

ESQUEMA SOBRE LA EVOLUCION DEL RELIEVE DEL MACIZO HESPERICO EN SU SECTOR CASTELLANO-EXTREMEÑO

E. MOLINA, J.A. BLANCO, E. PELLITERO, M. CANTANO y J. JORDA *

RESUMEN.— El presente trabajo tiene por objeto el establecer una aproximación a la secuencia de procesos morfológicos que se sucedieron sobre el zócalo hercínico español durante el Terciario y el Cuaternario. En él se destaca la importancia de los procesos de alteración que se han sucedido en el tiempo y su relación con las condiciones climáticas bajo las cuales se han producido. Estos procesos de alteración han sido de naturaleza epigenética y por su lentitud cada uno de ellos ha podido abarcar varios períodos geológicos sucesivos.

SUMMARY.— The aim of this work is to establish an approach to the sequence of morphogenetic events taking place on the Spanish Hercynian Massif during the Tertiary and Quaternary Systems. The importance of the sequence of weathering processes with time and the relationships with climatic conditions in which they occur is underlined. These weathering processes were of epigenetic nature and, because of their slowness, each of them was able to affect successive geological periods.

INTRODUCCION

El estudio de la evolución morfológica del Macizo Hespérico es una línea de investigación que venimos desarrollando desde hace varios años en el Dpto. de Geomorfología de la Universidad de Salamanca. El presente trabajo se inscribe dentro de esta línea de investigación y tiene por objeto el establecer una aproximación a la secuencia de los procesos morfogénéticos que se han sucedido sobre dicho Macizo a lo largo del Terciario y del Cuaternario. Por ello este trabajo es un resumen de los datos más importantes que hasta ahora conocemos y, debido a la extensión del área en estudio y a la falta de una información más detallada en algunos puntos, parte de las conclusiones deben considerarse como provisionales.

* Departamento de Geomorfología y Geotectónica. Universidad de Salamanca.

Los datos sobre los que se asienta el presente esquema evolutivo son fundamentalmente de tres tipos:

- datos de tipo morfoestructural,
- datos sobre la secuencia de alteraciones terciarias y cuaternarias,
- datos de tipo bibliográfico.

En el presente trabajo se ha puesto especial interés en el estudio de las zonas de contacto entre el zócalo hercínico y las cuencas terciarias, y en algunas áreas concretas situadas en el interior de dicho zócalo por su significado morfoestructural.

LOS PROCESOS PRE-TERCIARIOS:

De acuerdo con las ideas de GARCIA ABBAD et al. (1980) y de MOLINA et al. (1980) suponemos que al final de los tiempos mesozoicos el zócalo hercínico se encontraba topográficamente nivelado con un manto generalizado de alteración tropical. La génesis de esta superficie debió de ser consecuencia de varios ciclos erosivos y equivaldría a la «superficie de lavado finicretácica» de GARZON (1980) o a la «penillanura poligénica fundamental» de PEDRAZA (1978).

En nuestra opinión el manto de alteración era de tipo laterítico que, descrito de base a techo, constaba de:

- 1) Un nivel inferior de zócalo alterado en el que predominaba la alteración caolinítica.
- 2) Un nivel medio formado por una acumulación de caolinitas empastando a los minerales resistentes más o menos corroidos.
- 3) Un nivel superior en el que se estaba produciendo la epigénesis ferruginosa con el desarrollo de corazas más o menos importantes.

La epigénesis es un proceso de sustitución isovolumétrica de un mineral primario por otro secundario de forma que la estructura de la roca original permanezca inalterada.

En cuanto a la edad de esta alteración sólo podemos asegurar que es anterior a la base del Paleoceno en el borde O. de la Cuenca del Duero. Podría corresponder (??) a la descrita por VIRGILI et al. (1974) en otras zonas más orientales de la Península Ibérica, o bien a otras etapas de alteración intramesozoicas (?) no bien conocidas en España.

LOS PRIMEROS PROCESOS TERCIARIOS. EL PALEOCENO

Al comienzo del Paleoceno se produce una deformación de la antigua superficie de aplanamiento por una fase alpina, que algunos autores (PORTERO et al., 1982) la atribuyen a la fase Larámica. Como consecuencia se origina el desmantelamiento del antiguo manto laterítico y la deposición de los materiales de dicho desmantelamiento en las proto-cuencas del Duero y posiblemente (?) del Tajo.

Por el estudio sedimentológico de los materiales localizados en el borde O. de la Cuenca del Duero (JIMENEZ, 1970; CORROCHANO, 1977; ALONSO GAVILAN, 1981) se sabe que el medio de sedimentación era fluvial de naturaleza más o menos divagante. Asimismo por los estudios petrográficos, mineralogía de arcillas y los procesos de silicificación que han sufrido estas series, llevados a cabo fundamentalmente por BUSTILLO et al. (1980) y BLANCO et al. (1983), sabemos que en ellos se dan los siguientes hechos:

1º) en la base predominan los oxi-hidróxidos de Fe y las caolinitas que empaстан a las resistentes, fundamentalmente cuarzos con fuertes procesos de corrosión;

2º) en el techo de la serie abundan las smectitas alumínicas y el ópalo como cemento;

3º) asimismo en el techo de la serie son frecuentes las concentraciones de alunita.

Todo ello se interpreta como consecuencia de un progresivo aumento en la aridez del medio sedimentario, especialmente más acusada hacia el techo de la formación. Es decir, pasamos de condiciones tropicales subhúmedas a condiciones de sabana en s.l.

Por dataciones absolutas a partir de las concentraciones de alunita en los niveles más altos (BLANCO et al., 1982) se sabe que el hecho de esta serie paleocena presenta una edad de unos 58 m.a.

LA MORFOGENESIS PALEOGENA (EOCENO-OLIGOCENO)

En muchos lugares del borde O. de la Cuenca del Duero y sobre el zócalo hercínico, se localiza un arrasamiento que se prolonga hacia el E. con el techo de la serie paleocena. Bajo este arrasamiento va siendo eliminado progresivamente el manto laterítico a medida que nos desplazamos hacia el O. Esto nos hace suponer que al final de la deposición de la serie paleocena debió existir una superficie de erosión-colmatación que, sobre el zócalo, originó un pediplano cuyos res-

tos aparecen bien conservados en muchos lugares de las provincias de Zamora y Salamanca.

Este posible pediplano fue desnivelado al final del Paleoceno por una nueva fase de deformación que define claramente bloques elevados y bloques hundidos, iniciando así la definición de los sistemas montañosos y las cuencas interiores, una de las cuales es la de Ciudad Rodrigo al S.O. de Salamanca (MOLINA et al., 1982).

A partir de este momento los procesos morfogenéticos sobre el zócalo van a realizarse bajo condiciones de tipo tropical estacional con el desarrollo de mantos de alteración de tipo montmorillonítico.

Según MILLOT et al. (1976), y BOCQUIER et al. (1977) estos mantos de alteración van asociados con el desarrollo de un relieve de «inselbergs» o montes islas y de pedimentos y glacis de grandes dimensiones, como los que se localizan actualmente en las regiones tropicales de estación seca. En estos pedimentos y glacis podemos encontrar dos zonas diferentes en función de la distancia al «inselberg».

1) Una zona de alteración y lavado en la cabecera, al pie del «inselberg». En ella se generan corazas ferruginosas.

2) Una zona de acumulación de iones y de sílice al pie de los glacis y de los pedimentos en donde se está produciendo una epigénesis montmorillonítica.

Con el tiempo la zona de acumulación avanza lentamente pendiente arriba al mismo tiempo que se va reduciendo el volumen del «inselberg» por retroceso de sus flancos.

Restos de este modelo de evolución de relieve se encuentra especialmente bien conservado en ciertas zonas de la Meseta Sur (Prov. de Toledo) y corresponden al gran desarrollo del paisaje de sabana (s.l.) que tuvo lugar fundamentalmente durante todo el Paleógeno y los comienzos del Neógeno sobre el zócalo ibérico.

Los datos que poseemos referentes al borde N. del Sistema Central nos confirman la existencia de una importante fase de deformación en el Paleógeno medio pero, de momento, no podemos precisar más su edad.

LOS PROCESOS NEOGENOS

Fundamentalmente a partir de los datos estratigráficos de las series neógenas de las cuencas interiores de la Meseta, se han podido deducir varias fases de rejuvenecimiento del relieve del zócalo en el Neógeno. A este respecto son especialmente importantes los trabajos de SCHWENZNER (1937), BIROT et al. (1954) y más recientemente los de MOLINA (1975), AGUIRRE et al. (1976), PEREZ GONZALEZ (1979 y 1981) y GARZON et al. (1982) entre otros.

Refiriéndonos exclusivamente a las fases tectónicas que dieron una expresión morfológica importante sobre el zócalo hercínico, merece especial interés la localizada en el Mioceno inferior que es la que va a definir la estructura fundamental de su relieve actual.

Al comienzo del Neógeno las condiciones de sabana son las dominantes pero con una tendencia progresiva hacia la aridez como lo demuestran los mantos de alteración de los pedimentos neógenos. En ellos se observa una progresiva carbonatación hacia el techo de sus perfiles de alteración. Pasamos del dominio de las montmorillonitas en las zonas bajas del perfil a una abundancia de attapulgitas en los niveles encostrados más superiores, hecho que ya había sido señalado por VAUDOUR (1979) para el macizo cristalino de Toledo.

El estudio micromorfológico de las costras calizas que se desarrollan sobre dicho macizo cristalino nos ha revelado una importante epigénesis de los silicatos por el carbonato cálcico. Según PAQUET (1970) y MILLOT et al. (1977) la epigénesis calcárea es un proceso característico de las regiones de clima árido y semiárido.

Aunque nuestros datos son parciales, podemos decir que este mecanismo de alteración ha sido especialmente importante en el Mioceno superior y en el Plioceno inferior.

Hacia el final de los tiempos neógenos y posiblemente en la base del Villafranquiense (?) se produce un cambio climático hacia condiciones más húmedas que se manifiesta en el desarrollo de la «Terra Rossa». Según VAUDOUR (op. cit.) su génesis está asociada con un clima mediterráneo más o menos húmedo.

Durante el Villafranquiense superior se van a desarrollar sobre el zócalo nuevas generaciones de costras calizas (s.l.) en las cuales es frecuente la presencia de microclastos de «Terra Rossa».

El resultado final de toda esta serie de procesos es el desarrollo de una serie de pedimentos poligénicos que enlazarían con los arrasamientos y las costras calizas de la superficie finipliocena en el interior de las cuencas.

EL LIMITE PLIO-PLEISTOCENO. EL DESARROLLO DE LAS RAÑAS

Una vez establecidos los grandes pedimentos pliocenos, se produce un nuevo reajuste tectónico de los bloques del zócalo (AGUIRRE et al., 1976; MARTINEZ ESCORZA, 1977; PEREZ GONZALEZ, 1981). El resultado morfológico es el desarrollo de unas formaciones detríticas a las que GOMEZ DE LLARENA denomina rañas en 1916. Posteriormente este término ha sido utilizado indebidamente para

designar formaciones de ladera de edad y génesis muy diversas. Las rañas en s.s. son sistemas de abanicos aluviales que responden al inicio de la red fluvial actual, antes de que éste se jerarquizase (MOLINA, 1977; OLIVE et al., 1982).

Según ESPEJO (1978) una vez depositados, los materiales de la raña han sido afectados por varios ciclos biostásicos. Los suelos más característicos desarrollados sobre las superficies de raña bien conservada son los *ultisoles*. Estos suelos sirven para diferenciar estas superficies antiguas de otras semejantes de edades más recientes, las cuales presentan *alfisoles* más o menos desarrollados.

Debido a su mal drenaje y al carácter ácido de sus materiales (cuarzos y cuarzas dominantes), las rañas presentan dos niveles de comportamiento geoquímico diferente.

— Nivel inferior: en él se ha producido un lavado de sílice y de oxi-hidróxidos de Fe que se manifiesta en la formación de una «corteza de arenización» de tonos blancos y amarillos en los cantos y gravas.

— Nivel superior: más reducido que el anterior en el que se produce una concentración de oxi-hidróxidos de Fe con la formación de una corteza negra alrededor de los cantos y gravas y algunas costras de hierro, según las zonas.

La raña es erosiva con relación a los pedimentos pliocenos y su potencia no sobrepasa los seis-ocho metros. Su edad se sitúa en el Villafranquiense superior hacia los 2-3 m.a. (PEREZ GONZALEZ, 1979).

LA MORFOGENESIS CUATERNARIA

Los procesos morfogenéticos fundamentales durante el Cuaternario han consistido: 1) en un encajamiento progresivo de las redes de drenaje y 2) en un desarrollo más o menos importante, según las zonas, de glacis y pedimentos.

Según PEREZ GONZALEZ et al. (1982) la génesis de las terrazas de los ríos peninsulares está condicionada a la vez por factores de tipo climático y factores de tipo tectónico. Los tramos fluviales con gran número de niveles de terraza (más de ocho niveles) corresponden a zonas con movimientos positivos, mientras que los tramos con un número reducido de niveles (cuatro o cinco niveles) corresponden a zonas con movimientos negativos.

Los procesos de aplanamiento que han originado los pedimentos cuaternarios sobre los diferentes materiales del zócalo se deben, en muchos casos, a la combinación de dos mecanismos más o menos simultáneos que se dan en estas regiones de clima semi-árido (RUELLAN et al., 1979):

1) homogeneización litológica de la superficie de los pedimentos por medio de la epigénesis carbonatada que origina las costras calizas.

2) homogeneización topográfica que se consigue por medio de la escorrentía superficial y sub-superficial.

Una vez formada la costra caliza, su parte superior va siendo disuelta progresivamente, originándose un regolito calizo más o menos rico en arcilla y materiales del sustrato, el cual va siendo transportado lentamente. El proceso continúa de forma que la homogeneización litológica y topográfica progresa tanto en el sentido descendente como en el sentido lateral.

Los procesos de fersialitización han originado horizontes de acumulación de arcillas más o menos rubefactados. Esta rubefacción es tanto mayor cuanto más viejo es el perfil, pasando de colores 5 YR en los más recientes a 2,5 YR y a los 10 R en los más antiguos.

Por último hay que señalar que muchos tramos fluviales de los ríos actuales sobre el zócalo hercínico pueden ser herencia de antiguos valles fluviales pre-cuaternarios. Este hecho parece confirmarse en algunos tramos del río Guadiana y sus afluentes.

CONCLUSIONES

En las zonas estudiadas del Macizo Hespérico, durante el Terciario y Cuaternario, se ha desarrollado la siguiente secuencia de procesos de alteración:

1) Partimos de una primera etapa de epigénesis caolinítico ferruginosa con el desarrollo de una serie de corazas más o menos conservadas.

2) Etapa de epigénesis silíceo con el desarrollo de series detríticas con cemento de sílice hacia el techo.

3) Etapa de epigénesis montmorillonítica con el comienzo de aparición de concentraciones carbonatadas.

4) Etapa de epigénesis calcárea generalizada con el desarrollo de costras calizas.

Las edades relativas de estos procesos son:

5) La epigénesis caolinítico-ferruginosa puede ser de herencia Mesozoica e incluso puede haberse continuado en la base del Paleoceno (?) pero en todo caso es anterior a los 58 m.a.

6) La epigénesis silíceo representa el paso hacia condiciones progresivamente más áridas pero siempre bajo clima tropical de tipo sabana. El final de esta epigénesis se sitúa hacia los 58 m.a.

7) La epigénesis montmorillonítica corresponde a condiciones de sabana con tendencia árida con precipitaciones concentradas en dos-cuatro meses al año. Estas debieron ser las condiciones dominantes durante todo el Paleógeno medio y superior y posiblemente las del Neógeno inferior.

8) Durante el Neógeno medio y superior el clima se hace más árido, lo que origina el desarrollo de costras calizas generalizadas. Esta época se corresponde con la génesis de evaporitas en las cuencas interiores de la meseta.

Esta secuencia de procesos de alteración trae como resultado morfológico:

9) El retroceso de los frentes de sierra con la reducción, más o menos concéntrica, del volumen de los relieves elevados. Así se forman los grandes «inselbergs» y pedimentos asociados.

10) La morfogénesis pre-cuaternaria del Macizo Hespérico español es un solapamiento de procesos de aplanamiento de naturaleza epigenética, estudiada ya por otros autores en el zócalo africano.

11) Estos procesos son muy lentos y pueden abarcar varios períodos geológicos sucesivos.

12) A partir del establecimiento de las rañas el encajamiento de las redes fluviales actuales ha roto este esquema de evolución del relieve. Aunque la epigénesis carbonatada sigue actuando, el encajamiento fluvial es más rápido, por lo que su evolución sigue otros modelos morfológicos.

Como resumen de lo expuesto hasta aquí presentamos el cuadro siguiente:

APROXIMACION A LA EVOLUCION MORFOLOGICA DEL MACIZO HESPERICO

EDAD	FASES TECTONICAS	SUPERFICIES Y SECUENCIAS SEDIMENTARIAS	EVOLUCION DEL PAISAJE	PROCESOS	EVOLUCION CLIMATICA TROPIC. MEDIT. hum. arid.
CUATERNARIO	m.a. *	Terrazas Pedimentos y Glacis	Terarquiza- -ción	Costras Calizas	?
		Rañas Superficie Páramo Serie Post-Arcósica	Inicio Red Fluviol Pedimentos marginales	Suelos Rojos Drenaje defic. Costras Calizas Terra Rossa	
Terciario	225	Serie Arcósica	Estructuración del Relieve Actual	Mantos de Montmorillonita	
		Serie Pre-Arcósica	Elaboración Inselberg Relieve en Bloques	Silicificaciones Coraza Ferrugin.	
SECUNDARIO	65	Pediplanos	Ondulación del Zócalo	Manto Laterítico	

* Con expresión morfológica en el zócalo

BIBLIOGRAFIA

- AGUIRRE E., DIAZ M., PEREZ GONZALEZ A. (1976): *Datos paleomastológicos y fases tectónicas en el Neógeno de la Meseta Sur española*. Trabajo sobre Neógeno-Cuaternario (C.S.I.C.); 5; 7-29; Madrid.
- ALONSO GAVILAN G. (1981): *Estratigrafía y sedimentología del Paleógeno en el borde suroccidental de la Cuenca del Duero (Prov. de Salamanca)*. Tesis Doctoral; Fac. Ciencias; Univ. Salamanca.
- BIROT P., SOLE SABARIS L. (1954): *Investigaciones sobre morfología de la Cordillera Central española*. Inst. Juan Sebastián Elcano; C.S.I.C.; Madrid; p. 1-87.
- BLANCO J.A., CORROCHANO A., MONTIGNY R., THUIZAT R. (1982): *Sur l'âge du début de la sédimentation dans le bassin tertiaire du Duero (Espagne). Attribution au Paléocène par datation isotopique des alunites de l'unité inférieure*. C.R. Acad. Sci. Paris; (295); 259-262.
- BLANCO J.A., CANTANO M. (1983): *Silicificación contemporánea a la sedimentación en la unidad basal del Paleógeno del Bassin du Duero (Espagne)*. Sci. Géol. Mém. n° 72, 7-18.
- BOCQUIER G., ROGNON P., PAQUET H., MILLOT G. (1977): *Géochimie de la surface et formes du relief. Interprétation pédologique des dépressions annulaires entourant certains inselbergs*. Sci. Géol. Bull.; (30); 4; 245-253.
- BUSTILLO M.A., MARTIN SERRANO A. (1980): *Caracterización y significado de las rocas silíceas y ferruginosas del Paleoceno de Zamora*. Tecniterrae (36); 1-16.
- CORROCHANO SANCHEZ A. (1977): *Estratigrafía y sedimentología del Paleógeno de la provincia de Zamora*. Tesis Doctoral; Fac. Ciencias.
- ESPEJO R. (1978): *Estudio del perfil edáfico de las superficies tipo raña del sector Cañamero-Horcajo de los Montes (Cáceres-Ciudad Real)*. Tesis Doctoral; E.T.S.I.A.; Univ. Politécnica de Madrid.
- GARCIA ABBAD F.J. y MARTIN SERRANO A. (1980): *Precisiones sobre la génesis y cronología de los niveles apalachianos del Macizo Hespérico (Meseta Central española)*. Estudios Geológicos; (36); 391-401.
- GARZON HEYDT M.G. (1980): *Estudio geomorfológico de una transversal de la Sierra de Gredos Oriental (Sistema Central español)*. Tesis Doctoral; Fac. Ciencias Geológicas; Univ. Complutense de Madrid.
- GARZON M.G., PEDRAZA J., UBANELL A.G. (1982): *Los modelos evolutivos del relieve del Sistema Central Ibérico (sectores de Gredos y Guadarrama)*. Revista de la R. Acad. de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales de Madrid; (76), 2º; 475-496.
- GOMEZ DE LLARENA J. (1916): *Bosquejo geográfico-geológico de los Montes de Toledo*. Trab. Museo Ciencias Naturales (Geol.); (15); 1-74.
- JIMENEZ FUENTES E. (1970): *Estratigrafía y Paleontología del borde suroccidental de la Cuenca del Duero*. Tesis Doctoral; Fac. de Ciencias. Univ. de Salamanca.

- MARTIN ESCORZA C. (1977): *Aplicación de las imágenes Landstat al estudio de las relaciones entre la raña y la tectónica pliocena de la Meseta Central española*. *Tecnite-rrae*; (20); 8-22.
- MILLOT G., BOCQUIER G., PAQUET H. (1976): *Géochimie et paysages tropicaux*. *La Recherche*; (65); 7; 236-244.
- MILLOT G. NAHON D., PAQUET H., RUELLA A., TARDY Y. (1977): *L'épigénie calcaire des roches silicatées dans les encroûtements cabonatés en pays sub-arides, Maroc*. *Sci. Géol. Bull.*; (30); 3; 129-152.
- MOLINA E. (1975): *Estudio del Terciario superior y del Cuaternario del Campo de Calatrava (Ciudad Real)*. *Trabajos sobre Neógeno-Cuaternario (C.S.I.C.)* 3; 1-106; Madrid.
- MOLINA E. (1980): *Alteración relictada y morfogénesis del Macizo Cristalino de Toledo*. *Studia Geologica Salmanticensia*; (16); 15-25.
- MOLINA E., BLANCO J.A. (1980): *Quelques précisions sur l'altération du Massif Hercynien espagnol*. *C.R. Acad. Sci. Paris*; 290; 1293-1296.
- MOLINA E., BLANCO J.A., MARTINEZ F.J. (1982): *Esquema morfológico evolutivo de la Fosa de Ciudad Rodrigo (Salamanca)* in I.G.M.E. «Temas Geológico-Mineros»; II; Madrid; p. 433-448.
- OLIVE A., PORTERO J.M., DEL OLMO P., ARAGONES E., CARRERAS F., MOLINA E., GU-TIERREZ M. (1982): *El sistema de terrazas del río Carrión*. in I.G.M.E. «Temas Geológico-Mineros» II; Madrid; p. 451-459.
- PAQUET H. (1970): *Evolution géochimique des minéraux argilleux dans les altérations et dans les sols des climats méditerranéennes et tropicaux à saisons contrastées*. *Mém. du Service Carte Géol. d'Alsace et Lorraine*; (30); 1-212.
- PEDRAZA GILSANZ J. (1978): *Estudio geomorfológico de la zona de enlace entre las sierras de Gredos y Guadarrama (Sistema Central español)*. Tesis Doctoral; Fac. de Ciencias Geológicas; Univ. Complutense de Madrid.
- PEREZ GONZALEZ A. (1979): *El límite Plioceno-Pleistoceno en la submeseta meridional en base a los datos geomorfológicos y estratigráficos*. *Trabajos sobre Neógeno-Cuaternario; (C.S.I.C.)*; 9; 23-36; Madrid.
- PEREZ GONZALEZ A. (1981): *Neógeno y Cuaternario en la llanura Manchega y sus relaciones con la Cuenca del Tajo*. Tesis Doctoral; Univ. Complutense de Madrid.
- PEREZ GONZALEZ A., SANTOJA M., GALLARDO J. (1982): *Quaternary history of major river valeys of the castillian basins (Central Spain)*. in Abstracts del XI I.N.Q.U.A. Congress; II; 243; Moscow.
- PORTERO J.M., DEL OLMO P., RAMIREZ J., VARGAS I. (1982): *Síntesis del Terciario continental de la Cuenca del Duero* in I.G.M.E. «Temas Geológico-Mineros» I; Madrid; p. 1-11.
- RUELLAN A., BOUDET G., NAHON D., PAQUET H., ROGNON P., MILLOT G. (1979): *Rôle des encroûtements calcaires dans le façonnement des glacis d'ablation des régions arides et semi-arides du Maroc*. *C.R. Acad. Sci. Paris*; 289; 619-622.

- SCHWENZNER J.E. (1937): *Zur Geomorphologie des Zentralspanischen Hochlandes*. Geogr. Abhandl; 3ª ser; H.10; p. 1-10; Stuttgart. Trad. y resumido por C. Vidal Box “*La morfología de la región montañosa central de la Meseta Española*”. Bol. R. Soc. Hist. Nat.; 41; 128-248; Madrid; 1943.
- VAUDOUR J. (1979): “*La región de Madrid. Alteración, sols y Paleosols*”. Paris; Ed. Ophris; p. 1-309.
- VIRGILI C., PAQUET H., MILLOT G. (1974): *Altération du soubassement de la couverture Permo-Triasique en Espagne*. Bull. Groupe Franç. Argiles; (2); 277-285.

Presentado por el Depart. de Geomorfología y Geotectónica el 24-V-84.