

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 Commission on Stratigraphy” (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.

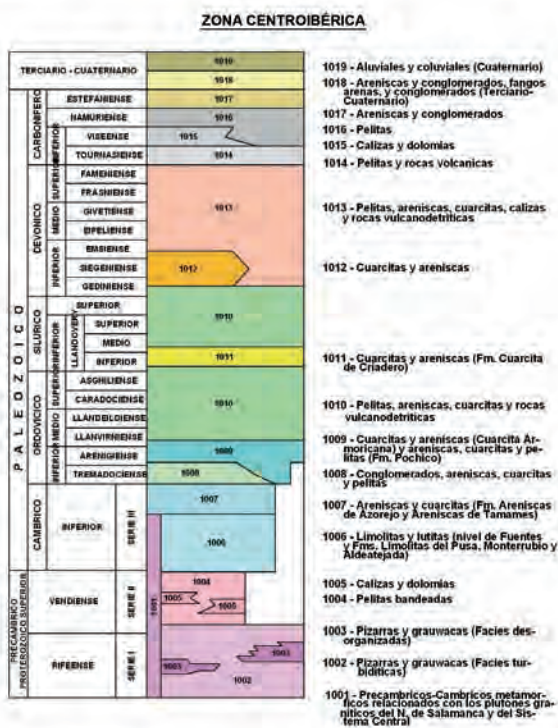


Geología Histórica de Extremadura

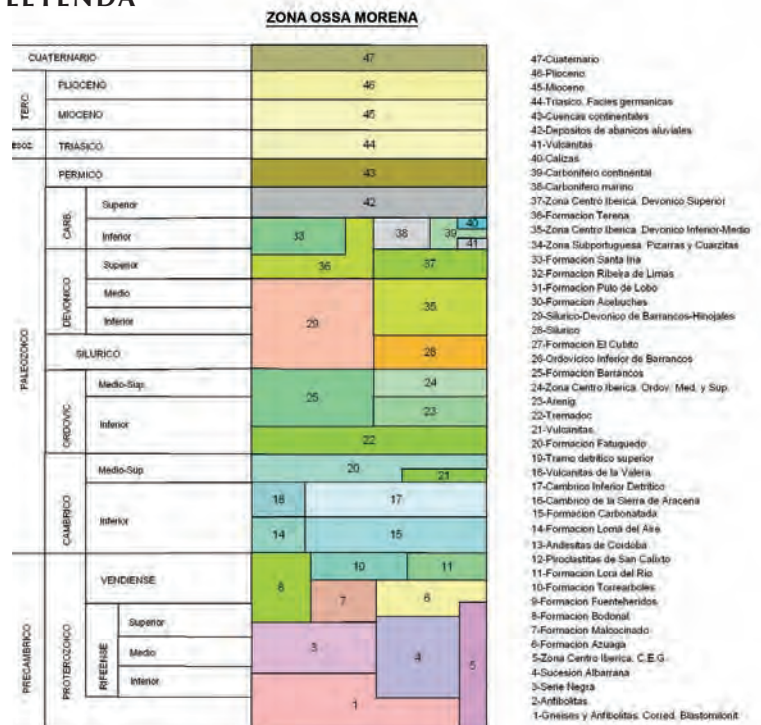
Situación Geológica de Extremadura

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 demue-

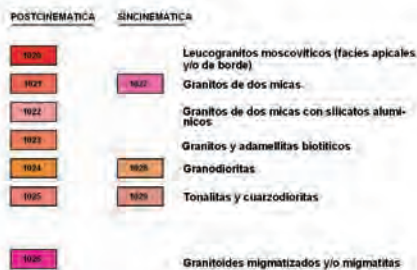
tran que, al menos, las series neoproterozoicas y cámbricas situadas al norte de dicha banda son estratigráficamente bastante similares, además de mantener la misma vergencia. Estos mismos trabajos indican la presencia de otra importante banda de deformación situada al norte de la (BCBC) que se ha denominado 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



LEYENDA



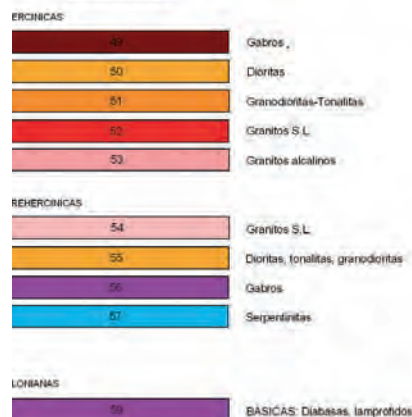
ROCAS PLUTONICAS

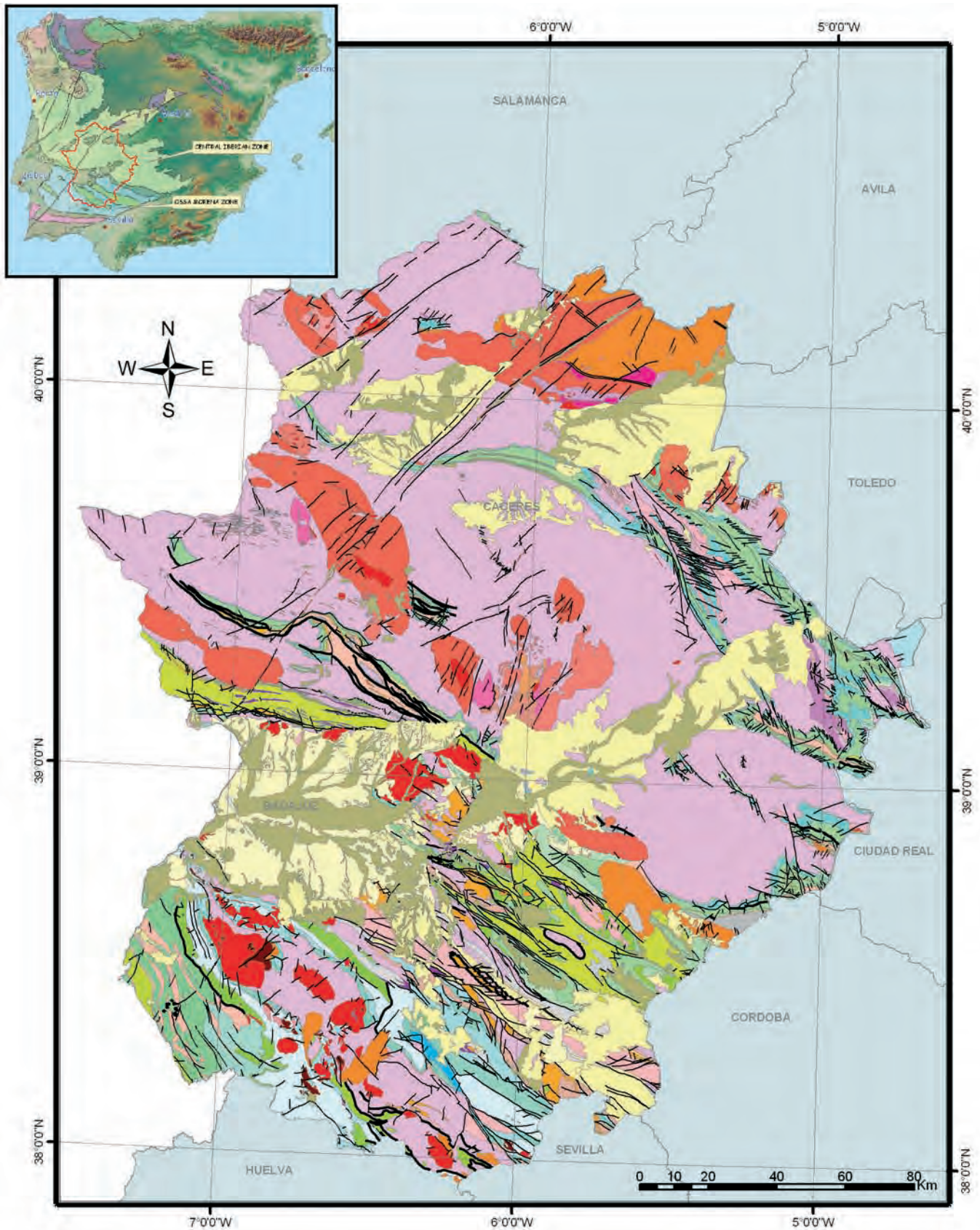


ROCAS PLUTONICAS



ROCAS IGNEAS





Signos convencionales

- CABALGAMIENTO
- FALLA NORMAL
- FALLA SUPUESTA

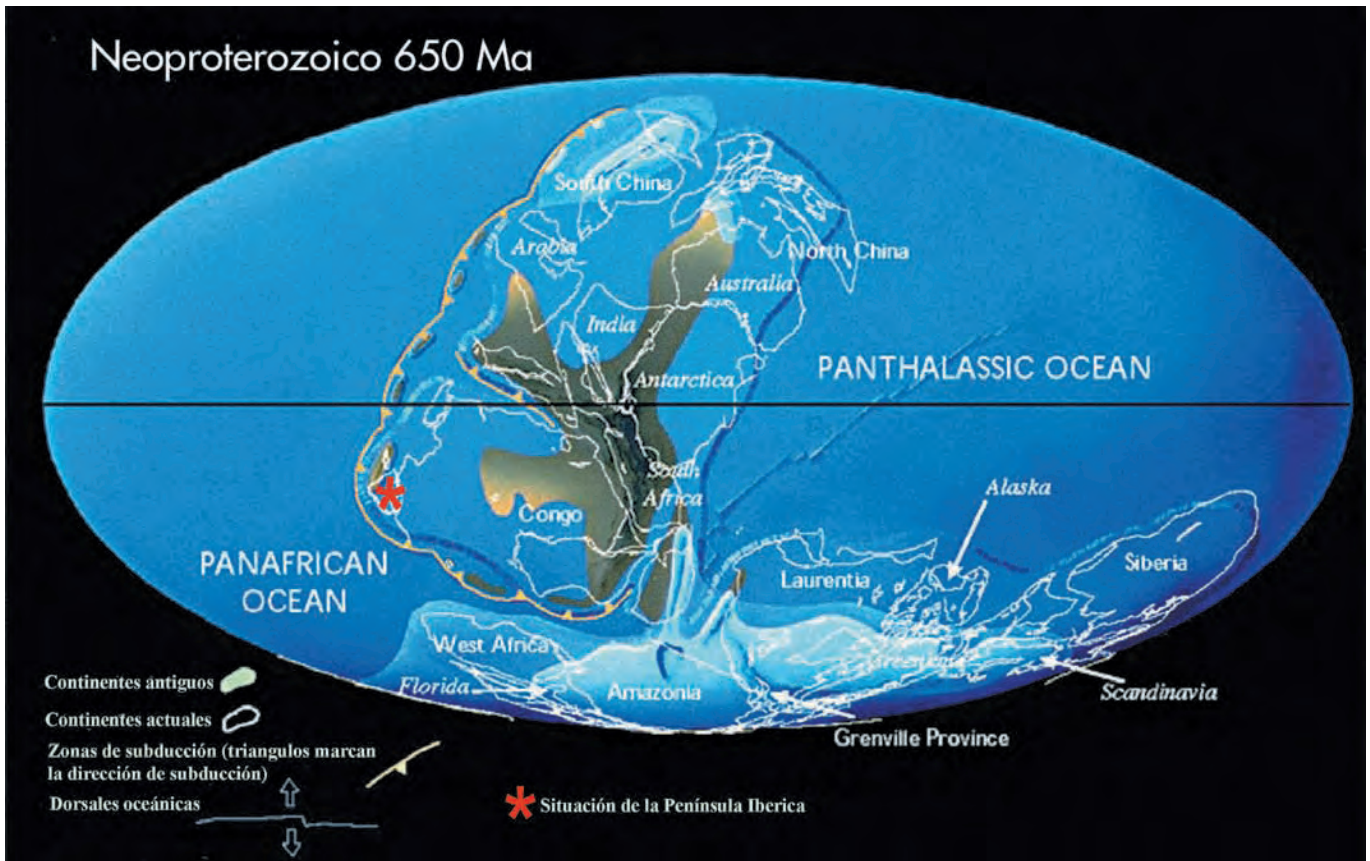
Coordenadas UTM. Huso 30
Datum: ED 1950

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

Neoproterozoico 650 Ma



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 Project (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 supuesto. 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).

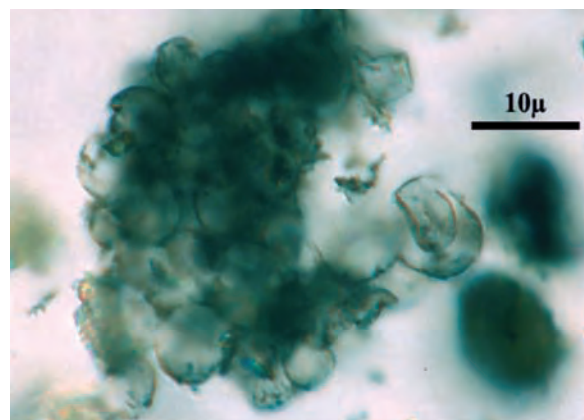
El Neoproterozoico de la ZOM

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 apor-

tado 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 flyschoides 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-

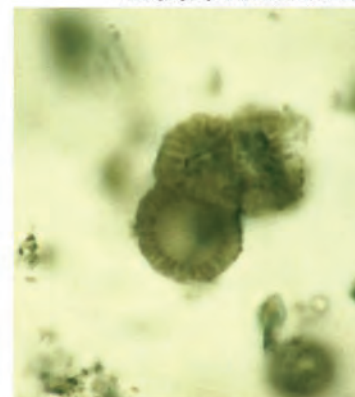
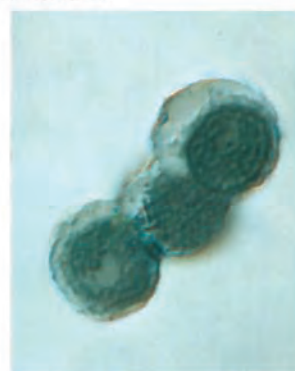
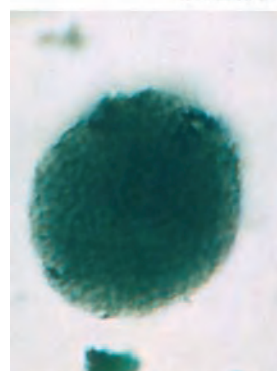
Microfósiles bacterianos procedentes del Grupo Domo Extremeño. Formación Cijara en la Sección del Río Estenilla (Sphaerocongregus variabilis) y de la Sección del río Alagón, Coria (Palaeogomphosphaeria cauriensis).



Sphaerocongregus variabilis, Moorman



Palaeogomphosphaeria cauriensis, Palacios





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

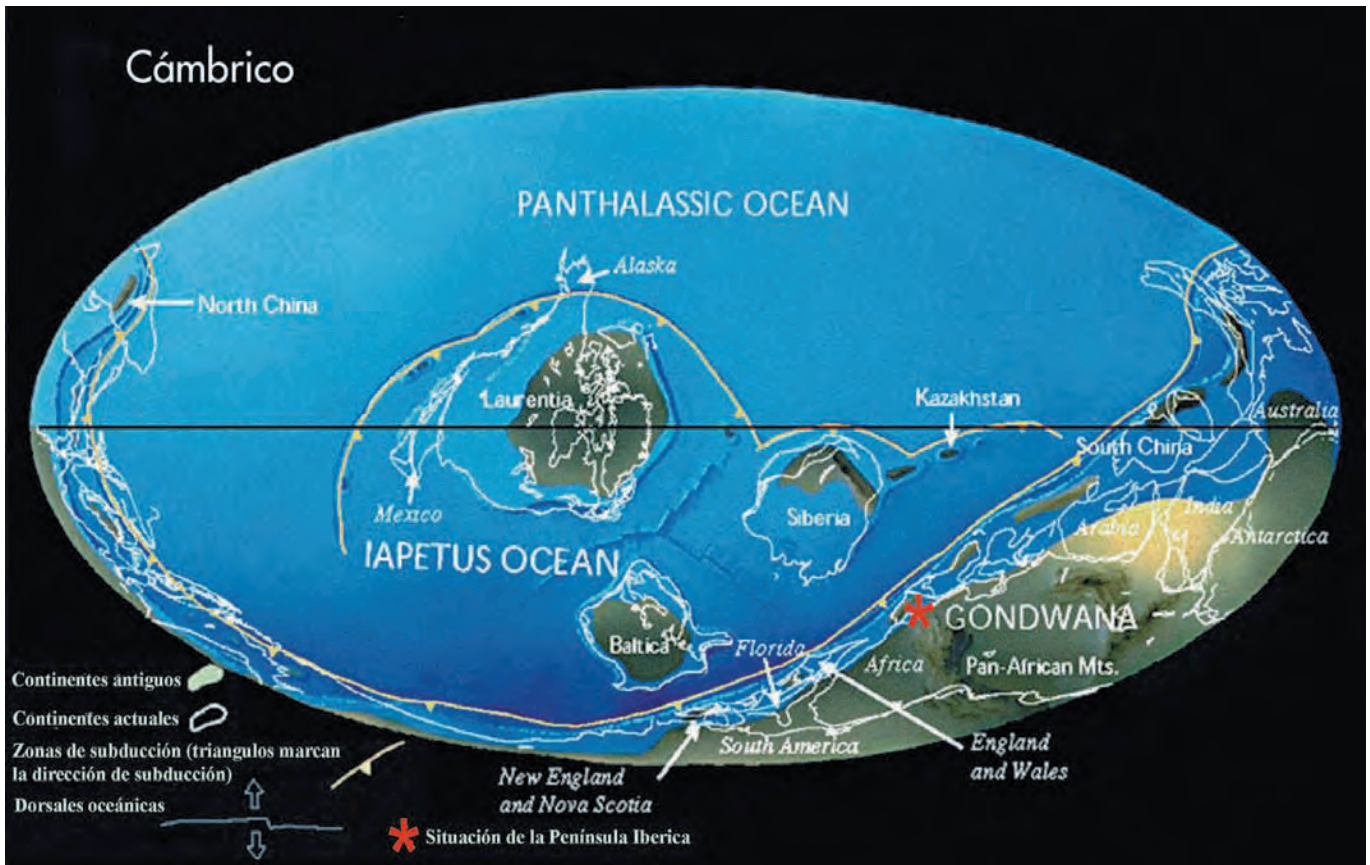
En la ZCI aparecen extensos afloramientos de rocas pertenecientes al Ediacárico y a los niveles más inferiores del Cámbrico Inferior (Nemakit-Daldinian-Tomotiense 542-530 M.a.). La importancia de estos materiales radica en dos aspectos fundamentales, por una parte

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 flyschoides 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-



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).

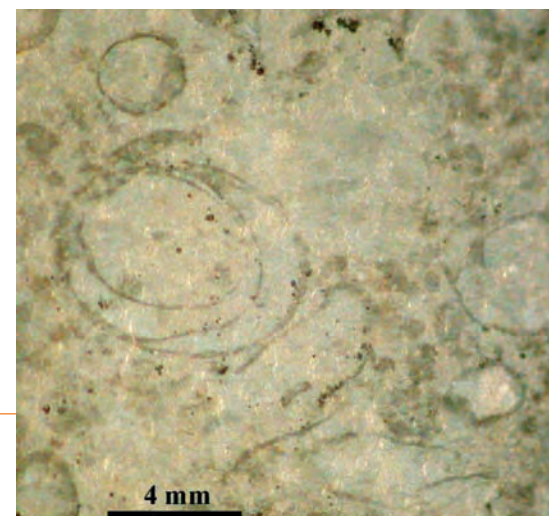
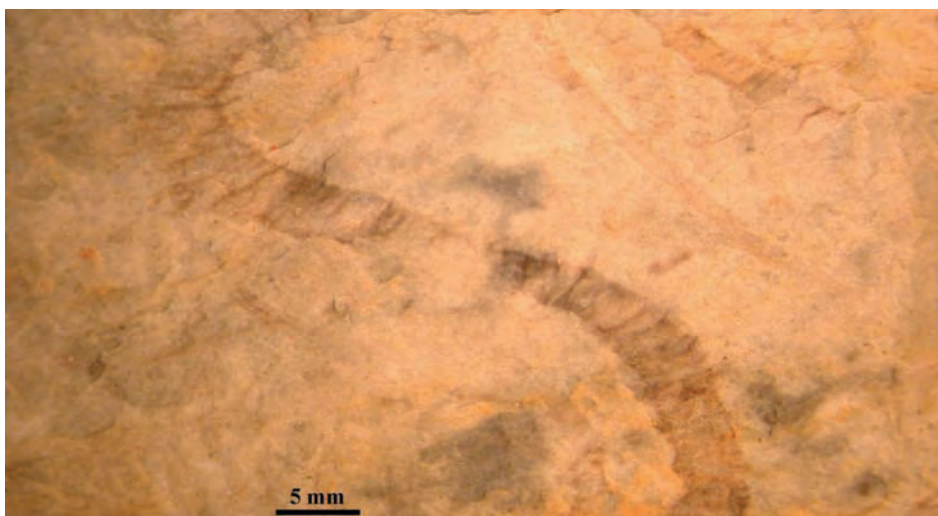
En el área de los Ibores y Villarta de los Montes se produce el tránsito gra-

dual 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

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

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

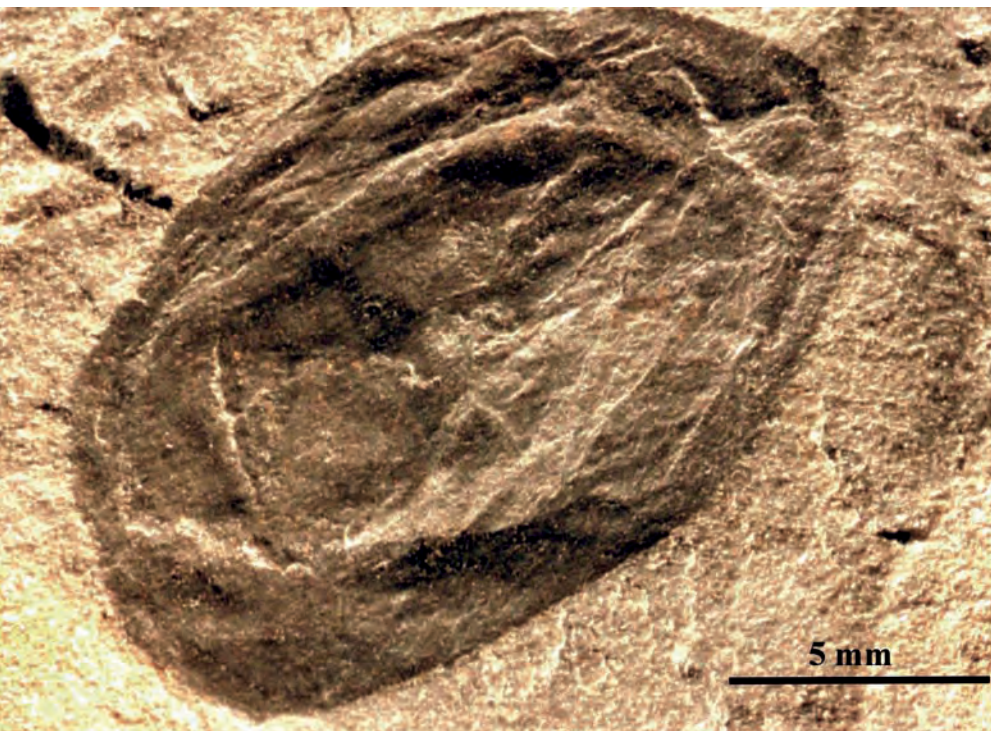
Sección delgada de Cloudina hartmannae. Villarta de Los Montes. Badajoz. (Ilust. inf. dcha.)



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



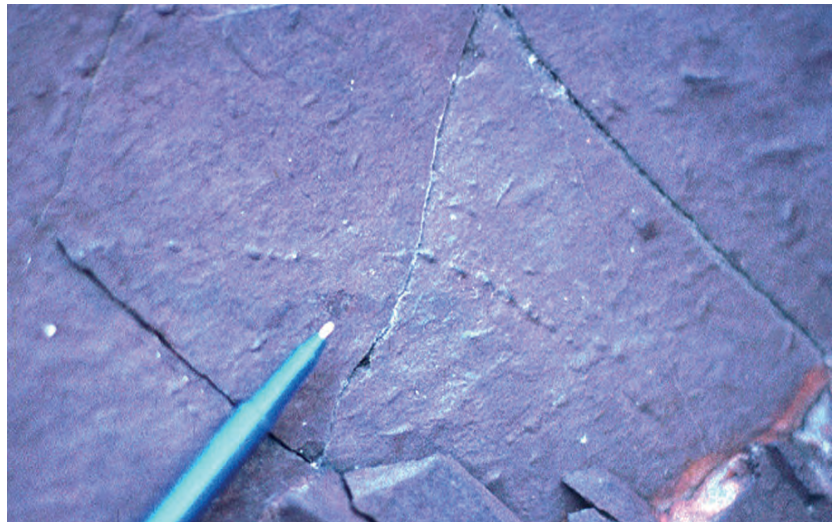
*Fósiles carbonosos
asignados a posibles
beltanelloides.
Sección del
Ferrocarril, Toledo.
(Grupo Río Huso)*



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 ta-

petes 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 ($548.8 \pm 1 - 542.6 \pm 0,3$ 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.

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
 discurrendo 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 plegamiento, 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 emergencia de los materiales de esta cuenca fue diferencial. Los medios más proximales y cercanos a los paleorreliieves 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 Ediacárico-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 olistotrómicas (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)



yoeres: 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 anatético 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:

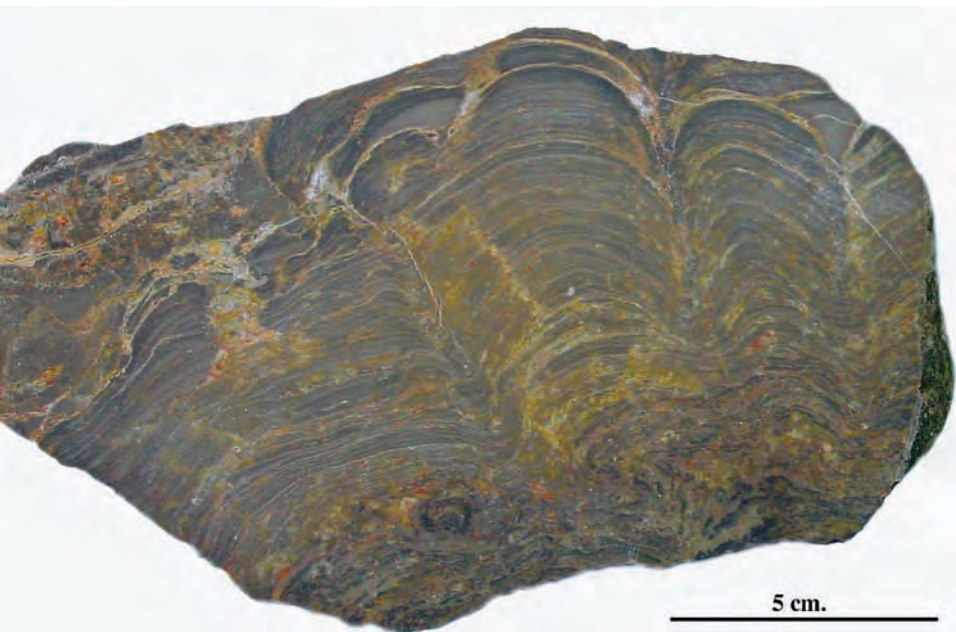


La **Formación Torreárboles** (Liñán, 1978), que constituye la **Unidad Detrítica Inferior**, presenta una completa exposición en el Embalse del Guadajira y refleja muy bien el avance de la transgresión cámbrica. Está constituida por conglomerados, areniscas y lutitas que se depositaron en un medio de 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

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

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





*Estromatolitos.
Formación
Carbonatada.
Alange.*

*Vista del yacimiento
cámbrico de Alconera.*

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 Zafrá. 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 me-

dios 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 suceso de lutitas margosas violáceas y verdosas que contienen abundantes



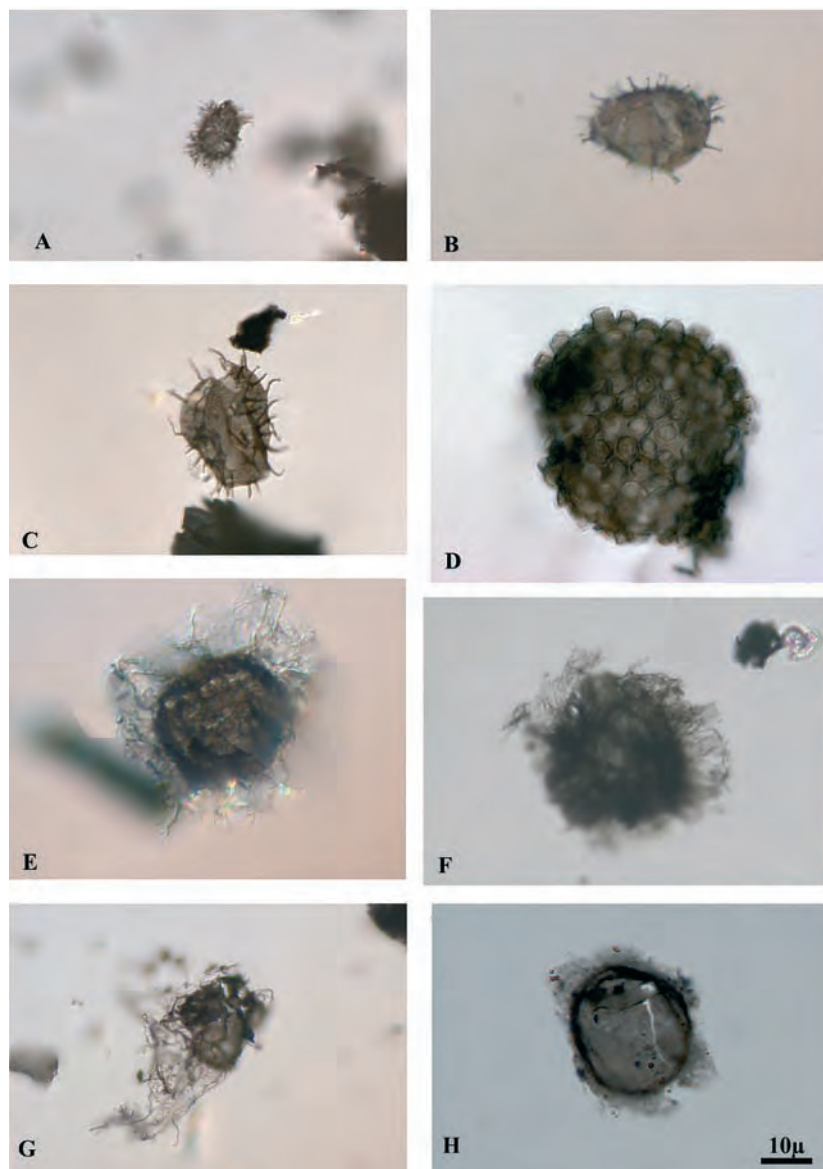
trilobites y braquiópodos inarticulados a los que acompañan hialítidos, restos de equinodermos y otros grupos problemáticos ya extintos como chancelorias.

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 30° sur.

En este sector la **Unidad Detrítica Superior** tiene una potencia muy variable debido a los abundantes niveles volcánicos interstratificados, alcanzando al Oeste de Zafrá 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 interstratificadas, fundamentalmen-



A. *Comasphaeridium mackenzianum* (Baudet, Aitken and Vanguetaine, 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.

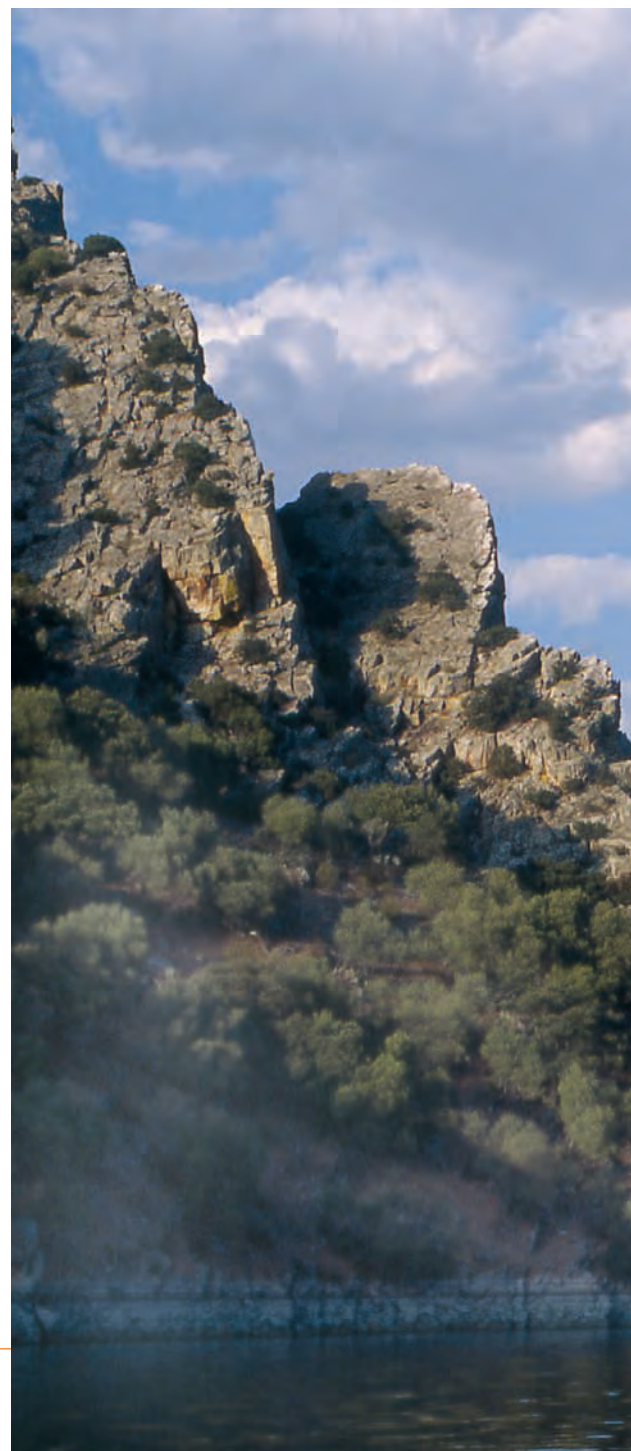


Materiales del Ordovícico Inferior con restos de cruzianas en Benquerencia de la Serena.

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 poten-

cias 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.

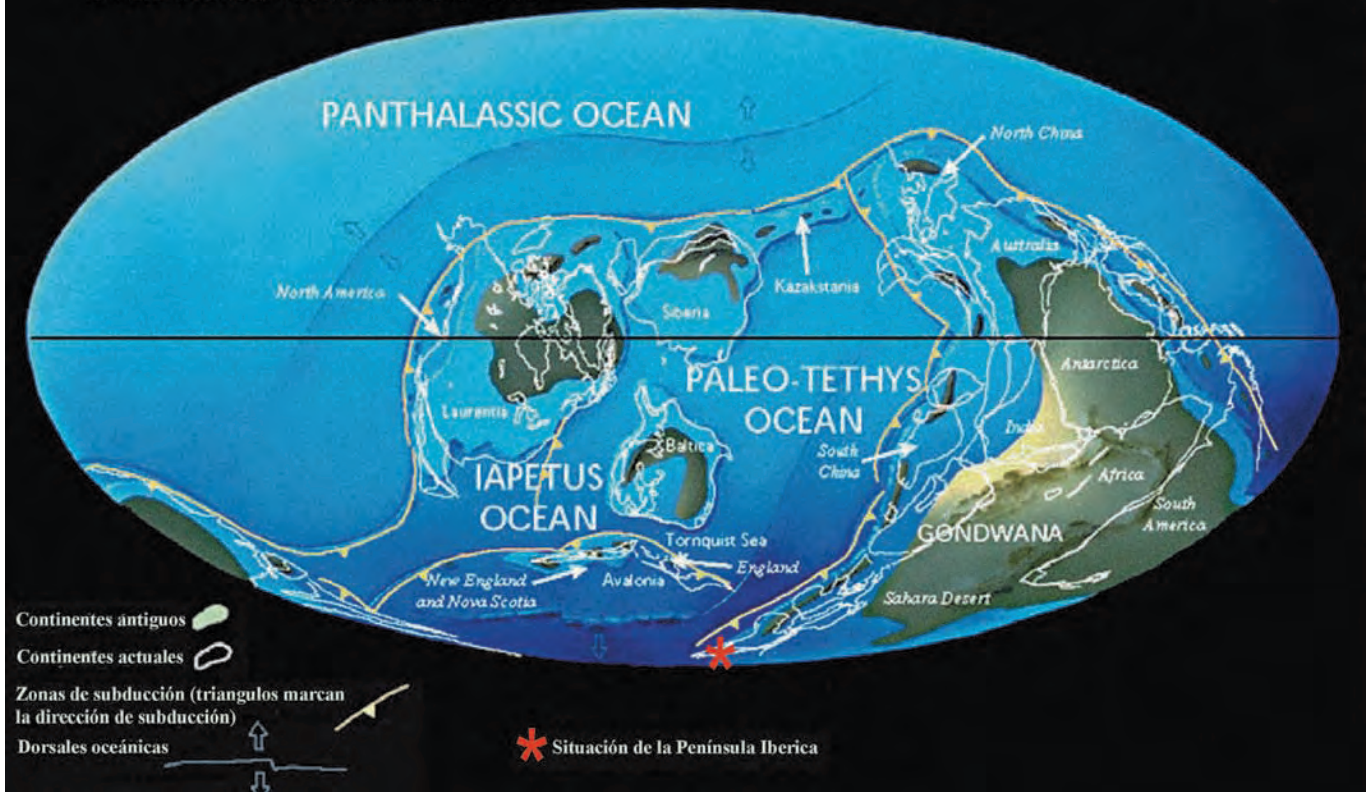
Ordovícico y Silúrico en la Zona Centroibérica

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.*



Ordovícico Medio 458 Ma



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 Cijara, se ha realizado sobre estos nive-

les. 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 Ashgillienense (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 icebergs 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 neotónicos 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).

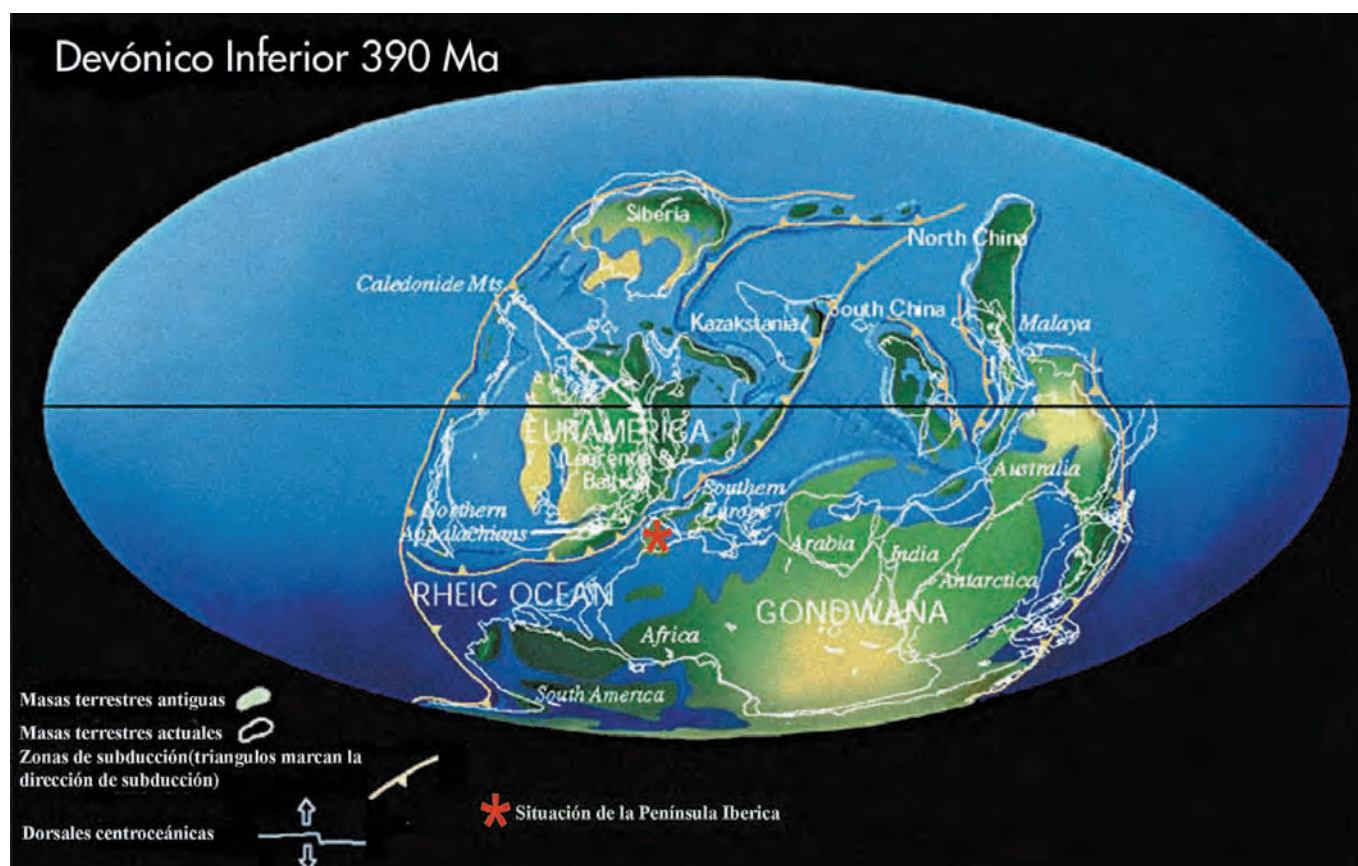
Villanueva del Fresno). Aparecen aquí las secuencias más completas del Paleozoico, sin embargo, el hecho de incluir sedimentos depositados en medios más distales (pocos contrastes litológicos) y la escasez de restos fósiles, ha dificultado su estudio, siendo su conocimiento todavía muy parcial.

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 grauvácicos 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.

Series ordovícicas y silúricas de la Zona de Ossa-Morena

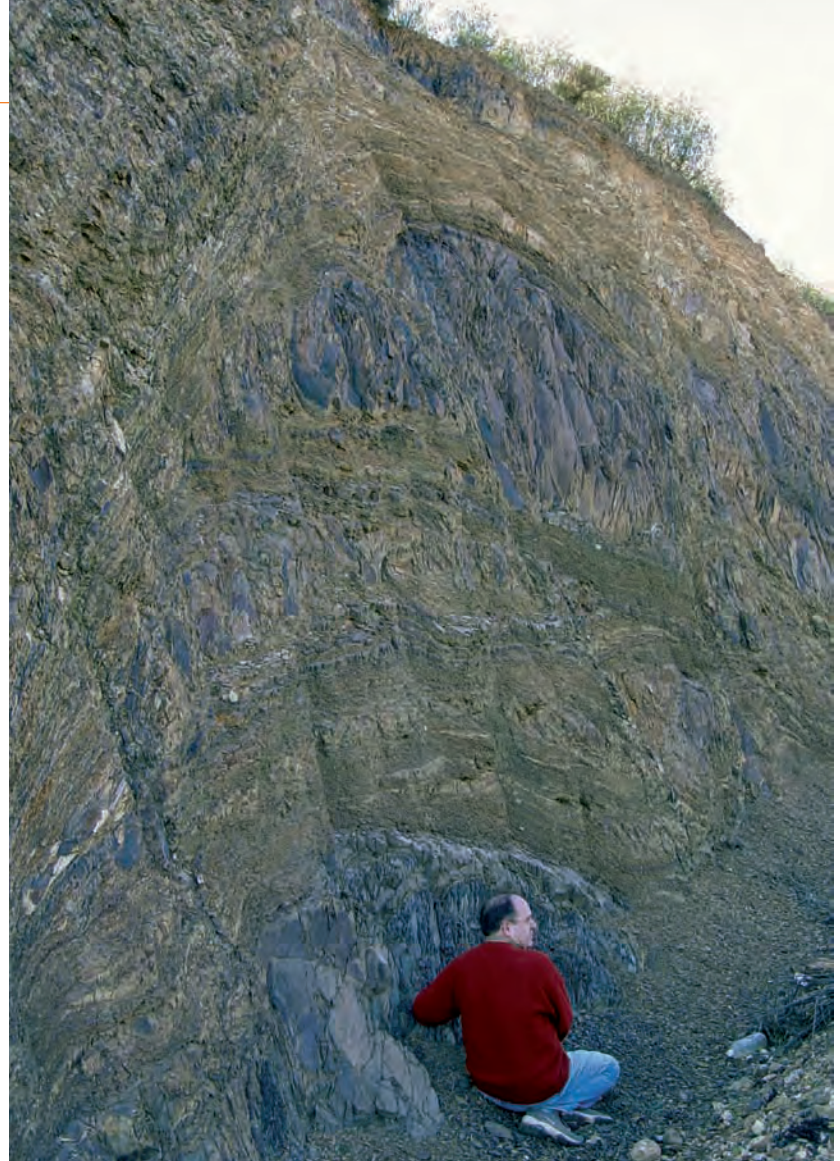
Estos materiales se conocen de forma parcial y se limitan al Suroeste de Extremadura (área de Oliva de la Frontera y



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 Phyllocytes**, Portugal). En tránsito gradual sobre los anteriores materiales se sitúa la denominada **Formación de S^a 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 bandeo 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.

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, agrupán-



dose 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

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

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 Praguense-Emsiense y conodontos del Praguense. 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 lumaquéllicos. 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 Frasnense. 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 Frasnense-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, tentaculitoides, corales tabulados y rugosos que han permitido datar el Lochkoviense y Praguense. 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, areniscas rojas y pizarras sericíticas de edad Devónico Superior que contienen abundantes fósiles (braquiópodos, moluscos, hiolítidos y artrópodos), de edad Frasnense (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 transgresión 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).

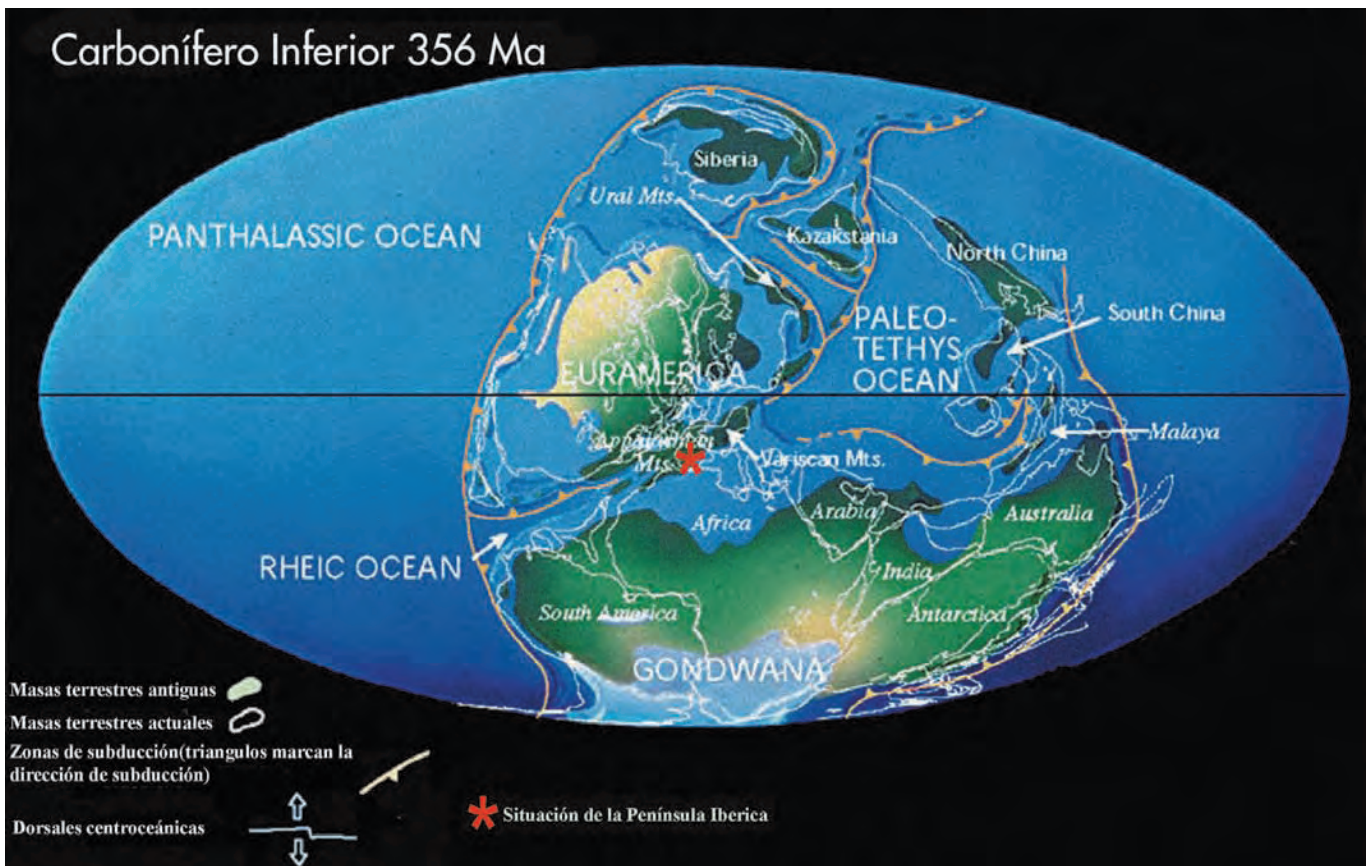
El Devónico de la ZOM

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 bandeo 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 Praguense-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 impor-

tante de la **Formación "Xistos Raiados"** pertenece al Devónico Inferior.

En discordancia angular y erosiva sobre los materiales infrayacentes se sitúa una formación flyschoides (**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 Obispo-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.



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

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



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 realiza-

do en la carretera de Zafrá 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

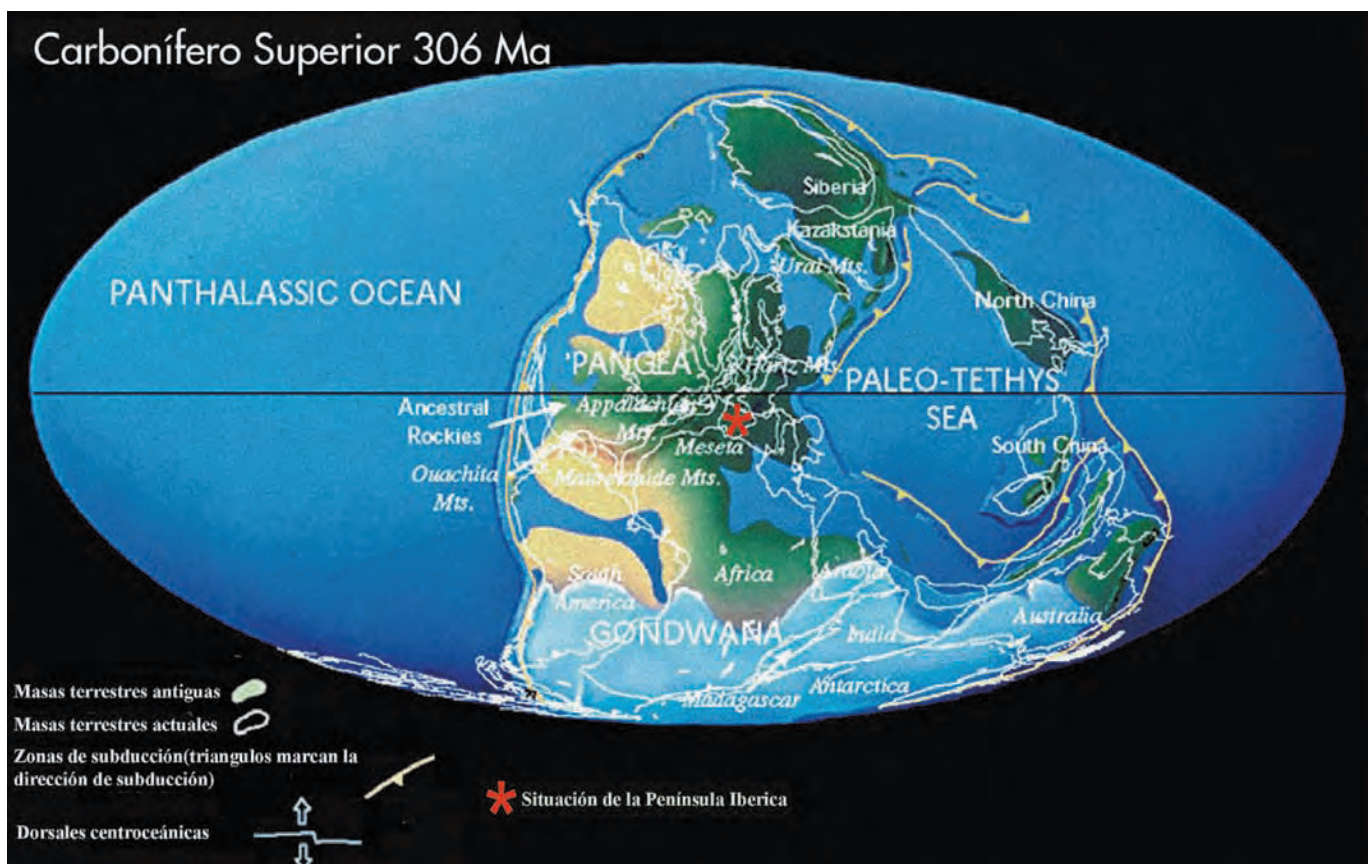
Está constituida por una sucesión vulcanosedimentaria de aproximadamente 200 metros en el área de estudio que incluye niveles piroclásticos, coladas de rocas dacíticas y andesíticas, brechas volcánicas (con abundantes clastos de riolitas y pórfidos), lutitas, areniscas, margas y calizas. Los niveles 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 gigantoproducidos, 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.





Espiríferido 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 bioclás-

ticas están formadas fundamentalmente por crinoideos y foraminíferos, algunos niveles incluso son auténticas encrinitas (calizas con crinoideos). Los componentes microfósiles 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.

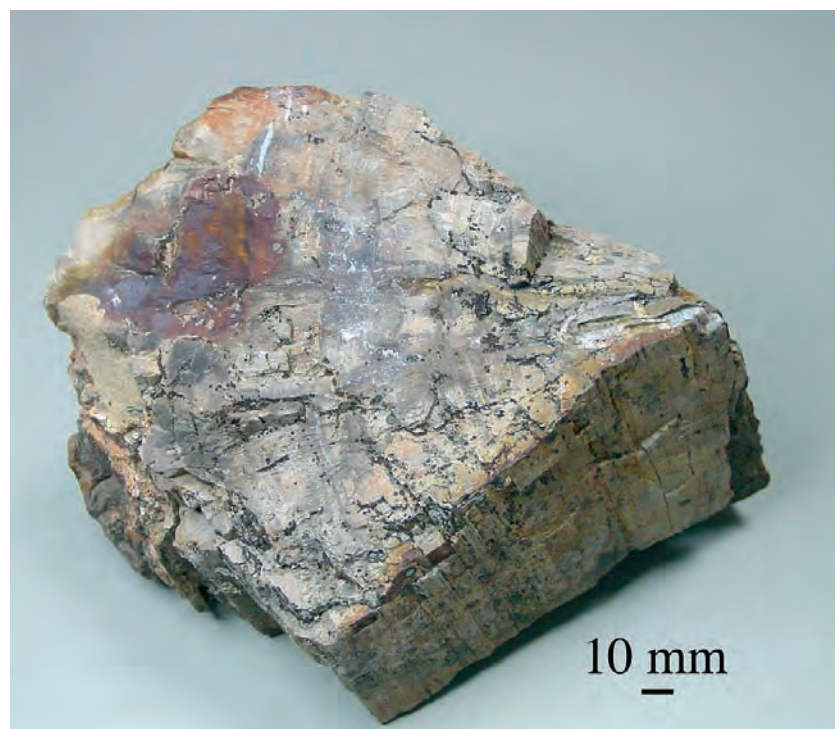
El Carbonífero Superior-Pérmico

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 arenoso 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 Alcués-car). 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 (Brouin, 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 Euramérica 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 intramontañas rellenas 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 gabriolitos 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 co-

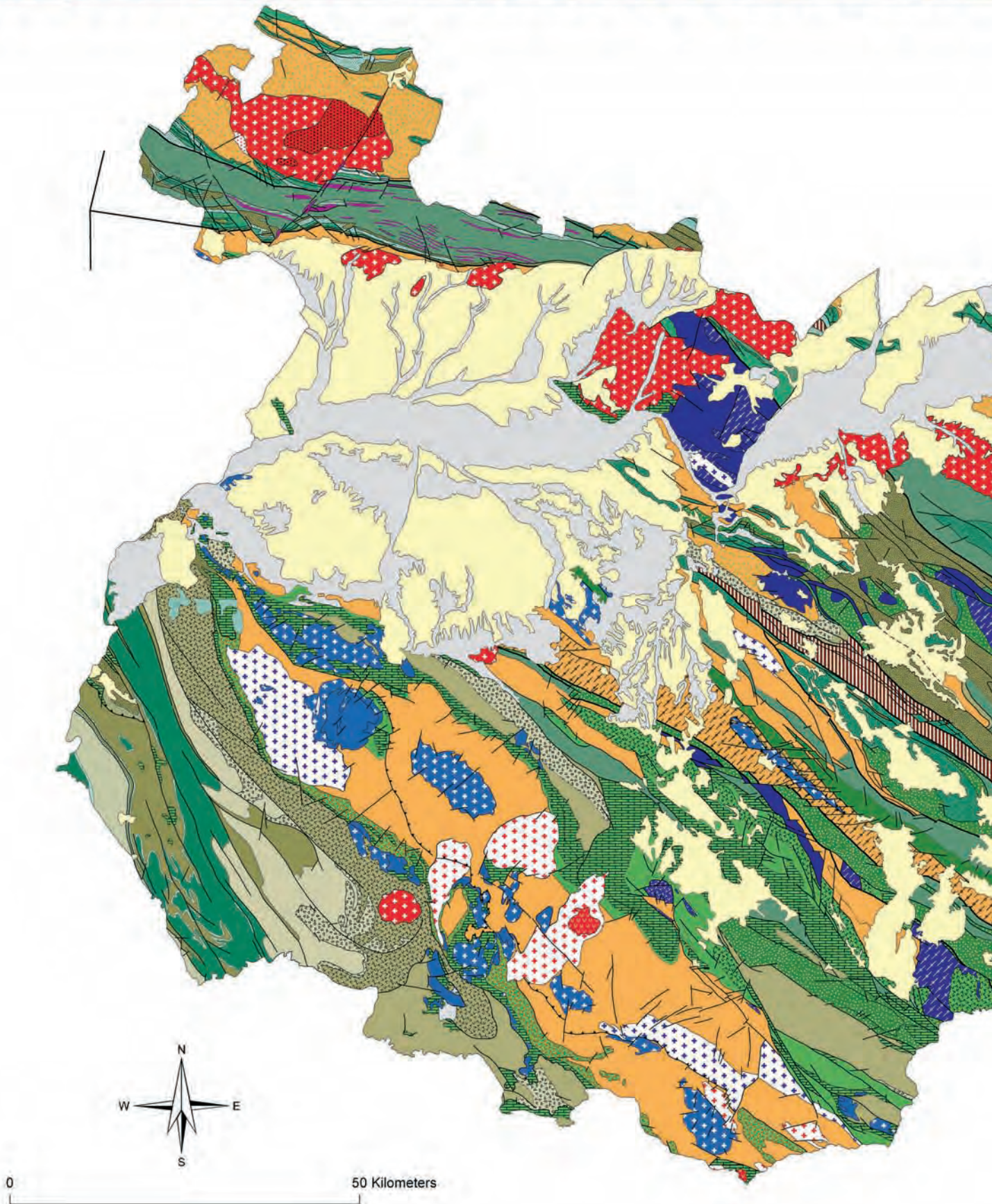
ladas de fango, derrubios de ladera y sedimentos fluviales de relleno de canales anastomosados y las facies centrales corresponden a sedimentos finos de llanura de inundación, pudiendo existir también niveles depositados en medios lacustres. No se han citado fósiles diagnósticos, excepto en un yacimiento 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.

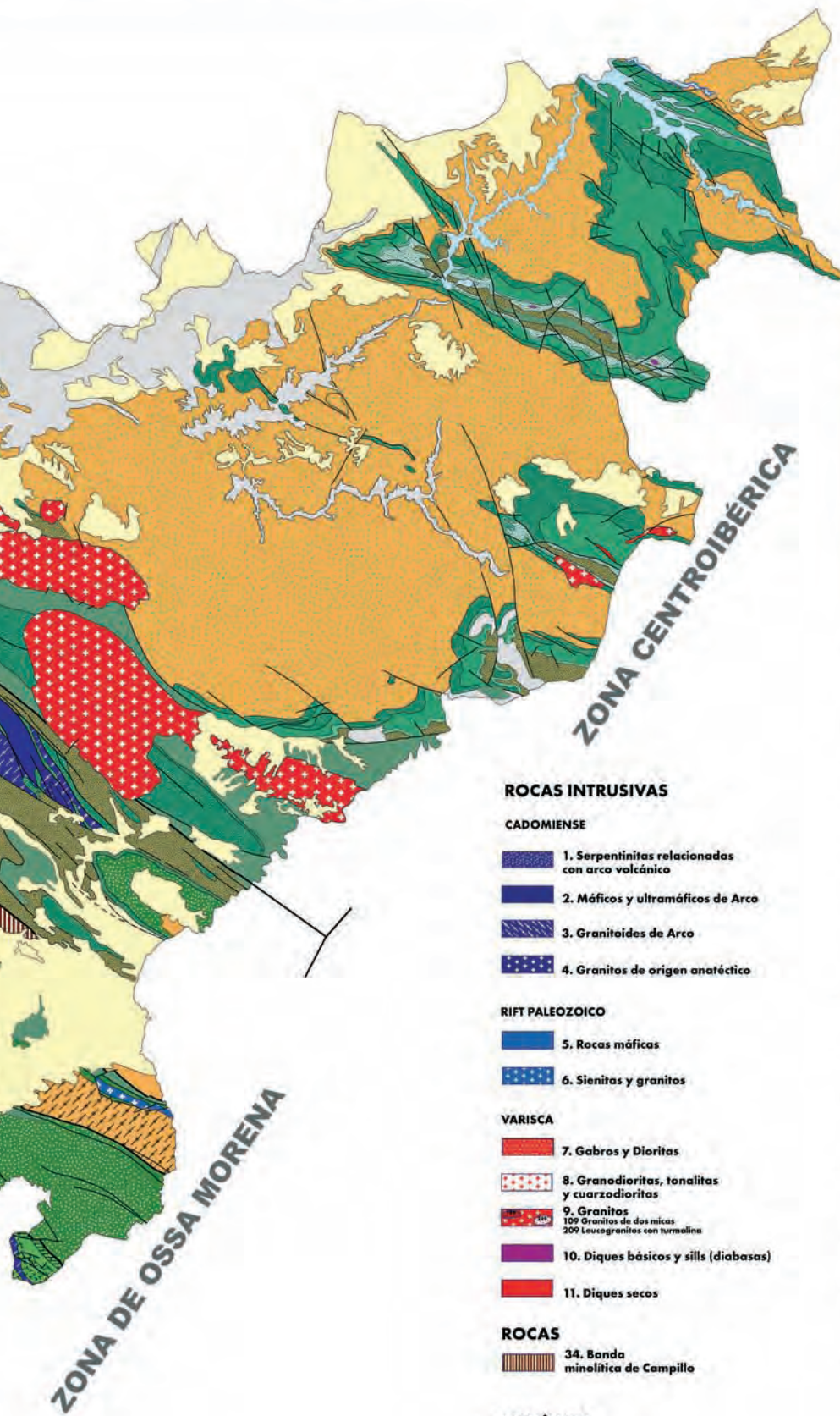
ZONA OSSA MORENA				Orogenia
D. OVEJO VALSEQUILLO	CENTRO	NOROESTE	SUROESTE	
				Hercínica
Conglomerados, areniscas, lutitas	Conglomerados, areniscas, lutitas			
Lutitas y grauvacas (Culm)	Lutitas y grauvacas (Culm)			
Areniscas	Calizas y vulcanitas	Formación Terena		
Pizarras sericiticas Areniscas rojas Conglomerados	Limolitas grauvacas y calizas			
La Manchuela		Esquistos Rayados		
Ampelitas con graptolites		Pizarras con Nodos	Formación Papuda	
Alternancias de pizarras cuarcitas y areniscas		Fm. Sierra Colorada	Formación Membrillo	
Limolitas con briozoos		Formación Barrancos	Formación Barrancos	
Alange		Formación Fatuquedo	Formación Barriga	
Serie roja de Alange	Formación Playón	Vulcanitas Basicas	Fm Umbria Pipeta	Rift Cámbrico
Unidad detrítico-carbonatada	Formación Vallehondo	Esquistos de Jerez	Formación Rincón	
Unidad detrítica inferior (arcosas)	Formación Las Vegas	Formación Carbonatada	Formación Herrería	
	Formación Carbonatada	Formación Carbonatada	Formación Cañuelo	
	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)	Cadomiense
Sucesión de Montemolín	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.; Sarrionandia, F.



ROCAS INTRUSIVAS

CADOMIENSE

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

RIFT PALEOZOICO

- 5. Rocas máficas
- 6. Sienitas y granitos

VARISCA

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

ROCAS

- 34. Banda mineralítica de Campillo

TECTÓNICA

- Fallas

CUATERNARIO		40		
CENOZOICO		39		
PALEOZOICO	PÉRMICO	Inferior	38	
		Estefaniense		
		Westfaliense		
		Namuriense		
		Visense		
	Tournaisiense	36		
	DEVÓNICO	Superior	33	37
		Medio	?	
		Inferior	31	
	SILÚRICO	Superior	29	38
Inferior			38	
Medio-Superior		?	27	
Inferior			26	
CÁMBRICO	Superior	24	28	
	Medio	21, 22, 23	17	
	Inferior	14, 15, 16, 18, 19	?	
NEOPROTEROZOICO	Ediacárico	?	16	
	Cryogénico	22	13	

- 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 volcánicas (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 Alcuadiense)
- 15. Complejo vulcano-sedimentario (Fm. Malcocinado)
- 14. Micasquistos y cuarcitas feldespáticas (Fm. Atalaya)
- 13. Metapelitas y metavulcanistas, anfíbolitas y cuarcitas negras (Serie Negra)
- 12. Gneises y metabasitas (Gneises de Azuaga, metabasitas de Las Mesas)