



IGME

802

10-32

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

E. 1:50.000

LA ALBUERA

Segunda serie-Primera edición



INSTITUTO GEOLÓGICO Y MINERO DE ESPAÑA

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA
E 1:50.000

LA ALBUERA

Segunda serie-Primera edición

CENTRO DE PUBLICACIONES
MINISTERIO DE INDUSTRIA Y ENERGIA

Centro de Publicaciones - Ministerio de Industria y Energía - Doctor Fleming, 7 - 28036 Madrid

Fotocomposición: Carmagraf, S.A.

Imprime: P. Montalvo, S.A.

Depósito legal: M-40.419-1988

NIPO: 232-88-005-7

La presente Hoja ha sido realizada por INGEMISA, con normas, dirección y supervisión del IGME, durante los años 1984-85.

Han intervenido en su realización:

CARTOGRAFIA Y MEMORIA

Miguel Villalobos Megía (INGEMISA)
Antonio Jorquera de Guindos (INGEMISA)
Octavio Apalategui Isasa (INGEMISA)

PETROLOGIA

Rafael Sánchez Carretero (UNIV. PAIS VASCO)

SEDIMENTOLOGIA

Cristino J. Dabrio (UNIV. SALAMANCA)
Gaspar Alonso (UNIV. DE SALAMANCA)
Ildefonso Armenteros (UNIV. DE SALAMANCA)

PALEONTOLOGIA

Jorge Morales (C.S.I.C.)
Ester Herranz (C.S.I.C.)
Jorge Martínez Gallegos (UNIV. DE GRANADA)
Jorge Civis (UNIV. DE SALAMANCA)

GEOMORFOLOGIA

Joaquín Rodríguez Vidal (UNIV. DE SEVILLA)

SUPERVISION

Cecilio Quesada Ochoa
Lucas A. Cueto Pascual

Se pone en conocimiento del lector que existe para su consulta una documentación complementaria de esta Hoja y Memoria constituida por:

- Muestras y sus correspondientes preparaciones.
- Informes petrográficos, paleontológicos, etc., de dichas muestras.
- Fichas bibliográficas, fotografías y demás información varia.

Además de esta información existe una serie de estudios específicos, relativos a un bloque de 5 Hojas MAGNA (Hojas núms. 800, 801, 802, 803 y 804):

- Estudio estratigráfico de las series paleozoicas que afloran en las Hojas núms. 803 y 804.
- Caracterización petrológica y química de rocas ígneas.
- Estudio estratigráfico-sedimentológico del Neógeno-Cuaternario de la Cuenca del Guadiana.
- Informe geomorfológico.

0. INTRODUCCION

La Hoja de La Albuera se sitúa en la provincia de Badajoz, al sur del río Guadiana, sobre las comarcas conocidas como Vegas Bajas del Guadiana y Tierra de Barros.

Orográficamente, la zona se caracteriza por una topografía muy suave, con cotas que oscilan entre los 200 y 315 metros.

Hidrográficamente, el área corresponde a la Cuenca del Guadiana. Las aguas drenan hacia el Norte según una red de ríos y arroyos, entre los que destacan el río Guadajira, Rivera de Los Limonetes y arroyo de Entrín Verde.

Los núcleos de población más importantes son La Albuera, Solana de los Barros, Corte de Peleas, Entrín Bajo y Retamal. Son pueblos eminentemente agrícolas y ganaderos; predomina el cultivo de la vid, el olivo, cereales y girasol.

La Hoja está bien comunicada, quedando atravesada, hacia el suroeste, por la carretera N-432; existe además una red de carreteras locales y comarcales que permiten un fácil acceso a cualquier punto de la misma.

1. ESTRATIGRAFIA

Los materiales que afloran en la Hoja son, por una parte rocas metamórficas de edad precámbrica y rocas ígneas (substrato), y por otra, materiales detríticos de edad Neógeno-Cuaternario (cobertera).

Los materiales del substrato pertenecen a la zona de Ossa-Morena, según la división de LOTZE, F. (1945) y JULIVERT, et al (1974). Según la división en dominios propuesta por DELGADO QUESADA et al (1977) para Sierra Morena Central, modificada durante la realización de los últimos trabajos para el plan MAGNA, dentro del área en cuestión están representados los dominios de Valencia de las Torres-Cerro Muriano y Zafra-Monesterio.

Los materiales de la cobertera pertenecen a la denominada Cuenca Continental del Guadiana. Están ampliamente representados en la Hoja, constituyendo prácticamente la totalidad de los afloramientos de la misma.

1.1. DOMINIO DE VALENCIA DE LAS TORRES-CERRO MURIANO

Los materiales adscritos a este dominio afloran en la esquina suroccidental de la Hoja. Los mejores afloramientos pueden observarse a lo largo del cauce del río Guadajira.

1.1.1. Neises biotíticos y/o anfibólicos con pasadas de cuarcitas negras (3 y 4)

Consiste en una sucesión monótona de neises biotíticos y/o anfibólicos con intercalaciones de cuarcitas negras, que afloran en el borde sureste de la Hoja, y que continúan por las Hojas de Almendralejo y Villafranca de los Barros.

Presentan textura granolepidoblástica, con cuarzo, plagioclasa, biotita y hornblenda verde como principales componentes. Esfena, apatito, circón y opacos son los accesorios más significativos.

El alto contenido en máficos (biotita y hornblenda) le confiere un marcado color oscuro a la roca.

En origen podría tratarse de materiales volcanoclásticos.

Intercalados entre los neises, aparecen unos afloramientos lenticulares, de uno a varios metros de espesor, de cuarcitas negras; son subconcordantes con la esquistosidad principal de los neises.

Las cuarcitas suelen ser bandeadas, con los lechos blancos ricos en cuarzo y los oscuros, con concentración de opacos, grafito, oligisto y pirita.

Estos materiales se suponen relacionados con los neises de Azuaga y se les atribuye una edad Proterozoico inferior-medio.

1.2. DOMINIO DE ZAFRA-MONESTERIO

Los materiales pertenecientes a este dominio constituyen una pequeña zona de afloramientos, en la esquina suroccidental de la Hoja, con muy deficientes condiciones de observación debido al intenso grado de alteración que presentan. Estos materiales han podido ser estudiados en la Hoja de Olivenza, hacia donde se desarrollan con mayor amplitud.

1.2.1. Esquistos y metagrauvas biotíticas con intercalaciones de cuarcitas negras (5 y 6)

Esta sucesión, la componen un conjunto de esquistos y metagrau-

vacas con intercalaciones de cuarcitas negras, que se correlacionan con la sucesión Tentudía.

El estudio microscópico indica que se trata de una roca esquistosa con textura blastopélitica o blastosamítica, según el grano, compuesta por cuarzo, biotita y plagioclasa como minerales principales, y grafito, circón y opacos como accesorios más significativos.

Las cuarcitas constituyen afloramientos lenticulares de uno o varios metros de espesor, son subconcordantes con la esquistosidad principal de los esquistos y metagrauvacas. Corresponden mayoritariamente a lidadas, siendo poco frecuentes la cuarcitas negras listadas.

La edad de estos materiales se supone que es Rifeense, ya que por su litología han sido correlacionados con la sucesión Tentudía.

1.3. NEOGENO-CUATERNARIO

Los depósitos atribuidos a esta edad constituyen los materiales de relleno de la Cuenca del Guadiana.

Son un conjunto de sedimentos, de carácter continental, que se apoyan discordantemente sobre un substrato ígneo y metamórfico de edad Precámbrico y Paleozoico.

La ausencia de restos paleontológicos, la gran homogeneidad de las facies y la escasez de afloramientos en la zona, caracterizada por una topografía muy plana y una cobertera edáfica bastante desarrollada, han hecho que sea ésta una de las grandes cuencas terciarias de la península peor conocidas históricamente. No obstante, han sido varios los autores que han abordado el estudio de estos materiales.

Los primeros datos se remontan a los trabajos de LE PLAY (1834); LUJAN, F. (1850) y GONZALO TARIN, J. (1879), quienes abordan muy superficialmente los rasgos más sobresalientes del Terciario Extremeño. Más recientemente HERNANDEZ PACHECO, F. (1947, 1949, 1952) establece una columna estratigráfica tipo para el conjunto del terciario y data la base de la serie como Oligoceno por comparación con el Terciario Castellano. Idéntico criterio siguen ROSSO DE LUNA, I. y HERNANDEZ PACHECO, F. (1953 y 1954) en la realización de algunas Hojas geológicas de la provincia de Badajoz. Estos mismos autores en estudios posteriores vuelven a datar la base de la serie

como Mioceno en base a la aparición de restos fósiles de mamíferos en la vecina cuenca de Plasencia.

Hay que señalar que la edad de estos materiales continúa siendo imprecisa. De todos los muestreos paleontológicos realizados, tan sólo en algunos niveles de la unidad más inferior se ha encontrado una fauna-flora de ostrácodos y charáceas cuya edad no se ha podido establecer con precisión. De cualquier manera, el estudio de esta asociación fósil permite asegurar que se trata de formas terciarias evolucionadas, muy probablemente neógenas.

Esto, unido a la presencia de niveles que han sido datados, geomorfológicamente y por correlación con el resto de los terciarios de la península, como Plioceno-Pleistoceno (raña) por encima de estas facies, hace que se atribuyan al Mioceno.

En la mitad meridional de la Cuenca del Guadiana se han diferenciado las unidades sedimentarias que pueden verse en la figura 1.

EDAD		UNIDADES		LIMITES	PALEOAMBIENTE	
CUATERNARIO	HOLOCENO	ALUVIALES	COLUVIALES Y ELUVIALES	CAMBIO LATERAL DE FACIES	SISTEMA FLUVIAL ACTUAL	DEPOSITOS DE VERTIENTE Y PROCESOS EDAFICOS ACTUALES
	PLEISTOCENO	TERRAZAS	T ₃	~ DISCORDANCIA	SISTEMA FLUVIAL CONTRASTES CLIMATOLOGICOS	
			T ₂	~ DISCORDANCIA		
			T ₁	~ DISCORDANCIA		
				~ DISCORDANCIA		
PLIOCENO	RAÑAS		~ DISCORDANCIA	MANTOS DE ARROYADA CLIMA HUMEDO		
TERCIARIO	MIOCENO	UNIDAD SUPERIOR	CARBONATOS LACUSTRES	GRADUAL CARBONATACION PROGRESIVA	LAGOS Y CHARCAS TEMPORALES. CLIMA CALIDO. ESTACION SECA MARCADA.	
			FACIES ALMORALEJO	CAMBIO LATERAL DE FACIES	ABANICOS ALUVIALES CON CAUCES DE MORFOLOGIA TRENZADA. CLIMA ARIDO	ALUVIAL. CANALES TRENZADOS CON EXTENSAS LLANURAS DE INUNDACION. CLIMA ARIDO.
			FACIES BADAJOZ			
			TRAMO BASAL	EDAFIZACION	MANTOS DE ARROYADA	
		UNIDAD INFERIOR	FACIES LOBON	~ DISCORDANCIA	FLUVIO-LACUSTRE CLIMA CALIDO-HUMEDO.	

Fig. 1. Cuadro de síntesis de las principales unidades del terciario y cuaternario en el sector meridional de la Cuenca del Guadiana.

Todas ellas aparecen en la Hoja de La Albuera, si bien el tramo basal de la Unidad Superior no tiene representación cartográfica, tal y como se explica en su capítulo correspondiente.

1.3.1. **Mioceno**

En los materiales atribuidos a esta edad se han diferenciado dos unidades estratigráficas.

- Unidad inferior.- Depósitos fluviolacustres (Facies Lobón).
- Unidad superior.- Con tres tramos.
 - Tramo basal: Depósitos por flujos en masa.
 - Tramo intermedio: Depósitos fluviales. Se han diferenciado dos facies:
 - Proximal: Facies Almendralejo.
 - Distal: Facies Badajoz.
 - Tramo superior: Carbonatos lacustres.

1.3.1.1. **Unidad inferior. Facies Lobón (7)**

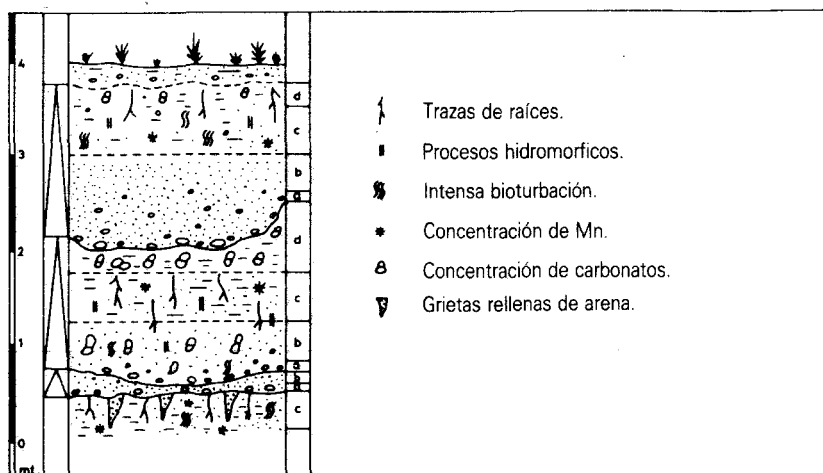
Se trata de una monótona sucesión de arcillas y arcillas arenosas masivas de color rojo. Presentan hasta 30 m de potencia en el escarpe del Guadiana, en las inmediaciones de Lobón (Hoja de Montijo). Por datos de un sondeo testificado por D. Francisco Hernández Pacheco, en 1952, sabemos que en este punto tienen una potencia de 80 m, de la que los 20 m de muro presentan cantos de grava e intercalaciones de niveles de arenas, descansando directamente sobre un granito.

Dentro de la Hoja existe un único corte de esta unidad a lo largo del cauce del río Guadajira, en su margen izquierda. Se trata de un afloramiento continuo de unos 14 km de extensión en el que se observan los 3 a 8 m de techo de la unidad. Es un corte radial de ésta desde la zona de borde (SE) hacia las zonas más distales (NO).

La figura 2 muestra un esquema del corte que ofrece el techo de la facies Lobón en su sector más proximal (Solana de los Barros).

Pueden observarse tres secuencias granodecrecientes separadas por superficies erosivas canalizadas y jalonadas por cantos de cuarci-

ta de 2 a 3 cms (lag) (a). Los términos groseros están constituidos por arenas y arenas arcillosas (b) sin estructura interna visible que pasan gradualmente a los finos, bioturbados por raíces y afectados por procesos hidromórficos que producen estructuras prismáticas; pueden verse también trozos de raíces (c). Existe concentración de carbonatos en forma nodular y rizoconcrecional, tanto en la parte media como a techo de las secuencias (d), de lo que se desprende una disposición secuencial de los horizontes edáficos y una superposición de episodios edáficos sobre los depósitos de llanura de inundación, parcialmente erosionados a techo de cada uno de ellos.



Se interpretan como secuencias depositadas en ambientes fluviales de llanura de inundación vegetada y sometida a desbordamientos periódicos, donde se individualizan canales con transporte de gravas y arenas que, al decrecer la avenida, se ciegan con sus propios depósitos y quedan cubiertos por sedimentos finos que sirven de asiento a la vegetación. Sobre estas facies finas se repiten sucesivos episodios de edafización que generan secuencias.

Los análisis efectuados a estos niveles arcillosos dan la siguiente composición mineralógica: arcilla 57 % (montmorillonita 47 %, illita 24 %, paligorskita 19 % y clorita 10 %), cuarzo 23 %, calcita 16 % y feldespato 4 %.

Siguiendo el cauce del río Guajira en dirección NO decrece progresivamente el tamaño de grano y las arcillas son cada vez menos arenosas. En el corte que deja ver el río al Este del Cortijo de Caballero Alto los niveles muestreados dan la siguiente composición: arcilla 79 % (illita 49 %, paligorskita 25 %, montmorillonita 15 % y clorita 3 %), dolomita 8 %, cuarzo 7 % y calcita 6 %.

En el límite Norte de la Hoja, en las proximidades de Lobón, las arcillas son muy puras con muy poco o ningún contenido de fracción arena: arcillas 95 % (illita 66 %, montmorillonita 28 % y clorita 6 %), calcita 3 % y cuarzo 2 %.

La mineralogía de la fracción arcillosa de estas muestras pone de manifiesto la disminución de contenido en paligorskita de las mismas hacia las zonas más distales de la cuenca. Este hecho corrobora el criterio de distalidad establecido para la cuenca dada la poca resistencia al transporte que presentan dichas arcillas.

Mediante levigados realizados en los niveles de techo de estas arcillas se ha reconocido una fauna-flora de ostrácodos y caráceas que indican un medio lacustre. Este hecho se interpreta como encharcamientos temporales sobre las llanuras de inundación del sistema fluvial, dando lugar a la formación de lagunas someras.

En cuanto a la edad de esta facies, la asociación fósil reconocida permite asegurar que se trata de formas terciarias evolucionadas, muy probablemente neógenas, sin más precisión bioestratigráfica.

La presencia de niveles que han sido datados geomorfológicamente, y por correlación con el resto de los materiales neógeno-cuaternarios de la península, como Plioceno-Pleistoceno (raña) por encima de estas facies, hace que se las atribuya al Mioceno.

1.3.1.2. Unidad Superior (8, 9 y 10)

Regionalmente, se han diferenciado en esta unidad tres tramos: basal (depósitos por flujo de masa), intermedio (depósitos fluviales) y superior (carbonatos lacustres). En la Hoja de La Albuera sólo tienen representación cartográfica los dos últimos. El tramo inferior sólo ha sido puntualmente reconocido en dos afloramientos concretos. No obstante, se describe a continuación este tramo basal tal y como ha sido definido en la Hoja de Almendralejo, así como los dos afloramientos reconocidos en esta Hoja.

Tramo basal

Aunque ha sido identificado en la Hoja de La Albuera, ha podido ser estudiado con mayor detalle en la de Almendralejo, donde se han diferenciado, de muro a techo, dos términos:

a) Conglomerado basal: Paraconglomerado con cantos de hasta 15 cm, el tamaño medio es de 2 a 5 cm, predominantemente de cuarcita, con fragmentos de roca; que flotan en una matriz arcillosa parcial o totalmente sustituida por carbonatos. Se observan además cementos carbonatados de origen freático. Su potencia máxima es de 3 a 4 m. Se interpreta como depósitos de tipo flujo de derrubios (debris flow) en áreas muy proximales de un abanico aluvial. Están relacionados con la remoción de perfiles de alteración.

b) Caliza detrítica: Paquete de 5 a 6 m de potencia máxima de caliza, con cantos angulosos, generalmente de cuarzo, de 0,1 a 0,3 cm de diámetro. En lámina delgada se observan los cantos dispersos en una matriz lutítica parcial o totalmente sustituida por carbonatos, se interpreta como un flujo de barro (mud flow) cuya matriz arcillosa ha sido epigenizada por carbonatos.

Ambos términos parecen constituir una secuencia granodecreciente muy carbonatada por procesos edáficos. Aparecen discordantes sobre el sustrato preterciario, no llegando a verse en contacto sobre la facies Lobón, sobre la que reposa siempre la facies Almendralejo.

Como ya se ha indicado, en la Hoja de La Albuera este tramo basal no se ha podido diferenciar cartográficamente. Sólo ha sido puntualmente reconocido en Solana de los Barros y Arroyo de Entrín Verde, únicos lugares en los que aflora el sustrato preterciario:

— Afloramiento del arroyo de Entrín verde.

En la carretera de Entrín Bajo a Entrín Alto, muy próximo al cauce del arroyo de Entrín Verde, puede verse una pequeña cantera (991/864) en la que se observa el corte que se esquematiza en la figura 3.

Se trata de unos 6 a 7 m de calizas con cantos dispersos que descansan discordantemente sobre el granito de Entrín.

A lámina delgada es una dolomicroesparita que deja parches del material original, dolomicrita arcillosa. la muestra ha sufrido un proce-

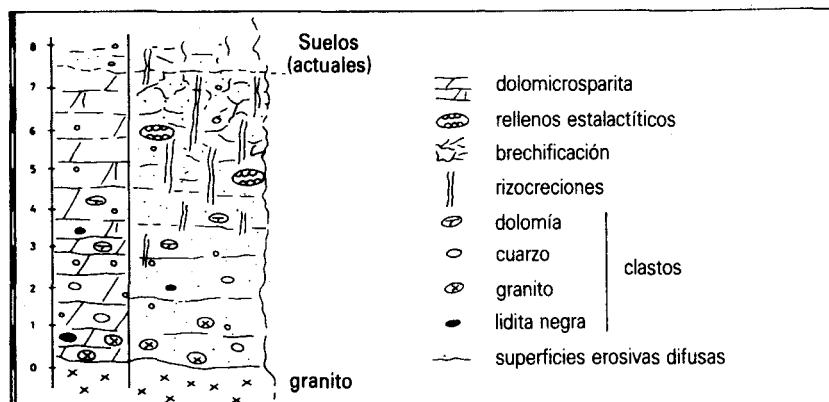


Fig. 3. Corte esquemático del tramo basal en la cantera de la carretera de Entrín.

so de carbonatación y más tarde de recrystalización (lo que ha originado la destrucción total del armazón matricial original de la roca), con una cementación posterior de sílice, arcillas de neoformación y de calcita tardía (en este orden).

El carbonato incluye cantos de dolomía, cuarcita negra, cuarzo y granito. Esto parece indicar que el material procede del borde sur de la cuenca.

En la cantera se ven rizocreaciones y brechificación hacia la parte alta del perfil conservado, con rellenos estalactíticos: ello da idea de los procesos edáficos que han sufrido estas rocas.

— Alfloramiento de Solana de Los Barros.

El cauce del río Guadajira, a su paso por Solana de los Barros, permite observar en su escarpe unos 6 a 8 m de potencia de un material carbonatado de similares características al descrito para el arroyo de Entrín Verde.

El análisis textural de este material permite observar una intensa (casi total) carbonatación de la matriz lutítica, procesos de edafización relacionados con la separación de arcillas en torno a los granos y escasa madurez, tanto textural como mineralógica, en base a la composición y selección de los granos.

Las características de estos materiales son muy similares a las definidas para el tramo basal en la Hoja de Almendralejo. En conjunto, se pueden resumir del siguiente modo:

- El tramo basal solo aparece en las cercanías de los relieves precámbrico-paleozóicos, no llegando a depositarse sobre la facies Lobón. Es, pues, una facies muy proximal.
- Tampoco puede asimilarse a una facies proximal de la Facies Lobón, ya que el tramo basal es típicamente muy carbonatado por calcificación posterior, mientras que la Facies Lobón es muy terrígena.
- Por sus características litológicas se pone de manifiesto que se depositó mediante un proceso sedimentario de flujos en masa (debris flow y mud flow).
- Ha sufrido unos procesos de alteración muy importantes que han dado lugar a la transformación casi total de la matriz lutítica en carbonato, afectando tanto al tramo basal como al techo del sustrato preterciario. Este hecho tiene un significado temporal puesto que supone una importante interrupción sedimentaria, lo que indica un cambio notable en la cuenca, en relación con eventos tectónicos y climáticos.

La dificultad en separar cartográficamente el tramo basal del intermedio en la Hoja de La Albuera radica en que el tramo basal típico (muy calcificado) pasa lateralmente, y a corta distancia, a sedimentos de idénticas características que los del tramo intermedio (conglomerados y areniscas). Así pues, la discordancia entre ambos tramos (muy neta cuando el inferior está carbonatado) adquiere la misma entidad que las sucesivas discordancias internas en el tramo intermedio. Es, en este caso, muy difícil de interpretar si el tramo basal no está representado o si, por el contrario, lo está pero no ha sufrido un proceso de calcificación.

Tramo intermedio

Está constituido por un conjunto de sedimentos, de carácter netamente fluvial, que apoyan discordantemente sobre la Unidad Inferior (Facies Lobón) o sobre el tramo basal de la Unidad Superior.

Se ha diferenciado una facies proximal (Facies Almendralejo) y otra distal (Facies Badajoz)

Facies Almendralejo (9)

Aflora extensamente en el sector central y oriental de la Hoja. Los mejores cortes pueden observarse a lo largo del río Guadajira. En el resto de la zona las condiciones de observación son muy deficientes debido a la existencia de una delgada película de coluviales y eluviales que tapizan prácticamente toda la superficie de la Hoja.

Está constituida por conjunto de conglomerados y microconglomerados organizados, grauvacas y subarcosas, de color amarillento. La potencia máxima observada es de unos 100 m.

Se dispone en niveles separados por superficies erosivas de gran escala y morfología canalizada. Estos canales tienen una anchura de 1 a 5 m y una potencia máxima de unos 2 a 3 m. Tanto el ordenamiento de los niveles como la megasecuencia general es granocreciente. Dentro de los canales la estructura dominante es la estratificación cruzada en surco de mediana y gran escala. Existen también estructuras de estratificación y laminación cruzada debidas a corrientes y a crecimiento de barras (ripples y braid-bars).

En los materiales más finos, atribuidos a los ambientes de llanura de inundación, existen evidencias de exposición subaérea continuada que se manifiesta en la repetición de horizontes con rasgos edáficos: en lámina delgada pueden observarse cutanes, pedotúbulos y sustitución de arcillas por carbonatos.

Estos depósitos se interpretan como pertenecientes a un sistema de abanicos aluviales con canales de morfología trenzada (braided).

Los datos obtenidos en la vecina Hoja de Almendralejo, las medidas de paleocorrientes (de dirección principal N 270° E) y las estimaciones de la elongación de los canales, permitan reconstruir un dispositivo de canales que se abren hacia el Oeste, con direcciones de flujo en el mismo sentido. Los materiales que afloran en esta Hoja corresponderían a depósitos más distales (en sentido longitudinal) que los que afloran en la Hoja de Almendralejo. Existen, no obstante, evidencias de aportes desde el sector Sur.

La edad de estos materiales es imprecisa, ya que no se han encontrado restos fósiles que permitan una datación precisa. No obstante, se les atribuye una edad Mioceno en base a lo ya expuesto en el capítulo correspondiente respecto a la edad de la Facies Lobón.

Facies Badajoz (8)

Aflora en el tercio occidental de la Hoja y se desarrolla ampliamente hacia el Este (Hoja de Olivenza). Los mejores cortes pueden verse en el pueblo de La Albuera y en una cantera existente en la carretera de La Albuera a Talavera la Real unos 500 m fuera del borde N de la Hoja (Hoja de Montijo, 928/015).

La serie, de unos 80 m de potencia máxima, está constituida por una secuencia de bancos de areniscas, arenas, limos y arcillas, de tonos pardo-rojizos a amarillentos.

En el corte de La Albuera (fig. 4) puede observarse una superposición de secuencias granodecrecientes que se componen de un término grueso sobre base erosiva y canalizada (con direcciones de elongamiento NO-SE) y otro término más fino y potente, a techo, que aparece muy bioturbado por raíces: se observan rizocreaciones y decoloraciones o moteado hidromorfo asociado en ellas. El término grueso comienza por cantos dispersos (lag) que pasan a una arenisca progresivamente enriquecida en matriz.

La fracción arcillosa de los niveles finos da la siguiente composición: illita + atapulgita 87 %, montmorillonita 8 % y clorita 5 %.

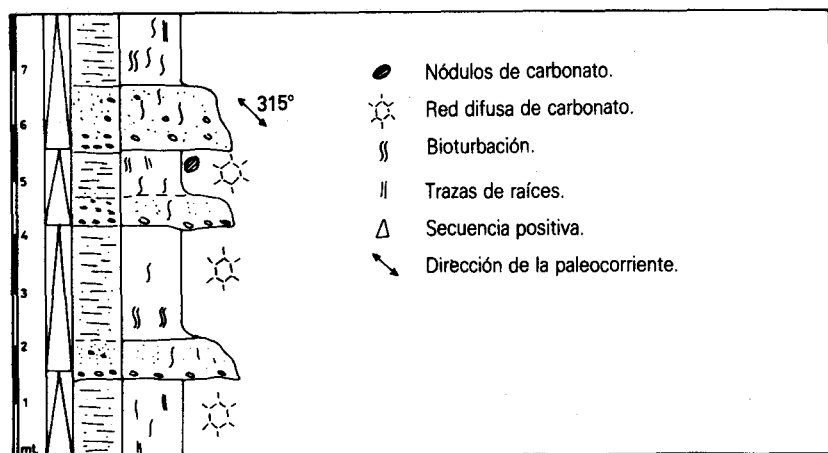


Fig. 4. Sucesión esquemática del escarpe de La Albuera.

En la misma salida de La Albuera en dirección a Talavera la Real, pueden observarse, junto a la carretera, unos cuerpos más duros que

resaltan en las laderas cultivadas, se trata de cuerpos canalizados que se rellenan en la misma dirección en que migran (fig. 5). Según la relación entre anchura y profundidad, se trataría de canales planos, sin bordes bien definidos. El relleno consiste en conglomerados desorganizados de cantos angulosos con bastante matriz fina.

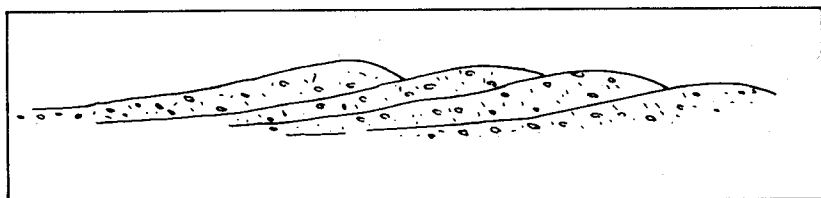


Fig. 5. Modelo conceptual de la organización interna de los depósitos canalizados en las cercanías de La Albuera.

Combinando estos datos se propone un sistema fluvial trenzado de canales planos y móviles en la llanura de inundación, con márgenes mal definidos. En los estadios de avenida habría más sedimento del que podrían transportar y se rellenaban lateralmente produciendo una estructura general de estratificación cruzada de relleno de canal (Chanell-fill cross bedding) muy tendida. Es una acreción lateral pero que no implica el desarrollo de barras de meandro (point bar). En las crecidas, la llanura de inundación quedaba cubierta y funcionaban canales colaterales de vida efímera ayudando a drenar el agua y el sedimento que, finalmente, los colmataba tras el período álgido de la crecida. Toda la zona quedaba cubierta, posteriormente, por sedimentos finos de llanura de inundación, sobre las que se asentaba una abundante vegetación responsable de la intensa bioturbación.

Hacia el Norte, los sistemas fluviales aparecen con tamaño de grano más fino y el relleno de los canales marca una etapa de tracción y otra de decantación. A este modelo corresponden los depósitos que afloran en la cantera de la carretera de La Albuera a Talavera la Real (fig. 6).

Las direcciones de las paleocorrientes, cuyo sentido apunta hacia el Oeste (N 270° E), sugiere la existencia de un sistema fluvial colector general más jerarquizado que los anteriores, con canales trenzados y que drena la cuenca flanqueado por afluentes que bajan de los márgenes de la cuenca del Guadiana. Es decir, un sistema fluvial parecido al que actualmente existe en la cuenca.

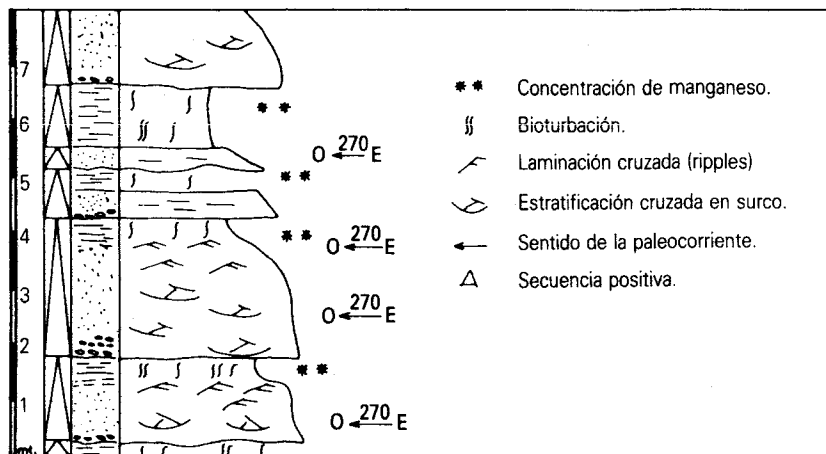


Fig. 6. Sucesión esquemática de la cantera de la Ctra. de La Albuera a Talavera la Real.

Las curvas de frecuencias de los niveles groseros muestreados (fig. 7a) indican un carácter bimodal, con máximos en los tamaños 0,200 y 0,100 mm. Muestran un buen calibrado y sorting. Se distinguen tres poblaciones que viajan por tracción y rodamiento (carga de fondo) (2 %), en saltación (90 %) y en suspensión (8 %).

Caracterizan un agente de transporte con un gran poder de selección, capaz de organizar el sedimento en tres poblaciones. Son cursos de agua constantes, manifestando una cierta lejanía al área madre, con canalizaciones muy bien desarrolladas: ríos trenzados (braided) arenosos de carácter distal.

Las fracciones finas sufren procesos edáficos ya que, como se aprecia en las curvas de frecuencia, a veces están desorganizadas y presentan varios máximos (fig. 7b). En consecuencia se deduce que los materiales finos que forman los depósitos de llanura de inundación se ven sometidos a la acción de las oscilaciones del nivel freático.

La fracción arcillosa de los niveles finos da la siguiente composición: montmorillonita 63 %, illita 27 % y clorita 10 %.

El ambiente sedimentario que deposita la facies Badajoz se considera el cambio lateral de facies, hacia el Oeste, del sistema de aba-

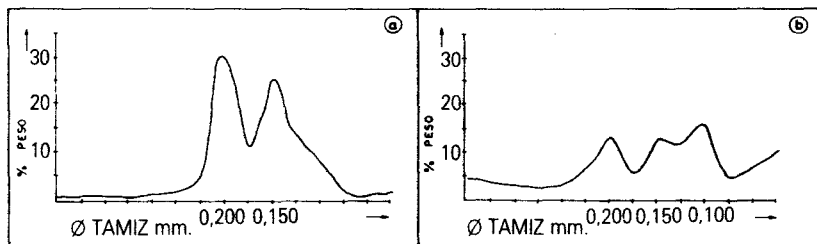


Fig. 7. Curva de frecuencia característica de una arenisca (facies de canal) (a) y un fango carbonatado (facies de llanura de inundación) (b) en la Facies Badajoz.

nicos aluviales que da origen a la facies Almendralejo. Aunque en cartografía este cambio viene representado por una línea, en realidad este se produce a lo largo de una zona de unos 10 km de anchura que se localiza entre el arroyo de Entrín y el de Ribera de los Limonetes.

El marcado contraste litológico existente entre ambas facies podría estar, además, condicionado por la existencia de un sistema fluvial que, proveniente del NE, enlazara con el aquí descrito en la zona de cambio de facies. Existen datos que apuntan hacia esta hipótesis, como las medidas de paleocorrientes efectuadas en el corte de Lobón (Hoja de Montijo), de dirección N 240° E, no obstante, para corroborar esta hipótesis sería necesario efectuar un estudio detallado en la mitad Norte de la cuenca del Guadiana.

Tramo superior. Carbonatos lacustres (10)

La unidad superior, atribuida al Mioceno, culmina con un nivel de carbonatos de 1 a 2 m de potencia. Afloran en el sector más nororiental de la Hoja, desarrollándose con amplitud hacia el Este (Hoja de Almendralejo).

En el caso más típico, la unidad presenta tres niveles (fig. 8), de muro a techo:

1. Nivel basal de carbonatación.
2. Nivel de carbonatos pulverulentos.
3. Nivel de carbonatos laminados.

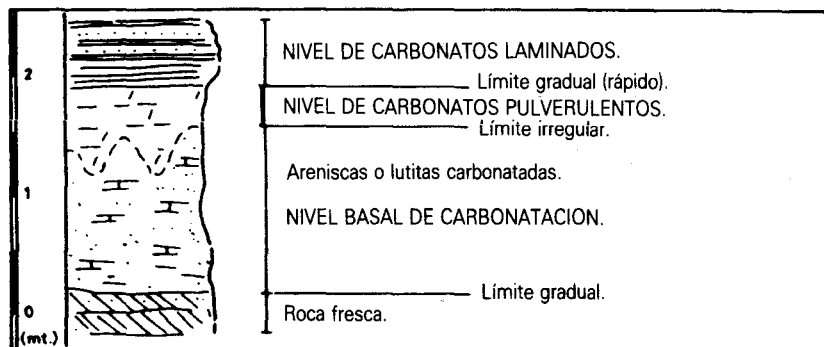


Fig. 8. Perfil característico del tramo carbonatado superior.

El nivel basal está constituido por una carbonatación desarrollada sobre los materiales infrayacentes, que se manifiesta mediante la digestión de la matriz arcillosa de las arcosas por carbonatos, y por el relleno de carbonatos de las discontinuidades de estos materiales. Estos procesos de carbonatación tienen un alcance en profundidad de 1,5 a 2 m.

Sobre las arcosas y lutitas carbonatadas se produce un depósito de carbonatos pulverulentos masivos de hasta 1 m de potencia.

Los carbonatos laminares presentan una alternancia de niveles centimétricos laminados con crenulación y otros intraclásticos. Los niveles laminados muestran a su vez, alternancia de láminas milimétricas oscuras, más densas, y claras.

En lámina delgada se distinguen los mismos niveles con las siguientes características microtexturales:

a) Niveles laminares: Muestran una alternancia milimétrica a submilimétrica de láminas oscuras micríticas densas y láminas claras micríticas con crenulación irregular. Las primeras contienen abundante materia orgánica distribuida en grumos. Aparecen estructuras (en ocasiones paralelas a la laminación) formadas por una traza micrítica oscura de 4 mm de diámetro, en medio de una incrustación microespáritica clara de espesor similar.

Incluye secciones de charáceas, generalmente de talos, que por su mala conservación pueden pasar desapercibidos. Pueden apreciar-

se estructuras prismáticas monocristalinas que incluyen una traza oscura, y presentan semejanzas con prismas de *Microcodium* (*Microcodium* b, de ESTEBAN 1974). Existen de forma dispersa, peloides y ooides (0,08-0,2 mm), así como cuarzo tamaño limo.

A techo de uno de los niveles laminados, la alternancia de láminas claras y oscuras se encuentra fuertemente bioturbada, observándose secciones circulares (0,06 mm), ovoidales (0,08-0,200 mm) y con formas enterolíticas (0,300-0,600 mm).

b) Niveles intramicríticos (en ocasiones oomicríticos). Están constituidos por ooides (0,150-0,700 mm) y, en cantidad inferior al 4 %, cristales de cuarzo tamaño arena muy fina que pueden servir de núcleo a los ooides. En algunos de los ooides la envuelta muestra una alternancia de láminas claras y oscuras semejante a la de los niveles laminados. Se observan también secciones de charáceas (girogonitos), fragmentos de bivalvos, estructuras prismáticas de calcita con una traza oscura longitudinal (semejantes a prismas de *Microcodium*) y, en uno de los niveles, cristales lenticulares de calcita que recuerdan pseudomorfos de calcita por yeso; se hallan dispeñosos o en agregados.

En conjunto, se atribuyen estos depósitos a un medio lacustre somero con episodios de mayor energía, correspondientes a etapas de mayor influencia externa al lago (niveles intraclásticos) y otros de menor energía (niveles laminados).

La sedimentación de los niveles intraclásticos corresponden a etapas de erosión del fondo lacustre, donde el transporte más o menos largo está indicado por el redondeamiento de los intraclastos y la formación de envueltas isopacas (ooides) en torno a núcleos (terrágenos o intraclastos). El origen de la envuelta se relaciona con el rodamiento del núcleo sobre un fondo fangoso.

El depósito de los niveles laminados tiene lugar en un momento de menor energía y bajo lámina constante de agua, donde se efectúa una precipitación calcítica inducida biológicamente.

Las bioturbaciones en secciones circulares, ovoidales y enterolíticas se relacionan con la parte superior de los niveles laminados. Presentan formas, dimensiones y estructuras semejantes a las producidas por huevos y larvas de insectos dípteros pertenecientes a la familia chironomidae, citadas en bibliografía (MONTY, 1976; SHAFFER y STAFF, 1978; ANADON y ZAMARREÑO, 1981; ARMENTEROS, 1985). En la mayoría de las especies de este taxón, las larvas desarro-

llan vida acuática y muchos de ellos toman sus alimentos directamente del sustrato (SEGUY, 1951; OLIVER, 1981). La forma enterolítica de las secciones alargadas y su relleno, en ocasiones, por partículas peleitoidales reproducen la morfología y los desechos de la actividad metabólica del organismo.

Al conjunto de estos depósitos se les atribuye una edad Mioceno terminal.

1.3.2. Plio-cuaternario (11)

Está constituido por un conjunto de arcillas rojas con cantos de cuarcita redondeados de tamaño variable entre 5 y 20 cm (taña). Su potencial total no sobrepasa los 2 m y descansa discordantemente sobre la serie Miocena.

Se trata de una glácis con depósito, de pendiente inferior al 1 % y sentido hacia el norte, que se extiende a lo largo de todo el borde sur de la cuenca orlando los relieves precámbricos y paleozóicos de los que se alimenta.

El medio que origina estos depósitos se interpreta como un flujo de masa de fangos que engloba cantos de cuarcita, desarrollado bajo un clima húmedo con lluvias estacionales de gran intensidad.

1.3.3. Cuaternario

Constituido por los sedimentos del sistema de terrazas del río Guadiana y los depósitos recientes.

1.3.3.1. Sistema de terrazas del río Guadiana (12 y 13)

Se trata de un sistema de tres terrazas escalonadas visibles a lo largo del río Guadiana y en sus afluentes principales. En esta Hoja están representados los depósitos correspondientes a las dos más antiguas. Son de edad Pleistoceno.

— Terraza primera (+50—60 m).

Es la que presenta mayor extensión superficial y potencia del sistema. Su morfología es la de un cordón paralelo al cauce actual del

río, situándose a una distancia variable entre 5 y 10 km de éste. Su potencia aproximada es de 20-25 m. Está formada por cantos de cuarcita redondados de diámetro comprendido entre 1 y 24 cm, con matriz areno-arcillosa. Presenta estructuras internas como estratificaciones y laminaciones cruzadas, bancos de arenas y gravas, e hiladas de cantos. El color general es rojo o pardo rojizo.

— Terraza segunda (+10 m).

Visible a lo largo del río Guadajira y arroyo de Entrin Verde. Presenta la misma litología, color y estructuras internas que la primera. Es destacable la aparición de lechos de materia orgánica a muro. Su potencia máxima es de 10 m.

1.3.3.2. Depósitos recientes (14, 15 y 16)

Están representados por los depósitos aluviales, coluviales y suelos. Todos ellos del Holoceno.

Los aluviales están formados por arenas, gravas y cantos.

Se ha cartografiado como detríticos de vertiente a un conjunto muy poco potente de coluviales, procedentes de la destrucción de las superficies colgadas (terrazas y rañas), y el horizonte más superficial, edafizado y muy homogeneizado por procesos de cultivo. Se trata, en general, de arenas y arcillas de tonos rojos con cantos de cuarcita.

2. TECTONICA

Uno de los aspectos más característicos en la geología de Ossa-Morena es su compartimentación en Dominios individualizables por su evolución tectonometamórfica.

Ciertos Dominios, actualmente en contacto, han sido acercados tardiamente y resulta difícil correlacionar las deformaciones que presentan. Así pues, se describen separadamente.

2.1. DOMINIO DE VALENCIA DE LAS TORRES-CERRO MURIANO

Estos materiales, aflorantes en el borde sur-oriental de la Hoja, muestran los efectos de un primer metamorfismo de carácter regional en el que se alcanzan condiciones de grado medio-alto y otra fase posterior, eminentemente dinámica, que se relaciona con una serie de procesos retrometamórficos en condiciones de grado bajo.

La superficie más penetrativa visible en estos materiales es la esquistosidad de flujo milonítico, la cual enmascara cualquier proceso anterior sólo visible a escala microscópica.

El flujo milonítico se relaciona con una fase dinámica ligada posiblemente a grandes desplazamientos, y a una tectónica tangencial durante la cual se produjo el acercamiento de los dos grupos de rocas que, regionalmente, integran este Dominio: Grupo de Córdoba-Fuenteovejuna y Grupo de Sierra Albarrana (APALATEGUI, O. et al, 1983).

Con posterioridad, la roca presenta un microplegado suave, y efectos de una deformación discontinua en condiciones frías.

La edad de estos eventos tectonometamórficos es discutida en la actualidad. La deformación milonítica, y todas las posteriores, se acepta que son de edad hercínica. La deformación premilonítica es, para algunos autores, de edad precámbrica y, para otros, de edad hercínica; este tema queda abierto, a la espera que futuras investigaciones aporten más luz sobre el mismo.

2.2. DOMINIO DE ZAFRA-MONESTERIO

Dadas las malas condiciones de afloramiento en esta Hoja, no ha sido posible determinar las distintas fases de deformación que afectan a estos materiales. No obstante, en base a las observaciones realizadas sobre los mismos en la Hoja de Olivenza, se puede afirmar que muestran una esquistosidad penetrativa, de plano axial, de pliegues muy apretados, de tendencia isoclinal y dirección NE-SO y vergencia al SO.

Del estudio al microscopio, también sobre muestras de la vecina Hoja de Olivenza, se deduce que existen al menos dos fases de deformación, en algún caso pueden reconocerse tres.

La primera fase da lugar a una esquistosidad de flujo, que lleva asociada la cristalización de biotita y clorita.

La segunda fase origina pliegues más abiertos, de tendencia angular o cilíndrica, y está acompañada por una crenulación que da lugar al alabeamiento y microplegamiento de la primera esquistosidad. Va acompañada de superficies de discontinuidad espaciadas y poco penetrativas.

La tercera, aunque poco manifiesta, es igualmente de crenulación, deforma a las dos anteriores y su desarrollo no es homogéneo.

Por correlación con lo establecido en el anticlinorio Olivenza-Monesterio, se considera que la primera fase reconocida es posiblemente de edad Precámbrica, y el resto de edad Hercínica, QUESADA, C (1975); ARRIOLA, A. et al (1979-81); EGUILUZ, L. et al (1981), y CUESTO, L. A. et al (1982).

2.3. NEOGENO-CUATERNARIO

Existe una actividad tectónica que afecta, regionalmente, a los materiales miocenos de la cuenca del Guadiana. Consiste en una compartimentación de bloques de la cuenca, llevada a cabo mediante el rejuego de fallas preexistentes en el zócalo, bajo un régimen distensivo. Las direcciones de los dos sistemas de fracturas principales son: N 120° E y N 40° E.

Este hecho no es visible en la Hoja de La Albuera. Sí lo es, sin embargo, al Este (Hoja de Almendralejo) y al Oeste (Hoja de Olivenza).

Los últimos movimientos se producen con posterioridad a la colmatación de la cuenca miocena, ya que las fracturas afectan a la superficie arrasada del zócalo (S_1), correspondiente al enrase de la superficie de colmatación de la cuenca miocena. Los saltos observados en la vertical son, como máximo, de 40 ó 50 m.

Las superficies de erosión o depósito posteriores a la colmatación de la cuenca miocena (pediment y superficie de acumulación de la raña y superficie de las terrazas del Guadiana) no presentan ninguna deformación. Se deduce, pues, que la cuenca se ha mantenido tectónicamente inactiva desde el Plioceno.

3. PETROLOGIA

3.1. ORTONEIS ALCALINO DE ACEUCHAL (1)

Se trata de un cuerpo neísico, derivado de un granitoide de carácter alcalino, que aflora en el extremo suroriental de la Hoja y se prolonga hacia el SE (Hoja de Villafranca de los Barros). Encaja en los neises biotíticos y/o anfibólicos del Dominio de Valencia de las Torres-Cerro Muriano.

Es un «augenneis» con profiroclastos de feldespato potásico (ortosa pertítica-microclina) y cuarzo, en una mesostasis granoblástica con cuarzo y feldespato potásico, plagioclasa y biotita.

Entre los materiales accesorios cabe destacar la relativa abundancia de circón y esfena.

El feldespato potásico y la plagioclasa han sido parcialmente granulados, y el cuarzo, en su práctica totalidad, granulado y recristalizado.

Se observa una esquistosidad marcada por la orientación de profiroclastos y la elongación de los componentes de la mesostasis, sobre todo el cuarzo. Con posterioridad, esta esquistosidad ha sido microplegada con desarrollo incipiente de una esquistosidad espaciada.

A lo largo del arroyo Guadajira, se observa el contacto entre le ortonéis en cuestión, y los neises en los que encaja; las observaciones

de campo apuntan hacia un posible origen anatético de estos granitos, este carácter no se ha podido verificar con los estudios petrográficos, ya que en el encajante no se han reconocido ningún mineral de alto grado de metamorfismo, por otra parte, se observan claras diferencias químicas en este ortoneis y los neises en los que encaja (ver informe geoquímico en documentación complementaria), en consecuencia es lógico considerar el ortoneis de Aceuchal como un cuerpo intrusivo tal y como se hizo durante la realización del MAGNA de Villafranca de los Barros (ARRIOLA, A. et al 1983).

Este cuerpo deriva de un granito porfirode de tendencia alcalina, posteriormente deformado en condiciones de bajo grado.

Su edad es probablemente Paleozoica Inferior (Ordovícico) y se relaciona con una etapa distensiva de dicha edad.

3.2. GRANITO DE ENTRIN (2)

Aflora a lo largo del arroyo de Entrin Verde, entre las localidades de Entrin Alto y Entrin Bajo.

Se trata de un granito leucocrático de grano fino a medio. Los minerales principales son, en orden de cristalización, biotita, plagioclasa, feldespato potásico y cuarzo. Como componentes accesorios están circón, rutilo, opacos, clorita y sericita.

Su textura es granular, homométrica, subhidiomorfa, con abundantes intercrecimientos micropegmatíticos cuarzo-feldespato potásico.

No presenta deformación, sólo el cuarzo presenta extinción ondulante.

Sus características mineralógicas y texturales son muy parecidas a las del granito de Santa Marta, y aunque no se han observado sus relaciones con el encajante, es posible que se trate de un granito de edad Hercínica.

3.3. ROCAS METAMORFICAS

3.3.1. Metamorfismo regional

3.3.1.1. Dominio de Valencia de las Torres-Cerro Muriano

Los materiales precámbricos adscritos a este Dominio muestran los efectos de un metamorfismo variable, en el que se alcanzan condiciones de alto grado.

De las muestras recogidas, la única asociación reconocida indica como mínimo condiciones metamórficas de grado medio.

Asociación mineralógica en anfibolitas: hornblenda verde-plagioclasa (andesina).

3.3.1.2. Dominio de Zafra-Monesterio

Los materiales precámbricos presentan un metamorfismo de grado bajo o muy bajo.

Las asociaciones más significativas son:

- Cuarzo-plagioclasa-biotita-clorita-sericita.
- Cuarzo-plagioclasa-moscovita-biotita-clorita-feldespatos potásico.

4. HISTORIA GEOLOGICA

Los materiales precámbricos que afloran en la Hoja, pertenecientes a los Dominios de Valencia de las Torres-Cerro Muriano y Zafra-Monasterio, presentan caracteres semejantes. Sus diferencias están condicionadas por los distintos eventos tectonometamórficos a que han estado sometidos los materiales de uno u otro Dominio.

En conjunto, el Precámbrico de ambos Dominios están representado por una serie de materiales detríticos, con aportes vulcanoclásticos e intercalaciones métricas de cuarcitas negras. Ello indica una sedimentación en una cuenca uniforme, no demasiado profunda y lentamente subsidente.

Posteriormente estos materiales han sufrido los efectos, primero de una orogenia precámbrica (asíntica) y después otra Hercínica, cuyos efectos son difíciles de discernir.

No existen datos para deducir la historia geológica durante el Paleozóico, Mesozóico y Paleógeno debido a la ausencia de terrenos de dicha edad.

Al comienzo del Mioceno la región estaba emergida y había sufrido un intenso proceso erosivo que dio origen a zonas más o menos peneplanizadas, con desarrollo de perfiles de alteración importantes y formación de pequeñas depresiones de carácter erosivo.

Sobre este paleorrelieve se instala una cuenca fluviolacustre donde, alimentada por los materiales provenientes de los perfiles de al-

teración de los relieves circundantes bajo un clima cálido-húmedo, se deposita la Unidad Inferior (Facies Lobón). (Fig. 9-1.)

Una reactivación tectónica, unida probablemente a un cambio climático (clima más árido, con aguaceros torrenciales) favorece la instalación de un sistema fluvial que deposita la Unidad Superior, claramente discordante y expansiva respecto a la Unidad Inferior.

Se inicia esta etapa con un depósito, restringido a las cercanías de los relieves precámbricos-paleozoicos, originado por un proceso sedimentario de flujos en masa (debris flow y mud flow) que da lugar al denominado Tramo Basal. Estos materiales han sufrido unos procesos de alteración importantes que afectan, además, al techo del sustrato preterciario. Este hecho tiene un significado temporal, puesto que supone una interrupción sedimentaria importante. Ello indica un cambio notable en la tendencia de la cuenca en relación con eventos tectónicos y climáticos más amplios. (Fig. 9-2.)

Posteriormente, se inicia un nuevo ciclo sedimentario, bajo un clima árido, que da origen al desarrollo de un amplio sistema fluvial en el que se depositan los materiales que constituyen el Tramo Intermedio. La disposición de los sedimentos, con granulometrías decrecientes hacia el Oeste, y las medidas de las paleocorrientes, de dirección predominante N 270° E, permiten establecer un sistema fluvial colector, con canales trenzados, que drena la cuenca en sentido Este a Oeste, flanqueado por afluentes que bajan de los relieves del borde Sur de la Cuenca. Se pasa así, progresivamente, de un sistema de abanicos aluviales con morfología braided (Facies Almendralejo) a una facies distal con ríos más jerarquizados y con desarrollo de extensas llanuras de inundación (Facies Badajoz). (Fig. 9-3.)

En el Mioceno Superior la colmatación de esta cuenca fluvial da lugar al desarrollo de un medio lacustre somero en el que se depositan los carbonatos que constituyen el Tramo Superior. (Fig. 9-4.)

Con posterioridad a la colmatación de la cuenca miocena y antes del inicio de la sedimentación pliocena se producen los últimos movimientos tectónicos en el área por rejuego de fracturas del zócalo. (Fig. 9-5.)

En el Plioceno un nuevo cambio hacia un clima más húmedo, con fuertes precipitaciones estacionales, origina el depósito de los sedimentos tipo raña. (Fig. 9-6.)

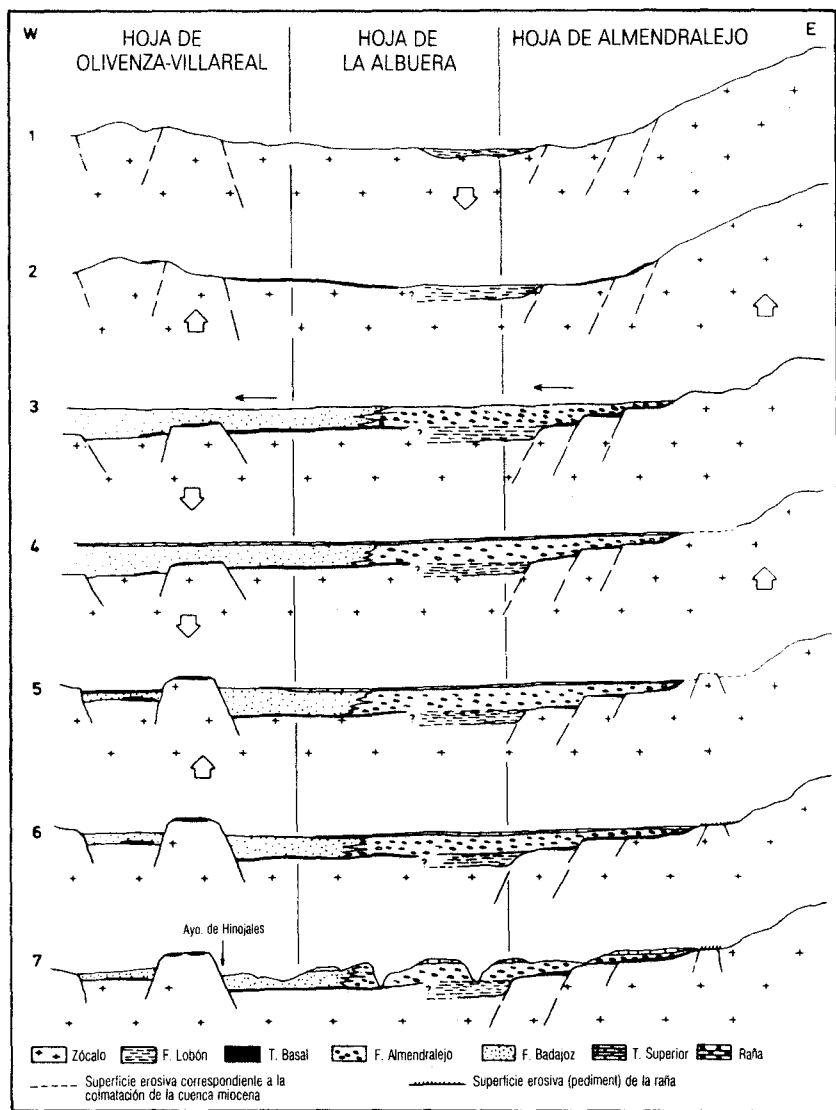


Fig. 9. Esquema evolutivo del neógeno-cuaternario en el sector meridional de la Cuenca del Guadiana.

Ya en el Pleistoceno se produce la implantación de un régimen predominante erosivo durante el cual tienen lugar el encajamiento de la red hidrográfica con la consiguiente formación del sistema de terrazas en la cuenca.

Este mismo régimen continúa durante el Holoceno dando origen a los aluviales actuales así como una delgada película de detríticos de vertiente que tapizan en gran parte la superficie actual de la cuenca. (Fig. 9-7.)

5. GEOLOGIA ECONOMICA

No existen explotaciones mineras de ningún tipo por lo que este capítulo se limita a la descripción de un pequeño número de canteras y al apartado de Hidrogeología.

5.1. CANTERAS

Hay pequeñas labores en el ortoneis de Aceuchal destinadas a la extracción de bloques para uso local y áridos para carretera.

Existen también pequeñas explotaciones, de carácter intermitente, sobre las terrazas del Guadiana destinadas a la extracción de zahorras.

5.2. HIDROGEOLOGIA

Los únicos materiales susceptibles de ser explotados desde el punto de vista hidrogeológico son la Facies Almendralejo y, en menor grado, la Facies Badajoz.

Los conglomerados, microconglomerados y areniscas de la Facies Almendralejo constituyen potencialmente un buen acuífero, ya que presentan suficiente extensión, poseen una buena permeabilidad y se desarrollan sobre un sustrato de carácter impermeable prácticamente en su totalidad .

Sin embargo, las explotaciones son muy escasas y quedan restringidas al abastecimiento de núcleos de población, tal es el caso de Solana de los Barros. Ello es debido a que tradicionalmente se ha desarrollado en la zona una agricultura de secano que es la que en la actualidad prevalece. Los escasos cultivos de regadíos se explotan sobre las llanuras de inundación de ríos y arroyos o muy próximos a ellas, bombeando el agua directamente desde los cauces.

Creemos, pues, que desde el punto de vista hidrogeológico estos materiales presentan características adecuadas para obtener de ellos un mayor rendimiento.

Lo expuesto anteriormente es válido también para la Facies Badajoz, si bien hay que tener en cuenta que en ella dominan más los sedimentos arcillosos que en la Facies Almendralejo y que por ello es necesario hacer un estudio más detallado para cada sector concreto donde se debe realizar la explotación.

No obstante, y como dato general, cabe señalar que los tramos más arenosos se localizan hacia la base de la serie por lo que se recomienda enfocar las posibles captaciones hacia ellos.

BIBLIOGRAFIA

- ALIA MEDINA (1963): «Rasgos estructurales de la Baja Extremadura». *B.R.S.E.H.N. (Geol.)*, 1, 247-262.
- ANADON, P., y ZAMARREÑO, I. (1981): «Paleogene Nonmarine Algal Deposits of the Ebro Basin, Northeastern Spain». *Phanerozoic stromatolites* (Ed. por Cl. Monty). Springer-Verlag, Berlín. 140-154.
- APALATEGUI, O. (1979): «Consideraciones estratigráficas y tectónicas en Sierra Morena Occidental». *Temas Geológicos y Mineros*. 1.ª Reunión del GOM.
- APALATEGUI, O.; BORRERO, J.; HIGUERAS, P. (1983): «División en grupos de rocas en Ossa-Morena Oriental». *Temas Geológicos y Mineros*. 5.ª Reunión GOM.
- ARMENTEROS, I. (1985): «Estratigrafía y sedimentología del Neógeno del sector suroriental de la Depresión del Duero (Aranda de Duero-Peñafiel)». Tesis Univ. Salamanca. 692 pp.
- ARRIOLA, A.; CHACON, J.; EGUILUZ, L.; ERASO, A.; GARROTE, A.; SANCHEZ CARRETERO, R., y VARGAS, I. (1983): Hoja núm. 829 (Villafranca de los Barros). MAGNA. IGME.
- ARRIOLA, A.; EGUILUZ, E.; FERNANDEZ CARRASCO, J., y GARROTE, A. (1984): «Individualización de diferentes Dominios y Unidades en el Anticlinorio de Olivenza-Monesterio», *Cuad. Lab. Xeológico de Laxe*, 8, 195-210.
- BARD, J. P. (1964): «Observaciones sobre la estratigrafía del Paleozoico de la región de Zafra (Prov. de Badajoz, España)». *N y C*. IGME, 76, 175-180.

- BARD, J. P. (1969): «Le métamorphisme régional progressif de Sierra d'Aracena en Andalousie Occidental (Espagne)». Tes. Doc. Fac. Sc. Montpellier.
- DELGADO, J. N. (1904): «Faune Cambrienne du Haut-Alentejo (Portugal)». *Com. Serv. Geol. Port.* V 5, 307-374. Lisboa.
- DELGADO, J. N. (1907): «Contribuições para o estudio dos terrenos paleozoicos. I Precámbrico e Archaico. II Cámbrico». *Com. Serv. Geol. Port.*, 6, 56-122. Lisboa.
- DELGADO QUESADA, M.; LIÑAN, E.; PASCUAL, E., y PEREZ LORENTE, F. (1977): «Criterios para la diferenciación en dominios de Sierra Morena Central». 4.ª Reu. O. Península Ibérica. Salamanca.
- DUPONT, K. (1979): «Carte géologique et métallogenese des gisements de fer du sud de la province de Badajoz (Sierra Morena occidentale-Espagne)». Thèse Institute National Polytechnique de Lorraine. 371 pp.
- EGUILUZ, L.; FERNANDEZ CARRASCO, J.; COULLAULT, J. L., y GARROTE, A. (1983): Hoja núm. 897 (Monesterio). MAGNA IGME.
- EGUILUZ, L., y RAMON LLUCH, R. (1983): «La estructura del sector central del Dominio de Arroyomolinos. Anticlinorio de Olivenza-Monesterio, Ossa-Morena». *Studia geologica salmanticensia*. XVIII, 171-192.
- EGUILUZ, L.; SANCHEZ CARRETERO, R., y APALATEGUI, O. (1985): «Las rocas volcánicas de Valverde de Leganés (Anticlinorio Olivenza-Monesterio)». Nota preliminar. VII Reun. GOM. Villafranca de los Barros.
- ESTEBAN, M. (1974): «Caliche textures and Microcodium». *Boll. Soc. Geol. ital.* 92, suppl. 1973, 105-125.
- FISHER, R. V. (1961): «Proposed clasification of volcanoclastic sediments and rocks». *Geological society of Am. Bull.* V. 72. 1409-1414.
- GONÇALVEZ, E., e TORRE, C. (1970): Folha 37-A Elvas. C.G.P. 1:50.000. S.G.P. 50 pp. Lisboa.
- GONÇALVEZ, F., e TORRE DE ASSUNÇÃO, C. (1972): Folha 33-D Río Xevora. C.G.P. 1:50.000, S.G.P. 11 pp. Lisboa.
- GONZALO y TARIN, J. (1879): «Reseña física y geológica de la prov. de Badajoz». Com. Map.Geol. España. Madrid.

- GUTIERREZ MARCO, J. C. (1981): «Descubrimiento de nuevos niveles con Graptolites ordovícicos en la Unidad "Pizarras con Didymograptus"». Scheider, 1939 (Prov. Huelva, SW, España). III Reun. GOM. Elvas-Aracena.
- HERNANDEZ PACHECO, F. (1947): «Ensayo de la morfogénesis de la Extremadura Central». *Not. y Com. IGME*, 17. 169-183. Madrid.
- HERNANDEZ PACHECO, F. (1949): «Las cuencas terciarias de Extremadura Central». *Bol. R.S.E.H.N.* (extraordinario).
- HERNANDEZ PACHECO, F. (1952): «Característica general del terciario continental de la llanura del Guadiana». *Not y Com. IGME*, 25. 25-71. Madrid.
- JULIVERT, M.; FOMBOTE, J. M.; RIBEIRO, A., y CONDE, L. (1974): «Mapa tectónico de la península Ibérica y Baleares». *Cont. Map. Tect. Europa*. IGME.
- KLAPPA, C. F. (1978): «Biolithogenesis of Microcodium: elucidacion». *Sedimentology*, 25. 489-522.
- LE PLAY (1834): «Observations sur l'Extremadure et le nord de l'Andalousie, et essai d'une corte géologique de cette contrée». 1 et 2 Partie elf. *Ann. Mines*, 3 serie. T. VI. París.
- LIÑAN, E. (1979): «Bioestratigrafía de la Sierra de Córdoba». Univ. de Granada.
- LIÑAN, E., y PEREJON, A. (1981): «El Cámbrico Inferior de la Unidad de Alconera». Badajoz (SW de España). *B.R.S.E.H.N.* (Geol), 79. 125-148.
- LOTZE, F. (1945): «Zur gliederung der varisziden der Iberischen Meseta». *Geol. For.*, 4, 6, 78-92. Berlín.
- LOTZE, F. (1961): «Sobre la estratigrafía del cámbrico español». *Not y Com. IGME*, 61. 131-164.
- LUJAN, F. (1850): «Estudios y observaciones geológicas relativas a terrenos que comprenden parte de la provincia de Badajoz y de las de Sevilla, Toledo y Ciudad Real». *Mem. R. Acad. Cienc. E.T.* 1.ª Se. Parte 2.ª Cienc. Nat. Madrid.
- MACPHERSON, J. (1878): «Sobre la existencia de la fauna primordial en la provincia de Sevilla». *An. Soc. Esp. H. N.*, 7.280-284.
- MALLADA, L. (1880): «Reconocimiento geológico de la provincia de Córdoba». *B. Com. M. Geol.* 7. 1-95.

- MUELAS, A., y HERNANDEZ ENRILE, J. L. (1976): Hoja núm. 827 (Alconchel). MAGNA. IGME.
- MUELAS, A.; SOUBRIER, J., y HERNANDEZ ENRILE, J. L. (1977): Hoja núm. 828 (Barcarrota). MAGNA. IGME.
- MONTY, C. L. V. (1976): «The origin and development of cryptalgal fabrics. En: *Stromatolites* (Ed. por M.R. Walter). Elsevier Amsterdam. 193-294.
- OLIVER, D. R. (1981): «Chironomidae», en: *Manual of Nearctic Diptera*. V I. Ed. por Mc. Alpine et al. Canadian Government. Publishing Centre. Quebec. 423-458.
- OLIVEIRA, V. (1984): «Contribuição para o conhecimento geológico-mineiro de regioao de Alandroal-Juromenha (Alto Alentejo)». Estudos, Notas e trabalhos do S.F.M. XXVI. 103-125.
- PEREZ LORENTE, F. (1979): «Geología de la zona Ossa-Morena al Norte de Córdoba (Pozoblanco-Belmez-Villaviciosa de Córdoba). Tesis doc. Univ. Granada. 345 pp.
- RAMSAY, J. G. (1977): «Plegamiento y fracturación de rocas». *Blume*. 510 pp.
- ROSSO DE LUNA, J., y HERNANDEZ PACHECO, F. (1952): Hoja núm. 803 (Almendralejo), 1:50.000 (serie antigua). IGME.
- ROSSO DE LUNA, I., y HERNANDEZ PACHECO, F. (1954): Hoja núm. 776 Montijo. 1:50.000 (serie antigua). IGME.
- SEGUY, E. (1951): «Ordre des dipteres». En P. Grassé: *Traité de Zoologie*. T. X.: 449-744. Ed. Masson & Cie.
- SCHAFER y STAFF (1978): «Permian Saar-Nahe Basin and Recent Lake Constance (Germany): two environments algal carbonates». En: *Modern and Ancient Lake sediments* (Ed. por A. Matter and M. E. Turcker). *Spec. Publs. int. Ass. sediment.* 2. 83-107. Blackwell scientific Publications. Oxford.
- TEIXEIRA, C. (1952): «La faune cambrienne de Vila Boim au Portugal». *Bol. sec. Gel. Port.* V 10. 169-188.
- VAUCHEZ, A. (1975): «Tectoniques tangentielles superposées dans le segment hercynien sud Iberique. Les nappes el plis couchés de la region d'Alcauchel-Fregenal de la Sierra (Badajoz)». *Bol. Geol. Min.*, 86. 573-580.

- VAZQUEZ, F., y FERNANDEZ POMPA (1976): «Contribución al conocimiento geológico del SW de España en relación con la prospección de depósitos de magnetitas». Mem. IGME, 89, 120 pp.
- VEGAS, R. (1968): «Sobre la existencia del Precámbrico en la Baja Extremadura». *Est. Geol.*, 24. 85-89.
- VEGAS, R. (1971): «Geología de la región comprendida entre Sierra Morena Occidental y las Sierras del N de la provincia de Cáceres (Extremadura española)». *Bol. Geol. y Min. IGME.*, 82-3-4. 351-358.
- VEGAS, R. (1974): «Repartición de las series anteordovícicas del SO de España». *Bol. Geol. y Min.*, 85-2. 157-170.



INSTITUTO GEOLOGICO
Y MINERO DE ESPAÑA
RIOS ROSAS, 23 - 28003-MADRID