorio fue frontera de la Reconquista castellano-leonesa. Pero su edad de oro llegó realmente con el descubrimiento de América, al ser cuna de los más importantes conquistadores del Nuevo Mundo.

Extremadura está plagada de monumentales pruebas de la habilidad constructiva de sus habitantes que labraron la historia tallando piedras y construyendo edificios que perduran, aquí y allá, donde sus hombres fueron. En este texto vamos a repasar la historia de las piedras con las que se han edificado los principales monumentos de Extremadura.

Al hablar de construcciones que han perdurado más de 2.000 años, debemos tener presente que en muchos casos lo que hoy vemos no suele ser lo que en su día se construyó, sino la resultante de multitud de procesos de destrucción, reconstrucción, aprovechamiento, adaptación y remodelación por las diferentes culturas y hechos históricos que han ido configurando el aspecto final de cada monumento en concreto.

Al igual que ocurre con otras regiones enclavadas dentro del Macizo Hespérico, el granito, la cuarcita y la pizarra son las piedras predominantes en la construcción de los edificios y monumentos. No obstante, los mármoles se han incluido en los programas edilicios de numerosas construcciones, sobre todo en la Emérita romana y zonas cercanas a su área de influencia, habiendo sido utilizados como rocas ornamentales



"Los Mármoles".
Templo romano
de Talavera la Vieja.
Bohonal de Ibor. Cáceres.



Las rocas como elementos constructivos y artísticos



Bifaz de cuarcita.

para la construcción de las partes nobles (pórticos, columnas, frisos, etc.), que exigían una más fina labra. Mármoles y calizas marmóreas de la Sierra de Alconera, del Cerro Carija, del Calerizo de Cáceres y de otros muchos yacimientos, sirvieron también para obtener la cal tan necesaria como aglomerante para morteros y hormigones de cantos rodados de las construcciones romanas.

Asimismo, en muchas zonas, las pizarras y grauvacas, toscamente dispuestas o bien unidas con argamasa, han constituido un elemento de construcción ampliamente empleado, aunque su extracción no ha implicado, hasta fechas recientes, la existencia de canteras más o menos estables, si no que se extrajeron de los lugares más próximos a las obras de fábrica.

Las rocas como soportes de la cultura primitiva extremeña

Es a lo largo de la amplia etapa del Pleistoceno Medio, hace más de cien mil años, cuando los primeros pobladores de Extremadura tallan las rocas y minerales más duros de la región: silex, cuarzos y cuarcitas, para obtener sus instrumentos de caza y defensa. Entre las variadas piezas líticas talladas destacan por su belleza las llamadas "**bifaces**", verdaderas obras de arte con formas almendradas y de bordes cortantes. Son numerosos los hallazgos de "bifaces" de cuarcitas en las terrazas del Guadiana, Tajo, Alagón y Tiétar. También se han encontrado buenos ejemplares en las excavaciones de "Los Arenales" de Malpartida de Cáceres y en las cuevas cercanas de "El Calerizo" de Cáceres.

Durante el Paleolítico Superior, hace unos 25.000 años, fueron las lisas paredes de las calizas dolomíticas de la **Cueva de Maltravieso**, en "El Calerizo" de Cáceres, sobre las que aquellos primeros extremeños realizaron sus manifestaciones artísticas. Numerosas representaciones de manos (a las que curiosamente les falta el dedo meñique), animales, puntos y rayas, adornan estas rocas sobre las que los hombres, el tiempo y los fenómenos cársticos han dejado su huella indeleble.

Durante el Neolítico, el Calcolítico y bien entrada la Edad del Bronce, las manifestaciones pictóricas se realizan fundamentalmente en cuarcitas armoricanas, se trata de abrigos rupestres de escasa profundidad donde sus visitantes realizan, con óxidos e hidróxidos de hierro y manganeso, unas **pinturas esquemáticas** de estilizadas figuras humanas, animales, puntos y rayas rojizas o negras. Manifestaciones de este esquemático arte rupestre las encontramos, por ejemplo, en las covachas cuarcíticas de los valles del Ruecas, Almonte e Ibor, en Las Villuercas, en la Sierra de Monfragüe y en la Sierra de Alange.

De estas mismas épocas son también los innumerables **grabados esquemáticos** que encontramos en las pizarras y grauvacas aflorantes en Las Hurdes y de otras comarcas extremeñas. En ocasiones estos grabados se encuentran en los ortostatos pizarrosos y de areniscas de los monumentos funerarios, donde los primitivos extremeños dejaron representaciones solares, cazoletas, rayados lineales, reticulados e ídolos, entre otras manifestaciones simbólicas rupestres.

De finales de la Edad del Bronce son muy significativas las llamadas estelas decoradas extremeñas o del suroeste peninsular, de naturaleza pizarrosa, de areniscas o en granitos. En ellas suelen grabarse ejecutadas en soportes el cuerpo de un guerrero con todo su armamento y adornos personales de prestigio: escudo de escotadura, lanza, espada, casco, carro y caballos, espejo, fíbula, etc. La más conocida, por tener el honor de ser la primera descubierta en Solana de Cabañas, es la "**estela del guerrero**",de naturaleza grauváquica, dada a conocer en 1898 por D. Mario Roso de Luna y que se guarda hoy en el Museo Arqueológico Nacional de Madrid. Posteriormente se han encontrado numerosos ejemplares en otras localidades, destacando las de Torrejón el Rubio y las del valle del Zújar.

Monumentos funerarios prehistóricos

Las primeras manifestaciones de la habilidad constructiva de los primitivos habitantes de Extremadura son los megalitos, formados por grandes piedras hincadas sin labrar que constituyen cámaras mortuorias o sepulcros. En general estas construcciones se realizaban situando una serie de grandes planchas u ortostatos de pizarras, cuarcitas, grauvacas, corneanas o granitos verticales, sobre las que se apoyaban otras losas horizontales formando así la cámara, que luego era cubierta por un túmulo circular u oval de tierra y piedras pequeñas.

De estas construcciones existen dos tipos principales: el dolmen simple que es una cámara pequeña y circular cubierta por un túmulo de rocas menudas



Dolmen de Valencia de Alcántara.

Dolmen del Lácara.



y tierra, y el dolmen con corredor en el que se construye un pasillo rectangular o galería que da entrada a la gran cámara. Extremadura, y en particular en su zona occidental, presenta un amplio número de estas construcciones megalíticas. En especial es destacable el conjunto dolménico de Valencia de Alcántara, emparentado con otros similares del cercano Alentejo portugués, desde donde se supone que el fenómeno del megalitismo se propagó por la Península.

Actualmente se conocen unos cincuenta dólmenes en el entorno de Valencia de Alcántara, que representan la concentración de dólmenes más numerosa de la comunidad extremeña.

Los dólmenes extremeños se localizan por lo general en elevaciones naturales o en las proximidades de cursos de agua, y casi siempre sobre la materia prima de la que fueron construidos, aunque muchos ortostatos fueron trasladados grandes distancias desde formaciones geológicas más alejadas. Existen dólmenes de pizarras, de cuarcitas, de diabasas, de corneanas y de grauvacas, pero los más majestuosos están construidos con grandes losas de rocas graníticas.

Sin duda uno de estos monumentos megalíticos más impresionantes y que está construido con enormes losas de granito de la zona es el **Dólmen del Lácara**, que se localiza en las cercanías del municipio de La Nava de Santiago en dirección a Aljucén, muy cerca de Mérida.

El Dolmen del Lácara se encuentra en una hondonada junto al río Lácara y se compone de un sepulcro de largo corredor, que en su día, estuvo cubierto por un túmulo elíptico de piedras y tierra; la cámara conserva ocho grandes ortostatos de granito que la delimitan y la cubierta está prácticamente desaparecida. El corredor se encuentra dividido en un vestíbulo y dos antecámaras cuya anchura oscila entre los dos metros y medio y los tres metros. Su finalidad era



Ídolos antropomorfos en mármol.

funeraria y se destinó a enterramientos colectivos utilizándose durante el Calcolítico y la Edad del Bronce. En las sucesivas excavaciones realizadas se han encontrado ajuares funerarios constituidos por vasijas hechas a mano, puntas de flechas de silex y cristal de roca, fragmentos de puñales de sílex, cuentas de collar de calcedonias, ídolos placa en mármol, diorita o pizarra, cuchillos y puntas de lanza de cobre.

Los castros prerromanos extremeños

Los grandes castros u "**oppida**" extremeños fueron construidos en plena Edad del Hierro y perduraron hasta mediados del siglo I a.C., coincidiendo con la conquista y comienzos de la explotación romana del territorio. Estos recintos amurallados se adaptan a las exigencias del terreno, situándose en lugares altos y con fáciles defensas naturales: entre dos ríos que confluyen (Sansueña), en meandros encajados (Castillejo de la Orden), en crestones cuarcíticos (Estena) o calcáreos (Valdecañas), o en batolitos elevados (El Berrocalillo).

El río Guadiana separaría, "groso modo", a los poblados extremeños de la Edad del Hierro, perteneciendo a los pueblos lusitanos y vettones los situados al Norte y a los célticos y túrdulos los del Sur de este río. En todos ellos los elementos constructivos son muy parecidos. Llaman la atención sus magníficos sistemas defensivos constituidos por una o dos murallas, fosos, torres, puertas acodadas, etc. En su interior se observan los restos derruidos de las edificaciones de la acrópolis y los recintos para el ganado. El muro perimetral así como todos los elementos defensivos antes citados están construidos con los materiales más resistentes y abundantes en la zona, pizarras, grauvacas y granitos, perfectamente encajados y superpuestos a "hueso" o a "soga y tizón".

Numerosos son los recintos amurallados extremeños, entre ellos destacamos por su interés el "oppidum" vettón de **Villasviejas del Tamuja** (Botija) que, a juzgar por los restos de muralla conservados, en su mayoría derrumbes de más de dos metros de espesor, contó para su defensa con dos recintos situados a diferente cota. Aunque se han excavado recientemente algunas estructuras de habitación en el interior del "*oppidum*", con interesantes hallazgos numismáticos, así como las tres necrópolis de incineración del poblado, es evidente que lo más llamativo del yacimiento son sus murallas.

La mayor parte de los grandes sillares graníticos de los dos recintos de Villasviejas se trasladaron en los últimos siglos a otros lugares próximos para ser reutilizados; con ellos se construyó el muro de una presa abrevadero en la cercana finca de Las Golondrinas, así como un puente y otra presa para un molino harinero en el río Tamuja. Si se retornaran estos bloques de rocas graníticas de nuevo a su

Verraco de Tamusia.



sitio de procedencia en el "*oppidum*", se podría levantar una muralla de más de 8 m de altura y 2 m de espesor.

Sin embargo no deja de ser menos cierto el avanzado grado de deterioro que este recinto presenta, permitiendo tan sólo en algunos lugares puntuales reconocer la fábrica de sus paramentos, a saber un frente exterior ejecutado en granito con bloques prismáticos de buen tamaño, en no pocos casos bastante bien labrados así como colocados "a hueso", relleno al interior con mampostería irregular y tierra. A día de hoy es imposible determinar las características del intradós de la muralla, es decir el paramento que cerrara por dentro la fortificación, al estar del todo terraplenado. No obstante es de suponer que tuviera unas características constructivas similares a las del extradós, quizás, si acaso, algo más tosca de ejecución según paralelismos con otros castros extremeños contemporáneos.

Históricamente los vestigios de Villasviejas del Tamuja han sido identificados con la ciudad vettona de Tamusia, sin duda siguiendo la evidencia proporcionada por el actual hidrónimo Tamuja y por sus acuñaciones de monedas, ases de la serie del jinete ibérico con el epígrafe TAMUSIA. Todo indica que este "*oppidum*" debió tener un desarrollo muy dinámico basado en la explotación de los ricos yacimientos filonianos de galenas argentíferas, que encajan en el complejo esquisto-pizarroso del entorno del batolito granítico de Plasenzuela.

De rocas graníticas son también las numerosas esculturas zoomorfas de los verracos (cerdos o jabalíes), encontrados tanto en los alrededores de Tamusia como en otros lugares del norte de Extremadura y que se relacionan con la cultura religioso-funeraria del pueblo céltico de los vettones.

Monumentos romanos en Extremadura

Son multitud los restos de aquel imperio que aún se alzan, enhiestos, en la Comunidad de Extremadura. En muchos casos en un estado de conservación espectacular, en otros, desgraciadamente, casi nada queda de ellos o desaparecieron para siempre.

Como se ha dicho el granito ha venido utilizándose desde la prehistoria en monumentos funerarios, defensivos, religiosos..., tanto por sus propiedades ornamentales como por su durabilidad, siendo símbolo inequívoco de majestuosidad y permanencia en el tiempo.

La Historia nos ha dejado excelentes ejemplos de la utilización del granito como elemento fundamental de la construcción de obras públicas o privadas monumentales, que aún siguen mostrando todo su esplendor, imperturbables al paso de los siglos.

En Extremadura el uso ancestral de la piedra berroqueña alcanza su mayor apogeo durante la dominación romana,



Teatro romano de Mérida. Detalle de las columnas realizadas con mármol negro veteado de Alconera.

época que marca un profundo desarrollo socioeconómico. Una bella muestra es el conjunto emeritense, cuya riqueza arqueológica, afortunadamente hasta hoy, se viene recuperando y ha dado motivos suficientes para que su conjunto monumental fuera declarado Patrimonio de la Humanidad por la UNESCO en diciembre de 1993.

Uno de los factores más importantes que debió influir en el momento de elegir el definitivo emplazamiento de la ciudad romana de **Emérita Augusta**, fue sin duda que, en el sitio donde se situase, se dispusiera de rocas apropiadas y suficientes para las distintas construcciones, y efectivamente en las proximidades de su ubicación se encuentran con facilidad, además de granitos de diversas facies y calidades, los mármoles y cal del cerro Carija y las gravas cuarcíticas de los aluviales del río Guadiana. La gran mayoría de los granitos utilizados en Mérida proceden de labores cercanas a la población, fundamentalmente granitos, granodioritas, dioritas y gabros de los batolitos situados al norte de la ciudad emeritense.

La ciudad romana de Emérita es pues un claro ejemplo del empleo de las rocas de los afloramientos más próximos en la construcción de los edificios y monumentos, sobre todo en los siglos pasados, cuando el transporte con carros desde lugares distantes era complicado.

Ciertamente, del conjunto monumental emeritense es el **teatro romano** el monumento más significativo y universalmente conocido, su construcción fue patrocinada por Marco Agripa, yerno del emperador Octavio Augusto. Su inauguración data del año 15 a.C. Tanto el teatro como el **anfiteatro romano** de Mérida están realizados totalmente en sillería de granito perfectamente labrada y trabajada, tanto en sus gradas



Acueducto de Los Milagros con la Sierra de Carija al fondo. Mérida.

como en los arcos, muros, etc. En el escenario las columnas son de mármol negro veteado de Alconera, y se apoyan sobre un zócalo de argamasa recubierto de granito.

Los mármoles de Alconera en sus variedades blanco con ligeras vetas amarillentas y grises, gris y gris con manchas blancas o rojas, negro y rojo asalmonado con textura brechoide, han sido utilizados ampliamente en la construcción de numerosos monumentos romanos de Mérida, junto con mármoles de coloración blanca y blanco grisácea procedentes del Cerro de Carija, situado al Noroeste de Mérida, así como con las cuarcitas de la Sierra de San Pedro, en el límite de las provincias de Cáceres y Badajoz.

Entre otras obras construidas con granito se pueden citar los **puentes** de la calzada romana que atraviesa toda Extremadura de sur a norte, la llamada hoy "Vía de la Plata". Los puentes levantados en la entrada y salida de esta calzada a su paso por Mérida, sobre el río Guadiana y el arroyo Albarregas, son unas de las construcciones más representativas de la época de Augusto, en las que se utilizaron rocas graníticas del batolito emeritense de "Los Baldíos", al igual que en el acueducto de Los Milagros, construido también con aparejo alterno de ladrillo y granito y del que se conservan treinta y siete pilares.

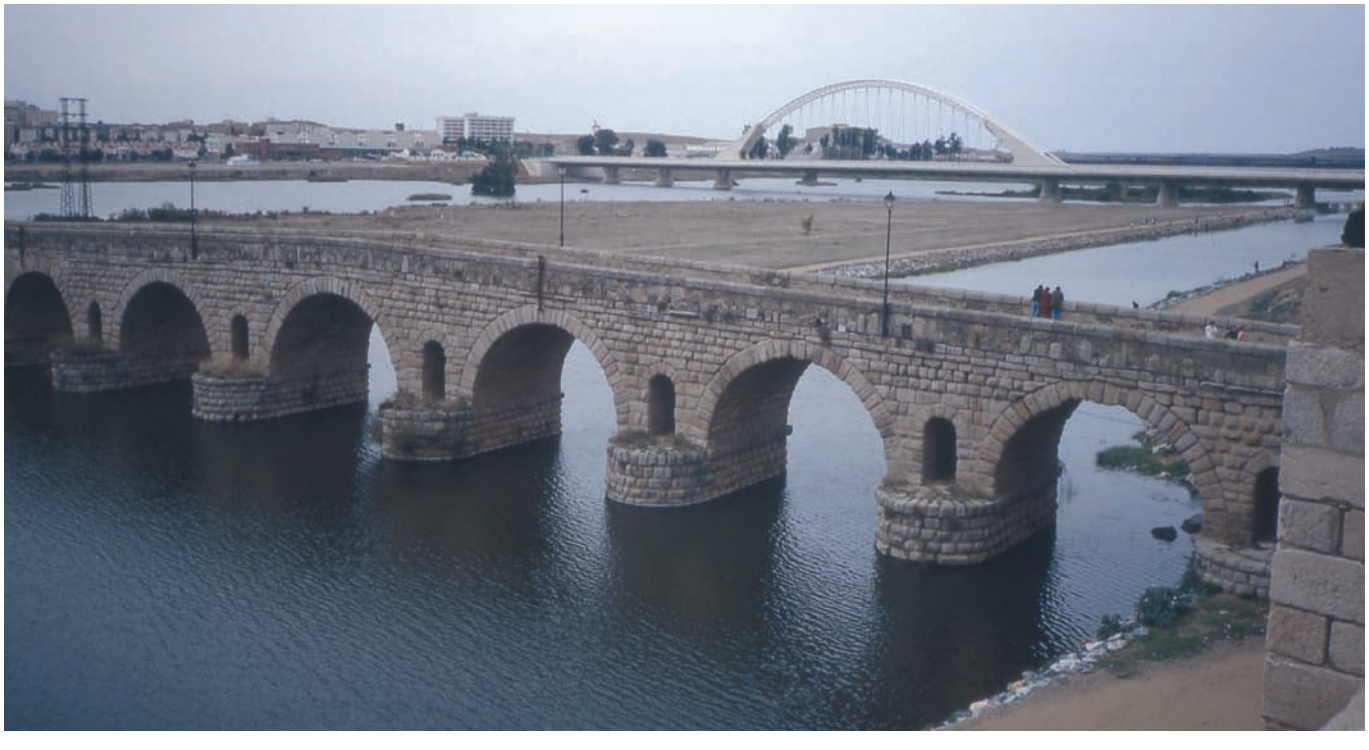
La presa de la Albuera o de **Proserpina**, situada a unos 7 km de Mérida, fue construida también con sillares graníticos por los romanos con el fin de abastecer de agua a la ciudad; esta presa, junto con la de **Cornalbo**, es una de las obras hidráulicas romanas más importantes de Extremadura. La presa embalsa las aguas del Arroyo de la Albuera y su estado de

conservación actual es casi perfecto tras la impermeabilización recientemente realizada.

Conscientes ya los romanos de la importancia de disponer de buenos pasos sobre el Guadiana, erigieron también en Medellín una de sus mejores realizaciones peninsulares en puentes. Su longitud se estima fue de unos cuatrocientos metros, con un total de 28 arcos de entre 10 y 12 m de luz y sólidos estribos, siendo toda su fábrica de sillares regulares de granito. La obra quedó destruida durante la Edad Media, aprovechándose sus materiales para levantar otro en su sustitución. Parte de sus cimientos originales son apreciables todavía junto al actual, sobre la orilla izquierda del Guadiana.

El puente de **Alcántara**, construido sobre el río Tajo por el arquitecto Caio Julio Lacer en el siglo I d.C., bajo el gobierno del emperador Trajano y sufragado por civitates de la zona, es otro bello ejemplo de ingeniería romana realizado con granitos.

Este espectacular puente ("al-Kantara al Saif" para los árabes), que salva un cañón del Tajo tiene 58,20 m de altura sobre el nivel de sus aguas y 194 m de longitud. Consta de seis arcos sostenidos por cinco pilas; las dos pilas centrales se apoyan sobre las formaciones pizarrosas del lecho del río. Fue ejecutado también con sillares de granito y resistió imperturbable el paso de las grandes avenidas del Tajo y de las inclemencias meteorológicas casi 2.000 años, pero sucumbió ante las guerras. El puente debió permanecer intacto hasta el siglo XIII, época en que el avance de la Reconquista le infringió los primeros daños. Reparado en tiempos de Carlos I, volvió a sufrir daños en el siglo XVIII como consecuencia de las guerras entre España y Portugal, que en esta ocasión se repararon en tiempos de Carlos III. En 1809, durante la Guerra de la Independencia, los aliados destruyeron el segundo arco de la orilla derecha con objeto de evitar el paso de los franceses. La reconstrucción definitiva se llevó a cabo a mediados del siglo XIX. En la actualidad, sigue soportando



Puente romano de Mérida.



Arco de Cáparra.

el paso de los vehículos que circulan por la carretera hacia Portugal.

La calzada del puente de Alcántara unía Norba Caesarina (Cáceres) con Egitania (Idanha-a-Velha). A su paso por el río Eljas los romanos levantaron otro puente, el de Segura, de características arquitectónicas muy parecidas al de Alcántara.

Otra obra en granito es el puente romano de **Alconétar**, también sobre el Tajo, probablemente de la época de Trajano o de Adriano, a comienzos del siglo II; a través de él la Vía de La Plata salvaba el Tajo en su camino hacia Astorga.

De lo que queda del puente se deduce su sólida construcción con un recubrimiento de sillares de granito dispuestos "a hueso" que conformaba el molde en el que se fraguó el hormigón del interior. Existe en su núcleo un refuerzo que une los laterales, también de sillería de granito, en forma de cruz y formando así unas series de huecos prismáticos que se rellenaron de hormigón ("oppus caementicium"), en tongadas de hasta dos y cuatro hiladas. El sillar de granito es muy regular y tiene forma almohadillada, salvo los bloques que lindan con las cornisas. Su disposición fue la de "soga y tizón" con una cadencia general de una hilada a soga y otra a tizón.

Los restos de lo que fue la próspera mansión romana de "Turmulus" y después poblado medieval, en las crónicas llamado "al-Qunaytarat Mahmud", luego fortaleza templaria, quedaron bajo las aguas del pantano de Alcántara. Pero, a comienzos de los años setenta de la pasada Centuria, para salvar el puente de las aguas del embalse, lo trasladaron piedra a piedra a su actual ubicación junto al cruce de la N-630 con la carretera que lleva a Coria. En un extremo del puente estaba la fortaleza medieval de "al-Qunaytarat" reedificada sobre un reducto de defensa romano y que todavía se conserva en su lugar como torre templaria llamada de Floripes, construida con sillares graníticos romanos reutilizados. La torre y su leyenda emerge a duras penas en las aguas del embalse de Alcántara.

Otra impresionante muestra de la ingeniería romana en granito son las **murallas de Coria**, levantadas durante el Bajo Imperio Romano, entre los siglos IV y V. El empleo en su construcción de materiales más antiguos reaprovechados pero también romanos, como estelas funerarias, delata su creación algo tardía. La muralla es un magnífico ejemplo de la arquitectura militar romana y se encuentra en un excelente estado de con-

servación, aunque ha registrado diversas obras de reforma y algunos de sus lienzos han quedado ocultos tras algunas construcciones más modernas. Las mayores transformaciones datan de finales de la Edad Media, aunque los avatares de las guerras y devastaciones de las que fueron testigo han contribuido más a su mejora que a su ruina. Los muros están construidos con sillería de granito bien escuadrada, en disposición a "soga y tizón". En la mayor parte de su recorrido se pueden apreciar los recrecidos realizados en el siglo XVII en el transcurso de las guerras con Portugal; en este caso el material empleado es mampostería menuda y lajas de pizarra.

Las Ventas de **Cáparra** fueron abandonadas poco después de 1700 y se asentaron sobre la antigua ciudad romana de Capera. De ella queda su foro con un majestuoso **arco tetrapilo** erigido con sillares de granito bajo el cuál pasaba la calzada romana de la "**Vía de la Plata**".

El citado arco tetrapilo de Cáparra está internamente recubierto por una bóveda de aristas de piedra granítica talladas de forma peculiar, ya que las aristas están constituidas por sillares de formas caprichosas con numerosos planos que encajan perfectamente. Este detalle innecesario desde el punto de constructivo implica un elevado grado de especialización del trabajo de cantería de la época. Próximos se encuentran sendos puentes sobre el Ambroz y el templo de la Jarilla (dedicado a las Ninfas), todos ellos coetáneos al Municipio romano y construidos con aparejo de sillares graníticos.

La construcción de la calzada romana "Vía de la Plata" que unía Mérida con Astorga, y se prolongaba hacia el sur, hasta Itálica e Hispalis (Sevilla), en algunos tramos, presenta unos 6 m de anchura, con paramentos externos o bordillos de sillares de granito regularmente tallados y perfectamente alineados, que

Plaza Mayor de Cáceres.



Plaza Mayor de Trujillo.

encierran un núcleo apisonado de duras piedras menudas, generalmente cantos de cuarzos y cuarcitas, sobre el que se vertieron, como capa de rodadura, arenas graníticas (jabre) o gravillas cuarcíticas para hacerla más cómoda, rápida y segura al paso de los carruajes y de los animales de tiro y carga.

Son frecuentes los hallazgos, a lo largo de la "Vía de la Plata", de **miliarios**, (hitos cilíndricos de granito con base cúbica, de 0,55 m de diámetro y cerca de 1,70 m de altura, que señalaban las distancias en las calzadas romanas). Estaban colocados en cada milla (1480 m) respecto de su origen situado, en este caso, en el foro de la ciudad de Mérida. Tallados y grabados también en duras rocas graníticas han servido de mojones o "marcos" que indicaban no solo las distancias sino también bajo qué emperador se ejecutó la construcción o reforma del tramo, los límites jurisdiccionales (y de diócesis en la Edad Media), etc.

La Extremadura de las ciudades-monumento

Cáceres, Trujillo, Plasencia, Alcántara, Brozas..., pueden citarse como ciudades en las que la mayoría de sus construcciones "históricas" se encuentran realizadas con granitos y cuarcitas.

Cáceres, la capital de la Alta Extremadura, se puede considerar una reliquia histórica, con sus recoletas calles estrechas sembradas de monumentos de piedra. Su barrio antiguo, flanqueado por murallas de la época musulmana con imponentes torres vigía, conjuga en singular armonía monumentos e iglesias medievales con palacios renacentistas.

En reconocimiento a la belleza y estado de conservación del recinto histórico artístico de la ciudad de Cáceres, el 23 de noviembre de 1986, la comisión de Patrimonio de la UNESCO acordó incluir en la lista del Patrimonio Cultural de la Humanidad a la Ciudad Histórica y Monumental de Cáceres como "Ciudad



Patrimonio de la Humanidad". El conjunto monumental que alberga fue argumento indiscutible para respaldar este nombramiento. Su muralla almohade de tapial y las edificaciones de piedra, de incalculable valor histórico y arquitectónico, hacen de esta ciudad un retrato vivo de los siglos XIV al XVII como dejan patente sus casas fuertes, palacios y edificios religiosos.

Los edificios históricos de Cáceres, entre los que se pueden citar los cimientos de la muralla de la colonia romana de Norba Caesarina, así como prácticamente la totalidad de los palacios de la ciudad antigua, el **palacio de los Golfines**, la **casa de los Carvajal**, el **palacio de los Marqueses de la Isla**, la **casa de los Solís**, el **palacio de Mayoralgo** o el **palacio de Moctezuma**, entre otros, en menor o mayor proporción, están constituidos con granitos procedentes principalmente de las canteras próximas del Batolito de Araya, donde aún se observan labores sin terminar y zonas señaladas para seguir los arranques.

Trujillo, la antiquísima Turgalium, que a modo de fortaleza sobre un inmenso batolito de granito fue hogar de vettones, romanos, musulmanes y cristianos, así como ciudad natal de numerosos conquistadores y descubridores como los Pizarro y Francisco de Orellana. Su Plaza Mayor porticada, el castillo árabe que la domina, palacios e iglesias, así como la antigua muralla que aún conserva cuatro de las siete puertas de entrada a la ciudad, son muestras de su gran monumentalidad. En Trujillo lógicamente los materiales utilizados proceden prácticamente en su totalidad del macizo granítico sobre el que se asienta la ciudad. Son mayoritariamente gra-



Muralla de Plasencia.

nitos de dos micas y leucogranitos de coloración blanco amarillenta. La **Plaza Mayor**, con el **palacio de Vargas**, la **iglesia de San Martín**, el **palacio de los Pizarro** y demás monumentos, constituye un buen ejemplo. Los suelos de esta plaza, la fuente y el pedestal de la estatua de Pizarro están realizados también con bloques graníticos.

En la ciudad de Badajoz, los núcleos de extracción de materiales graníticos hay que buscarlos en los macizos de Mérida, Barcarrota, Olivenza y Villar del Rey; la **iglesia de la Soledad**, **de Santo Domingo**, el **convento de las Clarisas Descalzas**, la **casa de los Morales** son monumentos construidos en una gran parte con materiales graníticos. La **torre de la Catedral de Badajoz** está realizada con sillares de granito y mampostería de ladrillo.

Los mármoles de Alconera han suministrado también material a varios monumentos de Zafra, Jerez de los Caballeros, así como de Sevilla e Itálica. Un ejemplo

Construcción sobre bolo granítico en Trevejo (Cáceres).



de ello lo constituye el **Palacio de los Duques de Feria en Zafra**, en los que toda la columnata, escaleras y suelos del patio interior están realizados con mármoles blancos veteados de esta zona.

En la construcción de la muralla y catedral de **Plasencia** se utilizaron los granitos autóctonos de la zona. Para los sillares se explotó un granito homogéneo de grano fino mientras que para la ornamentación de los elementos decorativos se empleó un leucogranito aplítico muy deleznable.

Estas rocas graníticas siempre se utilizaron como piedras de cantería en puentes, castillos, casas solariegas, iglesias, etc., pero nunca como rocas ornamentales pulimentadas sino hasta fechas muy recientes. Materiales rocosos menos "nobles" han sido, como se ha apuntado anteriormente, utilizados en la construcción de diversas obras públicas y privadas, generalmente gracias a su proximidad a las construcciones, como las calizas marmóreas próximas a Badajoz con las que se construyó el talud exterior del baluarte de la ciudad, o como las cuarcitas y areniscas del monumental monasterio mudéjar de **Guadalupe**, procedentes de las sierras de Las Villuercas, o como las pizarras negras de las alquerías hurdanas.

La arquitectura popular extremeña

Las viviendas tradicionales pertenecientes a la llamada arquitectura popular extremeña presentan una serie de características propias que sirven para diferenciarlas como obras bien distintas de las que realiza la arquitectura profesional. Vamos a tratar de exponer un resumen de esas peculiaridades, resaltando sus materiales constructivos como el medio más eficaz para comprender el significado de este tipo de arquitectura realizada con sentido común y funcional.

La **casa típica extremeña** más extendida por el Centro y el Sur de la comunidad, es una vivienda de carácter rural muy común en los pueblos blancos situados en las amplias llanuras cerealís-

ticas, de viñedos y de olivares, donde son habituales las actividades agrícolas y ganaderas. En estas zonas se pueden localizar yacimientos arcillosos cuya materia prima es fácil de extraer. Suele ser una casa con gruesos **muros de tapial** encalados capaces de soportar los empujes de las **bóvedas de ladrillo** del techo y conseguir así agradables temperaturas en verano.

La fábrica de tapial es un aglomerado de **arcilla** apisonada que, al secarse, adquiere cierta consistencia. Al ser de construcción muy económica constituye un elemento de uso frecuente en la vivienda popular extremeña. Ordinariamente se ejecutaba apisonando arcilla o "tierra de miga" en hormas o moldes de madera llamados tapiales. Para proteger el muro de la intemperie, se podía guarnecer por ambos paramentos, y para aumentar su solidez se añadía una lechada de cal a la arcilla, o se intercalaban verdugos de ladrillo. Esta casa consta generalmente de dos plantas, de las cuales la superior, el llamado "doble" o "doblado" de menor altura, suele ser utilizada únicamente como desván o almacén para las mieses. Se cubre con **teja árabe** en faldones a doble vertiente y con el caballete paralelo a la fachada principal. La casa va provista de **chimenea** de sección rectangular que, dentro de la vivienda, da lugar a una amplía campana enmarcada con grandes piedras graníticas, no sólo con vistas a hacer posible un buen fuego, sino para permitir conservar algún tiempo en su interior los productos de la matanza, elemento básico de la economía doméstica hasta hace pocos años.

En el suelo de la casa puede aparecer un empedrado de **cantos rodados** de cuarcitas, de granitos o de pizarras; pavimento duro, resistente y duradero, pero muy sonoro y frío; aunque existen también pavimentos de **ladrillo** macizo o de **baldosas** de alfarero, que son piezas moldeadas con arcilla bien cocida de aristas vivas, muy compactas y duraderas. Las baldosas aparecen asentadas sobre tongadas de mortero de **cal** espolvoreado con cemento. La cal por sí sola también forma, dada su buena calidad, un magnífico pavimento continuo. En toda la región se empleaban también las **losas de piedra**, generalmente **pizarras** negras toscamente cortadas y bien rejuntadas con cal. La baldosa y el canto rodado los encontraremos sobre el pavimento del zaguán y a semejanza de la casa romana, quizás por una remota influencia que todavía perdura en Mérida, con la inscripción de la palabra "salve". Esta casa típica extremeña, que puede considerarse representante de la arquitectura popular en el centro y sur de nuestra región, se encuentra en gran parte de la provincia de Cáceres y en casi toda la de Badajoz, concretamente en los pueblos situados en la penillanura trujillano-cacereña, en las Vegas del Guadiana, en la Tierra de Barros, en La Serena y en La Siberia.

En estas dos últimas zonas, así como en Las Villuercas, las construcciones más emblemáticas o de mayor rango se abastecen de bloques y sillarejos de cuarcitas, resultando fácil observar la iglesia y el ayuntamiento del pueblo, las casas señoriales, los castillos y las fortalezas de algunas localidades construidas con estos materiales. Son ejemplos significativos los castillos de Cabañas, Herrera del Duque, Puebla de Alcocer, Capilla, Magacela, etc, también el Monasterio de Guadalupe y las iglesias de Berzocana, Cañamero, Alía, Valdecaballeros, etc.

La **casa tradicional hurdana**, sobria y sobrecargada de pizarra, posee unos esquemas circulares que nos recuerdan a las viviendas de algunos castros de la Edad del Hierro. No fue concebida como lugar de esparcimiento y disfrute, sino que fue considerada como un espacio de utilidad práctica: para dormir, comer y guardar el ganado. Los materiales que se han utilizado y que se siguen utilizando principalmente son las piedras de **pizarras**, muy abundantes en la zona, que le dan una apariencia de homogeneidad, austeridad y simplicidad, características más notables de la casa típica de Las Hurdes.

El terreno abrupto e irregular ha establecido un modelo de casa hurdana pequeña y sencilla de formas, en donde piedra sobre piedra se levantan los muros, sin argamasa ninguna, sustentados por el propio peso de las mismas. De planta generalmente redonda, la casa hurdana responde, vista al exterior, a una construcción de una planta. En el interior, se organizan varias estancias diferenciadas, unas de uso doméstico, compuestas por alcobas y la cocina, y otras para los animales.

La escasa altura que tiene la casa hurdana es consecuencia de la hostilidad del terreno que no permite otra cosa, hecho que provoca que muchas veces los pueblos se confundan con el paisaje. La típica casa hurdana presenta escasos huecos al exterior y, los existentes, lo hacen de manera aleatoria, solamente se realizan nuevas aperturas cuando la casa va evolucionando hacia dos o más alturas, al mismo tiempo que también desaparece de las viviendas más simples la única puerta de acceso y que daba entrada tanto a personas como a animales. Los tejados están hechos también con lanchas de pizarra, traídas de los lancheros a lomos de las caballerías; superpuestas unas sobre otras conforman el entramado escamoso de la cubierta. El peso de todas ellas lo soporta un gran "carguero" de madera de castaño que hace la función de viga. Cabe señalar un dato que pasa desapercibido a los ojos del viajero, y es que la vivienda típica hurdana carece de chimenea. El humo de la cocina se filtra sencillamente entre la pizarra, cumpliendo la función de servir de elemento secante en el interior. Aparecen a veces los balcones, a la vez decorativos y utilitarios, como consecuencia de una reestructuración interna de la casa, sirviendo alguno de ellos como improvisados sequeros de productos de la huerta. El elemento común a todos ellos es que están colocados sobre lajas de pizarra colocadas de canto, ofreciendo así una mayor sujeción y resistencia. El enrejado, es un elemento que se incorpora en épocas recientes, siendo muy similar en todos ellos. Los muros exteriores son lisos, interrumpidos por ocasionales "poyos" de piedra, lugares para el descanso y disfrute de la tranquilidad de la calle.

También hay otro tipo de construcciones como pueden ser los puentes y los paredones que al igual que las casas se han ido construyendo también con los materiales autóctonos del Complejo Esquisto-Grauváquico. Interesantes muestras de la arquitectura popular hurdana las encontramos en las alquerías cercanas a Caminomorisco, en concreto en las de Azabal, Cambrón, Dehesilla, Huerta, Mesegal, Erias, Horcaljada, Batuequilla, Riomalo de Arriba, Asegur o La Huetre.



Construcciones típicas de Las Hurdes.

En el paisaje serrano de La Vera, el Valle del Jerte y la Sierra de Gata, de laderas graníticas escarpadas, cubiertas de monte bajo y pastizales, de bosques frondosos y frescos huertos, los pueblos, con sus casas tradicionales apiñadas en torno a la plaza vieja, presentan unas construcciones a base de piedra de granito y adobe, con típicos entramados y balconajes de madera. La mayoría de estas viviendas están construidas con muro de piedra de granito en la planta baja y adobe, con entramado de madera, en la primera planta y en el "sobrao", un espacio característico cuya función termoaislante del frío y del calor lo hacen imprescindible. En las poblaciones de las sierras del Norte proliferan también los típicos soportales adintelados de madera de castaño y de roble apoyados sobre pilares de granito.

Sería imposible en este breve trabajo introductorio hacer un inventario detallado de todos los materiales utilizados en la construcción de las viviendas y en los monumentos de las ciudades y pueblos de Extremadura dado el amplísimo repertorio de obras maestras con que cuenta la región. Para conocerlas se sugiere al lector que recorra las comarcas extremeñas, sin duda en su periplo quedará maravillado por la belleza y singularidad de sus pueblos, monumentos, ciudades o de sus paisajes rocosos.

El Museo de Geología de Extremadura es de ámbito regional y tiene entre sus principales objetivos divulgar la geología de nuestra Comunidad Autónoma. El museo sirve de archivo de muestras así como de documentación de la Geología de Extremadura, abierto al estudio tanto retrospectivo como proyectivo de científicos, profesionales y aficionados. Asimismo pretende divulgar entre aficionados y público en general, el conocimiento sobre el medio físico de Extremadura, dando a conocer tanto el suelo como el subsuelo sobre el que se asientan pueblos, ciudades y campos. Por último, la muestra actúa como complemento didáctico destinado a los estudiantes de las diferentes etapas educativas que abordan temas relacionados directa o indirectamente con la geología.

Su valor, reconocido en multitud de foros y publicaciones, radica en ser representativo de una zona muy característica de la Península Ibérica, en concreto del Macizo Hespérico meridional.

Este museo es propiedad del Excmo. Ayuntamiento de Mérida. Se sitúa actualmente en el Centro Cultural Alcazaba, ocupando dos salas de la primera planta, después de pasar en sus años de existencia por distintas dependencias. Su origen está sustentado en la colección de minerales, rocas y fósiles que realizó el eminente geólogo D. Vicente Sos Baynat, en los años que trabajó para el empresario gallego D. José Fernández López. D. Vicente dirigió las explotaciones mineras de casiterita y wolframita en los años 40. Posteriormente se han ido incorporando toda una serie de muestras, la mayoría donadas por numerosos profesionales y aficionados.

Está compuesto por una colección de aproximadamente 10.000 piezas repartidas entre rocas, minerales y fósiles, aunque el mayor interés, debido fundamentalmente al objetivo inicial de la colección, es eminentemente mineralógico.

El actual museo se estructura en dos salas, en la Sala I se muestra de una forma sistemática una cla-





Museo de Geología de Extremadura en Mérida.

Museos, colecciones y geólogos ilustres en Extremadura



Escultura en honor a D. José Fernández López. (M.G.E.)

sificación de minerales, rocas y fósiles del territorio extremeño. Entre las vitrinas centrales se reparten minerales bien cristalizados, ordenados por sistemas cristalinos, minerales ordenados por Clases Mineralógicas; rocas representativas (tanto sedimentarias, ígneas como metamórficas) y muestras de la paleontología de Extremadura.

Las vitrinas laterales atienden a ordenamientos por propiedades físico-químicas de los minerales (eminentemente didácticas), asociaciones de minerales, agregados, maclas, etc., estructuras que presentan las rocas (estratos, pliegues, etc.) y, finalmente, muestras de fósiles de otras Comunidades Autónomas.

Destacar la presencia de un espacio denominado "El Rincón del Geólogo", donde se pueden admirar los distintos instrumentos y material de trabajo propios de los profesionales de la Geología.

En la Sala II, se encuentran muestras representativas de los yacimientos-tipo de minerales que tuvieron gran importancia en la economía minera de Extremadura. Se exponen en cada caso tanto la mena como la paragénesis y las rocas asociadas. Se halla una vitrina destinada a representar la explotación de rocas ornamentales y áridos, que en la actualidad tienen gran importancia en la Comunidad Autónoma.

El museo dispone, además, de dependencias asociadas que sirven de almacén de muestras donde se recoge el material que no se expone al público, una biblioteca sobre temas geológicos donde se reúnen libros, revistas, mapas

Cristales de cuarzo. (izqda.)

Ejemplar de trilobites. (dcha.) (M.G.E.)





geológicos, mapas topográficos, etc., así como el despacho del Coordinador del museo.

Entre las joyas de esta exposición destacan las muestras de minerales que constituyeron el núcleo inicial de éste como las Casiteritas, Wolframitas, Topacios, Wollastonitas, Ambligonitas y Turquesas, Cuarzos, etc. Entre los fósiles son las muestras de trilobites y cruzianas las mejor representadas.

Entre otras actividades, el museo realiza anualmente, desde hace más de una década una Muestra sobre Mineralogía y Paleontología de cara, por una parte, a dar a conocer la geología al público en general y, por otra, a fomentar entre el estamento educativo la enseñanza de estas disciplinas a través de salidas al campo y ciclos de conferencias.

Asimismo destacar la edición bianual de la revista "Publicaciones del Museo de Geología de Extremadura" donde se dan a conocer artículos científicos y didácticos sobre diferentes facetas de la Geología de Extremadura. El Museo participa como socio de la AMYP, Asociación (de carácter nacional), de Museos, Grupos y Colecciones de Mineralogía y Paleontología.

Desde la creación de AGEX, Asociación Geológica de Extremadura, colabora estrechamente con ella en numerosas actividades. Se realizan una serie de intercambios de publicaciones geológicas con Universidades, Museos, Asociaciones, etc. Ha colaborado con la Asociación de bateadores de oro en variadas actividades, destacando el campeonato de España que se celebró en Sierra de Gata.



Almacén de muestras. (M.G.E.)

OTRAS MUESTRAS DE GEOLOGÍA

Por otra parte, y ya en un ámbito más local, en el año 2002 se inaugura en Santa Marta de los Barros (Badajoz) una exposición geológica ubicada en la Universidad Popular de esta localidad. Esta exposición constituye el **Museo Geológico "José María Fernández Amo"**, un claro referente didáctico de la geología y mineralogía dentro de la Comarca de Tierra de Barros. Actualmente, el museo cuenta ya con unas 3.000 piezas, entre minerales, rocas y fósiles, destacando las muestras de vanadinitas, hemimorfitas y wulfenitas de Santa Marta, así como las piritas, magnetitas y allanitas de Jerez de los Caballeros y Burguillos del Cerro.

Batea con muestras de oro. (M.G.E.)



Museo del Granito en Quintana de la Serena.



En la población pacense de Quintana de la Serena se crea, en el año 2002, el **Museo del Granito**. Está ubicado en la antigua Casa de la Posada, en la calle Costanilla. La muestra se centra en las labores tradicionales de las canteras de granito, hoy día en desuso (las canteras y sus ancestrales métodos de explotación, el taller de manufactura del granito, etc.). El museo ofrece una amplia visión de los procesos de extracción, transformación y comercialización de la variedad de granito comercial denominada "Gris-Quintana", así como la modernización del sector granitero de esta localidad a lo largo del tiempo.

En el Museo del Granito destacan diferentes paneles destinados a ofrecer información sobre los usos y aplicaciones del granito, tipos de variedades comerciales, utillaje y taller de labra, etc.

Por último citar el **Centro de Interpretación de la Minería en Extremadura** situado en la "Mina Abundancia", en el conjunto arqueológico, industrial y minero Aldea Moret (Cáceres). Este Centro se alberga en un pozo de extracción destinado a la obtención y transformación de fosfatos en el antiguo complejo minero de Aldea Moret, que tuvo una especial repercusión sobre Cáceres en el s. XIX.

GEÓLOGOS ILUSTRES EN EXTREMADURA

No podemos concluir sin hacer alusión a los personajes que destacaron por su labor geológica en Extremadura quienes, aun no siendo naturales de aquí, tuvieron un vínculo muy estrecho o se sintieron atraídos por esta tierra, hasta el punto de dedicarle muchos años de su vida profesional o legarle su patrimonio. La saga de los Hernández-Pacheco (Eduardo y Francisco), la de Ismael Roso de Luna, emparentado con la familia Hernández Pacheco, y las figuras de Vicente Sos Baynat, Luis Carlos García de Figuerola o Enrique Ramírez y Ramírez, forman un conjunto de personalidades ineludibles al tener que destacar a geólogos ilustres de Extremadura.

Eduardo Hernández-Pacheco (1872-1965)

Este ilustre geólogo nace en Madrid en el año 1872, pero siempre se precia de ser extremeño, ya que su familia procedía de Alcuéscar (Cáceres), donde vivió en su infancia y donde siguió acudiendo durante toda su vida. Extremadura fue para Eduardo, no solo el solar familiar, sino un territorio importante para sus investigaciones geológicas.

En la situación de constantes traslados y destinos militares que sufría el padre con motivo de la II Guerra Carlista, se acuerda que la mejor situación para la familia era el traslado a Alcuéscar, en donde estaba la casa de la familia Hernández-Pacheco. Allí cursa sus estudios de primaria para trasladarse después a Badajoz donde estudia el Bachillerato. Posteriormente en Madrid cursa sus estudios de Ciencias Naturales en la Facultad de Ciencias de la Universidad Central.

En 1894, obtiene su licenciatura en Ciencias y, al terminar el curso, se va a Alcuéscar con su familia. Durante los periodos de vacaciones, Eduardo realiza excursiones por el campo con fines científicos, como la que hace en agosto de 1894 por los alrededores de Alcuéscar para obtener información sobre la fauna de la comarca. El resultado de esas campañas de campo constituye su primera publicación científica, titulada: "Datos para la Fauna de Extremadura Central" (Actas Soc. Esp. Hist. Nat., 1895). Su tesis doctoral, cuyo ejercicio lee en 1896 en la Universidad Central, trata sobre un tema puramente geológico: Los gneises de la Sierra de Montánchez.

Desde que termina su licenciatura hasta que se traslada a vivir a Madrid en



Eduardo Hernández-Pacheco.

1907, Eduardo publica veinte trabajos científicos y docentes. Nueve son de diversos aspectos geológicos, entre ellos un pequeño resumen de su tesis sobre los gneises de la Sierra de Montánchez y once sobre botánica, zoología y otras obras de Ciencias Naturales.

A comienzos del siglo XX, Eduardo es ya un geólogo muy conocido entre los investigadores del ramo. En ese ambiente científico-docente surgió la oportunidad de trabajar en el Museo Nacional de Ciencias Naturales de Madrid, una meta deseada por muchos de los científicos de la época.

Entre otros cargos, fue miembro de la Real Academia de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales, siendo presidente de la Sección de Naturales en 1940. En 1929 es nombrado Inspector de Sitios y Monumentos Naturales de Interés Nacional de la Comisaría de Parques Nacionales, desde donde participa en la protección de las primeras reservas naturales en España.

Eduardo Hernández-Pacheco es prolífico en cuanto a publicaciones se refiere, abundando los artículos de corte naturalístico, caracterizados por lucir un lenguaje literario propio de la narrativa decimonónica (se le ha considerado el máximo exponente de la literatura científica de la generación del 98). Sus publicaciones se editaron fundamentalmente en el Boletín y las Actas de la Real Sociedad Española de Historia Natural, la revista Las Ciencias, de la Asociación Española para el Progreso de las Ciencias y, finalmente, en el Boletín de la Institución Libre de Enseñanza.

Eduardo pasa la Guerra Civil en Extremadura con toda su familia, en las casas de Aljucén y Alcuéscar. Al cumplir 70 años, en 1942, Eduardo se jubila como catedrático de la Universidad pero no cesa en su actividad investigadora. En 1952 es nombrado Doctor Honoris Causa por la Universidad de Toulouse (Francia), fallece en el año 1965 en Alcuéscar.

Francisco Hernández-Pacheco (1899-1976)

Don Francisco representa la etapa científica de transición entre la visión del geólogo-naturalista que practicaba su padre y la etapa de especialización geológica representada por la actividad geoquímica de su hijo Alfredo. Para Francisco, su padre fue un referente continuo, además de un consejero y maestro en su carrera profesional.

Francisco nace circunstancialmente en Valladolid en el 1899. La familia Hernández-Pacheco llega a Madrid habiendo cumplido Francisco ocho años. En la capital, Francisco realiza los estudios de Bachillerato en el Instituto Cardenal Cisneros. Posteriormente estudia Ciencias Naturales en la Facultad de Ciencias de la Universidad Central. Se licencia en 1920 con nota de sobresaliente y, al año siguiente, publica su primer artículo científico.

La relación parental entre las familias "Hernández-Pacheco" y "Roso de Luna" se produce a comienzos de la década de los 20 a través del matrimonio de Francisco Hernández-Pacheco con Sara Roso de Luna. Ambas familias se conocían de su tierra común, la Extremadura Central. Los Roso de Luna eran profesionales liberales que trabajaron primero en el ferrocarril de Extremadura y, años más tarde, en las minas de fosforita de Logrosán (Cáceres).

Trabaja como colaborador del Instituto Geológico y Minero de España (IGME), en la realización de las hojas geológicas de la cartografía MAGNA (1ª edición) a escala 1:50.000. Comienza así su actividad como cartógrafo, que dura hasta que se publica su última hoja, en 1972. Durante ese periodo, de 1928 a



Francisco Hernández Pacheco.

1972, realiza un total de 36 hojas geológicas, de las que 26 son de Extremadura (1941-1972). En 20 hojas del bloque extremeño es coautor su cuñado Ismael Roso de Luna.

Parte de la Guerra Civil la pasa en Alcuéscar y Miajadas, en casa de sus familiares y recorriendo el territorio para su estudio geológico y geográfico. Resultado de dicho estudio fue el trabajo titulado "El Segmento Medio de las Sierras Centrales de Extremadura", que se publica en 1939 en la revista Las Ciencias.

Continúa su labor geológica a lo largo de su vida profesional, ocupando a la par distintos cargos, tanto en el Consejo Superior de Investigaciones Científicas como en la Real Sociedad Española de Historia Natural, el Museo Nacional de Ciencias Naturales, etc.

Francisco Hernández Pacheco fallece en el año 1976 en Madrid. Sus restos descansan en el cementerio de Alcuéscar al lado de su padre Eduardo, su abuelo Francisco y su bisabuelo Diego. Con su muerte finaliza también una etapa de la historia de las ciencias geológicas españolas. Su obra científica supera el centenar de publicaciones entre artículos, hojas geológicas, conferencias, notas y reseñas bibliográficas, necrológicas, etc.

Francisco Hernández-Pacheco constituye el último representante de una escuela de naturalistas que contemplaba la naturaleza como un todo, aunque iniciado en lo que, a lo largo de la segunda mitad del siglo XX, constituiría el proceder científico básico: la especialización.



Ismael Roso de Luna.

Ismael Roso de Luna (1902-1967)

Nace en Logrosán (Cáceres) en el año 1902. Ismael pasa los primeros años de su vida en su población natal, hasta que la familia se traslada a Madrid en 1904. Allí cursa el bachillerato como alumno libre en el Instituto Cardenal Cisneros. Posteriormente ingresa en la Escuela Superior de Ingenieros de Minas donde finaliza con brillantez la carrera en 1927. Su actividad profesional se inclina definitivamente por la metalogenia y los yacimientos minerales.

Ismael, como su padre, no tiene patria fija, es un ciudadano del mundo, presta servicios a diferentes gobiernos de Europa y conferencia por todo el orbe sobre sus experiencias. En Miajadas construye su casa de campo en la que pasa grandes temporadas estudiando o paseando por los campos.

Es Vocal del Instituto Geológico, etapa en la que colabora con su cuñado Francisco Hernández-Pacheco en la ejecución de numerosos mapas geológicos. También es profesor de "Metalogenia y Criaderos Minerales" en la Escuela Su-



Vicente Sos Baynat.

perior de Ingenieros de Minas y Consejero Nacional de Educación. Obtiene el Premio Gómez Pardo por su obra de mineralogía, y la Encomienda de Alfonso X el Sabio por su labor docente.

Ismael fallece rápida e inesperadamente en Madrid, en el año 1967, a la edad de 65 años.

Vicente Sos Baynat (1895-1992)

Vicente Sos nace en Castellón de la Plana. Los estudios de bachillerato los realiza en el instituto de Castellón. En 1915 se traslada a Madrid para estudiar Ciencias Naturales en la Universidad Central, donde tiene como profesores a los geólogos Eduardo Hernández-Pacheco y Lucas Fernández Navarro.

La presencia de Don Vicente en Extremadura se remonta a 1950 cuando, a instancias del abogado y empresario José Fernández López, se traslada a vivir a Mérida para trabajar, durante casi dos décadas, en actividades geológicas y mineras: busca y estudia varios yacimientos de casiterita y wolframita en Logrosán, Montánchez, Arroyomolinos, Cáceres, Trujillo. Paralelamente realiza estudios de geología pura que va publicando periódicamente en revistas especializadas. Edita varios trabajos sobre las zonas de las Villuercas, Guadalupe, Montánchez, Sierra de San Cristóbal y Mérida. Desde 1955 es colaborador oficial del Instituto Geológico Minero de España, ejecutando para él, a comienzos de los años 60, las hojas geológicas a escala 1:50.000 de Cañaveral y Casar de Cáceres (Cáceres). De aquellos tiempos data su amistad con Ismael Roso de Luna y su cuñado Francisco Hernández-Pacheco, otros geólogos que estudian como él aspectos de la geología extremeña. Durante todos los años que permanece en Extremadura, reúne una gran colección de muestras de rocas, minerales y fósiles, más de 10.000 ejemplares que dona al Museo de Geología de Extremadura.

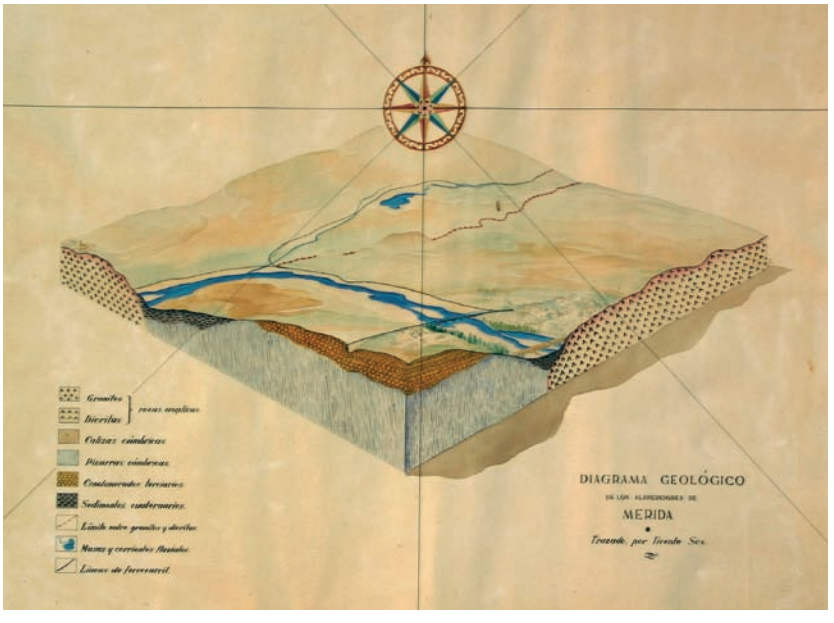


Diagrama geológico de Mérida realizado por Vicente Sos Baynat. (M.G.E.)

Su labor profesional es reconocida en varias ocasiones. En el año 1965 obtiene el premio nacional de la Academia de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales de Madrid, por su trabajo Geología y Mineralogía de la Sierra de San Cristóbal de Logrosán de Cáceres. Vicente Sos fallece en Madrid en 1992. Solo tres meses

antes de su fallecimiento es nombrado primer Doctor Honoris Causa por la Universidad Jaime I de Castellón.

En 1991, se inaugura el Museo de Geología de Extremadura, creado por él, se le nombra hijo adoptivo de Mérida y se le concede la Medalla de Oro de Extremadura.

Luis Carlos García de Figuerola (1922)

Luis Carlos García de Figuerola nace en San Martín de Trevejo (Cáceres) en el año 1922. Cursa sus estudios superiores en la Universidad Complutense de Madrid, donde se licencia en Ciencias Naturales en 1951. Desarrolla su actividad docente en la Universidad Complutense de Madrid como profesor adjunto de Petrología, posteriormente se une al Consejo Superior de Investigaciones Científicas, trabaja como colaborador en la Junta de Energía Nuclear y como Catedrático de Petrología en las Universidades de Oviedo y Salamanca.

L.C. García de Figuerola cuenta con un extenso currículum donde destaca el gran número de tesis dirigidas dentro del territorio extremeño así como proyectos de investigación. Entre ellos destacan: "Análisis y cálculos petroquímicos de los diques de la parte occidental de la provincia de Cáceres" (1973), de Venancio Urién Lozano. "Análisis y cálculos petroquímicos del gran dique básico de Plasencia-Alentejo" (1974) de Elena Villanueva Blanco. "Estudio petrológico del batolito de Cabeza de Araya (Cáceres)" (1971) de Guillermo Corretgé Castañón. "Contribución al conocimiento del complejo esquisto-grauwáquico en el sector occidental del Sistema Central Español (Las Hurdes y Srra. de Gata)" (1982) de Mª Dolores Rodríguez Alonso. "Petrología y estructura del basamento en el área de Mérida (Extremadura)" (1987) de Juan Carlos Gonzalo Corral. Entre sus publicaciones se citan las referidas a Extremadura como son: "Nota sobre el volcán del Gasco (Las Hurdes, Cáceres)" (1953). "El dique diabásico del Norte de Extremadura" (1963), "Datos Petrológicos de la Srra. de Gata (Cáceres)" (1966), "Rasgos Geológicos de la región comprendida entre el Sinclinal de Cañaveral y la Srra. de San Pedro (Cáceres)" (1971), "El dique Alentejo-Plasencia y los haces de diques básicos de Extremadura Central: estudio comparativo" (1974), etc.

OTROS GEÓLOGOS

Entre los geólogos que han destacado recientemente en Extremadura no se pueden obviar nombres como Enrique Ramírez, Víctor Higes Rolando y Antonio Jorquera de Guindos.

Enrique Ramírez

Enrique Ramírez y Ramírez nace en Magacela en 1925 y muere en Madrid en el año 2000, aunque está enterrado en su pueblo natal.

Sus primeros estudios los realiza en Madrid, pasando a la Facultad de Ciencias, donde se licencia en la especialidad de Geología, doctorándose con un trabajo sobre la geología del Sinclinal de Guadarranque.

Con posterioridad, realiza prácticas en el Museo Nacional de Ciencias Naturales, lleva a cabo trabajos docentes en la cátedra de Geografía Física de la Facultad de Geología, bajo la tutela de Don Maximino Romero de Lema.

Poco después cambia sus pasos profesionales hacia el trabajo práctico, entrando a formar parte de la plantilla de la

Junta de Energía Nuclear, donde alcanza altas cotas profesionales, descubriendo numerosos yacimientos de uranio en Extremadura (minas de Los Ratones y otras, en Albalá, y la Mina El Lobo, en La Haba) y en otras regiones (Ciudad Rodrigo, en Salamanca). También durante todo el periodo de esplendor de la minería de uranio en Europa, efectúa investigaciones a lo largo y ancho del planeta, destacando las que llevó a cabo en Francia, Madagascar y los Estados Unidos de América.

Como colofón a su trayectoria profesional, fue asesor técnico durante la construcción de dos de los proyectos ingenieriles más importantes de Extremadura en el último tercio del siglo pasado: la Central Nuclear de Almaraz y la presa de Alcántara.

En lo que se refiere a su labor investigadora, destacaron sus trabajos sobre yacimientos minerales y geología regional, muchos publicados como artículos de revistas. Además, era un extraordinario aficionado a la arqueología y a la historia, publicando capítulos en algunos libros sobre el tema, además de aparecer con cierta periodicidad en la prensa regional, dada su buena prosa, hablando sobre temas históricos y geológicos extremeños.

Víctor Higes

Víctor Pablo Higes Rolando (Soria, 1945 – Badajoz, 1993) obtiene la licenciatura en Ciencias Geológicas por la Universidad Complutense de Madrid, en las especialidades de Geología Estructural y Paleontología, en 1969. Desarrolla su profesión a lo largo y ancho de toda la Península, aunque su residencia estaría toda su vida a caballo entre Soria, Madrid y Badajoz. Su trabajo como asesor geológico de empresas multinacionales le obliga a viajar por el mundo, sobre todo por el continente americano y la orla septentrional africana, especialmente la franja sahariana.

Su labor más destacada se centraría en la empresa privada y en la docencia. Amante de la labor geológica práctica realizó alrededor de 150 trabajos sobre geología aplicada, principalmente a la obra civil (hidráulica), para empresas como CONSULPRESA, S.A., INYPSA, Hidroeléctrica Española e Hidrotechnic Co., destacando los que llevó a cabo para esta última multinacional en el África septentrional, principalmente Argelia.

Su labor docente se desarrolló en la Escuela de Ingenieros de Caminos de Madrid, donde participó en numerosas conferencias y cursos, además de compartir trabajos con profesores de la talla de Clemente Sáenz Ridruejo y ser profesor titular de Geología Aplicada a las



Victor Higes Rolando.

Obras Públicas. También estuvo en la Facultad de Ciencias de la Universidad de Extremadura, impartiendo Geología, Cristalografía y Mineralogía.

Víctor era un extraordinario geólogo, que llegó a altas cotas profesionales en el campo de la geología económica, tanto dentro como fuera de España. Prueba de su ánimo y tesón es que, habiendo superado una larga enfermedad, continuaba con sus estudios geológicos durante la década de los 80 y principio de la de los 90, entre los que destacan los referidos a las características litológicas, los niveles freáticos y la vulnerabilidad a la contaminación biológica de los acuíferos derivados de la implantación de diversos cementerios de Badajoz (nuevo cementerio) y sus pedanías (Valdebótoa, Novelda, Sagrajas, Alvarado, Alcazaba y Gévora); las investigaciones preliminares sobre hidrogeología para el abastecimiento a Hornachos y Alburquerque; y, finalmente, la captación de aguas subterráneas para riego del vivero municipal de La Granadilla, en Badajoz, en 1986.

Ocupó cargos de relevancia por su interés en pro de la Geología como vocal del colectivo de geólogos en la Asociación de Geología del Ingeniero (entre 1974 y 1979), o comisionado de los riesgos de los residuos radiactivos en el parlamento extremeño (desde 1989 hasta el año de su fallecimiento).

Era un gran aficionado a las grandes obras hidráulicas de la antigüedad, lo que quizá motivó su no menor interés por la arqueología o las relaciones entre la geología y la historia (tiene elaborado un trabajo inédito, junto con su hermana Asunción, sobre los efectos en Extremadura del terremoto de Lisboa, de 1755).

Antonio Jorquera

Antonio Jorquera de Guindos (Málaga, 1959 - Badajoz, 1997) se sintió muy ligado a tierras jienenses de donde procede su familia paterna, concretamente de la comarca de Úbeda-Baeza, donde pasa su infancia. Obtiene la licenciatura en Ciencias Geológicas en la Facultad de Ciencias de la Universidad de Granada en el año 1980.

A lo largo de su vida profesional desarrolla su actividad en distintas empresas entre las que cabe citar TOLSA, donde trabaja en la investigación de diversos tipos de yacimientos entre los años 1981 a 1984. A partir de esta fecha trabaja



Antonio Jorquera de Guindos.

como delegado de INGEMISA en Badajoz hasta el año 1988, en este periodo participa en la elaboración de distintas hojas del MAGNA de esta provincia, entre ellas la Hoja MAGNA nº 800 (Villareal), nº 801 (Olivenza) y la Hoja nº 874 (Oliva de la Frontera).

A partir de 1988 desarrolla su actividad liberal como geólogo consultor en distintas facetas de la geología como el Medio Ambiente y la Ordenación del Territorio, donde destacan los inventarios del patrimonio histórico-artístico y puntos de interés natural de los términos municipales de Valencia de Alcántara y Alburquerque.

En el campo de la minería hay que señalar su "Estudio referente a la evaluación de los recursos hulleros de la cuenca del Guadiato (Córdoba)" así como la "Cubicación y selección de las masas canterables de granito ornamental de Quintana de la Serena (Badajoz)". En este campo hay que citar la dirección facultativa de los permisos de investigación para la extracción de oro en Trujillo (Cáceres), y de granitos ornamentales en Mérida (Badajoz).



Se destaca su dedicación a trabajos de hidrogeología, tanto en el campo de abastecimiento a municipios como en el de las aguas minero-medicinales. Su actuación durante el último periodo de sequía sufrido en Extremadura fue decisivo a la hora de solucionar problemas de abastecimiento para poblaciones como Garbayuela, Torremejía, Brovales y Zafra, todas ellas en la provincia de Badajoz. En cuanto a las aguas minero-medicinales son numerosos los expedientes de delimitación de perímetros de protección así como aforos y legalizaciones por él realizados.

Dado su profundo conocimiento hidrogeológico del territorio extremeño así como su amplia experiencia en este campo fue adjudicatario de numerosos Estudios Hidrogeológicos de manifestaciones manantiales en distintas comarcas de Extremadura.

Asimismo era Director Facultativo de numerosos recursos de agua mineral donde destacan: "Agua del Rosal" en Calera y Chozas (Toledo), "Agua Sierra Fría" en Valencia de Alcántara (Badajoz), "Agua de los Riscos" en Alburquerque (Badajoz), etc.



Geólogos participantes en la Conferencia Internacional sobre el Paleozoico Inferior de Ibero-América. Extremadura Enclave 92.

BIBLIOGRAFÍA

- Abalos, B. y Eguiluz, L. (1992): Evolución geodinámica de la zona de cizalla dúctil de Badajoz-Córdoba durante el Proterozoico Superior-Cámbrico Inferior. En: J. C. Gutiérrez-Marco, J. Saavedra e I. Rábano (Eds.) Paleozoico Inferior de Ibero-América. *Publicaciones del Museo de Geología de Extremadura:* 577-591.

- Agencia para el Medio Ambiente y la Naturaleza. (1992): Región de Murcia. *Lugares de Interés Geológico de la Región de Murcia*. Serie Técnica I.

- Aguado, M. y Gumiel, P. (1984): El yacimiento de estaño de El Trasquilón (Cáceres): Una mineralización asociada a una cúpula granítica. *Bol. Geol. Min.*, 95(4): 354-373.

- Aizpurúa, J., Gumiel, P. y Pineda, A. (1982): Introducción a los yacimientos de fosfato del Macizo Ibérico meridional. *Bol. Geol. Min.*, 93(5): 390-414.

- Algaba Suárez, M., Collado Giraldo, H. y Fernández Valdés, J.M., (2000): Cavidades en Extremadura (España). *British Archaeological Report*, nº 826, Oxford, 74 págs.

- Alía, M. (1976): Francisco Hernández Pacheco y de la Cuesta. In memoriam. *Revista de la Real Academia de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales de Madrid*. T. LXX, cuaderno 4º.

- Andrés Ordax, S. *et al.* (19952): *Monumentos artísticos de Extremadura*. Junta de Extremadura. Consejería de Cultura y Patrimonio.

- Apalategui, O., Carracedo, M., Eguiluz, L., Gil-Ibarguchi, J.I., Martínez Torras, M., Palacios, T. & Sarrioniandia, F. (2004): *New Geological Map of Badajoz* (SW Iberian Massif). 32nd International Geological Congress. Florence, Italy, August 20-28, 2004.

- Aparicio Yagüe, A. y Sánchez Cela, V. (1972): Origen de las rocas básicas de los alrededores de Burguillos del Cerro (Badajoz). *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat. (Geol.)*, 70: 139-151. Madrid.

- Aparicio, A.; Barrera, J.L., Casquet, C., Peinado, M., y Tinao, J.M. (1977): Caracterización geoquímica del plutonismo postmetamórfico del SO del Macizo Hespérico. *Stvd. Geol.*,12:9-39.

- Armenteros, Y., Dabrio, C.J., Alonso Gavilán, G., Jorquera, A. y Villalobos, M. (1986): Laminación y bioturbación en carbonatos lagunares: interpretación genética (Cuenca del Guadiana, Badajoz). *Estudios Geológicos*, 42: 271 -280.

- Arribas, A. (1962): Mineralogía y metalogenia de los yacimientos españoles de uranio. Los indicios con davidita de Villanueva del Fresno (Badajoz). *Est. Geol.*,18: 33-51.

- Arribas, A. (1975): Caracteres geológicos de los yacimientos españoles de uranio. *Stvd. Geol.*, 9: 7-63.

- Arribas, A. (1979): Mineral paragénesis in the variscan metallogeny of Spain. *Stvdia Geol.*, 14: 223-260.

- Asensio, I. (1975): Breve nota biográfica del Profesor Hernández Pacheco de la Cuesta. *Estudios Geológicos*. Tomo homenaje. Vol. XXXI, pp. 529-432.

- Babin, C. y Gutiérrez-Marco, J.C. (1991): Middle Ordovician bivalves from Spain and their phyletic and palaeogeographic significance. *Palaeontology*, 34, 109-147.

- Barrantes, V. (1875-77): *Aparato bibliográfico para la historia de Extremadura*. 3 T. Madrid.

- Barrera Morate, J.L. (1998): *Caracterización petrológica de los materiales utilizados en la construcción de la Catedral de Plasencia*. En: Restauración estructural de la Catedral de Plasencia, II etapa. Estudio de Arquitectura.

- Barrera Morate, J.L. (1999): Centenario del nacimiento de Francisco Hernández Pacheco (1899-1976). *Tierra & Tecnología*, nº 19, pp. 45-49. Madrid. Ilustre Colegio Oficial de Geólogos.

- Barrera Morate, J.L. (2000): El geólogo Eduardo Hernández Pacheco y Esteban. Los primeros veintisiete años de su vida (1872-1898). V Congreso Geológico de España, Alicante, 10-14 de julio, 2000. *Geotemas*, Vol. 1 (3), pp. 45-49.

- Broutin, J. (1981): *Etude paleobotánique et palynologique du passage Carbonifere- Permien dans les bassins continentaux du Sud-Est de la Zone de Ossa-Morena (environts de Guadalcanal, Espagne du Sud) Implications paleogeographiques et stratigraphiques*. Thesis, Univ. Pierre et Marie Curie. 2 Vol. París.

- Calvo, B. y Solaz, I. (1990): Los Granitos de Extremadura (I). *Roc Máquina*, 4º trimestre.

- Calvo, J.P., Lombardero, M., Regueiro, M. (1997): La piedra natural y su utilización en monumentos. *Restauración Rehabilitación*, nº 3, abril 1997, pp. 66-71. Prensa Española General de Revistas, S.A. Madrid.

- Carrasco González, R.M. (1999): *Geomorfología del Valle del Jerte. Las líneas maestras del paisaje*. Universidad de Extremadura. Cáceres.

- Carrington da Costa, J. (1950): Quelques remarques sur la tectonique du Portugal. *Bol. Soc. Geol. Portugal*, 8. 193-206.

- Carvalhosa, B.A. (1965): *Contribuçao para o conhecimiento geologico da regiao entre Portel y Ficalho (Alentejo). Mem. Serv. Geol. Portugal*, II: 1-130.

- Casado, S. (2000): *Ciencia y política en los orígenes de la conservación de la naturaleza en España*. Estudio introductorio a la edición facsímil de Eduardo Hernández Pacheco. La Comisaría de Parques Nacionales y la protección de la naturaleza en España, Madrid, 1933. Madrid. Organismo Autónomo de Parques Nacionales, pp. V-XXX.

- Delgado, D. & Palacios, T. (2004): Devonian-Carboniferous acritarchs from central part of Badajoz Province (Ossa-Morena Zone, SW Spain). XI International Palynologycal Congress. Granada. Polen, 424-425.

- Departamento de Geología. Facultad de Ciencias: *Currículum Académico, Profesional y Científico del Prof. Dr. D. Luis Carlos García de Figuerola*. Catedrático de Petrología de la Universidad de Salamanca. Área de Petrología y Geoquímica. Universidad de Salamanca.

- Díaz del Olmo, F., Baena, R. & Álvarez, G. (1994): Karst and Paleokarst of Sierra Morena (Ossa-Morena sector, suothern herperic). *Espeleotemas*, 4, 15-24.

- Díez Balda, M.A., Vegas, R. y González Lodeiro, F. (1990): *Autochthonous sequences in the Central Iberian Zone: Structure*. En: Pre-Mesozoic Geology of Iberia (R. D. Dallmeyer y E. Martínez García, Eds.), Springer Verlag, Berlín. Pp. 172-188.

- Díez Balda, M.A. (1986): El Complejo Esquisto-Grauváquico, las series paleozoicas y la estructura hercínica al Sur de Salamanca. *Acta Salmanticensia*, 52: 1-162. Salamanca.

- Duque Macías, J. (1999): Un paseo por la geología del sinclinal de Monfragüe (Cáceres). *Meridies*, 3: 31-48.

- Egozcue, D.J. y Mallada, D.L. (1876): Memoria geológico-minera de la Provincia de Cáceres. *Mem. Com. Mapa Geol*. España: 1-304.

- Eguiluz, L., Gil Ibarguchi, J.I., Ábalos, B., Apraiz, A. (2000): Superposed Hercinian and Cadomian orogenic cycles in the Ossa- Morena zone and related areas of the Iberian Massif. *GSA Bulletin V*. 112 (9), 1398-1413.

- ENRESA (1999): *Patrimonio Geológico de Andalucía*. Ed. J.J. Durán, Rafael Nuche del Rivero.

- ENRESA (2000): *Patrimonio Geológico de Cataluña*. Ed. Rafael Nuche del Rivero.

- ENRESA (2001): *Patrimonio Geológico de Castilla y León*. Ed. Rafael Nuche del Rivero.

- Espejo, R. (1988): Evolución geomorfológica y procesos erosivos en las formaciones de raña relacionadas con las sierras de Las Villuercas y Altamira (W de España). *Ecología*, 2: 39-51.

- Ezquerra del Bayo, J. (1850-57): Ensayo de una descripción general de la estructura geológica del terreno de España en la Península. *Memorias de la Real Academia de Ciencias de Madrid.*

- Fernández Palacios, J.Mª. y Guirado, J.: Geodiversidad en Andalucía. *Rev. Medio Ambiente*, 37. Monográficos (12).

- Fleischer, M. y Mandarino, J.A. (1998): *Glossary of Mineral Species* 1995. The Mineralogical Record Inc. Tucson (USA): 280 p.

- Gabaldón, V., Garrote, A. y Quesada, C. (1985): Geología del Carbonífero inferior del norte de la zona de Ossa Morena. Introducción a la 5ª Reunión del grupo de Ossa Morena. *In: 5ª Reunión del Grupo de Ossa Morena, Temas Geológico-mineros*, 7, 101-137.

- Gallego, M. (1992): Las mineralizaciones de litio asociadas al magmatismo ácido en Extremadura y su encuadre en la Zona Centro-Ibérica. *Tesis Doctoral Univ. Compl. Madrid*. 323 p.

- Gallego, M. y Gumiel, P. (1993): Li-mineralization at Tres Arroyos (Alburquerque, Badajoz) as a result of the mineralogical and geochemical evolution of the Alburquerque batholith. *Geogaceta*,13: 29-32.

- García de Figuerola, L.C. (1970): La existencia de pliegues en el Complejo esquisto-grauváquico de la provincia de Salamanca. *Acta Geol. Hisp.*, 5, 105-108.

- García de Figuerola, L.C., Corretgé, L.G. y Bea, F. (1974): El dique de Alentejo-Plasencia y haces de diques básicos de Extremadura. Estudio comparativo. *Bol. Geol. y Mine.*, 85: 308-337.

- García González, L. (1994): *Los ríos extremeños. Introducción a su régimen*. Universidad de Extremadura.

- García Guinea, J. y Galán Huertos, E. (1986): Caracterización mineralógica de algunos topacios españoles. *Bol. Soc. Esp. de Mineralogía*, 9: 263-271.

- Gil Montes, J. (2001): *El Calerizo de Cáceres.* Inédito.

- Gómez Amelia, D. (1985): *La penillanura cacereña. Estudio geomorfológico*. Dpto de Geografía. Facultad de Filosofía y Letras. Servicio de Publicaciones. Universidad de Extremadura.

- Gumiel, P. y Campos, R. (1998): *Memoria y Mapa Geológico y de Recursos Minerales del Sector Central de Extremadura*. Consejería de Economía Industria y Hacienda, Dirección General de Ordenación Industrial, Energía y Minas. Junta de Extremadura. 99 p.

- Gumiel, P. y Campos, R. (2000): La Parrilla el mejor ejemplo de filones mineralizados en scheelita de la Península Ibérica. *Bocamina*, 6: 8-27.

- Gumiel, P. y Campos, R. (2001): Transpresión en el segmento norte de la Zona de Cizalla de Badajoz-Córdoba y su influencia en la localización de las estructuras con mineralizaciones de oro del área de La Codosera. Junta de Extremadura.

- Gumiel, P. y Pineda, A. (1981): Estudio del yacimiento de scheelita de La Parrilla (Cáceres-Badajoz). *Tecniterrae*, 39, 16-38.

- Gumiel, P., Arribas, A. y Saavedra, J. (1976): Geología y metalogenia del yacimiento de estibina-scheelita de "San Antonio", Alburquerque (Badajoz). *Stvdia Geologica*, 10: 61-93.

- Gumiel, P., Campos, R., Monteserín, V., Bellido, F. & Fdez. de la Llave, F. (2004): *Mapa Geológico y de Recursos Minerales del Sector Noroccidental de Extremadura*. Junta de Extremadura.

- Gutiérrez Marco, J.C., San José, M.A. de, and Pieren, A.P. (1990): 2.1.3. *Post-Cambrian Palaeozoic Stratigraphy*. In: *Pre-Mesozoic Geology of Iberia* (Eds. R. D. Dallmeyer y E. Martínez-García). Springer-Verlag, Berlín, 160-171.

- Gutiérrez-Marco, J.C., Porro Mayo, T., Herranz Araújo, P. y García Palacios, A. (1997): Dos nuevos yacimientos con graptolitos en la región de Alange (Badajoz). *Geogaceta*, 21, 131-133.

- Gutiérrez-Marco, J.C., Rábano, I. y San José, M.A. (1992): Ordovícico y Silúrico de Extremadura. *Publicaciones del Museo de Geología de Extremadura*, 3, 93-120.

- Gutiérrez-Marco, J.C., Robardet, M. and Píçarra, J.M. (1998): Silurian Stratigraphy and Paleogeography of the Iberian Peninsula (Spain and Portugal) En: Gutiérrez-Marco, J.C. & Rábano, I. eds.) *Proceedings 6th International Graptolite Conference (GWG-IPA) & 1998 Field Meeting, IUGS Subcommission on Silurian Stratigraphy. Temas geológico-mineros*, vol. 23. ITGE. Madrid.

- Gutiérrez-Marco, J.C., Saavedra, J. & Rábano, I. (Eds.) (1992): *Paleozoico Inferior de Ibero-América*. Universidad de Extremadura.

- Hahn, G., Hahn, R. y Rábano, I. (1996): Lower Carboniferous trilobites from Western Spain. *Geologica et Palaeontologica*, 30: 195-223.

- Hammond, N. (editor) (1995): *Las grullas vuelan a Extremadura*. Fundación Artistas por la Naturaleza. Ediciones El Viso.

- Hernández Pacheco, E. (1902): Los filones estanníferos de Cáceres y su comparación con los de otras regiones. *Bol. R. Soc. Esp. de Hist. Nat.* T. II.

- Hernández Pacheco, E. (1908): Nota descriptiva del yacimiento del mineral radioactivo en el granito de Albalá (Cáceres). *Bol. R. Soc. Esp. de Hist. Nat.*, T. VIII.

- Hernández Pacheco, E. (1928): Los cinco ríos principales de España y sus terrazas. Trab. *Museo Nac. de Ciencias Naturales, Serie Geol.*, nº 36. 149 p. Madrid.

- Hernández Pacheco, E. (1931): *Extremadura y los extremeños*. Discurso de gracias con motivo de la concesión por la Excma. Diputación Provincial de Cáceres, de la Medalla del Mérito provincial, 1-19. Madrid.

- Hernández Pacheco, E. (1949): Las Rañas de las sierras centrales de Extremadura. *Comp. Rendí du 26 Congrés International de Geographie*, Lisboa: 87-109.

- Hernández Pacheco, F. (1949): Las cuencas terciarias de Extremadura Central. *Bol. R.S.E.H.N.* (Extraordinario).

- Hernández Pacheco, F. (1950): Rasgos fisiográficos y geológicos de la Vera, del tramo medio del valle del Tiétar y del Campo Arañuelo. *Bol. R.S.E.H.N.*, 48 (Sec. Geol.), 3: 217-245. Madrid.

- Hernández Pacheco, F. (1952): Característica general del terciario continental de la llanura del Guadiana. *Not. y Com. IGME*, 25, p. 25-71. Madrid.

- Hernández Pacheco, F. (1956): Significación y génesis fisiográfica del Portillo de Cíjara en el Guadiana. *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat.*, 54: 5-39.

- Hernández Pacheco, F. (1960): El Terciario Continental de Extremadura. *Real Soc. Esp. Hist. Nat.* T. LXIII, 2.

- Hernández Pacheco, F. y Crusafont Pairó, M. (1960): Primera caracterización paleontológica del Terciario de Extremadura. *Bol. R. Soc. Esp. de Hist. Nat.*, 58, 275-282.

- Herranz Araújo, P. (1985): El Precámbrico y su cobertera paleozoica en la región centro-oriental de la provincia de Badajoz. *Seminarios de Estratigrafía*, serie Monografías, 10 (1-4), 1-1342.

- IGME (1972): *Mapa Previsor de Mineralizaciones de fosfatos*.

- IGME (1980): *Síntesis de las investigaciones geológico-mineras realizadas por el IGME en Extremadura.*

- IGME (1983): *Libro Jubilar J.M. Rios. Geología de España*. (J.A. Comba, Coord.)

- IGME (1985): *Puntos de Interés Geológico de Asturias*. Volumen I. Madrid.

- IGME: *Mapas Geológicos de Extremadura*, escala 1:50.000, serie MAGNA.

- Jongmans, W. (1956): Contribución al conocimiento de la flora Carbonífera del Suroeste de España. *Estudios Geológicos*, 22, 19-58.

- Jorquera de Guindos, A. (1992): Las aguas subterráneas en Extremadura. *Publicaciones del Museo de Geología de Extremadura*. Mérida.

- Junta de Andalucía: *Propuesta de Estrategia Andaluza de Conservación de la Geodiversidad*. Consejería de Medio Ambiente. Universidad de Granada, Departamento de Estratigrafía y Paleontología, Unión Europea y TECNA.

- Junta de Extremadura (1991): *Guía de balnearios de Extremadura*. Consejería de Industria y Turismo.

- Junta de Extremadura (1993): *La minería en Extremadura*. Consejería de Industria y Turismo.

- Junta de Extremadura (1993): *Minerales Gemológicos de Extremadura*. Consejería de Industria y Turismo. 149 p.

- Junta de Extremadura (1987): *Análisis Territorial de la Comarca de Los Montes*. Consejería de Obras Públicas, Urbanismo y Medio Ambiente. Consultora de Estudios Regionales, S.A.

- Junta de Extremadura (2002): *Guía Geológica del Parque Natural de Monfragüe*. Consejería de Agricultura y Medio Ambiente. Dirección General de Medio Ambiente.

- Junta de Extremadura (2004): *Atlas de las rocas ornamentales de Extremadura*. Consejería de Economía y Trabajo. Dirección General de Ordenación Industrial, Energía y Minas. Mérida.

- Junta de Extremadura: *Estudio Territorial de la Comarca de Las Villuercas*. Consejería de Obras Públicas, Urbanismo y Medio Ambiente. OTEX.

- Junta de Extremadura: *Mapa Hidrogeológico de Extremadura*. Escala 1:300.000. Consejería de Industria, Energía y Minas. Marzo, 1987.

- Junta de Extremadura: *Recursos Mineros de Extremadura: Las Aguas Minerales*. Consejería de Economía, Industria y Comercio. Dirección General de Ordenación Industrial, Energía y Minas. Mérida, 2003.

- Liñán, E. & Perejón, A. (1981): El Cámbrico Inferior de la "Unidad de Alconera", Badajoz (SW de España). *Bol. R. Soc. Esp. de Hist. Nat. Sección Geológica*, 79 (1-2): 125-148.

- Liñán, E., Gámez-Vintaned, J.A., Palacios, T., Alvaro, J.J., Gonzalo, R., Mayoral, E., Moreno-Eiris, E., Perejón, A., Quesada, C. y Sánchez García, T. (1995): *The Cambrian of the Halconera Unit. En: XIII Geological Meet. West of the Iberian Peninsula*. Pre-Conf. Field Guide. Neoproterozoic-Cambrian Transect of Sierra Morena and Montes de Toledo, Spain. (M.D. Rodríguez Alonso y G. Alonso Gavilán, Eds.), Signo, 9-21. Salamanca.

- Lorenc, M.W., Muñoz Barco, P. y Saavedra, J. (1995): Marmitas de Gigante en el Valle del Jerte como ejemplo de erosión fluvial intensiva por remolinos e influencia teutónica en su distribución y morfología. *Cuaternario y Geomorfología*, 9 (1-2): 17-26.

- Lotze E. (1961): Das Kambrium Spaniens. Teil I: *Stratigraphie. Akademie der Wissenschaften und der literatur abhandlungen der mathematisch-naturwissenschaftilichen klasse*, 6: 285-501.

- Martín Gutiérrez, Mª Luisa (1997): *La casa hurdana*. Apuntes hurdanos nº 1, 8 p.

- Martín Sánchez, Santos (1989): Nota sobre la raña en Extremadura. *Extensión* 10, 2: 47-53.

- Martín-Serrano García, A. (1988): Sobre la posición de la raña en el contexto morfodinámico de la Meseta. Planteamientos antiguos y tendencias actuales. *Boletín Geológico y Minero de España*, 99: 855-870.

- Martín-Serrano García, A. (1989): Montes de Toledo y Extremadura. En: *Mapa del Cuaternario de España*. Memoria. IGME.

- Martín-Serrano García, A.: Sobre la transición Neógeno-Cuaternario en la Meseta. El papel morfodinámico de la raña. *II Congreso Geológico de España, SGE, Granada*, 1: 395-398.

- Meléndez, B. (1941a): El yacimienrto de Arqueociátidos de Alconera (Badajoz). *Bol. R. Soc. Española Hist. Nat.*, 39, 231-329.

- Meléndez, B. (1941b): Los terrenos cámbricos de los alrededores de Zafra (Badajoz). *An. Cienc. Nat.*, 2, 1-7.

- Meléndez, B. (1943): Los terrenos cámbricos de la Península Hispánica. *Trab. Inst. Cienc. Nat. «José Acosta» Ser. Geol.*, 1, 1-179.

- Millán Chagoyen, A.; García Guinea, J., Arribas, J.G. y Calderón, T. (1990): Caracterización óptica de las fluoritas españolas. *Bol. Soc. Esp. de Mineralogía*, 13: 99-108.

- Ministerio de Ciencia y Tecnología, IGME, Universidad de Jaén y Sociedad Española para la Defensa del Patrimonio Geológico y Minero (2000): *Patrimonio geológico y minero en el marco del desarrollo sostenible*. Rábano, I. (Ed.).

- Ministerio de Obras Públicas, Transportes y Medio Ambiente (1996): *El patrimonio geológico. Bases para su valoración, protección, conservación y utilización*. Serie monografías. Dirección General de Información y Evaluación Ambiental.

- Molina, E. (1985): Esquema sobre la evolución del relieve del Macizo Hespérico en su sector Castellano Extremeño. *Studia Geológica XX*.

- Moreno-Eiris, E. (1987a): Los montículos arrecifales del Cámbrico inferior de Sierra Morena. I: Estratigrafía y Facies. *Boletín Geológico y Minero, 98* (3): 295-317.

- Moreno-Eiris, E. (1987b): Los montículos arrecifales del Cámbrico inferior de Sierra Morena. II: Las algas calcáreas. *Boletín Geológico y Minero, 98* (4): 449-459.

- Moreno-Eiris, E. (1987c): Los montículos arrecifales del Cámbrico inferior de Sierra Morena. III: Microfacies y Diagénesis. *Boletín Geológico y Minero, 98* (5): 591-621.

- Moreno-Eiris, E. (1987d): Los montículos arrecifales del Cámbrico inferior de Sierra Morena. IV: Bioestratigrafía y Sistemática de los Arqueociatos. *Boletín Geológico y Minero, 98* (6): 729-779.

- Moreno-Eiris, E. (1987): Los montículos arrecifales de algas y arqueociatos del Cámbrico Inferior de Sierra Morena. *Publicaciones Especiales del Boletín Geológico y Minero*, 1-127. Madrid.

- Moreno-Eiris, E., Perejón, A. y Meléndez, S. (2004): Las sucesiones estratigráficas con arqueociatos del Cámbrico Inferior de la Península Ibérica. *Memorias de las VII Jornadas Aragonesas de Paleontología: La Era Paleozoica. El desarrollo de la vida marina. Homenaje al Prof. Jaime Truyols*. Gámez Vintaned, J.A. y Liñán, E., (coordinadores). Inst. Fernando el Católico Ed. pp. 61-83.

- Moreno-Eiris, E., Perejón, A., Rodríguez, S. & Falces, S. (1995): Paleozoic Cnidaria & Porifera from Sierra Morena. VII International Symposium on Fossil Cnidaria and Porifera. Field Trip D. 68 págs. Madrid.

- Moya, M.E., Azevedo, T.M., y Rodríguez–Plaza, M. (2000): *Estudio preliminar de los sistemas fluviales cenozoicos de la Cuenca del Guadiana, entre Mérida y Badajoz (España)*. Resumen de Comunicaciones en 10º Congreso sobre el Cenozoico de Portugal. Pp. 189-199. Monte da Caparica. Portugal.

- Palacios González, M.J., Palacios, T. & Gómez Valenzuela, J.M. (1988): Trilobites y Goniatites de la Cuenca Carbonífera de Los Santos de Maimona: deducciones bioestratigráficas. *Geogaceta*, 8, 66-67.

- Palacios, T. (1989): Microfósiles de pared orgánica del Proterozoico superior (Región central de la Península Ibérica). *Memorias del Museo Paleontológico de la Universidad de Zaragoza*,13 (2): 1-91.

- Palacios, T. (1993): Acritarchs from the volcanosedimentary Group Playon beds, Lower-Upper Cambrian, Sierra Morena, Southern Spain. *Terra Abstracts. Abstracts Suplement n. 6 Terra Nova*, 5: 3.

- Palacios, T.: El Neoproterozoico Superior Cámbrico Inferior del Anticlinorio de Ibor. Pp. 1-8. F. Ciencias. Paleontología. Univ. Extremadura.

- Palacios, T., Gámez Vintaned, J.A. & Eguiluz, L. (2000): Un caso de fosilización excepcional: invertebrados conservados en vulcanitas del Carbonífero inferior de Badajoz (España). I Congreso de Paleontología Ibérica/ XVI Jornadas de la Sociedad Española de Paleontología. Évora (Portugal). Livro de resumos/Libro de resúmenes, 134-135.

- Palacios, T., Vidal, G. (1996): Excursión. B. 1. *El Neoproterozoico Superior-Cámbrico Inferior del centro de España*. En: Comunicaciones de las XII Jornadas de Paleontología. Badajoz, 30 de octubre-2 de noviembre de 1996. Cáceres.

- Pardo Alonso, M. V. and De Renzi, M. (1993): Presence of stromatolites in the Lower Devonian of Herrera del Duque (Central-lberian Zone, Spain). *Comunicaçoes da XII Reuniao de Geologia do Oeste Peninsular*, 1: 29-40.

- Pardo Alonso, M.V. (1997): *Geología del Devónico meridional de la Zona Centroibérica*. Tesis Doctoral, Universidad de Oviedo, 1-472, Oviedo (inédita).

- Pardo Alonso, M.V. (2002): Revisión de Douvillininae (Brachiopoda) de la Zona Centroibérica meridional (Devónico Superior, España). *Revista Española de Paleontología*, 17, 157-164.

- Pardo Alonso, M.V. y García-Alcalde, J.L. (1996): El Devónico de la Zona Centroibérica. *Revista Española de Paleontología*, nº extraordinario, 1996, 72-81.

- Perejón, A. (1973): Contribución al conocimiento de los Arqueociátidos de los yacimientos de Alconera (Badajoz). *Estudios geol.*, 29 (2), 179-199.

- Perejón, A. (1975b): Arqueociatos Regulares del Cámbrico Inferior de Sierra Morena (SW de España). *Bol. R. Soc. Española Hist. Nat. (Geol.)*, 73, 147-193.

- Perejón, A. (1975c): Nuevas faunas de Arqueociatos del Cámbrico Inferior de Sierra Morena (I). *Tecniterrae*, 8, 8-29.

- Perejón, A. (1976a): Nuevas faunas de Arqueociatos del Cámbrico Inferior de Sierra Morena (II). *Tecniterrae*. 9, 7-24.

- Perejón, A. (1976b): Nuevos datos sobre los Arqueociatos de Sierra Morena. *Estudios geol.*, 32, 5-33.

- Perejón, A. (1986): Bioestratigrafía de los arqueociatos en España. *Cuadernos de Geología Ibérica*, 9: 213-265.

- Perejón, A., Liñán, E. & Moreno-Eiris. E. (1996): Excursión A2. El Cámbrico de Zafra-Alconera. In: Palacios T. & Gozalo R. (Eds.): Comunicaciones de la XII Jornadas de Paleontología. *Servicio de Publicaciones, Universidad de Extremadura*.

- Perejón, A., Moreno-Eiris E. y Meléndez, S. (2001): Sucesiones del Cámbrico Inferior con arqueociatos en el margen suroccidental de Gondwana. *Geo-Temas* 6 (2), 190-194.

- Perejón, A., Moreno-Eiris, E., Liñán, E., Palacios, T. (1992): Los materiales cámbricos de la Unidad de Alconera, Zona de Ossa Morena. *Publicaciones del Museo de Geología de Extremadura*, 3: 63-91.

- Pizarro Gómez, F.J. (1987): El paisaje arquitectónico- urbanístico de las Hurdes. *Revista de Estudios Extremeños*, t. XLIII, n. III: 827-847.

- Publicaciones del Museo de Geología de Extremadura, Excmo. Ayto. de Mérida.

- Puschmann, H. (1970): Das Paláozoikum der nürdlichen Sierra Morena am Beispiel der Mulde von Herrera del Duque (Spanien). *Geologie*, 19: 309-329. Berlín.

- Quesada, C. (1983): *El Carbonífero de Sierra Morena*. En C. Martínez Díaz (Ed.). Carbonífero y Pérmico en España. IGME, pp. 245-278.

- Quesada, C., Apalategui, O., Eguiluz, L., Liñán, E. & Palacios, T. (1990): *Precambriam*. In: Dallmeyer, R.D. & Martínez García, E. (Eds.). Pre-Mesozoic Geology of Iberia. Springer Verlag, pp. 273-279.

- Quesada, C., Florido, P., Gumiel, P. & Osborne, J. (1987): *Mapa Geológico-Minero de Extremadura*. Escala 1:300.000. Junta de Extremadura. Consejería de Industria y Energía. Memoria, 131 págs. Badajoz.

- Rábano, I. (1989): Trilobites del Ordovícico Medio del sector meridional de la Zona Centroibérica española. Parte I. Yacimientos, bioestratigrafía y aspectos paleobiogeográficos. *Boletín Geológico y Minero*, 100 (3): 307-338.

- Rábano, I. (1989): Trilobites del Ordovícico Medio del sector meridional de la Zona Centroibérica española. Parte II. Agnostina y Asaphina. *Boletín Geológico y Minero*, 100 (4), 541-609.

- Rábano, I. (1989): Trilobites del Ordovícico Medio del sector meridional de la Zona Centroibérica española. Parte III. Calymenina y Cheirurina. *Boletín Geológico y Minero*, 100 (5), 767-841.

- Rábano, I. (1989): Trilobites del Ordovícico Medio del sector meridional de la Zona Centroibérica española. Parte IV. Phacopina, Cheirurina, Odontopleurida y Lichida. *Boletín Geológico y Minero*, 100 (6), 971-1032.

- Rábano, I. (1990): Trilobites del Ordovícico Medio del sector meridional de la Zona Centroibérica española. *Publicaciones Especiales del Boletín Geológico y Minero*, 1-233. Madrid.

- Racheboeuf, P.R., Lethiers, F., Babin, C., Rolfe, W.I. y Marez, E. de (1986): Les faunes du Dévonien supérieur d'Alange (province de Badajoz, Sud-Ouest de l'Espagne). *Géologie Méditerranéenne*, 12-13: 37-47.

- Ramírez y Ramírez, E. (1952): Descripción geológica de la provincia de Cáceres (datos inéditos). Notas para el estudio de la metalogenia extremeña. *Not. y Com. del Inst. Geol. y Min. de España*, 28. IGME. Madrid.

- Ramirez y Ramirez, E. (1954): El batolito granítico de Plasenzuela (Cáceres). *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat. (Geol.)*, 51: 35-57. Madrid.

- Regueiro, M., Quereda, J.Mª y Lombardero, M. (1998): Introducción al inventario nacional de Piedra de Cantería. *Actas del II Congreso Internacional de la Piedra*. Madrid. Editado en CD-ROM. Federación Española de la Piedra Natural/Instituto Tecnológico Geominero de España. Madrid. España.

- Rodríguez Alonso, M.D. (1985): *El complejo esquisto-grauváquico y el Paleozoico en el centro-oeste español*. Ediciones Universidad de Salamanca.

- Rodríguez García, S. y Soto, F. (1979): Nuevos datos sobre los corales rugosos del Devónico de la Sierra del Pedroso. *Estudios Geológicos*, 35: 345-354.

- Rodríguez Núñez, V.M., Gutiérrez-Marco, J.C. y Sarmiento, G.N. (1989): Rasgos bioestratigráficos de la sucesión silúrica en el Sinclinal del Guadarranque (provincias de Cáceres, Badajoz y Ciudad Real). *Coloquios de Paleontología*, 42: 83-106.

- Rodríguez Vidal, J., Villalobos, M., Jorquera, A. y Díaz del Olmo, F. (1988): Geomorfología del sector meridional de la Cuenca del Guadiana. *Rev. Soc. Geol. España*, 1, (1-2): 157-164.

- Rodríguez, S. (1994): Estratigrafía y evolución de la cuenca carbonífera de Los Santos de Maimona. *Publicaciones del Museo de Geología de Extremadura*.

- Rodríguez, S., Arribas, M.E., Comas-Rengifo, M.J., de la Peña, J.A., Falces, S., Gegúndez, P., Kullman, J., Legrand-Blain, M., Martínez-Chacón, M.L., Moreno-Eiris, E., Perejón, A., Sánchez, J.L., Sánchez-Chico, F. y Sarmiento, G. (1992): Análisis paleontológico y sedimentológico de la cuenca carbonífera de Los Santos de Maimona (Badajoz). *Coloquios de Paleontología*, 44: 1-232.

- Rodríguez, S., Arribas, M.E., Falces, S., Moreno-Eiris, E. y De la Peña, J.A. (1994): The *Siphonodendron* Limestone of Los Santos de Maimona Basin: development of an extensive reef-flat during the Visean in Ossa Morena, SW Spain. *Courier Forschung Institut Senckenberg*. 172, 203-215.

- Rodríguez-García, S. y Soto, F. (1979): Nuevos datos sobre los corales rugosos del Devónico de la Sierra del Pedroso. *Estudios Geológicos*, 35: 345-354.

- Roso de Luna, I. y Hernández Pacheco, F. (1946): *Mapa Geológico de España*. Escala 1:50.000. 1ª Serie, Hoja nº 753, *Miajadas*. IGME, 60 p.

- San José, M.A. de, Rábano, I., Herranz, P. y Gutiérrez-Marco, J.C. (1992): *El Paleozoico Inferior de la Zona Centroibérica meridional*. En: Gutiérrez-Marco, J.C., Saavedra, J. & Rábano, I. (Eds.), Paleozoico Inferior de Ibero-América. Universidad de Extremadura, pp. 505-521.

- Sánchez del Corral, A. & Blanco Sánchez, J.A. (1999): La depresión terciaria de Zarza de Granadilla y sus bordes. *Stvd. Geol.* Salmant., Vol. Espec. VII, pp. 101-120.

- Sánchez Pascua, F. (1985): *El Instituto de Segunda Enseñanza de Badajoz en el siglo XIX (1845-1900)*. Diputación Provincial de Badajoz. Colección Historia. 260 pp.

- Sánchez-Carretero, R., Eguiluz, L., Pascual, E. and Carracedo, M., (1990): I*gneous rocks of the Ossa Morena zone*. In: Dallmeyer, R.D. & Martínez García, E. (Eds.). Pre-Mesozoic Geology of Iberia, Springer Verlag, 292-314.

- Sanfeliu Montolio, T. (1998): Notas necrológicas. Vicente Sos Baynat (1895-1992). *Boletín de la Real Sociedad Española de Historia Natural, Actas*, 95: 71-81.

- Santos García, J.A. y Casas Ruiz, J. (1980): Estudio sedimentológico del Terciario continental en el borde de la Cuenca del Guadiana al norte de Badajoz. *Tecniterrae*. S 247.

- Schmidt, R.G., Ager, C.M. and Gil Montes, J. (1999): *A study of Roman mining and metallurgy and their environmental consequences at Plasenzuela, Extremadura*, Spain. En Metals in Antiquity, S.M.M. Young, A.M. Pollard, P. Budd, and R.A. Ixer (Eds.). British Archaeological Reports, Series 792, Oxford, Archaeopress, 234-242.

- Sdzuy, K. (1962): Trilobiten aus dem Unter-Kambrium der Sierra Morena (S-Spanien). *Senckenbergiana Lethaea*, 43: 181-229.

- Sociedad Geológica de España y Asamblea de Madrid (1998): P*atrimonio Geológico de la Comunidad Autónoma de Madrid*. Durán Valsero, J.J. (Editor).

- Solaz, I. y Calvo, B. (1991): Los Granitos de Extremadura (II). *Roc Máquina*, 4º trimestre.

- Solaz, I. y Calvo, B. (1991): Los Granitos de Extremadura (III). *Roc Máquina*, 4º trimestre.

- Soldevila Bartolí, J. (1992): La sucesión paleozoica en el sinforme de la Sierra de San Pedro (provincias de Cáceres y Badajoz, SO de España). *Estudios Geológicos*, 48: 363-379.

- Soldevila, J. (1992): La sucesión paleozoica en el sinforme de La Codosera-Puebla de Obando (provincias de Cáceres y Badajoz, SO de España). *Estudios Geológicos*, 48: 353-362.

- Sos Baynat, V. (1962): Mineralogía de Extremadura. *Bol. Inst.Geol. y Min. España*, 73: 1-190.

- Tornos, F., Casquet, C., Galindo, C., Velasco, F. y Canales, A. (2001): A new style of Ni-Cu mineralization related to magmatic breccia pipes in a transpressional magmatic arc, Aguablanca, Spain. *Min. Deposita*, 36: 700-706.

- Valenzuela, J.M. y Palacios, T. (1990): *Acritarcos de la cuenca carbonífera de los Santos de Maimona (Badajoz, España): implicaciones paleoecológicas y bioestratigráficas*. En: Blanca, G., Díaz de la Guardia, C., Fernández, M.C., Garrido, M., Rodríguez-García, M.I. y Romero García, A.T. (Eds.). Polen, Esporas y sus Aplicaciones. VII Simposio de Palinología. A.P.L.E., Granada, septiembre 1988, 429-436.

- Valenzuela, J.M. y Palacios, T. (1990): Acritarcos y Esporas de la Cuenca de los Santos de Maimona. En: *Polen, Esporas y sus aplicaciones*. G. Blanca *et al.* (Eds.). 429-436.

- Valenzuela, J.M., Palacios, T. y Palacios-González, M.J. (1990). Aspectos paleoecológicos de la cuenca de Los Santos de Maimona: acritarcos y esporas. *Geogaceta*, 8, 118-121.

- Valladares, M.I, Barba, P., Colmenero, Armentero, I. y Ugidos, J.M., (1998): La sucesión sedimentaria del Precámbrico Superior-Cámbrico Inferior en el sector central de la Zona Centro-Ibérica: litoestratigrafía, geoquímica y facies sedimentarias. *Rev. Soc. Geol. España*, 11 (3-4), 271-283.

- Varios autores (1993): *Manual de rocas ornamentales*. Editor: Carlos López Jimeno.

- Vázquez Guzmán, F. y Fdez. Pompa, F. (1976): Contribución al conocimiento geológico del suroeste de España en relación con la prospección de depósitos de magnetitas. *Mem. del IGME*, t. 89. Madrid.

- Vennin, E., Moreno-Eiris, E., Perejón, A. y Álvaro, J.J. (2001): Fracturación sinsedimentaria y diagénesis precoz en las bioconstrucciones del Cámbrico Inferior de Alconera (Ossa-Morena). *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 14: 75-88.

- Vera, J.A. (editor) (2004): *Geología de España*. SGE-IGME, Madrid, 890 p.

- Vidal, G., Jensen, S. & Palacios, T. (1994): Neoproterozoic (Vendian) ichnofossils from Lower Alcudian strata in central Spain. *Geological Magazine*, 131(2): 169-179.

- Vidal, G., Palacios, T., Gámez-Vintaned, J.A., Díez Balda, M.A., Grant, S. (1994): Neoproterozoic-Early Cambrian geology and paleontology in Iberia. *Geological Magazine* 131 (6): 1-37.

- Vidal, G., Palacios, T., Moczydlowska, M. & Gubanov, A. (1999): Age constraints from small shelly fossils on the early Cambrian terminal Cadomian Phase in Iberia. *GFF*, 121: 137-143.

- Villalobos, M. y Jorquera, A. (1998): El Terciario continental y Cuaternario del sector meridional de la Cuenca del Guadiana. *Publicaciones del Museo Geológico de Extremadura:* 33- 44.

- Villalobos, M., Guirado, J. y Fernández Palacios, J.Mª. (2001): Patrimonio geológico y georrecursos culturales. *Tierra y Tecnología*, 23.

- Villas, E. (1986): Caradoc through Early Ashgill brachiopods from the Central-Iberian Zone (Central Spain). *Geobios*, 28: 49-84.

GLOSARIO

- Abanico aluvial: Acumulación de materiales sedimentarios con forma de abanico, o de segmento de cono, depositados por la acción de corrientes tractivas.

- Acreción: Aumento en volumen de un cuerpo por adición de materia exterior.

- Acritarcos: Organismos microscópicos conservados en estado de materia orgánica, sobre todo en las rocas silíceas. Tiene forma de esfera erizada con espinas bifurcadas y a veces anastomosadas. Se encuentran en sedimentos marinos y pelágicos, pero ciertas formas son de agua dulce. Abundaron en el Ordovícico y Silúrico, aunque se extienden desde el Precámbrico hasta la actualidad.

- Afloramiento: Término que se aplica a las rocas que aparecen expuestas y visibles en la superficie de la tierra.

- Alotriomorfo: Cuando un mineral que constituye una roca no desarrolla formas cristalinas.

- Alpino: Término que hace referencia a la orogenia que tuvo lugar desde el Jurásico hasta el final del Terciario.

- Alteración: Cambios en la composición química o mineralógica de una roca producidos por meteorización o por soluciones hidrotermales.

- Aluvial: Término general para denominar a los sedimentos depositados mediante corrientes de agua.

- Anatexia: Proceso por el cual las rocas del metamorfismo general, sometidas a temperaturas cada vez más elevadas, experimentan una fusión parcial dando las migmatitas y luego una fusión total, o casi, originando un magma.

- Andesita: Roca magmática efusiva, en general gris violácea clara, con vidrio poco abundante, frecuentemente vesicular.

- Anticlinal: Pliegue convexo en roca, en el que los materiales más antiguos aparecen en el centro o núcleo.

- Anticlinorio: Estructura constituida por numerosos pliegues anticlinales y generalmente de dimensiones regionales.

- Antiforme: Antiforma - Asociación de pliegues con los flancos convergentes hacia arriba.

- Apogranitos: Facies graníticas emplazadas cerca del techo de un intrusivo, o cerca de la superficie de la corteza terrestre (hipoabisal), generalmente en forma de cúpulas, en las que se producen una serie de reacciones físico-químicas favorables para el desarrollo de determinados tipos de mineralizaciones (estaño, wolframio, tántalo, etc.).

- Arcilla: Roca detrítica no consolidada formada por partículas de tamaño inferior a 1/256 mm.

- Arco insular: Rosario de islas correspondientes a las porciones emergidas de una elevación que bordea algunas fosas oceánicas, del lado opuesto al océano hacia el cual forma, en planta, un arco generalmente convexo.

- Arcosa: Arenisca con abundantes granos de feldespato (más del 20%), cuarzo y a veces fragmentos de otras rocas, con matriz escasa.

- Arena: Arenita no consolidada ni cementada, con independencia de la composición mineralógica.

- Arenisca: Roca clástica compuesta por partículas de diámetro comprendido entre 1/16 y 2 mm.

- Argilita: Roca arcillosa sin estratificación neta, y endurecida por compactación.

- Arqueociatos: Animales próximos a las esponjas calcáreas, de ambientes marinos poco profundos, a veces arrecifales. El organismo adulto está fijo, pero posee una larva planctónica. Pertenecen al Cámbrico Inferior-Medio.

- Azoico: Se dice de una roca sedimentaria, de una capa o de una serie que no contiene fósiles.

- Barra: Montículo de arena o grava de forma alargada formada por la acción de las olas o corrientes en el fondo de mares someros, en zonas costeras o ríos.

- Basamento: Conjunto de rocas formadas en un ciclo orogénico antiguo sobre el que se apoyan otras rocas.

- Básico: Término que describe las rocas ígneas pobres en sílice, opuesto a ácido.

- Batolito: Cuerpo intrusivo de dimensiones kilométricas, generalmente de rocas graníticas.

- Biotita: Mica.

- Bioturbación: Perturbación o removilización del sedimento provocada por microorganismos.

- Bolsadas: Zonas de enriquecimiento mineral en determinadas estructuras filonianas.

- Botroidal: Textura de forma globular o arracimada (coloforme, reniforme) típica de algunos minerales.

- Braquiópodos: Grupo zoológico que comprende individuos encerrados en una concha bivalva de simetría bilateral generalmente fijados por un pedúnculo. Son marinos y se encuentran generalmente en las facies poco profundas o incluso litorales.

- Brecha: Cualquier roca formada por un 50%, al menos, de fragmentos angulosos, con diámetro mayor a 2 mm, unidos en un cemento.

- Briozoos: Grupo zoológico que comprende unos organismos coloniales y generalmente constructores que segregan una cámara calcárea. Son propios de mares cálidos y poco profundos, frecuentemente se encuentran fosilizados en sedimentos calcáreos. Se distribuyen entre el Cámbrico hasta la actualidad.

- Buzamiento: Ángulo formado por el plano de máxima pendiente de una estructura geológica y la horizontal.

- Cabalgamiento: Falla inversa de bajo ángulo a lo largo de la cual el bloque de techo se eleva sobre el bloque de muro.

- Caliza: Roca constituida por más del 95% de carbonato cálcico.

- Calymene: Trilobites del Silúrico-Devónico.

- Canales Braided: Se aplica a canales fluviales entrelazados.

- Capa: Unidad plana limitada por diferencias en composición, textura o estructura.

- Cárcava: Zanja o foso originado por la acción del agua de escorrentía sobre una superficie expuesta.

- Cárstico (o Kárstico): Es un término yugoslavo relativo a la región del Kárst, situada al NW de la península balcánica, donde el relieve está constituido por un conjunto de formas originadas en las rocas calcáreas por efecto de la disolución en aguas cargadas de dióxido de carbono.

- Celdas hidrotermales: Soluciones acuosas a temperaturas variables (entre 50º y 500ºC) que por interacción con las rocas encajantes, o con el agua del mar, pueden precipitar metales.

- Charnela: Parte del pliegue que presenta mayor grado de curvatura.

- Ciclo sedimentario: Acumulación de sedimentos comprendida entre dos transgresiones marinas sucesivas.

- Ciclo: En sedimentología sucesión vertical de estratos caracterizada por un cambio progresivo de uno o más parámetros descriptivos.

- Cinemática: Relativo al movimiento de desplazamiento de fallas, de un bloque con respecto al otro.

- Cizalla: Tipo de deformación en la que los puntos del cuerpo que se deforma se desplazan a lo largo de una misma dirección. Par de fuerzas de la misma dirección y distinto sentido.

- Clástico: Sinónimo de detrítico.

- Cnidarios: Rama zoológica formada por individuos con simetría radial. Algunas especies viven de forma fija. Sus representantes segregan frecuentemente un esqueleto calcáreo formando colonias o arrecifes.

- Cobertera: Conjunto de rocas que reposan discordantemente sobre otra unidad deformada llamada basamento.

- Coloforme: Idem botroidal.

- Columna estratigráfica: Representación gráfica que muestra la secuencia de unidades estratigráficas, así como sus relaciones, de una región o localidad determinada. Sinónimo de columna geológica.

- Coluvión: Masa de material transportado suelto y heterogéneo situado sobre una ladera.

- Conglomerado: Roca sedimentaria compuesta por más del 10-30% de fragmentos redondeados mayores de 4mm de diámetro englobados en una matriz. Si los fragmentos tienen de 2 a 4 mm se denomina microconglomerado, si los fragmentos son angulosos se utiliza el nombre de brecha.

- Conodontos: Cuerpos denticulados con tamaño del orden del milímetro, conocidos únicamente en estado fósil.

- Corteza terrestre: Parte superficial de la Tierra, con una profundidad media de 20-30 km, en la que se producen la mayoría de las deformaciones y procesos de fusión que dan lugar a las rocas.

- Cratón: Amplia porción estable de dominio continental por oposición a las zonas inestables deformadas.

- Crenulación: (esquistosidad): Foliación tectónica definida por un microplegamiento y unas superficies o zonas más o menos planas o tabulares que atraviesan los flancos de los micropliegues siguiendo un trazado paralelo a los planos axiales.

- Crinoideos: Grupo de Equinodermos compuestos típicamente de un cáliz del que parten los brazos y de un tallo que permite la fijación del animal. Se distribuyen durante el Cámbrico hasta la actualidad.

- Cronoestratigrafía: Estratigrafía basada en divisiones caracterizadas por agrupaciones de capas.

- Crustal: Relativo a la corteza terrestre y con una profundidad de entre 20 y 30 kilómetros.

- Cruziana: Huella de paso característica dejada por el trilobites y otros artrópodos similares.

- Cuarcitas: Roca metamórfica, dura, no foliada, derivada de una arenisca y constituida fundamentalmente por cuarzo.

- Culm: Facies detrítica (a veces flysch) del Carbonífero Inferior que se opone a las facies calcáreas.

- Delta: Depósitos de origen fluvial que se adentran en el mar, generalmente de forma triangular, con el vértice hacia el continente.

- Deslizamiento de terreno: Movimiento rápido de masa hacia abajo, de una parte del material de una vertiente.

- Detrítico: Referido a sedimentos o rocas sedimentarias formadas por más del 50% de fragmentos de rocas, minerales o fósiles. Sinónimo de clástico.

- Dextro-dextroso: Movimiento en dirección y sentido hacia la derecha (sentido horario) que pueden tener las fallas de desgarre o las transformantes.

- Diabasa: Roca subvolcánica de composición basáltica de grano medio.

- Diaclasa: Fractura generalmente plana que tiene lugar sin que se produzca desplazamiento apreciable a lo largo de ella.

- Diagénesis: Conjunto de procesos que afectan a un depósito sedimentario y lo transforman progresivamente en roca sedimentaria compacta.

- Dique: Cuerpo de roca magmática con morfología laminar que atraviesa la roca encajante, generalmente a favor de fracturas.

- Dirección: Ángulo que forma la línea horizontal contenida en una superficie con la dirección norte.

- Discontinuidad estratigráfica: Relación entre dos unidades estratigráficas entre las que existe una laguna o vacío estratigráfico. Comprende discordancia, disconformidad, paraconformidad e inconformidad.

- Discordancia: Relación entre dos unidades estratigráficas cuyas capas forman un ángulo. El límite que separa las rocas de las dos unidades se denomina superficie de discordancia.

- Distensivo: Esfuerzos, deformaciones o estructuras que implican alargamiento de los cuerpos rocosos.

- Dolomía: Roca sedimentaria no terrígena compuesta mayoritariamente por el mineral dolomita.

- Drusa: Geoda.

- Dúctil: Se aplica a la deformación plástica o cuasiplástica y suele producirse en unas condiciones de alta presión y/o temperatura a alta profundidad en la corteza terrestre.

- Erosión: Conjunto de fenómenos exteriores a la corteza terrestre (exógenos) que contribuyen a modificar las formas creadas por los fenómenos endógenos.

- Espícula: Bastoncillos silíceos o calcáreos cuyo conjunto constituye, en todo o en parte, el esqueleto de ciertos invertebrados.

- Esquisto: Roca metamórfica en general de composición pelítica con esquistosidad bien desarrollada.

- Esquistosidad: Orientación de minerales característica de rocas metamórficas.

- Estratificación cruzada: Estructura sedimentaria caracterizada por una disposición oblicua de determinados estratos respecto a la estratificación general.

- Estratificación flaser: Tipo de estratificación caracterizada por cuerpos de arena o arenisca con laminación cruzada de ripples entre las que se intercalan delgadas lentes de arcillas, lutitas o pizarras.

- Estratificación lenticular: Tipo de estratificación caracterizada por lentejones de arena o arenisca con laminación cruzada dentro de una masa de arcilla, lutitas o pizarras.

- Estratificación: División del sedimento en capas paralelas (estratos), diferenciadas.

- Estratiforme: Es aquella mineralización cuya geometría es concordante con el estrato o estratos en donde esta situada.

- Estrato: Nivel simple de litología homogénea o gradacional.

- Estromatolito: Estructura sedimentaria que consiste en la construcción orgánica (generalmente algas) con formas muy diversas en calizas o dolomias.

- Estructura sedimentaria: Configuración o característica de un sedimento o roca que refleja las condiciones bajo las cuales se ha depositado.

- Extrabatolítica: Mineralización que está situada en las rocas metamórficas encajantes, fuera de los plutones graníticos.

- Fábrica: Configuración geométrica completa de todos los componentes de una roca.

- Facies: Conjunto de características litológicas y/o paleontológicas que definen una unidad y permiten diferenciarla de las demás.

- Falla: Rotura o fractura en la roca en la cual ha habido movimiento relativo de deslizamiento de uno de los lados respecto al otro.

- Fanglomerado: Conglomerados constituidos a partir de los depósitos de un delta aluvial.

- Fase hidrotermal: Es la relacionada con soluciones acuosas a temperaturas comprendidas entre 50º y 500ºC, a partir de las cuales se puede formar una concentración mineral.

- Flanco: Cada una de las partes de un pliegue situadas a ambos lados de la superficie axial.

- Flute cast: Relleno o molde de una marca de forma subcónica debida a corrientes de alta energía.

- Flysch: Formación sedimentaria detrítica, a menudo potente, constituida esencialmente por un apilamiento de turbiditas.

- Foliación: Estructura caracterizada por la presencia de superficies de debilidad muy próximas entre si y que se deben a la orientación o disposición preferente de los minerales de forma paralela.

- Formación: Conjunto de rocas estratificadas que se caracterizan por su homogeneidad litológica, de forma más o menos tabular.

- Fosa oceánica: Depresión alargada, de grandes dimensiones y de gran profundidad, con flancos más o menos inclinados, de varios miles de kilómetros de longitud y de 5.000 a 11.000 metros de profundidad, que bordean los continentes o archipiélagos volcánicos.

- Fósil: Evidencia de vida en el pasado.

- Fractura: Rotura en roca, puede ser normal o de extensión, inversa o de compresión, y de desgarre o en dirección.

- Frágil: Se aplica a la deformación por rotura (irreversible) que se produce en niveles superficiales o altos de la corteza terrestre.

- Gabarro: Nódulo duro dentro de una piedra.

- Geodas: Agujeros de forma globular que se encuentran en algunas formaciones geológicas, por ejemplo en calizas, o en filones de cuarzo, en donde crecen determinados minerales (calcedonia, calcita, etc.) por expansión.

- Geomorfología: Estudio descriptivo y explicativo de las formas del relieve.

- Glacioeustático: Cambio global del nivel de los mares por formación o fusión de casquetes glaciares, lo que modifica el volumen de las aguas oceánicas.

- Glacis: Ladera plana y suavemente inclinada al pie de una montaña. Se aplica a los depósitos sedimentarios con esta morfología.

- Gossan: Producto de alteración y meteorización que se dispone por encima de las masas de sulfuros masivos. Se llama también montera de oxidación o sombrero ferruginoso.

- Graben: Estructura teutónica constituida por fallas normales de la misma dirección que limitan compartimentos cada vez más hundidos en dirección al centro de la estructura.

- Graptolitos: Organismos marinos coloniales unidos por un conducto, dispuestos en una o más ramificaciones, y con aspecto aserrado.

- Grauvaca: Arenisca muy dura de color gris a verde grisáceo con granos angulosos de diversos tamaños, muchos de ellos fragmentos de rocas diversas, dispersos en matriz arcillosa.

- Greisen: Roca granítica alterada y constituida por cuarzo, micas (moscovita o lepidolita) y topacio. Turmalina, fluorita, casiterita y wolframita suelen ir asociados frecuentemente.

- Hercínico: Hespérico - Sinónimo de Varisco.

- Hipoabisal: Adjetivo que se aplica a aquellas intrusiones menores, en forma de diques o sills, cuyo emplazamiento se produce cerca de la superficie (en condiciones subvolcánicas), y su cristalización tiene lugar en condiciones intermedias, entre las rocas intrusivas y las extrusivas.

- Hipogénicos: Se aplica a los minerales primarios de un yacimiento mineral que están formados por soluciones ascendentes (por debajo del nivel freático), y no han estado sometidos a alteración meteórica.

- Holocristalino: Se aplica a las rocas magmáticas totalmente formadas por cristales, para distinguirlas de las que contienen una parte más o menos grande de vidrio.

- Holotipo: Especie mineral o yacimiento mineral que por sus características da nombre, define, o es el que representa al tipo.

- Homalonotus: Trilobites del Silúrico Superior.

- Idiomorfo: Cuando un mineral que constituye una roca desarrolla el máximo de formas cristalinas características.

- Intrabatolítica: Mineralización que está situada dentro de las rocas plutónicas y no en las rocas metamórficas exteriores al plutón.

- Intrusivo: Que penetra en formaciones ya constituidas. Se aplica a las rocas magmáticas emplazadas en estado fluido bajo la superficie, y a los macizos que constituyen (granito, batolito), así como a los diapiros de rocas salinas (yeso, sal).

- Kind-band: Pliegue anguloso con flancos planos y fuertemente asimétricos.

- Laminación: Estructura sedimentaria consistente en laminas planas, puede ser plana con laminas paralelas o cruzada.

- Lineación: Término general que se utiliza para describir cualquier orientación o estructura lineal en una roca.

- Litificación: Transformación de un sedimento blando en roca sedimentaria consolidada por compactación y cementación.

- Lumaquela: Roca sedimentaria calcárea, a menudo poco cementada, formada esencialmente por conchas (sobre todo Lamelibranquios) enteras o rotas, acumuladas in situ.

- Lutita: Conjunto de rocas sedimentarias detríticas cuyos componentes tienen un diámetro inferior a 1/16 mm.

- Maclados: Crecimiento de cristales cuyas redes cristalográficas no tienen la misma orientación.

- Magma: Roca fundida generada dentro de la Tierra, y capaz de intruir o extruir dando lugar a las rocas ígneas.

- Marga: Roca sedimentaria formada por una mezcla de caliza y arcilla que constituye la transición entre las calizas arcillosas y las arcillas calcáreas.

- Margen continental activo: En ellos la corteza oceánica se hunde por subducción bajo la corteza continental.

- Margen continental tipo pasivo: Margen donde el paso de la corteza continental a la oceánica se hace dentro de la misma placa litosférica.

- Margen continental: Región sumergida del borde de un continente que hace de conexión con los fondos oceánicos.

- Metalogenia: Estudio de la génesis de los yacimientos minerales en su contexto geológico. (Equivalente: metalogénico, metalogenético, relacionado con la génesis de los yacimientos.)

- Metamorfismo: Conjunto de transformaciones físico-químicas que sufren las rocas a unas determinadas condiciones de presión y temperatura en el interior de la corteza terrestre y que lleva consigo la formación de nuevos minerales.

- Metasomatismo: Proceso de transformación físico-química mediante el cual se originan minerales nuevos a partir de otros minerales. La transformación se realiza por porosidad mediante líquidos o gases intersticiales (véase skarn).

- Meteorización: Alteración de los materiales bajo la acción de los agentes atmosféricos.

- Mica: Filosilicato compuesto de laminillas. Forman una familia de minerales en prismas aplanados, con expoliación perfecta, separándose en laminillas finas, flexibles y elásticas.

- Micrita: Tipo de roca sedimentaria carbonatada.

- Microestructura: Configuración geométrica de una roca visible a escala de sus granos minerales y cuya visualización requiere el uso del microscopio.

- Milonita: Toda roca triturada más o menos finamente.

- Morfogénesis: Nacimiento y evolución de las formas del relieve, por la acción combinada de las deformaciones de la corteza terrestre, del vulcanismo, de la erosión y de la sedimentación.

- Muro: Indica la superficie inferior de una formación.

- Olistostroma: Acumulación caótica de materiales arrancados del frente de un manto de corrimiento durante su desplazamiento en una cuenca sedimentaria, a consecuencia de su deslizamiento por gravedad sobre el fondo de esta cuenca.

- Oolito: Pequeñas esferas de 0,5 a 2 mm como promedio, cuyo centro es un fragmento y la envoltura está formada por delgadas capas que dan una estructura concéntrica. Suelen ser calcáreos.

- Orogénesis: Orogenia - Formación de montañas y cadenas montañosas.

- Orógeno: Sistema montañoso o rasgo mayor de la litosfera terrestre consistente en un región alargada, lineal o arqueada que ha sufrido una deformación intensa reflejada por el desarrollo de importantes procesos de plegamiento y fracturación.

- Ostrácodos: Artrópodos cuyo cuerpo, no segmentado, está provisto de antenas y de patas y encerrado en una concha bivalva quitinosa, a veces calcificada. Son de medios acuáticos y se distribuyen entre Cámbrico-Actual.

- Paleoclimatología: Ciencia cuyo objeto es la reconstrucción de los climas del pasado.

- Paragénesis: Conjunto o asociación de minerales que se forman contemporáneamente y que caracterizan un determinado yacimiento mineral.

- Pedimento: Glacis de erosión constituido sobre una roca dura, típica de morfologías desérticas.

- Pelita: Roca sedimentaria detrítica de grano muy fino.

- Penillanura: Extensa llanura en la que los relieves son muy suaves, la evolución de las vertientes casi nulas, y los ríos que discurren por ellas han alcanzado su perfil de equilibrio.

- Permeabilidad: En un acuífero es la capacidad que tiene el terreno que lo conforma para permitir el paso del agua a su través. La permeabilidad es el factor más importante de las rocas en relación con la explotación de sus aguas subterráneas y dependerá del tamaño de los huecos de las rocas que se encuentran interconectados.

- Pertítico (Pertitas): Intercrecimientos o exsoluciones de feldespato potásico (microclina), que generalmente es el mineral huésped, y feldespato sódico (albita).

- Pista: Estructura sedimentaria producida por actividad de organismos sobre la superficie de un sedimento.

- Pizarra: Roca sedimentaria o metamórfica compuesta por partículas de tamaño arcilla menores de 0,004 mm de diámetro.

- Plano axial: Plano bisector de un pliegue.

- Plataforma continental: Zona que se extiende desde el límite inferior de la playa hasta el borde superior del talud continental.

- Pliegue: Estructura doblada en roca producida normalmente por deformación plástica o dúctil.

- Plutón: Macizo formado por rocas plutónicas, en forma de gran masa ovoide o de gran lentejón. Las rocas plutónicas están formadas por la lenta cristalización de un magma a cierta profundidad.

- Porfídica: Textura de una roca ígnea en la que se desarrollan fenocristales de un determinado mineral en una matriz de grano fino.

- Postmagmática: Proceso o fase que se produce después de la fase de consolidación magmática.

- Pozos “tipo Fehlmann”: Pozos de drenes radiales. Se les conoce con diversos nombres, tales como pozos de drenes, pozos radiales, pozos horizontales y pozos colectores. En cualquier caso corresponden siempre a un mismo tipo funcional en el que se distinguen dos partes: Un pozo vertical de gran diámetro y un conjunto de drenes o perforaciones horizontales que salen de su fondo en el que desaguan a través de válvulas de compuerta.

- Productus: Braquiópodo articulado del Carbonífero, con la concha provista de espinas más o menos largas.

- Progradación: Fenómeno de avance progresivo hacia alta mar del talud de un margen continental o del frente de un delta submarino, a causa, en general, de una importante sedimentación detrítica. (Progradante, adj.)

- Prospección (de aguas subterráneas): Conjunto de trabajos de investigación que permiten la localización de acuíferos o depósitos subterráneos de los que se puede obtener agua en cantidad y calidad adecuada para un determinado fin.

- Pull-Apart: Cuenca de origen tectónico que se forma en la zona de solape entre segmentos de fallas normalmente de desgarre.

- Radiométrica: Datación de minerales o rocas a través de sus elementos radiactivos y de sus productos de desintegración.

- Raña: Depósitos de tipo conglomerático desordenados, con mezcla de bloques y cantos en matriz arcillosa.

- Regresión: Retirada de las aguas del mar de una región. Término opuesto a transgresión.

- Relieve Apalachense: Relieve originado durante la Orogenia Hercínica, formado por vaguadas de pizarras poco resistentes a la erosión fluvial y por crestas montañosas de cuarcitas paleozoicas.

- Reservas: En sentido amplio,el volumen total de agua (en hm^3) existente en un acuífero. Se considera como recurso de un acuífero al caudal medio (en l/sg.) que sale por sus manantiales de drenaje al cabo de un año, equivalente al volumen de la recarga hidrológica media interanual.

- Rift: Fosa de hundimiento que puede ser continental u oceánica.

- Rifting: Formación de rifts en el estadio precoz de una apertura oceánica.

- Ripple: Cada una de las ondas que constituyen una superficie ondulada en forma de crestas y surcos de menos de 5 cm de altura, originada en la parte alta de un sedimento por la acción del viento, corrientes de agua u olas.

- Roca sedimentaria: Roca formada por la consolidación de fragmentos sólidos.

- Saddle-reefs: Estructuras tectónicas, en concreto pliegues, que albergan mineralizaciones en su zona de charnela. El término español es “en silla de montar”, y son clásicos los yacimientos de oro de Bendigo (Australia).

- Salbandas: Zonas de borde de los filones que suelen ser generalmente arcillosas. También se utiliza para describir los productos arcillosos (milonitización) que producen una falla en la roca (gouge).

- Secuencia de Bouma (Según A.H. Bouma): Ordenamiento típico de las capas turbidíticas. Consiste en una capa de arena o arenisca centimétrica-decimétrica que pasa gradualmente a lutitas o pizarras y en la que se distinguen cinco intervalos de muro a techo que se diferencian por el tipo de estructuras sedimentarias (granoselección, laminación paralela, cruzada de ripples, etc.).

- Secuencia: En sedimentología, sucesión vertical de estratos caracterizada por un cambio progresivo en la misma dirección de uno de los parámetros descriptivos.

- Sedimento: Colección de fragmentos transportados o precipitados que se acumulan en capas.

- Senestro: Movimiento en dirección y sentido hacia la izquierda (sentido antihorario) que pueden tener las fallas de desgarre o las transformantes.

- Serie de diferenciación magmática. Fase o secuencia de cristalización de minerales en un magma durante su enfriamiento.

- Serie estratigráfica: Establecimiento de la sucesión de los estratos, atendiendo especialmente a sus aspectos paleontológicos y litológicos.

- Sésil: Sentado.

- Sigmoidales: Formas de "S" (sigmoides) que suelen presentar las venas de cuarzo o calcita cuando han sido sometidas a mecanismos de cizalla. Son buenos indicadores cinemáticos.

- Sill: Cuerpo tabular de rocas magmáticas intrusivas paralelo a las estructuras de la roca encajante.

- Sinclinal: Pliegue cóncavo en roca, en el que los materiales más modernos aparecen en el centro o núcleo.

- Sinclinorio: Estructura de extensión regional con geometría general sinclinal aunque compuesta por pliegues de menor tamaño.

- Sinforma. Estructura constituida por numerosos pliegues sinclinales y que generalmente tiene dimensiones regionales.

- Sinforme: Sinforma - Pliegue con flancos convergentes hacia abajo, o bien con la concavidad hacia arriba.

- Singenética: Mineralización que se forma al mismo tiempo que la roca encajante y generalmente por los mismos procesos.

- Sinistrorso: Movimiento en dirección y sentido hacia la izquierda (sentido antihorario) que pueden tener las fallas de desgarre o las transformantes.

- Skarn: Nombre que se aplica a las transformaciones metasomáticas que sufren las calizas debidas al efecto de un cuerpo intrusivo (granito). Se forman una serie de minerales típicos, entre los que destacan silicatos cálcicos, y pueden originar yacimientos minerales de interés económico.

- Skolithus: Restos fósiles debidos a la excavación de gusanos, en forma de tubos cilíndricos, simples, perpendiculares a la estratificación.

- Slumping: Fenómeno subacuático de deslizamiento en masa de sedimentos todavía embebidos en agua que da lugar a pliegues o brechas intraformacionales. Su formación parece estar relacionada con terremotos.

- Stock: Plutón granítico de dimensiones más reducidas que un batolito.

- Stockwork: Red de fracturas tridimensional planar, poco espaciada e irregular, rellena por venas que si están mineralizadas, pueden ser explotadas en conjunto.

- Subsidencia: Hundimiento progresivo, regular o a sacudidas durante un periodo bastante largo, del fondo de una cuenca sedimentaria, marina o no.

- Supergénicos: Se aplica para los minerales secundarios de un yacimiento mineral que se forman a expensas del reemplazamiento y alteración de los minerales primarios.

- Techo: Indica la superficie superior de una formación.

- Tempestita: Depósito originado por la acción de una tempestad en el fondo de un mar o lago.

- Terraza: Superficie plana que interrumpe una pendiente y que debe su origen a la acción del agua en una corriente.

- Terrígeno: Referido a un sedimento o roca sedimentaria formada por partículas procedentes de fuera de la cuenca.

- Toleíta: Basalto. Los basaltos toleíticos constituyen amplias extensiones sobre los continentes, en los fondos oceánicos actuales y en algunos arcos insulares.

- Transgresión: Avance de las aguas del mar sobre un área continental.

- Transgresivo: Referido a los sedimentos depositados durante el avance o invasión del agua del mar sobre un área continental.

- Transpresión: Movimiento combinado de compresión, cizalla y extensión en la vertical.

- Trilobites: Artrópodos con el cuerpo dividido en tres lóbulos, tanto longitudinalmente como transversalmente. Son organismos marinos propios del Paleozoico, desde el Cámbrico hasta el Pérmico.

- Turbidita: Sedimento depositado por una corriente de turbidez o flujo de elevada densidad debido a la carga de sedimentos que transportan en suspensión.

- Unidad litoestratigráfica: Unidad estratigráfica basada en la diferenciación litológica.

- Varisco: Término que se refiere a la orogenia que tuvo lugar en Europa durante el Carbonífero y al orógeno que se formó durante dicha orogenia. Sinónimo de hercínico.

- Venas pinnadas: Son ramificaciones o venas tributarias que conectan con otra principal. Suelen proporcionar buenos criterios cinemáticos o presentar enriquecimientos locales de determinadas sustancias minerales.

- Vergencia: Inclinación de una estructura tectónica (pliegue o cabalgamiento) hacia una dirección determinada.

- Zócalo: Sinónimo de basamento. Se utiliza para referirse a las rocas deformadas durante una orogenia y situadas por debajo de materiales sedimentarios discordantes, los cuales constituyen la cobertera no deformada o menos deformada.

RELACIÓN DE AUTORES
(Por orden alfabético)

ANA ALONSO ZARZA

JOSÉ LUIS BARRERA MORATE

ROCÍO CAMPOS

JUAN JOSÉ DURÁN VALSERO

REMEDIOS CORRAL RODRÍGUEZ

FRANCISCO JAVIER FERNÁNDEZ AMO

GUILLERMINA GARZÓN

JUAN GIL MONTES

INMACULADA GIL PEÑA

RAMÓN GONZÁLEZ CERRATO

PABLO GUMIEL

JUAN CARLOS GUTIÉRREZ-MARCO

SÖREN JENSEN

JAVIER LARIO

JERÓNIMO LÓPEZ MARTÍNEZ

ESPERANZA MARTÍNEZ FLORES

ROSALÍA MERINO MÁRQUEZ

JUAN CARLOS MIRANZO TORRES

ALFONSO MORA PEÑA

ELENA MORENO-EIRIS

PEDRO MUÑOZ BARCO

MAGÍN MURILLO FERNÁNDEZ

TEODORO PALACIOS MEDRANO

ANTONIO PEREJÓN

Mª JOSÉ PÉREZ PASCUAL

ISABEL RÁBANO

EDUARDO REBOLLADA CASADO

MANUEL REGUEIRO Y GONZÁLEZ-BARROS

SERGIO RODRÍGUEZ GARCÍA

SERGIO SÁNCHEZ MORAL

MAITE DE TENA REY

MIGUEL VILLALOBOS MEGÍA

CRÉDITOS FOTOGRÁFICOS

(Relación de autores de fotografías por orden alfabético y número de página)

- Ana Alonso Zarza: 106 inf., 108 inf., 109
- Joaqín Dávalos Méndez: 4, 30, 84, 231, 304-305, 353, 428
- Dirección General de Turismo. Junta de Extremadura: 240, 241, 243, 298-299, 300, 302-303
- Francisco Javier Fernández Amo: 371 inf., 372 sup.
- Atanasio Fernández García: 28-29, 72, 82, 83, 171, 186-187, 196-197, 215, 216
- Joaquín Fernández Hernández: 190
- Luis Galán Flores: 128-129 inf.
- Alberto Gil Chamorro: 76, 79, 81, 176-177, 181, 184, 225, 246, 249, 252, 294, 297
- Juan Gil Montes: 340-341, 347, 350, 354, 416, 417, 420, 424
- Inmaculada Gil Peña: 105, 108 sup., 110
- Antonio Grajera: 119 inf., 132, 314-315, 383 inf., 384
- Pablo Gumiel: 278, 279 sup., 312, 314 sup., 364 inf., 366 inf., 372 inf., 375, 376 inf., 381, 383 inf., 384
- Juan Carlos Gutiérrez Marco: 318-319, 326, 327, 329, 330, 331 B, C y E, 332, 333, 335, 336
- Blanca Gutiérrez de Mata García: 114
- Pedro Holgado García: 18-19, 20-21, 70-71, 86, 226-227, 235, 282-283, 284-285, 286, 287, 288, 289, 343
- José Manuel López Caballero: 27, 122-123, 124, 126, 127, 160-161, 162, 212-213, 219, 313
- Esperanza Martínez Flores: 24, 191, 192, 220-221, 223, 325
- Alfonso Mora Peña: 178

- Pedro Muñoz Barco: 25, 31, 34-35, 43 inf., 51, 53, 55, 65, 74, 78, 91, 93, 94-95, 112, 113, 115, 116, 117, 119 sup., 120, 121, 125, 129 sup., 130-131, 136-137, 139, 140, 141, 142, 143, 152-153, 157, 158, 159, 163, 167, 172, 173, 217, 244-245, 248, 253 sup., 257, 258, 259, 260, 261-262, 263, 268-269, 270-271, 273, 275 inf., 276-277, 290-291, 292, 295, 296, 306, 345, 408, 409, 412-413, 418, 422, 423, 431
- Magín Murillo Fernández: 234, 236, 237
- Museo Geominero. Madrid: 316-317, 321 inf., 324, 328, 331 A y D, 337, 358-359, 364 sup., 366 sup., 391, 393
- Teodoro Palacios Medrano: 39, 40, 41 inf., 42, 43 sup., 44, 47, 48, 49, 59, 60, 62, 63, 144-145, 146, 148, 150, 151, 204-205, 208, 209, 210, 211, 265, 267, 411
- Antonio Perejón: 321 sup., 322, 323
- Mª José Pérez Pascual: 404, 405, 406, 407, 410
- F. Piña: 279 inf., 280, 362, 369 central, 387, 388 sup., 394
- Eduardo Rebollada Casado: 45, 50, 57, 133, 134, 135, 174, 183, 233, 254-255, 274, 275 sup., 398-399, 436
- Sergio Rodríguez García: 338, 339
- Miguel Ángel Romo Bedate: 77, 88, 92, 156, 168-169, 170, 175, 198, 199, 202, 218, 238-239, 251, 253 inf.
- Ángel Sánchez García: 293
- Sérprex: 26, 98-99, 102, 106 sup., 111, 228, 415, 419, 421, 425, 426, 427, 432, 433, 434, 435
- M. de Torres: 356-357, 369 sup., 369 inf., 371 sup., 376 sup., 380, 382, 383 sup., 388 inf., 389