

Volcanismo cámbrico en la unidad de Alconera (sector de Zafra - ZOM - Provincia de Badajoz)

T. Sánchez García

Instituto Geológico y Minero de España. Dirección de Geología y Geofísica. Ríos Rosas 23, 28003 Madrid
E-mail: t.sanchez@igme.es

RESUMEN

El sector de Zafra se sitúa en el flanco Norte del antifirma de Olivenza-Monesterio, en la Zona de Ossa-Morena. En este trabajo se realiza un estudio del volcanismo cámbrico que aparece en dicho sector. Los materiales volcánicos están intercalados con metasedimentos, que presentan unas estructuras sedimentarias y contenido fosilífero que permiten deducir unas condiciones de depósito en una plataforma marina somera, durante el Cámbrico. Se distinguen, a grandes rasgos, rocas intermedias (lavas e ignimbritas), rocas ácidas (lavas, ignimbritas, tobas y cineritas) y rocas básicas (lavas, brechas, tobas y cineritas). También existen epiclastitas de todas las composiciones, intercaladas con los metasedimentos. El volcanismo de la unidad de Alconera, durante el Cámbrico, es un volcanismo bimodal con fuentes corticales que producen riolitas, y fuentes mantélicas que producen basaltos, con una pequeña representación de rocas intermedias (traquiandesitas basálticas y traquitas) que tal vez correspondan a productos híbridos. Tiene características de volcanismo subaéreo a submarino de aguas poco profundas, y está acompañado de fenómenos explosivos, produciéndose en ocasiones emisiones subaéreas que dan lugar a ignimbritas.

Palabras clave: Cámbrico, volcanismo ácido, volcanismo básico, Zafra

Cambrian volcanism in the Alconera Unit (Zafra area - OMZ - Badajoz Province)

ABSTRACT

The Zafra area is located on the northern limb of the Olivenza- Monesterio antiform, one of the most representative structures of the Ossa-Morena Zone. A study of the Cambrian volcanic rocks in that area is presented in this paper. Volcanic rocks occur interbedded with Cambrian metasediments. These show sedimentary structures and fossil assemblages characterising deposition on shallow continental shelf environments. The overall volcanic suite includes intermediate (lavas and ignimbrites), acid (lavas, ignimbrites, tuffs and cinerites) and basic (lavas, breccia, tuffs and cinerites) rocks. Epiclastics of all types also occur interbedded with the metasediments. The Cambrian volcanicity recorded in the Alconera unit is typically bimodal, with crust-derived rhyolites and mantle-derived basalts. A minor volume of intermediate rocks (basaltic trachyandesites and trachytes) appears to represent hybrid compositions. Eruptive processes took place in subaerial to shallow marine settings and eventually had a explosive character, giving rise to ignimbrites when taking place in subaerial environments

Key words: acid volcanism, basic volcanism, Cambrian, Zafra

Introducción

El sector de Zafra se sitúa en el flanco Norte del antifirma de Olivenza-Monesterio, en la Zona de Ossa-Morena. (fig. 1)

En este trabajo se realiza el estudio del volcanismo cámbrico que aparece en dicho sector de Zafra, dentro de la unidad de Alconera (Liñán & Perejón, 1981), en la unidad informal conocida como "Capas del Playón" (Odriozola *et al.*, 1983), que denominaremos "Complejo volcanosedimentario".

La Unidad de Alconera fue definida por Liñán y Perejón, (1981), y corresponde, a grandes rasgos a la

parte central y noreste del antifirme Olivenza-Monesterio. La característica principal de esta unidad es la presencia de Serie Negra (F. Tentudía) en el núcleo del Antifirme, la ausencia de rocas volcánicas Precámbricas (Complejo volcanosedimentario Finiprecámbrico), presencia de la Serie Detrítica Inferior (Fm. Torreárboles), encima de la cual se deposita una potente Serie Carbonatada (Fm. Alconera), y encima de ésta, de forma concordante, la Serie Detrítica Superior, denominada en esta zona Fm. La Lapa (Odriozola *et al.*, 1983), que aumenta considerablemente de potencia hacia el SE, en la región de Zafra. Por encima se deposita, de forma concor-

dante, la serie volcánica y volcanosedimentaria del Cámbrico medio, conocida como las Capas del Playón (Odrizola op. cit.), en este trabajo Complejo volcanosedimentario.

En la columna de detalle presentada en Liñán *et al.* (1995) se establece la aparición de los primeros fósiles del Cámbrico Medio bastantes metros por encima de la Cuarcita de El Castellar, lo que implica que la parte inferior del Complejo volcanosedimentario tendría una edad Cámbrico Inferior. En ese mismo trabajo también se cita la presencia de Acrítarcos del Cámbrico Superior a techo de esta unidad, por lo que, tal vez habría que admitir una edad Cámbrico Inferior-Superior para la misma. Esta posibilidad también se menciona en Palacios (1993).

La Serie Detrítica Superior o Fm. La Lapa (Odrizola *et al.*, 1983) tiene unos espesores muy variables, en sentido SE-NO, pasando de potencias superiores a 3000 m en la zona más sureste a 1300 m al noroeste y 700 m en la Hoja de Burguillos, en la zona de la Rivera de Guadajira.

A grandes rasgos, se aprecia una polaridad en la geometría de la cuenca: en zonas situadas al N del Anticlinorio de Olivenza-Monesterio, en Córdoba y Alconera, se mantiene la sedimentación siliciclástica-carbonática, mientras que al sur del mismo la sedimentación es únicamente siliciclástica (Perejón y Moreno-Eiris, 1992).

La Fm. La Lapa se caracteriza por ser una formación detrítica con un aumento de tamaño de grano hacia techo, pasando de lutitas y areniscas finas en su parte inferior (Miembro Las Vegas) a una alternancia de areniscas de grano fino y medio (Miembro Vallehondo) a areniscas de grano grueso (cuarcitas) en su parte superior (Miembro Castellar) (Odrizola *et al.*, 1983)

En el muro de la formación se encuentra el Miembro Las Vegas, que en su parte más potente tiene un espesor aproximado de 1400 m, pasando hacia el NO a 1130 m.

Por encima está el Miembro Vallehondo, que en su parte más potente, hacia el SE, en la zona de Zafra, tiene un espesor aproximado de 1540 m, que disminuye hacia el NO a potencias de 470 m.

A techo de la formación aparece el Miembro El Castellar, constituido por cuarcitas, con un espesor que varía entre 30 y 40 m.

De esta variación de espesores puede deducirse la existencia de una estructura de tipo "semigraben" durante el depósito de esta formación, cuyo borde activo (falla normal sinsedimentaria) debía situarse hacia el SE. Este hecho pone de manifiesto la existencia de un contexto tectónico extensional durante el depósito de esta formación, en relación con el Rift

Cámbrico citado por muchos autores (Liñán y Quesada, 1990; Liñán *et al.*, 1996; Oliveira *et al.*, 1991, entre otros).

El Complejo volcanosedimentario presenta una gran variabilidad en espesores y facies tanto en la vertical como lateralmente. Se trata de cuerpos que varían de decimétricos a kilométricos (3 a 10 Km) en extensión lateral y de métricos (2 a 3 metros) a hectométricos (500 m) en espesor. Están intercalados con sedimentos detríticos que corresponden a pelitas, limolitas y arenas de grano fino con cierta componente volcánica (epiclastitas). Presentan estructuras sedimentarias y contenido fosilífero que permiten deducir unas condiciones de depósito en una plataforma marina somera, semejantes a las del Miembro Vallehondo de la Fm. La Lapa (Odrizola *et al.*, 1983.; Liñán, 1984).

Hay que señalar que no existe ningún nivel particular, ni volcánico ni sedimentario, que pueda seguirse de forma continua a lo largo del afloramiento actual de la unidad.

Composicionalmente dentro del Complejo Volcanosedimentario se pueden distinguir, a grandes rasgos, rocas intermedias (lavas e ignimbritas), rocas ácidas (lavas, ignimbritas, tobas y cineritas) y rocas básicas (lavas, brechas, tobas y cineritas). Geoquímicamente incluye composiciones alcalina y toleítica entre las rocas básicas y alcalinas (localmente peralcalinas) entre las ácidas (Mata y Muhná, 1990).

En el sector de Zafra los materiales cámbricos definen una estructura sinclinal con dirección NNO-SSE, ligeramente vergente hacia el NE, estando su flanco NE cortado por varias estructuras subparalelas a la falla que lo separa de la cuenca carbonífera de Los Santos de Maimona (fig. 2). Al E, el Cabalgamiento de la Unidad de Zafra le superpone las Capas de Zafra, de edad Cámbrico Inferior. Además la zona está atravesada por multitud de fallas, longitudinales y transversales, que hacen difícil precisar la potencia de las distintas unidades litoestratigráficas. Presenta una longitud de afloramiento lateral de unos 11 km. Hay que señalar que los materiales a un lado y otro del pliegue no tienen los mismos espesores, y al estar laminado por las distintas fallas hace difícil la comparación de materiales a un lado y otro de la estructura.

El corte efectuado (fig. 3) comienza a techo de la Serie Detrítica Superior (Miembro Vallehondo de la Formación La Lapa, Odrizola *et al.*, 1983), abarcando unos 70 metros de la misma. Se cortan materiales que incluyen areniscas de grano fino y limolitas con intercalaciones de areniscas volcanoclásticas, lavas básicas de textura traquítica, tobas de lapilli basáltico, cineritas y lavas ácidas. Estos materiales volcánicos y

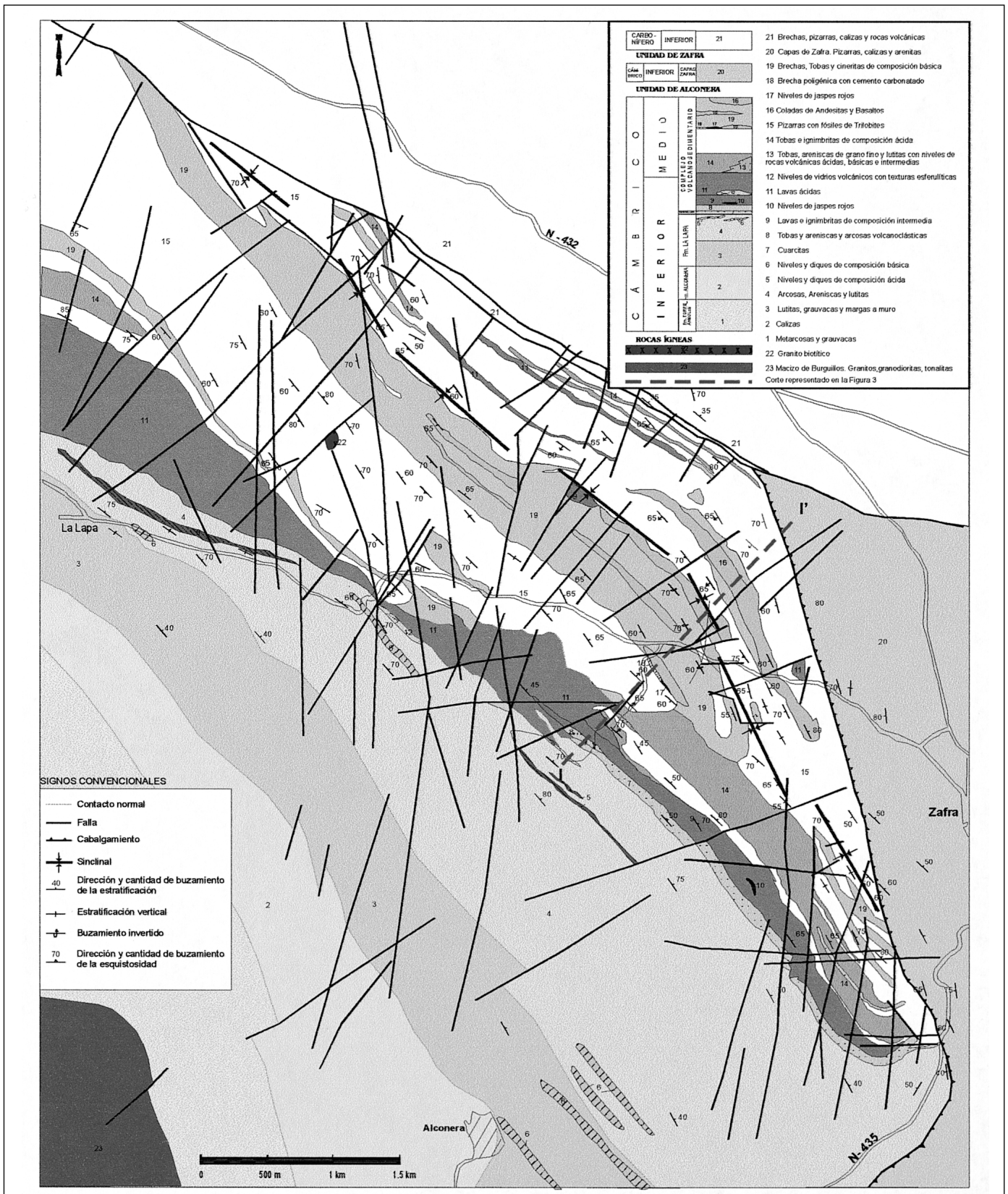


Fig. 2. Cartografía geológica del sector de Zafra
 Fig 2. Geologic map of the Zafra area

volcanoclásticos presentan características que abarcan desde medios submarinos tranquilos, con muchos detríticos finos con alguna intercalación arenosa, hasta depósitos turbidíticos; es decir, los materiales volcánicos están más o menos alejados de los centros de emisión.

A techo de estos materiales aparecen las Cuarcitas de El Castellar, por encima de las cuales se depositan los materiales del Complejo volcanosedimentario.

El Complejo volcanosedimentario en esta zona presenta un espesor aproximado de 1300 m. Hay que señalar que dentro de la serie se producen importantes cambios laterales de espesores y facies en sentido SE-NO.

Presenta estructuras sedimentarias y contenido fosilífero que permiten deducir unas condiciones de depósito en una plataforma marina somera, durante el Cámbrico Inferior y Medio.

Está compuesto de muro a techo por un pequeño nivel de tobas epiclásticas y areniscas volcánicas, seguido de varios niveles de coladas de lavas intermedias, de composición traquítica, y algunas ignimbritas de cristales y fragmentos. El espesor de este primer conjunto es de unos 100 m.

A techo de este nivel de rocas intermedias y con contactos aparentemente normales se encuentra otro nivel de lavas de composición riolítica, intruidas por

un pequeño domo, también riolítico, seguido de un pequeño nivel de ignimbritas, de la misma composición. El espesor total es de unos 60 m.

Encima de éstas aparece un nivel de pizarras y areniscas de grano fino con pequeñas intercalaciones de rocas volcánicas ácidas (lavas, tobas y cineritas), básicas (tobas) e intermedias (lavas traquíticas) con contactos peperíticos con las cineritas inferiores. Potencia media de 145 m. El límite paleontológico entre el Cámbrico inferior y el medio se ubica a unos 87m de la base de este tramo (Liñán *et al.*, 1995).

Le sigue un potente paquete de pizarras (530 m) con restos fósiles de Trilobites, a techo de las cuáles aparecen unas rocas básicas, que forman el último tramo de la serie, también bastante potente (500 m).

Estas rocas básicas constituyen el techo de la serie expuesta actualmente, y están compuestas por coladas de andesitas y basaltos vesiculares que en ocasiones forman "pillows", hialoclásticas y brechas hialoclásticas y tobas espilíticas de grano grueso a fino, con estructuras sedimentarias tractivas.

Correlación con otras zonas

Dentro de la ZOM aparecen materiales volcánicos cámbricos en varias unidades (fig. 4). Están citados

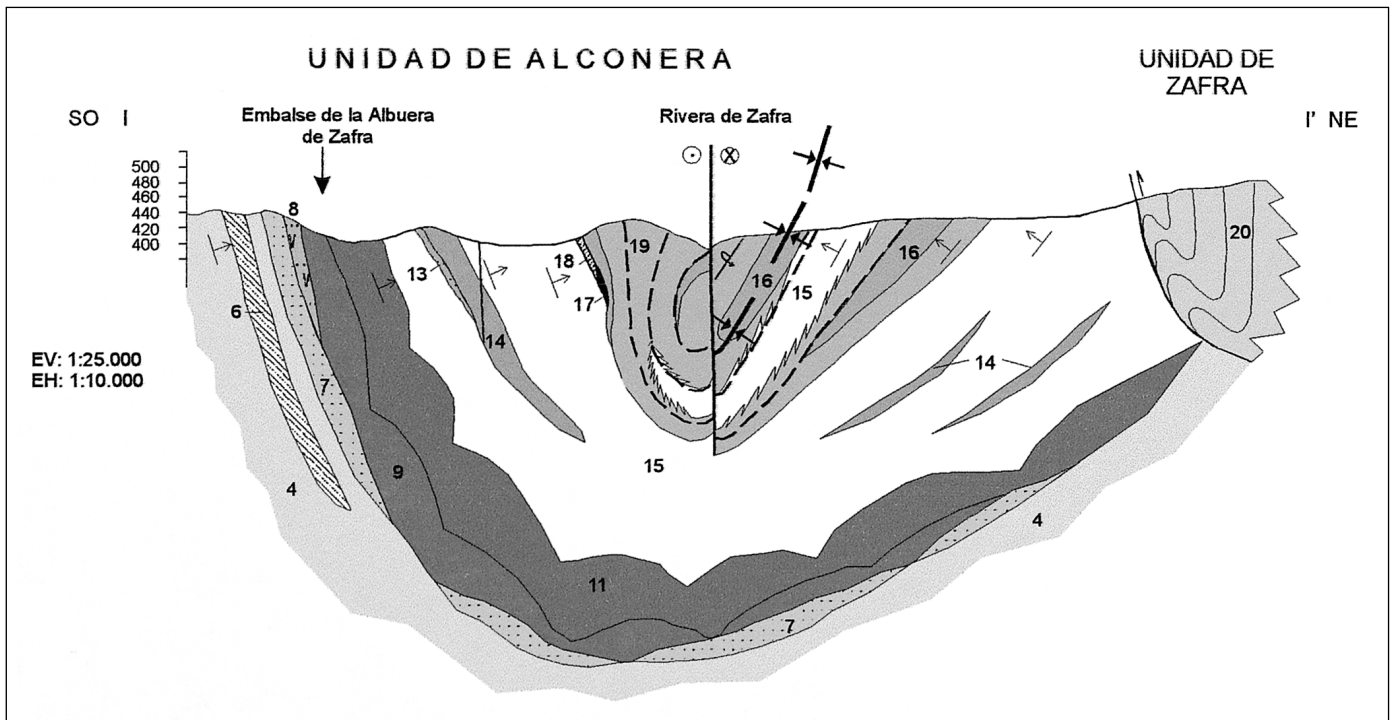


Fig. 3. Corte geológico transversal al Sinclinal de Zafra (misma leyenda que en figura 2)
 Fig. 3. Cross-section across the Zafra syncline (same legend than figure 2)

dentro de la Serie Detrítica Inferior, entre otras, en las hojas de Olivenza (Jorquera *et al.*, 1988 a), Usagre (Apalategui *et al.*, 1983 b) o Llerena (Apalategui *et al.*, 1983 a).

En Portugal, en el sector de Alter do Chão-Elvas, se citan materiales volcánicos ácidos que pasan lateralmente a conglomerados y arcosas, correlacionables con la Fm. Torreárboles (Oliveira *et al.*, 1991).

En la hoja de Olivenza (Jorquera *et al.*, 1988 a) se citan intercalaciones de rocas volcánicas ácidas sobre todo en la base de la Serie Detrítica Inferior, y también pequeñas intercalaciones de metabasitas.

En la hoja de Usagre (Apalategui *et al.*, 1983 b) dentro de la Unidad del mismo nombre, se citan intercalaciones de metaandesitas en la parte alta de la serie, que según los autores de la hoja podría ser el Miembro Inferior de la misma.

En Llerena (Apalategui *et al.*, 1983 a) se citan metandesitas a techo de la unidad y vulcanitas andesíticas intercaladas, al NO de Villagarcía de la Torre, también dentro de la Unidad de Usagre.

En la Serie Detrítica Superior las manifestaciones volcánicas son más numerosas. Están citados materiales volcánicos, entre otras, en las hojas de Villarreal (Jorquera *et al.*, 1988 b), Alconchel (Muelas *et al.*, 1976), Burguillos (Muelas *et al.*, 1977; Dupont, 1979), Oliva de la Frontera (Jorquera *et al.*, 1990), Jerez de los Caballeros (Fernández Carrasco *et al.*, 1981; Dupont y Vegas, 1978; Dupont, 1979), Higuera (Apalategui *et al.*, 1983 c), Monesterio (Fernández Carrasco *et al.*, 1983), Puebla del Maestre (Apalategui *et al.*, in litt.), Guadalcanal (Apalategui *et al.*, 1985) o Santa Olalla de Cala (Apalategui *et al.*, 1990) (ver fig. 4).

La Serie Detrítica Superior, en términos generales es una sucesión siliciclástica de pizarras, arcosas, areniscas y cuarcitas con algún nivel de conglomerados e importantes aportes volcánicos de carácter bimodal. Son importantes los cambios laterales de facies.

Los materiales volcánicos citados en las distintas hojas aparecen tanto a muro como a techo en la serie Detrítica Superior, y con composiciones que varían entre ácidas y básicas.

La Serie Detrítica Superior se correlaciona con varias formaciones: Fm. La Lapa (Odrizola *et al.*, 1983) en la Unidad de Alconera, Alternancias de Cumbres (Coullaut *et al.*, 1975, En: Fernández Carrasco *et al.*, 1981) en la Unidad de Elvas-Cumbres o la Fm. Vila Boim (Gonçalves, 1971) en el Sector de Alter do Chão-Elvas.

El Complejo Volcanosedimentario sería correlacionable con las Capas del Playón (Odrizola *et al.*, 1983), Espilitas de la Umbría-Pipeta (Bard, 1969), la Serie Volcanosedimentaria de Terrugem (Oliveira *et*

al., 1991; Mata y Muhná, 1990) y, con la Fm. La Ossa en la Unidad de Barrancos-Hinojales (Mata y Muhná, op. cit).

Están citados materiales volcánicos correlacionables en varios puntos dentro del Antiforme de Olivenza-Monesterio. En el flanco SO del Antiforme son más abundantes y aparecen dentro de la Unidad de Elvas-Cumbres, en varias localidades, entre otras en las hojas de Alconchel (Muelas *et al.*, 1976), Villanueva del Fresno (Vegas *et al.*, 1975 b), Oliva de la Frontera (Jorquera *et al.*, 1990), Jerez de los Caballeros (Fernández Carrasco *et al.*, 1981), Encinasola (Fernández Ruiz *et al.*, 1994) e Higuera la Real (Apalategui *et al.*, 1984), como se puede ver en las figuras 1 y 4.

En este flanco SO los materiales son mayoritariamente de composición básica (basaltos y tobas espiliticas) aunque también se citan volcanitas ácidas intercaladas. En la hoja de Alconchel, los materiales más abundantes son ácidos (rocas volcánicas riolítico-dacíticas).

En el Sector de Alter do Chão-Elvas, continuación en Portugal de la Unidad de Elvas-Cumbres, se cita una secuencia similar a la presentada en este trabajo (Oliveira, 1984; Oliveira *et al.*, 1991). El Complejo Volcanosedimentario se correlacionaría con la Fm. Do Padrão-Avessadas, donde aparecen metavolcanitas ácidas, seguidas de metavolcanitas intermedias-ácidas, a las que se superponen metavolcanitas básicas, con estructuras de pillows.

En el flanco NE del antiforme de Olivenza-Monesterio aparecen materiales volcánicos de esta edad en una banda de poco espesor entre las localidades de Zafra, al SE y Nogales más al NO. También hay citados materiales atribuibles al Complejo volcanosedimentario del Cámbrico Inferior-Superior en la Unidad de Benalija, dentro de la Hoja 898 (Puebla del Maestre, Apalategui *et al.*, in litt.), en una pequeña zona entre esta Unidad y la Unidad de Loma del Aire.

Descripción estatigráfica y petrográfica

En este trabajo se ha efectuado un corte de dirección SO-NE en la zona del Embalse de la Albuera de Zafra, a través de la parte alta de la Unidad de Alconera (Miembro Vallehondo de la Fm. La Lapa, Cuarcita de El Castellar y Capas del Playón), hasta su contacto tectónico con la cuenca carbonífera de los Santos de Maimona. En esta transversal de la estructura se han podido diferenciar varias unidades (Ver fig. 4).

Con carácter general, hay que señalar que las composiciones originales de las rocas volcánicas objeto de este trabajo, son muy difíciles de precisar

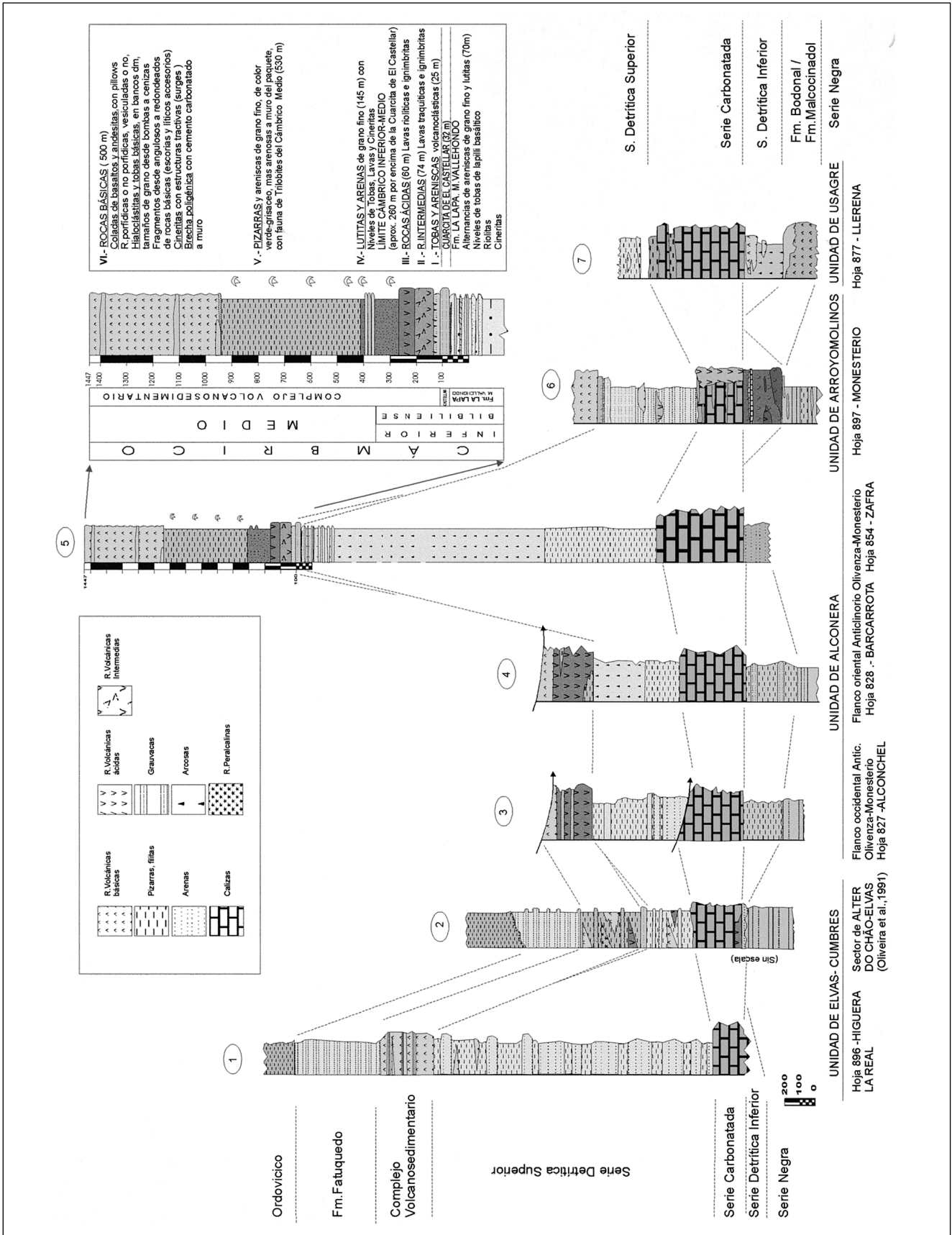


Fig. 4. Correlación con otras áreas y columna de detalle
 Fig. 4. Correlation chart with others areas and detail column

debido a la alteración generalizada de la mayor parte de ellas. Esta alteración es debida a dos procesos, uno hidrotermal, de carácter más local y otro, más general, de espilitización, por interacción con agua marina. El resultado es una profunda transformación de la mineralogía primaria, acompañada, a veces de cambios texturales, y de una modificación de la composición química.

Miembro Vallehondo (Fm. La Lapa)

El corte efectuado abarca unos 70 metros de la Serie Detrítica Superior (Miembro Vallehondo de la Formación La Lapa (Odriozola *et al.*, 1983).

Se cortan materiales que incluyen areniscas de grano fino y limolitas con intercalaciones de areniscas volcanoclásticas, lavas básicas de textura traquítica, tobas de lapilli basáltico, cineritas y lavas ácidas. Estos materiales volcánicos y volcanoclásticos presentan características que abarcan desde medios submarinos tranquilos, con muchos detríticos finos con alguna intercalación arenosa, hasta depósitos turbidíticos; es decir, los materiales volcánicos están más o menos alejados de los centros de emisión. Estos materiales se atribuyen al Cámbrico Inferior (Bilbiliense), por la fauna encontrada en ellos (trilobites; Liñán *et al.*, 1996).

Los primeros materiales encontrados en el corte son limolitas con lenticulas de arenas de grano fino, que van aumentando hacia techo. Presentan microbioturbación vertical, laminación paralela y laminación de ripples.

En la parte superior de estos materiales hay un pequeño nivel (3 m) de arenas de grano medio con componente volcánico (feldespatos subidiomorfos) y algunas "bombas volcánicas". Estas bombas tienen forma redondeada, y un tamaño de 3,5 cm por 2 cm, y color beige. La composición es ácida con cristales de cuarzo, plagioclasas, feldespato potásico, moscovita, fragmentos de pómez y fragmentos de rocas vítreas, en una matriz arcillosa, probablemente cinerítica.

Por encima de este tramo más grosero aparece un tramo de 8 m de areniscas volcánicas de tamaño lapilli y composición básica, en bancos decimétricos, con laminación cruzada en surco, secuencias granocrecientes y estratocrecientes y clastos menores de 2 cm. El aumento de tamaño de grano lo marcan los fragmentos de escoria basáltica, que tienen bordes desde redondeados a angulosos, con muchas vesículas ahora rellenas de clorita y/o carbonatos, que están, en su mayoría aplastadas. Presentan una cementación carbonatada muy importante. Estos

materiales se interpretan como depositados por corrientes densas (debris flows).

A techo aparece un pequeño paquete de unos 6 m de lavas de composición intermedia a básica, tamaño de grano muy fino a afanítico, con vesículas de pequeño tamaño, ahora rellenas de carbonatos y/o clorita. La matriz es cristalina y está formada por listones de plagioclasa y opacos con textura traquítica, donde se ven restos de un máfico de hábito prismático ahora totalmente alterado a productos arcillosos (piroxenos?). A techo de las lavas aparecen rocas piroclásticas de tamaño lapilli, con aumento de tamaño de grano de los fragmentos hacia techo. Al microscopio son poligénicas, con fragmentos líticos de rocas traquíticas, rocas muy vesiculadas (escorias basálticas con las vesículas aplastadas y rellenas de clorita y carbonatos), algunas porfídicas (listones de plagioclasa), cineritas y areniscas, así como fragmentos compuestos por pequeños cristales de cuarzo, moscovita, clorita y feldespato potásico en una matriz (cinerítica?) negra.

Por encima de estas lavas aparece un tramo detrítico de unos 9 m, con cineritas intercaladas. A techo estas cineritas presentan fragmentos redondeados de escorias de tamaños milimétricos, >3 mm hasta 1 cm. Estas cineritas son de color verdoso, afaníticas, con laminación paralela y cruzada. Al microscopio se ve que la laminación está marcada por niveles de mayor y menor tamaño de grano, pero igual composición. Presentan una mineralogía de cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa, moscovita, y fragmentos de escorias basálticas, opacos, así como esquirras de formas cuspidadas y otras de bordes musgosos, con un cemento de sericita y carbonatos. La moscovita se presenta en placas planas de gran tamaño en relación con los minerales de la matriz, lo que podría interpretarse como originado por decantación. El techo de este tramo podría interpretarse como un depósito de caída (toba de bloques y ceniza), aunque también podría ser un depósito de transporte en masa (debris flow).

Después de un tramo detrítico (16 m) de alternancias de areniscas de grano fino y lutitas aparece otro paquete de lavas de 22 m de espesor. Este tramo lávico está constituido por rocas porfídicas, con fenocristales de plagioclasas formando en muchos casos glomérulos, en una matriz constituida por feldespato potásico, cuarzo y opacos.

Formación Castellar (Odriozola *et al.*, 1983)

Se sitúa por encima del Miembro Vallehondo y presenta unos 32 m de espesor. En este punto no forma

ya el resalte típico de la Sierra del mismo nombre, y está constituida por areniscas de grano fino a medio, de color amarillo-anaranjado en superficie y ocre en corte fresco, con micas dispersas. En medio de este tramo hay una zona brechificada con fragmentos de areniscas, tobas y vidrios de composición riolítica y texturas esferulíticas.

Complejo volcanosedimentario

De muro a techo, está formado por los siguientes tramos (ver fig. 4).

I. Tobas, areniscas y arcosas volcanoclásticas

Pequeño nivel, de unos 25 m de tobas epiclásticas y areniscas volcánicas. Presentan laminaciones paralelas y cruzadas, en bancos centimétricos con granoselección positiva y estructuras flaser.

Al microscopio se observa que los niveles con laminación paralela, a muro del paquete, están marcados por alternancias de niveles de mayor tamaño de grano y composición claramente volcánica y niveles de tamaño de grano limolítico y composición más detrítica.

Los niveles tobáceos presentan fragmentos de rocas traquíticas, de rocas vítreas, de cineritas y cristales de plagioclasa, feldespato potásico, y cantidades menores de opacos, circón y turmalina, en una matriz escasa de moscovita y cuarzo.

Las arcosas y areniscas volcanoclásticas son rocas granosoportadas, bien clasificadas, con clastos subangulosos y una matriz escasa que forma una ligera película alrededor de los clastos.

II. Rocas Intermedias

Conjunto de unos 74 m, compuesto de muro a techo por varios niveles de coladas de lavas intermedias, de composición traquítica, y algunas ignimbritas de cristales y fragmentos, también traquíticas.

Dentro de las lavas pueden distinguirse rocas porfídicas y no porfídicas, de matriz vítrea o traquítica, vesiculadas o no.

Mesoscópicamente son rocas de grano fino o muy fino, con colores que varían de gris-verdosos a violáceos y ocre cuando están más alteradas. En las porfídicas se ven fenocristales de feldespato, de colores que varían de blancos, verdes a rosáceos. Las rocas vesiculares presentan unas vesículas de formas arriñonadas y ovaladas, a veces definiendo orientaciones preferentes, de tamaños desde 1 a 8 ó 9 mm.

Al microscopio, los fenocristales son plagioclasa cálcica de hábitos idiomórficos a subidiórficos, algunas con bordes corroídos por la matriz. Algunos presentan alteración importante (sericitización y carbonatación).

A veces también se ven restos de un máfico totalmente alterado, con aspecto afieltrado, hábitos hexagonales y cierto pleocroísmo marrón.

La mesostasis varía desde criptocristalina a microcristalina con textura traquítica. Las rocas de matriz criptocristalina están formadas por una masa de color amarillento con aspecto de desvitrificación de un vidrio. Suelen presentar gran cantidad de opacos, lo mismo que las lavas de textura traquítica.

Las rocas vesiculadas presentan las vesículas vacías o rellenas de sílice (sílice o ceolitas?), a veces con óxidos de hierro, en el centro o en los bordes de las amígdalas.

A veces se ven texturas que recuerdan a las texturas agpaíticas, con cristalización tardía de ferromagnesianos con aspecto plumoso.

Las ignimbritas presentan un aspecto mesoscópico de tobas soldadas con cristales de feldespato, fragmentos líticos y matriz normalmente afanítica, con colores violáceos a grisáceos, donde a veces se ven vacuolas y amígdalas.

Al microscopio presentan texturas fragmentales, soldadas, con fragmentos heterolíticos, desde redondeados a angulosos de rocas traquíticas porfídicas, rocas vítreas de composición fundamentalmente feldespato potásico, escorias basálticas de colores marrones (vidrios palagoníticos) y vesículas muy aplastadas, fragmentos pumíticos (vidrios de composición silícea), cristales y fragmentos de cristales de plagioclasa, cuarzo, opacos, esquirilas y apatito. La matriz ahora es una agregado sericítico, que podría ser un vidrio desvitrificado o una ceniza.

En ocasiones se ven cristales de plagioclasa potasificados a partir de los bordes e irregularidades de los cristales, en otras aparecen doblados. La potasificación ha sido anterior al proceso que dió lugar a la roca, lo mismo que el aplastamiento que se ve en algunos fragmentos. Posteriormente a la formación de la roca se produce una recristalización generalizada y por último fracturación.

Tanto las lavas como las ignimbritas presentan varios tipos de alteraciones: alteración hidrotermal, que rellena vesículas; alteraciones propilíticas con formación de epidota, clorita y opacos.

III. Rocas ácidas

Encima de este tramo de rocas intermedias, y con

contactos aparentemente normales se encuentra un nivel de rocas ácidas, intruidas por un pequeño domo de la misma composición y a techo un tramo de ignimbritas. En conjunto todo el paquete tiene un espesor de unos 60 m.

Las lavas ácidas mesoscópicamente tienen colores blancos, rosas y violáceos, son porfídicas, con o sin vacuolas, y matriz afanítica. Los fenocristales son milimétricos (de 1 a 5 ó 6 mm) idiomórficos a subidiomórficos. Microscópicamente son riolitas potásicas, porfídicas, con fenocristales de feldespato potásico, cuarzo y plagioclasa, con vacuolas o sin ellas y matriz holocristalina, hipocristalina.

Los fenocristales de feldespato potásico son idiomórficos a subidiomórficos y están alterados a sericita a partir de bordes e irregularidades normales a los bordes del cristal, pudiendo tratarse de plagioclasas, tipo albita, potasificadas. En algunas muestras se ven pertitas. Los fenocristales de plagioclasa son subidiomórficos y están alterados a sericita. A veces se distinguen maclas de Albita y Albita-Carlsbad, estas últimas poco frecuentes. Puede presentarse formando glomérulos. Los fenocristales de cuarzo presentan hábitos subidiomórficos con abundantes golfos de corrosión. Son frecuentes los intercrecimientos gráficos del cuarzo con feldespato potásico. También se ve un máfico, ahora totalmente alterado a opacos de color negro, epidota, opacos de color marrónáceo y sílice.

La matriz suele estar formada por feldespato potásico y cuarzo, con aspecto vítreo, donde también se ven opacos. Las rocas vacuolares a veces las presentan vacías o rellenas de un borde de sílice que se dispone de forma perpendicular a las paredes de la cavidad.

Las rocas del domo intrusivo en las lavas presentan la misma composición, siendo más frecuentes los intercrecimientos gráficos entre el feldespato potásico y el cuarzo y las mirmequitas. Mesoscópicamente presentan unos agregados de color verde oscuro, que al microscopio están formados por un agregado de calcita, sericita y opacos. Los contactos con las lavas son por fallas. Tienen colores rosas y violáceos.

Sobre las riolitas del domo intrusivo se encuentran ignimbritas o flujos piroclásticos, con características de rocas soldadas, en bancos decimétricos, con una marcada fluidaridad, algunas con vacuolas y otras no. Algunos bancos son rocas afaníticas y en otros se distinguen sobre una matriz afanítica pequeños cristales o fragmentos sobre los que se adapta la laminación. Colores blancos y violáceos. Tienen un espesor de unos 23 m.

Al microscopio presentan texturas eutaxíticas y fluidales. La fluidaridad está marcada por niveles de

mayor y menor cristalinidad. Los niveles más cristalinos presentan una textura que recuerda la textura "en diente de perro" o texturas "en empalizada" con los minerales de cuarzo en una disposición perpendicular a la dirección de flujo. Los niveles de menor cristalinidad están formados por feldespato potásico y cuarzo con texturas esferulíticas, probablemente de desvitrificación de vidrios. Los fragmentos que se ven en muestra de mano son cristales y fragmentos de cristales de cuarzo, feldespato potásico y también algún lítico denso de rocas traquíticas microporfídicas. También se ven fragmentos vítreos con formas de flamas estirados ("fiamme") y totalmente alterados a sericita, con disposición eutaxítica. En algunas muestras se ven cuarzos estallados.

Dentro de esta unidad hay intercalados otros niveles de rocas piroclásticas soldadas, afaníticas, de color violáceo, con aspecto de chert en muestra de mano. Al microscopio son rocas fragmentales, soldadas y están formadas casi exclusivamente por esquirlas vítreas, fragmentos de pómez y algún cristal de plagioclasa. Las esquirlas presentan formas cuspidas, alargadas, en Y, típicas de fragmentos de paredes de burbujas.

Todas las rocas de esta unidad han sufrido procesos de recristalización posterior que enmascaran las texturas originales.

IV. Detríticos y tobas con pequeñas intercalaciones de rocas volcánicas ácidas, básicas e intermedias

Este nivel presenta pizarras y areniscas de grano fino con pequeñas intercalaciones de rocas volcánicas ácidas (lavas, tobas y cineritas), básicas (tobas) e intermedias (lavas traquíticas) con contactos peperíticos con las cineritas inferiores. Potencia media de 145 m. El límite paleontológico entre el Cámbrico inferior y el medio se ubica a unos 87 m de la base de este tramo (Liñán *et al.*, 1995).

Los materiales detríticos son limolitas con pequeñas intercalaciones de areniscas de grano fino, que se hacen más abundantes hacia techo del tramo. Presentan laminaciones paralelas, bioturbaciones, alguna estructura de corriente, tipo flute cast y gradaciones positivas de tamaño de grano. En muestra de mano se ve que tienen bastante feldespato, posiblemente de origen volcánico. También en la parte superior es donde aparecen intercalados algunos niveles de rocas volcánicas de pequeño espesor (4 ó 5 m) pero gran variedad litológica. De muro a techo del tramo: ignimbritas, cineritas, lavas intermedias, tobas, cineritas, tobas, limolitas, rocas piroclásticas de composición básica y grauvacas volcanoclásticas.

Las primeras ignimbritas son rocas soldadas, con vacuolas desde menores de 1 mm a 3-4 mm, vacías o rellenas de óxidos de hierro, matriz afanítica y colores ocres. Al microscopio se ven cristales de cuarzo, plagioclasa y fragmentos vítreos en una matriz esferulítica formada por una pasta de plagioclasa y cuarzo, donde son abundantes los opacos idiomórficos de hábitos hexagonales y cuadráticos. Los cristales de cuarzo presentan bordes recrystalizados y algunos están estallados.

Las cineritas tienen colores gris-verdoso y tamaño de grano muy fino. Al microscopio presentan una matriz compuesta de minerales arcillosos y cuarzo con cantidades menores de feldespato potásico, plagioclasa, circón y turmalina. De forma dispersa se encuentran megacristales de cuarzo, idiomórficos a subidiomórficos, algunos con bordes corroídos. También hay fragmentos líticos y pumíticos. Los fragmentos líticos tienen formas subangulosas, y son rocas de aspecto vítreo constituidas por feldespato potásico y algo de cuarzo y opacos y, los fragmentos pumíticos son rocas formadas casi exclusivamente por una mineralización de óxidos de hierro, con formas redondeadas a subangulosas. Estas facies cineríticas podrían interpretarse como la parte no soldada de las ignimbritas, en la "cola" de la nube ardiente.

Las lavas presentan contactos peperíticos con las cineritas inferiores, viéndose inyecciones de cineritas dentro de las lavas. Al microscopio estas lavas presentan texturas porfídicas, vacuolares y matriz traquítica. Los fenocristales son plagioclasas idiomórficas totalmente sericitizadas. Las vacuolas están rellenas de ceolitas y/o sílice, encontrándose algunas también con sericita. En la matriz son abundantes los opacos de pequeño tamaño.

V. Pizarras

Paquete bastante potente (530 m), que lateralmente se acuña. Son rocas de color verde-grisáceo, compuestas de pizarras y areniscas de grano fino, más arenosas a muro del paquete y bastante monótonas. Presentan restos fósiles de Trilobites del Cámbrico Medio (Gil Cid, 1973; Liñán *et al.*, 1993, entre otros), braquiópodos del Cámbrico Medio (Gil Cid & Melou, 1988 en: Liñán *et al.*, 1995) y asociaciones de acritarcos del Cámbrico Medio y Superior (Liñán *et al.*, op.cit.).

VI. Rocas básicas

Este tramo es también bastante potente (500 m) y está compuesto por rocas volcánicas básicas de com-

posición espilitica, que constituyen el techo de la serie actualmente expuesta en la Unidad de Alconera.

En muestra de mano son rocas verdes, y por lo general dan resalte en el campo. Se presentan como coladas de lavas, tobas y brechas hialoclásticas y cineritas. Esta banda de rocas verdes tiene bastante continuidad lateral, y en ella se ve con carácter general una secuencia de muro a techo que comenzaría con una pequeña colada de lavas, seguida de un potente tramo de tobas y brechas hialoclásticas, que lateralmente presentan cambios a depósitos de oleadas (surges), otra pequeña colada de lavas, hialoclastitas y una colada de lavas, que en algún punto está almohadillada.

En el corte realizado se ve a muro de estas rocas básicas una pequeña brecha poligénica, de un espesor muy pequeño (apenas 3 m) que lateralmente pasa a una pequeña zona de jaspes rojos. En ella se distinguen fragmentos angulosos a redondeados, que varían desde milimétricos a 10 cm, de rocas volcánicas, fragmentos de calizas y jaspes y una cementación carbonatada muy importante. Al microscopio se ven fragmentos de rocas traquíticas, con texturas intersetales a hialopiliticas y matriz palagonítica; fragmentos de escorias basálticas de pequeño tamaño, con muchas vesículas y fragmentos de ellas; fragmentos de calizas, compuestos por calcita micrítica con algún cristal de esparita y opacos. Se distinguen dos cementaciones, una primera de hierro con texturas botroidales y fibroso-radiada alrededor de los clastos volcánicos y rellenando cavidades y, otra posterior carbonatada, de calcita esparítica, más masiva.

Las coladas, en ocasiones forman pillows y otras veces son masivas, sin ninguna estructura aparente. Cuando se forman pillows las rocas son de grano muy fino a afanítico, muy vesiculares, con las vesículas de pequeño tamaño y dispuestas de forma concéntrica a la parte externa de la estructura, con grietas radiales y oblicuas. Estas lavas al microscopio tienen texturas traquíticas, porfídicas y amigdalares, pudiendo observarse que las rocas de la parte externa de las pillows son más vítreas que las de la parte interna que son más cristalinas.

Los fenocristales son plagioclasas, idiomórficas en una matriz traquítica, en la que son abundantes los opacos de pequeño tamaño y hábito cuadrático. También quedan restos de un máfico, de relieve moderado y hábito prismático, ahora totalmente alterado a óxidos e hidróxidos de hierro, que podría ser un piroxeno. Las vesículas están rellenas dando amígdalas, viéndose varias generaciones de las mismas, donde parece que las de mayor tamaño son posteriores y engloban a las más pequeñas. La secuencia de relleno de las amígdalas es: clorita, sili-

de fibroso-radiada (calcedonia) y carbonatos, aunque no siempre se ven todos estos minerales en una misma vesícula.

Las rocas masivas son generalmente porfídicas, aunque algunas únicamente presentan microfenocristales aislados sólo ligeramente mayores que los de la pasta. Pueden presentar vesículas o no y la matriz puede ser hipocristalina a hialopilitica.

Los fenocristales son plagioclasas y algún máfico, normalmente alterado. Los fenocristales de plagioclasas se presentan con hábitos idiomórficos a subidiomórficos, a veces con bordes corroídos por la matriz, con maclas de Albita, Carlsbad y en ocasiones se ven zonadas. Pueden llegar a alcanzar grandes tamaños (de hasta 1 cm). Cuando se han podido medir tienen contenidos de 35-65% An (andesina). Los máficos no son muy abundantes. Se ven restos de un mineral de gran relieve, con hábitos prismáticos y romboidales, que pudiera tratarse de olivino. En otras muestras se ve algo que recuerda a la antigorita, transformada en un agregado de clorita, carbonatos y ceolitas con texturas vermiculares. Así mismo, se ven restos de otro máfico con hábitos prismáticos y relieve alto que podría ser piroxeno.

La matriz puede ser intersertal a hialopilitica, de colores oscuros (marrones normalmente), pudiendo tratarse de vidrios palagoníticos, en los que se ven pequeños listones de plagioclasa y opacos. Cuando han podido medirse las plagioclasas de la matriz presentan unos contenidos de 28-38% An (oligoclasa a andesina).

Las vesículas pueden variar desde tamaños menores de 1 mm a rocas con grandes vesículas de formas arriñonadas o redondeadas, pudiendo estar vacías o rellenas. El relleno de las vesículas es variado, presentando zonados, texturas botroidales o rellenos de minerales microcristalinos. Se ven secuencias con un borde de opacos de colores rojizos (óxidos de hierro) y carbonatos y el centro relleno de carbonatos en grandes cristales (probablemente calcita). Otras veces son clorita, opacos y carbonatos, otras están rellenas de óxidos e hidróxidos de hierro con texturas botroidales, otras son ceolitas y clorita y otras cloritas con texturas fibroso-radiadas.

Las tobas básicas tienen tamaños de ceniza, lapilli y mayores (brechas y bombas). Las tobas de tamaños de lapilli y las brechas son las más abundantes y se presentan como tobas y brechas hialoclasticas, en bancos decimétricos (de 20 a 50 cm) pudiendo llegar hasta 1m. Presentan una alteración en "cascara de cebolla" que le confiere un aspecto de "bombas". Las rocas suelen tener color verde y en muestra de mano se distinguen fragmentos de rocas que varían entre rocas vesiculadas y no vesiculadas y cristales de fel-

despatos. Los fragmentos son angulosos a redondeados, de colores grisáceos a violáceos, con tamaños que pueden oscilar entre milimétricos a 5-6 cm.

Al microscopio son rocas fragmentales, soldadas, con fragmentos de rocas volcánicas, cristales y fragmentos de cristales y son clasto-soportadas. Los fragmentos tienen bordes angulosos y redondeados y se diferencian fragmentos de escorias basálticas y algún lítico. Los fragmentos de escorias basálticas presentan mayor o menor grado de vesiculación, algunas veces tienen cristales de plagioclasa y la matriz suele ser marrón o negra (vidrios palagoníticos), con texturas hialopiliticas, donde se distinguen pequeñas pajuelas de plagioclasa. Las vesículas varían en tamaño y forma pudiendo ser desde menores de 1 mm a algunos mm y desde redondeadas a tener formas arriñonadas. A veces se ve que estas vesículas son redondeadas y están definiendo una orientación preferente que se interpreta como flujo magmático. Los líticos densos, menos abundantes, son rocas traquíticas, a veces porfídicas. Los cristales son plagioclasas y se ven, tanto en la matriz como en los fragmentos. Son idiomórficos a subidiomórficos, algunos con bordes corroídos, otros con bordes deflecados y otros rotos.

La matriz suele ser escasa, aunque algunas veces no se distingue entre matriz y fragmentos. Lo que si es abundante es una cementación carbonatada y es frecuente la presencia de óxidos de hierro.

Las cineritas también se presentan en bancos, a veces con "bombas" de la misma composición. Pueden presentar gradaciones positivas en tamaño y cantidad de fragmentos, así como laminaciones paralelas y cruzadas de bajo ángulo. Todas estas estructuras se interpretan como producidas por mecanismos de oleadas piroclásticas ("surges"), aunque también podrían corresponder a rocas retrabajadas (epiclastitas). Si consideramos que son depósitos de oleadas estaríamos hablando de procesos explosivos alejados de las fuentes que están produciendo las hialoclastitas.

Al microscopio son rocas matriz-soportadas, estando ésta formada por una sustancia marrón con clorita y pequeñas esquiras de cuarzo y plagioclasa, así como pequeños cristales de moscovita, fragmentos de rocas vesiculadas (escorias basálticas) y esquiras en forma de Y, formas cuspidadas y otras de bordes musgosos, que se interpretan como fragmentos de paredes de burbujas.

Conclusiones

La serie volcánica Cámbrica de la Unidad de Alconera

está intercalada entre sedimentos marinos de plataforma somera.

El volcanismo ácido e intermedio representado en el muro del Complejo volcanosedimentario tiene carácter alcalino y características de un volcanismo subaéreo (ignimbritas) a submarino de aguas poco profundas (coladas de lavas). Está acompañado de fenómenos explosivos que dan lugar a rocas piroclásticas (ignimbritas, brechas y tobas).

Si encontramos ignimbritas y coladas de lava intercaladas tendremos que pensar en dos ambientes eruptivos diferentes: uno subaéreo (más distal) que daría lugar a nubes ardientes que formarían las ignimbritas, y otro submarino (proximal) que ha producido la colada, en forma de domo efusivo. Las nubes, generadas en sectores emergidos podrían introducirse después en el agua generándose brechas hialoclasticas, palagonitización y pillows en la base, seguidas de lavas masivas y lavas de características subaéreas a techo (Cas y Wright, 1988).

Parece corresponder a un vulcanismo fisural a lo largo de las cuales aparecen pequeños domos de composición ácida (riolitas potásicas) a intermedia (traquitas a traquiandesitas basálticas), como en la Ladera de El Castellar, Cerro de Pedro Toro, Cerro de Los Castillejos, Sierra Bejera, y Rivera del Guadajira.

El vulcanismo básico tiene características de vulcanismo submarino de aguas poco profundas: basaltos con estructuras almohadilladas, andesitas y basaltos poco o muy porfídicos, sin vacuolas a muy vesiculados, hialoclastitas y brechas hialoclasticas de enfriamiento rápido. También hay fenómenos explosivos, producidos, probablemente por explosiones freatomagmáticas que forman brechas y tobas espilíticas de grano fino a medio, con estructuras tractivas que se interpretan como depósitos de oleadas submarinas ("surges").

Agradecimientos

Este trabajo ha sido parcialmente financiado por FEDER-CICYT (1FD97-1177).

Referencias

Apalategui Isasa, O., Babiano González, F., Coullaut Saenz de Sicilia, J.L., Fernández Carrasco, J., Ruiz López, J.L., Soler Sampere, M., Quesada Ochoa, C. 1984. *Mapa Geológico de España, E. 1:50.000*, Madrid, Ministerio de Industria, Servicio de Publicaciones, 2ª Serie. Primera Edición (MAGNA); Hoja nº 896: Higuera la Real. I.G.M.E.

Apalategui Isasa, O., Borrero Dominguez, J., Delgado

Quesada, M., Roldán García, F.J., Eguiluz, L., Cueto, L.A., Quesada Ochoa, C. 1985. *Mapa Geológico de España, E. 1:50.000*. Madrid, Ministerio de Industria, Servicio de Publicaciones, 2ª Serie. Primera Edición (MAGNA); Hoja nº 899: Guadalcanal. I.G.M.E.

Apalategui Isasa, O., Borrero Dominguez, J., Delgado Quesada, M., Roldán García, F.J., Eguiluz, L., Cueto, L.A. y Quesada Ochoa, C. 1986. *Mapa Geológico de España, E. 1:50.000*. Madrid, Ministerio de Industria, Servicio de Publicaciones, 2ª Serie. Primera Edición (MAGNA); Hoja nº 878: Azuaga. I.G.M.E.

Apalategui Isasa, O., Contreras, F., Eguiluz, L. y Quesada Ochoa, C. 1990. *Mapa Geológico de España, E. 1:50.000*. Madrid, Ministerio de Industria, Servicio de Publicaciones, 2ª Serie. Primera Edición (MAGNA); Hoja nº 918: Santa Olalla de Cala. I.T.G.E.

Apalategui Isasa, O., Contreras, F., Matas Gonzalez, J., Carvajal Menéndez, A., Gabaldón, V. y Fernández Gianotti, J. (in litt). *Mapa Geológico de España, E. 1:50.000*, nº 898: Puebla del Maestre. I.G.M.E.

Apalategui Isasa, O., Garrote, A., Higuera Higuera, P., Odriozola Fernández, J.M., Peón Peláez, A., Quesada Ochoa, C. y Cueto, L.A. 1983 a. *Mapa Geológico de España, E. 1:50.000*. Madrid, Ministerio de Industria, Servicio de Publicaciones, 2ª Serie. Primera Edición (MAGNA); Hoja nº 877: Llerena.

Apalategui Isasa, O., Higuera Higuera, P. y Quesada Ochoa, C. 1983 b. *Mapa Geológico de España, E. 1:50.000*. Madrid, Ministerio de Industria, Servicio de Publicaciones, 2ª Serie. Primera Edición (MAGNA); Hoja nº 855: Usagre. I.G.M.E.

Arriola, A., Chacón, J., Eraso, A., Eguiluz, L., Garrote, A., Sánchez Carretero, R., Vargas, I., Quesada Ochoa, C. y Cueto, L.A. 1983. *Mapa Geológico de España, E. 1:50.000*. Madrid, Ministerio de Industria, Servicio de Publicaciones, 2ª Serie. Primera Edición (MAGNA); Hoja nº 829: Villafranca de los Barros. I.G.M.E.

Bard, J.P. 1969. *Le métamorphisme régional progressif des Sierras d'Aracena, sa place dans le segment Hercynien Sud-Ibérique*. Thèse Univ. Montpellier.

Cas, R.A.F. and Wright, J.V. 1984. *Volcanic successions: Modern and ancient. A geological approach processes, products and successions*. George Allen and Unwin, Ltd., 472.

Dupont, R. 1979. *Cadre géologique et metallogenese des gisements de fer du Sud de la province de Badajoz (Sierra Morena occidentale - Espagne)*. Thèse Inst. Nat. Polytechnique de Lorraine. 371 pp.

Dupont, R. et Vegas, R. 1978. Le Cambrien inférieur du sud de la Province de Badajoz (Sud-ouest d'Espagne). Distribution des séries sédimentaires et volcaniques associés. C. R. Acad. Sc. Paris, t. 286.

Fernández Carrasco, J., Coullaut Saenz de Sicilia, J.L., Aguilar Tomás, M.J. y Quesada Ochoa, C. 1981. *Mapa Geológico de España, E. 1:50.000*. Madrid, Ministerio de Industria, Servicio de Publicaciones, 2ª Serie. Primera Edición (MAGNA); Hoja nº 875: Jerez de los Caballeros. I.G.M.E.

- Fernández Carrasco, J., Coullaut Saenz de Sicilia, J.L., Eguiluz, L., Garrote, A., Quesada Ochoa, C. y Cueto, L.A. 1983. *Mapa Geológico de España, E. 1:50.000*. Madrid, Ministerio de Industria, Servicio de Publicaciones, 2ª Serie. Primera Edición (MAGNA); Hoja nº 897: Monesterio. I.G.M.E.
- Fernández Ruiz, J., Larrea Bilbao, F.J., Cueto, L.A., Quesada Ochoa, C., Florido Laraña, P., Roldán García, F.J., Apalategui Isasa, O. 1994. *Mapa Geológico de España, E. 1:50.000*. Madrid, Ministerio de Industria, Servicio de Publicaciones, 2ª Serie. 1ª edición 1994 (MAGNA); Hoja nº 895: Encinasola. I.T.G.E.
- Gonçalves, F. 1971. Subsídios para o conhecimento geológico do Nordeste Alentajano. *Memoire Services Géologiques du Portugal*, nova serie, 18, 1-62.
- Garrote, A., Arriola, A., Eguiluz, L., Sánchez Carretero, R., Quesada Ochoa, C. y Cueto, L.A. 1983. *Mapa Geológico de España, E. 1:50.000*. Madrid, Ministerio de Industria, Servicio de Publicaciones, 2ª Serie. Primera Edición (MAGNA); Hoja nº 876: Fuente de Cantos. I.G.M.E.
- Jerez Mir, F. y García Monzón, G. 1974. *Mapa Geológico de España, E. 1:50.000*. Madrid, Ministerio de Industria, Servicio de Publicaciones, 2ª Serie. Primera Edición (MAGNA); Hoja nº 919: Almaden de la Plata. I.G.M.E.
- Jorquera, A., Apalategui Isasa, O., Villalobos, M., Eguiluz, L., Quesada Ochoa, C. y Cueto, L.A. 1988 a. *Mapa Geológico de España, E. 1:50.000*. Madrid, Ministerio de Industria, Servicio de Publicaciones, 2ª Serie. Primera Edición (MAGNA); Hoja nº 801: Olivenza. I.G.M.E.
- Jorquera, A., Apalategui Isasa, O., Villalobos, M., Quesada Ochoa, C. y Cueto, L.A. 1988 b. *Mapa Geológico de España, E. 1:50.000*. Madrid, Ministerio de Industria, Servicio de Publicaciones, 2ª Serie. Primera Edición (MAGNA); Hoja nº 800: Villarreal. I.G.M.E.
- Jorquera, A., Delgado Pastor, J., Apalategui Isasa, O. y Quesada Ochoa, C. 1990. *Mapa Geológico de España, E. 1:50.000*. Madrid, Ministerio de Industria, Servicio de Publicaciones, 2ª Serie. Primera Edición (MAGNA); Hoja nº 874: Oliva de la Frontera. I.T.G.E.
- Liñán, E. 1984. Introducción al problema de la paleogeografía del Cámbrico en Ossa-Morena. *Cuadernos do Laboratorio Xeoloxico de Laxe*, 8, 283-314.
- Liñán, E., Gámez-Vintaned, J.A., Palacios, T., Alvaro, J., Gozalo, R., Mayoral, E., Moreno Eiris, E., Perejón, A., Quesada Ochoa, C., Sánchez García, T. 1995. *The Cambrian of the Alconera Unit*. Pre-Conference Field Guide, XIII Reunión Geológica del Oeste Peninsular / IGCP 319-320, 1-10.
- Liñán, E., Gonçalves, F., Gámez-Vintaned, J.A., Gozalo, R. 1996. Evolución paleogeográfica del Cámbrico de la Zona de Ossa-Morena basada en el registro fósil. En: *Estudos sobre a geologia da Zona de Ossa Morena (Maciço Ibérico)*. Livro de homenagem ao Prof. Francisco Gonçalves, Evora, 1-26.
- Liñán, E., Palacios, T., Villafaina, M., Gozalo, R., Alvaro, J. 1993. Middle Cambrian Acritarchs in the levels with Solenopleuropsis and Sao (Trilobita) from Zafra (Badajoz province, Spain). Biostratigraphical consequences. *Terra nova Abstract*, 6. 3-4.
- Liñán, E. y Perejón, A. 1981. El Cámbrico inferior de la Unidad de Alconera, Badajoz (SW de España). *Boletín de la Real Sociedad Española de Historia Natural*, 79, 125-148.
- Liñán, E., Quesada Ochoa, C. 1990. Rift Phase (Cambrian). In: Dallmeyer, R.D. & Martínez García, E. (Eds.), *Pre-Mesozoic Geology of Iberia*. Springer-Verlag, 259-266.
- Mata, J. y Munhá, J. 1990. Magmatogénese de metavulcanitos Câmbricos do Nordeste Alentejano: os estadios iniciais de "Rifting" Continental. *Comunicações dos Serviços Geológicos de Portugal*. Serviços Geológicos de Portugal, Lisboa. 76. 61-89.
- Muelas Peña, A. y Hernández Enrile, J.L. 1976. *Mapa Geológico de España, E. 1:50.000*. Madrid, Ministerio de Industria, Servicio de Publicaciones, 2ª Serie. Primera Edición (MAGNA); Hoja nº 827: Alconchel. I.G.M.E.
- Muelas Peña, A. y Hernández Enrile, J.L. 1975. *Mapa Geológico de España, E. 1:50.000*. Madrid, Ministerio de Industria, Servicio de Publicaciones, 2ª Serie. Primera Edición (MAGNA); Hoja nº 826: Cheles. I.G.M.E.
- Muelas Peña, A., Soubrier González, J. y Hernández Enrile, J.L. 1977. *Mapa Geológico de España, E. 1:50.000*. Madrid, Ministerio de Industria, Servicio de Publicaciones, (MAGNA); Hoja nº 828: Barcarrota. I.G.M.E.
- Muelas Peña, A., Soubrier González, J. y Hernández Enrile, J.L. 1977. *Mapa Geológico de España, E. 1:50.000*. Madrid, Ministerio de Industria, Servicio de Publicaciones, 2ª Serie. Primera Edición (MAGNA); Hoja nº 853: Burguillos del Cerro. I.G.M.E.
- Odrizola Fernández, J.M., Peón Peláez, A., Vargas Alonso, I., Quesada Ochoa, C. y Cueto, L.A. 1983. *Mapa Geológico de España, E. 1:50.000*. Madrid, Ministerio de Industria, Servicio de Publicaciones, 2ª Serie. Primera Edición (MAGNA); Hoja nº 854: ZAFRA. I.G.M.E.
- Oliveira, J.T., Oliveira, V., Piçarra, J.M. 1991. Traços gerais da evolução tectono-estratigráfica da Zona de Ossa-Morena, em Portugal: síntese crítica do estado actual dos conhecimentos. *Comunicações dos Serviços Geológicos de Portugal*. Serviços Geológicos de Portugal, Lisboa. 77. 3-26
- Oliveira, V. 1984. Contribuição para o conhecimento geológico-mineiro da região de Alandroal-Juromenha (Alto Alentejo). *Estudos, Notas e Trabalhos do Serviço do Fomento Mineiro*, XXVI, fasc. 1-4, 103-126.
- Palacios, T. 1993. Acritarchs from the Volcanosedimentary Group Playon beds. Lower-Upper Cambrian, Sierra Morena, Southern Spain. *Terra Nova Abstract*, 6, 3.
- Palacios, T. y Delgado Iglesias, D. 1999. Acritarchs assemblages at the Lower-Middle Cambrian boundary in the Iberian Peninsula and their utility in global correlations. *Journal of Conference Abstracts*, 4, Nº 3, 1017.
- Perejón, A. y Moreno-Eiris, E. 1992. El Paleozoico Inferior de la Zona de Ossa Morena. En: J.C. Gutiérrez Marco, J. Saavedra e I. Rábano (Eds.) *Paleozoico Inferior de Ibero-América*. Ed.Univ. Extremadura, 557-565.
- Quesada Ochoa, C. 1992. Evolución tectónica del Macizo Ibérico (Una historia de crecimiento por acreencia sucesiva de terrenos el Proterozoico superior y el

Sánchez García, T. 2001. Volcanismo cámbrico en la unidad de Alconera (sector de Zafra... *Boletín Geológico y Minero*, 112 (3): 89-102

Paleozoico). En: J.C. Gutiérrez Marco, J. Saavedra e I. Rábano (Eds.) *Paleozoico Inferior de Ibero-América*. Ed.Univ. Extremadura.173-190.

Edición (MAGNA); Hoja nº 852: Villanueva del Fresno. I.G.M.E.

Vegas Martínez, R. y Robledo Ranea, J.L. 1975 b. *Mapa Geológico de España, E. 1:50.000*. Madrid, Ministerio de Industria, Servicio de Publicaciones, 2ª Serie. Primera

Recibido: Junio 2001
Aceptado: Agosto 2001