

|                            |        |               |             |
|----------------------------|--------|---------------|-------------|
| Cuadernos Geología Ibérica | Vol. 7 | Págs. 655-665 | Madrid 1981 |
|----------------------------|--------|---------------|-------------|

MORFOESTRUCTURA Y SEDIMENTACION  
 Terciarias en el Valle de Ambles  
 (Sistema Central Español)

POR

G. GARZÓN HEYDT \*, A. G. UBANELL \* y F. ROSALES \*

RESUMEN

Se analizan los depósitos terciarios del valle de Ambles, diferenciándose, claramente, dos ciclos sedimentarios. El primero de composición, predominantemente, silíceo y el segundo de carácter arcóscico, dentro del cual se distinguen a su vez varias subfacies. Sus edades comprenden desde el Paleoceno al Mioceno, ambos inclusive.

La prospección gravimétrica pone de manifiesto la existencia de dos subcuencas, separadas por un umbral central, cuyas directrices fundamentales vienen señaladas por las fallas NNE y ESE. La mayor potencia sedimentaria, del orden de los 1.000 m, se alcanza en la subcuenca este.

La estructura de esta depresión está condicionada por la misma dinámica de bloques que se manifiesta, en superficie, en las zonas limítrofes.

ABSTRACT

On the tertiary detrital deposits sedimentary cycles are described. Their age is Paleocene to Miocene. Gravimetric prospecting points out.

The structure of the basin consisting of two main depressed areas divided by a threshold. These blocks are limited by faults striking NNE and ESE. Sediments reach a depth of 1.000 m in the East sub-basin.

\* Departamento de Geomorfología y Geotectónica. Facultad de Ciencias Geológicas. Universidad Complutense.

The basin morphostructure shows the same dynamics of block faulting as the surrounding areas.

## INTRODUCCION

La cuenca intramontana del valle de Amblés, situada sobre el Sistema Central Español en la parte norte del mismo y dentro de la provincia de Avila, constituye una depresión recubierta de sedimentos terciarios que hasta la fecha ha sido muy escasamente estudiada (Fig. 1).

Quizá una de las causas que ha contribuido a este desconocimiento sea la aparente monotonía de sus materiales, así como la ausencia de buenos cortes que llamen la atención del estudioso. Sin embargo, encierra una variada historia geológica y una acumulación de sedimentos importantes que, como veremos más adelante, alcanza, en algunos lugares, los 1.000 m de potencia.

Por ello, se ha realizado, sobre este área, una investigación, fundamentalmente de tipo morfoestructural y de prospección geofísica, completándose con datos paleontológicos y estratigráficos. Estos últimos se han obtenido en afloramientos de campo y en los sondeos mecánicos realizados con distintas finalidades.

## ANTECEDENTES

Los trabajos sobre la geología del valle de Amblés son muy escasos, agrupándose en dos series claramente diferenciadas. Por un lado, los

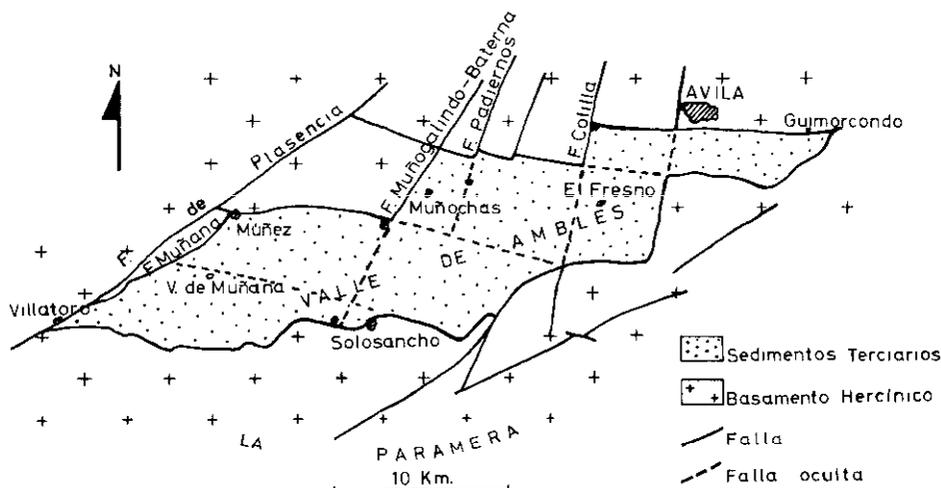


FIGURA 1

estudios de tipo amplio y descriptivo, que comprenden desde la primera publicación sobre el tema en 1852 hasta la década de 1970, y, por otro lado, los estudios de tipo concreto que empiezan a realizarse desde 1970 a la actualidad.

Así, la primera cita se remonta a LUJAN (1852), que da como materiales diluviales los depósitos detríticos del valle de Amblés. MARTIN DONAYRE (1879) los asocia como diluviales miocenos. ROYO Y GOMEZ (1929) les asigna una edad neogena y cuaternaria, mientras que RUBIO *et al.* (1935) añaden además la edad oligocena, clasificación con la que han seguido figurando en las distintas ediciones del mapa geológico nacional 1 : 1.000.000 hasta hoy día. También BIROT y SOLE (1954) plantean el problema de la edad de estos materiales, destacando su poco parecido con las facies marginales del Mioceno. Por otra parte, ARRIBAS y JIMENEZ (1972), en el mapa síntesis de cartografía geológica 1 : 200.000, los consideran neógenos.

En contraste con este tipo de trabajos, empiezan a desarrollarse temas concretos entre los que merece citarse a GARZON (1972), quien pone de manifiesto el carácter quebrado de los bordes del «valle», condicionado por fracturas (fundamentalmente NNE). «Carácter» que queda completado por UBANELL (1977). ARENILLAS (1976) se ocupa de dos afloramientos en las inmediaciones de Avila, que fueron explotados como materiales de construcción, a los cuales asigna un origen sedimentario de probable edad paleógena. Posteriormente, UBANELL *et al.* (1978) analizan los procesos de hidrotermalismo que afectan tanto a las rocas graníticas como a los sedimentos paleógenos en el borde norte del valle de Amblés. La datación efectuada por GARZON y LOPEZ MARTINEZ (1978) en los sedimentos situados en la zona NE del mismo ha puesto de manifiesto una edad de Oligoceno Medio. Por otra parte, MARFIL *et al.* (1980) hacen un minucioso estudio de la fracción arcillosa de las rocas sometidas a la acción hidrotermal anteriormente aludida. Finalmente, GARZON (1980) y UBANELL (1980) destacan los aspectos morfológicos y tectónicos, respectivamente, del valle de Amblés.

## MORFOESTRUCTURA

El basamento, sobre el que se sitúan los sedimentos del valle de Amblés, está constituido por el conjunto granítico-metamórfico del macizo hespérico, fuertemente erosionado, que aquí pone al descubierto rocas de facies profundas fundamentalmente de tipo granítico. Así, la unidad del «Amblés» esta rodeado de granodioritas tardías, algunos granitos de dos micas y dos pequeños afloramientos metamórficos en su extremo oriental y en la zona SE, en sierra Yemas.

Dentro del conjunto granítico, es de destacar la importancia que adquieren los sistemas de diques tales como los de pórfido que, con dirección aproximada E-W, se sitúan al N y al S del Amblés; los de cuarzo, con dirección NNE; los de diabasas y tendencia sienítica, de dirección norteada, y, finalmente, el gran dique de Alentejo-Plasencia, que limita al valle de Amblés en su parte occidental.

Toda esta litología, de edad hercínica y tardihercínica, sufrió un intenso proceso de cratonización al finalizar la orogenia hercínica que produce la rigidificación del conjunto. De esta forma, al iniciarse la formación del valle de Amblés, en los tiempos terciarios, no puede producirse una dinámica de plegamiento, sino que se origina una dinámica de bloques, limitados por fracturas, que da lugar a una tectónica de horst-grabens.

Dentro de esta tectónica de horst-graben, el valle de Amblés es, a grandes rasgos, un graben rodeado de dos horst: el de Avila al norte y el de La Paramera al sur, los cuales pueden subdividirse a su vez en unidades menores.

Efectivamente, como ya se ha señalado (UBANELL, 1980), el horst de Avila, integrado por una amplia superficie de 1.100 m de altitud media y ligeramente basculada hacia el N, se resuelve hacia el W en una serie de teclas de piano, desarrolladas a favor de fracturas NNE, que dan lugar a pequeños horst elevados unos respecto a otros, el más alto de los cuales linda con la falla de Plasencia y su altura media es de 1.500 m. Por el S, el horst de La Paramera también se resuelve en otros pequeños horst, de tal forma que de E a W pasa de 1.500-1.700 m de altura a 2.160 m en el horst del Zapatero, para después bajar a 1.800 m. Más hacia el W, separado de éste por la dovela hundida del puerto de Menga, aparece el bloque más elevado de todos, el de La Serrota, cuya altura máxima es de 2.300 m.

Ante esta dinámica se planteó el problema de que lógicamente el valle de Amblés debía estar formado por varios bloques situados a distintos niveles. Por ello se realizó el estudio geofísico que permitiese conocer la topografía del techo del basamento. Gracias al cual, como veremos más adelante, se han identificado cuatro bloques.

## PROSPECCION GEOFISICA

En esta línea de investigar el techo del basamento y al mismo tiempo comprobar la posible influencia, sobre la distribución de los sedimentos del valle de Amblés, de las principales fracturas presentes en el macizo, se ha realizado una prospección gravimétrica. Se ha elegido este método por considerarle el más adecuado, económico y resolutivo,

dado el apreciable contraste de densidad existente entre el zócalo granítico y el relleno detrítico.

La toma de datos consistió en 81 estaciones homogéneamente distribuidas utilizando la extensa red de carreteras y caminos existentes, con una separación entre estaciones de, aproximadamente, 2 Km.

Se han efectuado todas las correcciones necesarias para obtener el valor de anomalía de BOUGER en cada estación y la separación regional-residual, mediante un programa de ajuste polinómico de tendencias de grado variable, similar al descrito por DAVIS (1973). En este análisis polinómico de la tendencia se suelen ajustar a los datos varias superficies de grado sucesivamente mayor. En nuestro caso se ha tomado como regional la superficie de grado dos, ya que estadísticamente presenta la mayor relación entre las variantes debidas a la regresión o regional, y a las desviaciones o residual.

En el mapa residual de anomalías de BOUGER obtenido (Fig. 2) se observa la decisiva influencia del zócalo que divide la cuenca en dos subcuencas por un umbral en su parte central (umbral de Muñozas-Solosancho).

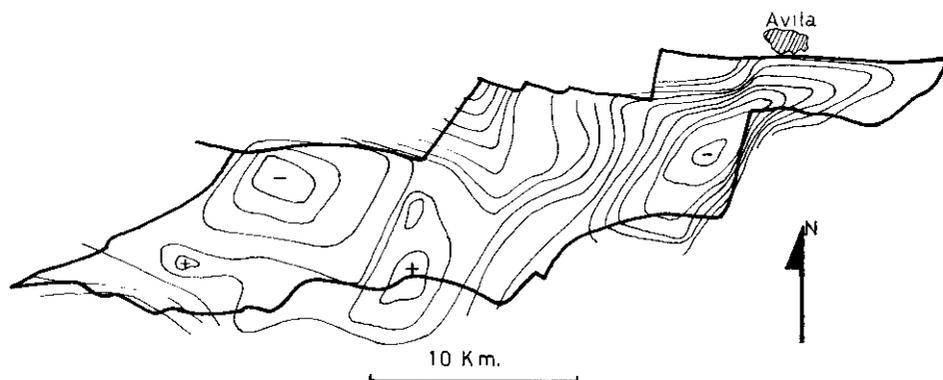


FIG. 2.—Residual de segundo grado.

Este umbral representa una zona menos deprimida a favor de las fracturas de dirección NNE. A partir del mismo, hacia el E, se observa el progresivo hundimiento de bloques, alcanzándose la mayor profundidad al SE de El Fresno. Aquí, la potencia de sedimentos superaría los 1.000 m, tomando como contraste de densidad un valor de  $-0,3$  gr por  $\text{cm}^3$ . Parte del borde E de dicha depresión está en contacto con el basamento aflorante mediante una falla de gran salto que bien puede ser normal, con buzamiento vertical, o inversa de gran ángulo. En este

«progresivo hundimiento» se observa, claramente, la influencia de las fallas NNE, en especial la de Padiernos y la de La Colilla.

Dentro de la subcuenca occidental, de menor importancia, está netamente definida una zona más profunda adosada al borde norte. Esta queda delimitada por las fallas del sistema NNE, Muñogalindo-Baterna y Muñana, y por las del sistema ESE, Solosancho-Venta de Muñana y Muñogalindo-Múñez.

Para mayor claridad en la interpretación se ha realizado un perfil, a lo largo de todo el valle de Amblés, en dirección WSW-ENE, según la línea Villatoro-Guimorcondo (Fig. 3).

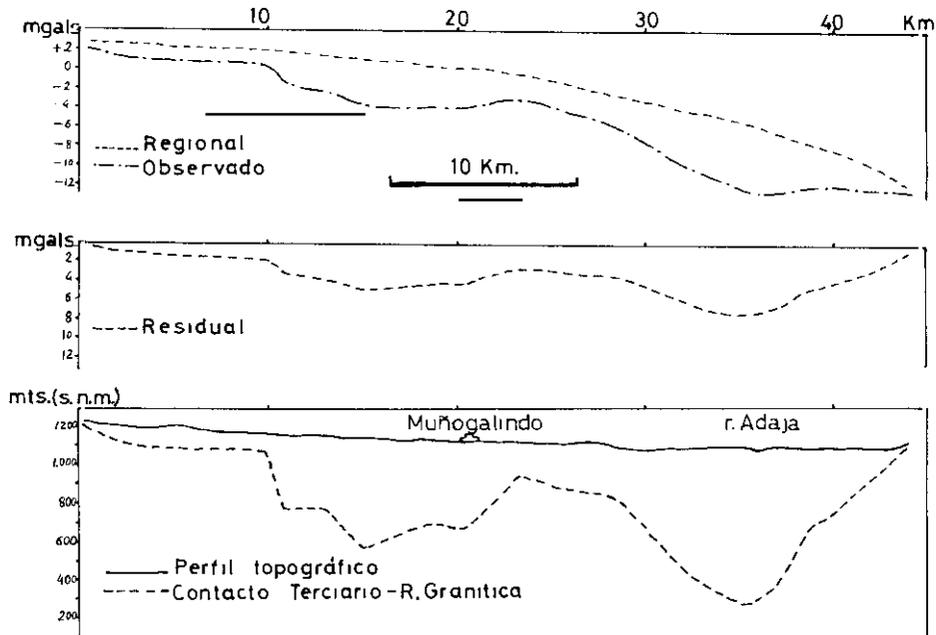


FIGURA 3

Se ha utilizado un programa de ajuste por ordenador partiendo del descrito por QURESHI y MULA (1971) que calcula, dada la anomalía residual, la profundidad en cada punto supuesto un contraste de densidad en nuestro caso de  $-0,3 \text{ gr/cm}^3$ , mediante la atracción de una lámina infinita. A continuación calcula la anomalía que genera este modelo geométrico obtenido y ajusta las diferencias en cada punto entre la anomalía calculada y la real. Con cinco de estas interacciones (QURESHI e IDRIES, 1972) obtenemos unas diferencias menores de la centésima de miligal.

En este perfil se observa, claramente, la existencia de cuatro grandes bloques tectónicos. De W a E se definen las siguientes características morfológicas para ellos:

El primero, de 10 Km de longitud y 60 m de profundidad media; el segundo, de 12 Km de largo y 450 de profundidad media; el tercero, anteriormente referido como umbral, tiene 6 Km de longitud y 230 m de profundidad media, y, finalmente, el cuarto alcanza los 7 Km de longitud y los 700 m de profundidad media.

Hay que resaltar que se ha elegido este perfil porque da una imagen global de la estructura de la cuenca y que todos estos últimos datos de longitud y profundidad reseñados se refieren a él.

## CARACTERISTICAS DE LOS DEPOSITOS TERCIARIOS

El estudio detallado de los sedimentos del valle del Amblés y su relación con cuencas próximas permite diferenciar la existencia de dos ciclos sedimentarios bien definidos: uno caracterizado por depósitos detríticos básicamente silíceos y el segundo de carácter arcósico.

### *Ciclo sedimentario de las areniscas silíceas*

Estos depósitos se presentan en una serie de afloramientos dispersos, siempre en forma de retazos muy pequeños, y en proximidad con afloramientos graníticos.

Están constituidos por areniscas de grano grueso y conglomerados de cantos pequeños de matriz arcilloferruginosa y clastos fundamentalmente de cuarzo. Presentan una estratificación clara y una evolución de los sedimentos de mediana a mala, pudiendo presentarse incluso materiales de disgregación de granito prácticamente autóctonos.

Esta formación presenta una gran cohesión y dureza y unas características manchas de colores ocres y violáceos, que afectan también a las rocas graníticas y porfídicas inmediatas a estos afloramientos.

El estudio petrológico de estas facies (UBANELL *et al.*, 1978) señala la presencia de una pasta de caolinita y cristobalita, así como la ausencia de feldespatos que implicaría un reemplazamiento pseudomórfico de éstos. Asociado a facies próximas a éstas, en zonas adyacentes al valle del Amblés, se ha determinado además la presencia de alunita (BUSTILLO *et al.*, 1979), aunque este mineral no ha podido ser determinado en esta zona. La interpretación de estos hechos lleva a la conclusión de que estos materiales han sufrido una serie de procesos locales de silicificación y caolinitización que también han afectado al sustrato granítico.

Considerando la forma de ocurrencia de estos depósitos en estrecha relación con el granito y presentando los mismos fenómenos de silici-

ficación y coloraciones, se puede interpretar que se haya producido este depósito sobre una zona de típico paleorrelieve granítico, probablemente bajo un clima cálido con lluvias espasmódicas que favorecerían un proceso de hidromorfismo moderado, sin llegar a la geocificación total, en el sentido descrito por FREYTET como «marmorización».

No existe ningún criterio definitivo para la datación de esta formación. Por sus caracteres de facies se puede correlacionar con algunos afloramientos, que también de forma aislada se presentan en el borde sur de la cuenca del Duero (Monsalúpe, El Alamillo), y un pequeño retazo que aparece directamente sobre sedimentos cretácicos, en el próximo valle de Campoazálvaro (continuación morfoestructural del valle del Amblés).

Por tanto, se asimila esta formación a las formaciones «prelute-cienses» de la zona de Salamanca-Zamora, actualmente atribuidas como mínimo al Paleoceno (JIMENEZ, 1977).

#### *Ciclo sedimentario de las arcosas*

Exceptuando los minúsculos afloramientos correspondientes al ciclo anterior, la depresión del Amblés está constituida en su totalidad por sedimentos arcósicos de estructura subhorizontal, aunque localmente puedan presentarse ligeros buzamientos.

Considerando la precariedad de afloramientos anteriormente expuesta, resulta muy difícil el establecimiento de una serie general; sin embargo, existen individualizaciones que permiten diferenciar una serie de facies.

#### *Facies de conglomerado poligénico*

Se sigue la denominación dada por GARCIA DE FIGUEROLA (1958), en el borde sur del Sistema Central, para unos conglomerados que se presentan de forma muy discontinua en algunos puntos de la base de la sedimentación arcósica. Estas facies aparecen también en la cuenca del Duero, como en Pozanco (Avila), y en el Amblés.

Se trata de conglomerados heterométricos, a veces sólo areniscas groseras, con cantos de cuarzo, granito y eventualmente rocas metamórficas, dentro de una matriz arcósica. Su principal característica es la fuerte cementación de calcita que presentan. En algunos casos esta cementación constituye una auténtica costra calcárea con las características de una microsparita calcítica, dentro de la cual quedan englobados fragmentos de detriticos. Se han identificado además micritas grumelares de tipo calizas palustres de precipitación en charcas efímeras, que a su vez presentan procesos edáficos.

La geometría de estos depósitos, generalmente con morfología de canal, unido a su estructura y los factores anteriormente descritos,

lleva a su asociación genética con sistemas de canales efímeros, que se situarían predominantemente en la base de la sedimentación de los abanicos aluviales que constituyen el ciclo arcósico.

La existencia de attapulgita en estas facies, así como el saprolito granítico, de color blanquecino, sobre el que descansan, apuntan también a la existencia de un clima relativamente árido en aquellos momentos.

### *Facies del conjunto arcósico*

Las arcosas constituyen prácticamente la totalidad de los sedimentos del Amblés. Están caracterizadas por potentes y monótonas series formadas por coladas de derrubios y de lodo (*dewris* y *mud flows*), formando extensos depósitos de geometría planoparalela con ausencia de cicatrices y estructuras sedimentarias. Presentan una alternancia rítmica de niveles con mayor y menor contenido de arcillas. En algún punto puede observarse la existencia de pequeños canales con estratificación cruzada y fenómenos de erosión y relleno, que pueden interpretarse como la existencia de algunos canales dentro de un modelo general de sedimentación de tipo abanico aluvial.

Hacia la base del conjunto dominan las facies caracterizadas por niveles de manchas rojas y grises, que, con un origen también probablemente hidromórfico, muestran, sin embargo, claras diferencias con las coloraciones del ciclo sedimentario anterior. Cantos con las coloraciones de este ciclo aparecen englobados dentro de las facies arcósicas. Estos depósitos son correlacionables con los descritos por MARTIN ESCORZA (1974) en el sur del Sistema Central y asociados por él al Paleógeno.

En el techo del conjunto arcósico aumentan las intercalaciones limoarcillosas, que pasan a constituir extensos niveles. En estos niveles se encuentra situado el yacimiento de vertebrados de Los Barros, que ha sido datado como Oligoceno Medio (GARZON HEYDT *et al.*, 1978).

Tanto por las características de los depósitos, como por los minerales de arcilla que se presentan (montmorillonita, ilita y caolinita), pueden deducirse unas condiciones de clima semiárido con períodos de lluvias esporádicas, para la época de formación.

## SINTESIS Y EVOLUCION DINAMICA DE LA DEPRESION

La fosa del Amblés está constituida por una serie de bloques deprimidos con una dinámica individualizada, aunque dentro del contexto general de fracturación del Sistema Central.

La alineación principal de la depresión está controlada por la dirección N 75° E, una de las direcciones más importantes del sistema, y que marca las principales directrices de la cordillera, así como las de las fosas intramontanas que, como pequeños ojales, se abren en ella.

La forma de las depresiones está, sin embargo, controlada por otros sistemas de fracturas más directamente, básicamente las N 10-20° E y las N 110-120° E. El carácter inverso de estas fallas se pone de manifiesto en ocasiones, tanto en superficie como a partir de la deducciones geofísicas.

Estas fracturas, en principio de edad tardihercínica, han sufrido reactivaciones posteriores, para la determinación de las cuales nos referimos a los datos de los dos ciclos de sedimentación definidos.

Dentro del ciclo de las areniscas silíceas, la escasez de estos depósitos, tanto por datos de campo como de sondeos mecánicos, parece indicar que estas formaciones o bien han sufrido una fuerte erosión posterior, o nunca han alcanzado un gran desarrollo en esta zona. Estos materiales serían anteriores a la fracturación intensa de macizo, pero marcarían ya, no obstante, una primera época de movimientos con la existencia de unas cuencas incipientes. La edad de esta reactivación puede considerarse paleocena.

El ciclo arcósico marca ya una etapa totalmente independiente, correspondiente con una tectónica más activa para esta zona, en la cual las cuencas quedan ya delimitadas en su mayor parte. La datación de estos depósitos como oligocenos hace suponer una edad inmediatamente anterior para el comienzo de esta reactivación.

Finalmente hay que resaltar la continuidad posterior de estos movimientos, manifestados por los cabalgamientos que se producen en los bordes de la fosa.

#### BIBLIOGRAFIA

- ARENILLAS PARRA, M. (1976): «Nota acerca de los dos afloramientos de Paleógeno en el valle del Ambles (Avila)». *Tecniterrae*, 10, 8-14.
- ARRIBAS A., y JIMÉNEZ, E. (1976): *Mapa geológico de España, esc. 1 : 200.000, hoja 44 (Avila)*. IGME.
- BUSTILLO, A.; GONZÁLEZ UBANELL, A.; MARFIL, R., y DE LA PEÑA, J. A. (1979): «Presencia y origen de la alunita en el borde meridional de la cuenca del Duero». *Primera Reunión Regional sobre Geología de la Cuenca del Duero*, IGME (en prensa).
- BIROT, P., y SOLÉ SABARIS, L. (1974): *Investigaciones sobre morfología de la cordillera Central española*. Juan Sebastián Elcano, CSIC, 87 págs.
- DAVIS (1973): *Statistics and data analysis in Geology*. John Wiley & Sons, Inc.

- GARCÍA DE FIGUEROLA, L. C. (1958): «Excursión geológica por el bloque del piélagu (Toledo-Avila)». *Notas y Comunicaciones del Inst. Geol. y Minero de España*, 50.
- GARZON HEYDT, G. (1972): *Estudio morfoestructural de la sierra de Gredos en la transversal Avila-sierra de San Vicente*. Tesis de licenciatura, Fac. Cien. Geol., Univ. Comp. Madrid (inédita).
- (1980): *Estudio geomorfológico de una transversal en la sierra de Gredos oriental (Sistema Central español)*. Ensayo de una cartografía geomorfológica. Tesis doctoral, Fac. Geol., Univ. Compl. Madrid (inédita), 425 págs.
- GARZON HEYDT, G., y LÓPEZ MARTÍNEZ, N. (1978): «Los roedores fósiles de Los Barros (Avila). Datación del Paleógeno continental en el Sistema Central». *Estudios Geológicos*, 34, 571-575.
- LUJÁN, F. (1852): *Memoria de los trabajos realizados en el año 1852 por la Comisión encargada de formar el mapa geológico de la provincia de Madrid*.
- MARFIL, R.; BUSTILLO, A., y GARCÍA PALACIOS, M. C. (1980). «Morfología y génesis de caolinitas en rocas silicificadas en la provincia de Avila». *Clay Mineral*, 15, 249-262.
- MARTÍN DONAYRE, F. (1879): «Descripción física y geológica de la provincia de Avila». *Mem. Inst. Geol. y Min.*, 279 págs.
- MARTÍN ESCORZA, C. (1974): «Sobre la existencia de materiales paleógenos en los depósitos terciarios de la cuenca del Tajo en los alrededores de Talavera de la Reina-Escalona (provincia de Toledo)». *Bol. Real Soc. Esp. Hist. Nat.*, 72, 141-160.
- QUERESHI, I. R., e IDRIES, F. M. (1972): «Two dimensional mass distribution from gravity anomalies». *Geophysical Prospecting*, 20, 106-108.
- QUERESHI, I. R., y MULA, H. G. (1971): «Two dimensional mass distributions from gravity anomalies: a computer method». *Geophysical Prospecting*, 19, 180-191.
- ROYO Y GÓMEZ, J. (1929): «Sobre una nueva edición del mapa geológico de España». *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat.*, 29, 333 págs.
- RUBIO, ALVARADO y SANPELAYO: «Explicación del nuevo mapa geológico de España, escala 1 : 1.000.000». *Mem. I. G. M. E.*
- UBANELL, A. G. (1977): «Modelo de fracturación de la región central española basada en las imágenes multispectrales obtenidas por satélite». *Studia Geol.*, 12, 195-206.
- (1980): *Estudio de la fracturación de un segmento del Sistema Central español*. Tesis doctoral, Fac. Cien. Geol., Univ. Comp. Madrid, 217 págs., Public. Univ. Comp. (en prensa).
- UBANELL, A. G.; GARZÓN, G.; DE LA PEÑA, J. A.; BUSTILLO, A., y MARFIL, R. (1978): «Estudio de procesos de alteración hidrotermal en rocas graníticas y sedimentarias (provincia de Avila)». *Estudios Geol.*, 34, 151-160.