

## El paisaje del área fuente cenozoica, evolución e implicaciones; correlación con el registro sedimentario de las cuencas

A. Martín-Serrano García

Instituto Geológico y Minero de España, Ríos Rosas 23, 28003 Madrid, España

### RESUMEN

**Palabras clave:** Geomorfología regional; Macizo Hercínico; elementos del relieve; sedimentos correlativos; paleoalteraciones.

Las superficies de erosión que caracterizan el Macizo Hercínico o Hespérico quedan rotas por tres tipos de elementos geomorfológicos principales: grandes bloques montañosos delimitados por contornos poligonales que a su vez y a gran escala llegan a definir las cordilleras más importantes, unos resaltes más modestos que siguen el rumbo de las estructuras hercínicas, y por último, los fuertes encajamientos lineales de la red fluvial.

Las paleoalteritas y sus sedimentos asociados tienen un papel fundamental en el estudio del relieve del Macizo que se basa en la triple correlación que puede llegar a establecerse entre ellos.

Las superficies de erosión representan la herencia preparoximal mientras que los otros tres elementos morfológicos tienen su origen en las convulsiones geotectónicas alpinas durante el Terciario. Su génesis coexiste en esta etapa, pero su definición principal está solapada en el tiempo: primero, los relieves diferenciales que constituyen una herencia mesozoica; segundo, las morfoestructuras en bloques en respuesta directa a la compresión alpina; tercero, la disección fluvial, un efecto retardado a los cambios morfoestructurales anteriores. De forma generalizada las sucesivas correlaciones siderolítico/relieves residuales, arcosas/morfoestructuras en bloques y series ocres y terrazas/encajamiento fluvial, corrobora esta idea.

### ABSTRACT

**Key words:** Regional geomorphology; Hercynian Massif; landscape elements; correlative sediments; paleoalterations.

Erosion surfaces are the main geomorphological features of the Hesperian Massif. However, three other physiographic elements define the present state of the landscape. Such are big mountain blocks with polygonal borders building at great scale mountain chains, some more modest ridges following hercynian structural trends, and finally the strong incision of the fluvial net.

On the other hand, paleoalterations and associated sediments are the only available ways for relief correlation and interpretation. It consists of a triple relationship giving good results when the regional stratigraphy is well known. Tectonic massifs, differential reliefs and incisions are originated by geotectonic alpine disturbances during the Tertiary. The three events are consecutive in time with overlapping lapses which the prior and following element: differential reliefs as a mesozoic heritage occur first, afterwards morphostructural blocks responding directly to the alpine deformation, and finally the fluvial incision as a delayed answer to the preceding morphostructural changes. The relationship relief sedimentation confirms widely this idea, since an association exists between a siderolitic Cretaceous-lower Paleogene and the differential reliefs, between arkoses from the upper Paleogene and the tectonic morphostructural blocks and between the Neogene Series Ogres and the terraces.

## INTRODUCCIÓN

La mayor parte de la mitad occidental de la Península Ibérica está formada por materiales premesozoicos. Desde la Rodilla Astúrica y el Macizo Galaico, las estructuras hercínicas se disponen en un arco con rumbo general NO-SE hasta sumergirse bajo los sedimentos más modernos que ocupan la otra mitad peninsular, o quedan bruscamente cortadas por algún gran accidente tectónico como el del Guadalquivir. Este viejo zócalo, que es el soporte estructural de todo el edificio ibérico, fue llamado Hespéridas por E. Hernandez-Pacheco (1932), introduciendo el término Macizo Hespérico para englobar a éste y a las depresiones cenozoicas que lo circundan. El concepto de Meseta introducido más tarde por Solé [1952] podría ser una sustitución morfológica de dicho término.

A excepción del Mesozoico portugués y algunos depósitos de la misma edad, irregular y escasamente repartidos por otros lugares, la totalidad de los sedimentos posthercínicos que se apoyan sobre el Macizo Hespérico o Ibérico, son cenozoicos. Constituyen manchas de poco espesor localizadas en las zonas más deprimidas. Escasean también las terrazas y los aluviones ligados a la red fluvial.

Es obvio suponer que durante largo tiempo el viejo zócalo ha estado expuesto a la erosión, durante el Mesozoico y también durante el Cenozoico, cuando se individualizan las grandes cuencas de la Meseta. De hecho en el Macizo Hespérico se reconoce una superficie de erosión generalizada. La mayoría de las veces su relieve se aproxima a una penillanura y ejemplos de ello existen en todas partes, especialmente en su mitad meridional. Pero es un aplanamiento que se reconoce también en lugares considerados como montañosos (Ribeiro, 1941).

Se sabe que los viejos arrasamientos posthercínicos (pretriásicos) sufren distintos retoques durante el Mesozoico, un periodo con condiciones geotectónicas especialmente distensivas que favorecen el desarrollo de superficies de erosión (Biro, 1949; Ferreira, 1978). En el Terciario, donde la situación geotectónica cambia a compresiva, se modifica sustancialmente el relieve del Macizo pues queda rota la continuidad de los grandes aplanamientos antiguos (Solé, 1952) con la aparición de otros elementos morfológicos. Es entonces cuando el paisaje comienza a adquirir su fisonomía actual.

## SEDIMENTOS ASOCIADOS Y PALEOALTERACIONES

El estudio de los aplanamientos que afectan al Macizo Ibérico presenta la mayor dificultad en su datación debido a la ausencia de registro estratigráfico. Por eso, como es siempre inevitable referirse a los depósitos posthercínicos más próximos que fosilizan dichas superficies, se hace imprescindible el estudio de su cobertura sedimentaria. La edad de estos depósitos oscila entre el Carbonífero (Wesfaliense) y el Cuaternario. Los sedimentos más antiguos (precenozoicos) se sitúan preferentemente en una aureola periférica y casi no existen en el interior del

Macizo; y entre ellos, solo los depósitos continentales se apoyan netamente sobre el zócalo antiguo. Son materiales del Pérmico, Triásico (Buntsanstein), y Cretácico (Weald y Utrillas), cuya datación y situación cronoestratigráfica, no ha sido difícil de determinar dada su peculiaridad y por el hecho de yacer bajo formaciones marinas con abundante registro fosilífero. Por el contrario el estudio del Cenozoico se hace mucho más difícil debido a la ausencia de referencias paleontológicas y a su discontinuidad y aislamiento.

La dificultad para reconocer los depósitos cenozoicos algunas veces puede paliarse mediante el análisis detallado de las paleoalteritas. Dicho estudio proporciona datos paleoclimáticos, paleohidrológicos y paleopaisajísticos en general, porque los distintos tipos de alteritas están estrechamente relacionados con la evolución geológica regional. En este tipo de contexto geológico, los perfiles de alteración son un vínculo excepcional entre el área fuente y su cuenca de sedimentación. En sus bordes, las alteritas pueden llegar a ser un elemento de correlación estratigráfica muy importante. Pero además, esa correlación puede extenderse a los distintos elementos morfológicos que constituyen el relieve del área fuente, por lo que las superficies de erosión pueden llegar a ser datadas de esta manera (Martín-Serrano, 1991a).

La incidencia de las alteritas en la génesis del relieve del Macizo es especialmente notoria en determinadas circunstancias. Con ellas, el modelado de algunos lugares del viejo zócalo hercínico llega a ser una consecuencia directa de su meteorización. No es lo que ocurre en la actualidad, pero sí sucedió en el pasado y su impronta ha quedado reflejada en el paisaje que hoy se puede observar. Con un ejemplo se hace más comprensible todo lo dicho: el modelado tipo apalachiano del borde hercínico del oeste de la Cuenca del Duero termina siendo fosilizado por todos

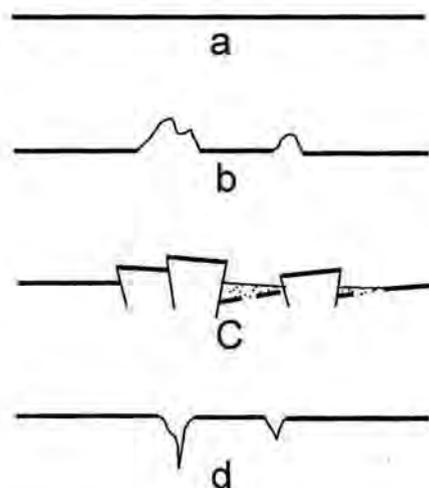


Fig. 1 - Principales elementos geomorfológicos del relieve del Macizo Hercínico. a) Superficies de erosión; b) relieves diferenciales; c) morfoestructuras en bloques; d) encajamientos fluviales.

los depósitos que en ese lugar la rellenan; según ese mismo registro dicho relieve es, como mínimo, anterior al Paleoceno. Ese paleorrelieve aún conserva los restos de lo que tuvo que ser un importante manto de meteorización de carácter caolínico, y dichos restos son correlacionables con los depósitos tipo siderolítico de la cuenca que inmediatamente los fosilizan. Si se asocia dicha correlación con los elementos principales del propio relieve, es decir la línea de cumbres y la superficie grabada se puede argumentar la hipótesis de que ha sido la destrucción de un paisaje previo (*¿fini-mesozoico?*), aplanado y con potentes alteritas, la que ha originado el paleorrelieve en cuestión (García Abbad & Martín-Serrano, 1980).

Las alteritas constituyen un elemento de correlación muy importante para los estudios geomorfológicos regionales en el zócalo. Un estudio que no debe nunca olvidarse de las áreas de sedimentación próximas, ya que si existen restos de alteritas en el Macizo, el mayor volumen de ellas forman parte de los depósitos que rellenan las cuencas pues allí se acumularon una vez erosionadas. En cierto modo, a través de las paleoalteraciones cabe la posibilidad de vincular Geomorfología con Estratigrafía, el área fuente con la zona de sedimentación circundante. Una aproximación general a ésta y a su significado morfo-genético, podría ser la descrita a continuación.

## EL MESOZOICO

Se podría considerar que la actual configuración orográfica del Macizo comienza con su fragmentación tardihercínica, cuando, con toda seguridad aún conserva sus rasgos de cordillera. En el Triásico comienza el ciclo alpino que está marcado, en su primera mitad, por la distensión y por la implantación de extensas áreas de sedimentación que perduran hasta el Jurásico.

La sedimentación triásica que se apoya sobre un sustrato arrasado y alterado, o bien ya fosiliza paleorrelieves cuarcíticos, está marcada por una evolución coincidente con una progresiva degradación altimétrica del área fuente. En el Jurásico se instala una duradera y estable plataforma continental carbonatada que se prolonga hasta el Cretácico que es cuando comienza la irrupción de facies continentales (Purbeck, Weald, Utrillas, Areniscas de Bucaço, Silíceas de Salamanca).

Con el Cretácico concluye una época, el Mesozoico, peculiar e irrepetible en la historia geológica peninsular. Termina una situación geotectónica (distensiva) particular, pero también finalizan unas muy especiales condiciones climáticas sin recurrencia en el Cenozoico, pero con gran importancia geomorfológica y estratigráfica en sus albores.

Conocer el significado paleoclimático del registro cretácico es imprescindible para entender algunos de los rasgos fundamentales del relieve del Macizo. Según Rat (1982), para entender su climatología cretácica es necesario saber la inicial posición geotectónica que ocupaba. Se encontraba en el cruce de dos estructuras fundamentales: la franja E-O que da lugar al Thetis

mesozoico y cuya apertura se inicia en el Triásico (Mediterráneo) y en el Jurásico (Atlántico), y la apertura del Atlántico, de dirección N-S, iniciada al final del Jurásico. Entre las grandes unidades fragmentadas, quedan trozos más pequeños tal como la placa ibérica, de contorno triangular muy semejante al actual. El eustatismo, combinado con fenómenos geotectónicos, da lugar a importantes transgresiones que reducen enormemente el área emergida. De esta forma y en este ambiente marino, las condiciones climáticas que hubiera podido marcar la continentalidad no tuvieron que ser muy duras.

Por otra parte, también fue determinante la latitud, aproximadamente sobre el Trópico de Cáncer. Como factores añadidos también se especula con la presencia de una incipiente Corriente del Golfo con el consiguiente traslado de aguas cálidas hacia el este, y la incomunicación del Ártico con el Atlántico y por ello, la falta de ascensos de aguas frías costeras (*upwelling*) responsables de las franjas desérticas litorales en las latitudes tropicales. Todo esto puede constatarse en el registro geológico, con la presencia de fósiles típicos de aguas cálidas (orbitolínidos, rudistas, etc.) y el propio carácter del depósito (calizas) que dibuja el cinturón del mar tropical cretácico (Rat, 1982).

Estas condiciones climáticas, cálidas y húmedas, también se pueden deducir mediante el estudio de los sedimentos procedentes del continente. Éstos, son depósitos de carácter más o menos caolínico y ferruginoso y corresponden por tanto a facies siderolíticas que se interpretan como consecuencia del desmantelamiento de mantos de meteorización de ambientes tropicales. Este tipo de materiales implican áreas fuentes con calor lluvia y buen drenaje, y una cubierta vegetal continua que mantiene los suelos. En tales condiciones biotásicas se favorece una meteorización muy activa y completa que da lugar a la eliminación de los productos solubles por lavado, mientras que el regolito conserva un material terrígeno residual sumamente maduro: fragmentos de minerales resistentes, fundamentalmente de cuarcita, cuarzo, y arcillas muy desilicificadas (caolinita) acompañadas de óxidos e hidróxidos de elementos metálicos (hierro y aluminio).

## LA SEDIMENTACION CENOZOICA

Durante el Cenozoico cambia la fisonomía del Macizo. Desde el punto de vista sedimentario, el suceso más sobresaliente es la individualización de sus cuencas interiores. Por eso, el conocimiento del Cenozoico se resuelve a través de la estratigrafía, coetánea o no, de esas cuencas continentales y de algunos lugares del litoral atlántico. Obviamente, en esos sitios, casi todas las formaciones con cronoestratigrafía conocida son neógenas. El Paleógeno aflora con dificultad y su registro fósil es escaso. En el interior del Macizo la sedimentación paleocena es variada, aislada, dispersa, con malas condiciones de observación y emplazada en posiciones morfoestructurales diversas. Tampoco presenta un registro paleontológico aceptable. Por eso la reconstrucción de la

estratigrafía regional se ha servido de los recursos más dispares y el resultado ha sido casi siempre controvertido. El problema es que los afloramientos cenozoicos muestran una gran variabilidad de espesor, de facies, de ordenación secuencial, y de composición petrológica y mineralógica que resulta incompatible con un único y simultáneo contexto paleogeográfico y paleoclimático. Este complejo rompecabezas de afloramientos cenozoicos no es sino la consecuencia de los continuados cambios en la fisonomía del Macizo Ibérico como resultado de la geotectónica alpina. Su actividad complica la lectura de ese registro estratigráfico continental puesto que es sucesivamente fragmentado, trasladado, hundido, levantado, sepultado o erosionado. El resultado actual es esa complicada dispersión interna y una manifiesta imposibilidad de reconocer los límites de las cuencas más antiguas.

Abordar la correlación cenozoica en el interior del Macizo Ibérico supone utilizar apoyos paleontológicos, mineralógicos, petrológicos, estructurales, sedimentológicos, litoestratigráficos..., y especialmente, también geomorfológicos, debido al hecho de que, respecto al Mesozoico, la dispersión del área de sedimentación en cuencas independientes durante el Cenozoico, puede suponer ciertas ventajas para este tipo de estudios. Es porque los bordes de las cuencas se constituyen en zonas de articulación entre el área fuente y su sedimentación, es decir en lugares idóneos para relacionar geomorfología y estratigrafía. Una superficie de erosión o cualquier otro tipo de modelado es fosilizado por un depósito más moderno que inicia la progresión de sus episodios morfogenéticos correlativos. Las fluctuaciones de los bordes sedimentarios a lo largo del tiempo condicionan la paralización temporal de la morfogénesis del zócalo en los sectores fosilizados. La multiplicación de esos bordes como consecuencia de la fragmentación tectónica que permite el reconocimiento ordenado e individualizado de los elementos morfológicos, favorece la reconstrucción de los sucesivos paisajes locales del área emergida durante el Cenozoico y al mismo tiempo la correlación estratigráfica de los depósitos.

Por lo anteriormente expuesto, no resulta extraño que la idea general del registro estratigráfico continental durante el Cenozoico se base en las observaciones de algunos de esos bordes sedimentarios. Parece que en todos ellos se repite a grandes rasgos una misma secuencia litoestratigráfica que es correlacionable con una secuencia de alteración que afecta al zócalo. Dicha secuencia, que tiene muchos de los rasgos comunes reconocibles a ambos lados del Macizo, es obviamente una simplificación del registro estratigráfico continental, según las observaciones realizadas en los bordes de las grandes cuencas meseteñas, especialmente en el Duero. Allí, una aproximación idealizada y no una columna tipo, sería así:

1 - Los depósitos de carácter siderolítico que aparecen en distintos lugares del Macizo se han relacionado con las etapas iniciales de la sedimentación cenozoica y, sobre todo, con el ámbito mesozoico, principalmente: el Grupo Buçaco (Reis y Cunha, 1989) atribuido al Albiense-Santonense y las Areias de Buçaqueiro (Daveau, 1976)

al Maastrichtiense-Campaniense (Cunha, 1992) en el noroeste de la Cordillera Central Portuguesa; los Conglomerados y Areniscas Silíceas de Zamora y Salamanca (Jiménez, 1970; Corrochano, 1977; Bustillo y Martín-Serrano, 1980; Alonso Gavilán, 1981; Martín-Serrano, 1988) datados como paleocenos (Blanco *et al.*, 1982); la Unidad Basal Terciaria (Garzón, 1980) o Ciclo Prearcósico (Pedraza, 1978) de las fosas abulenses de la Cordillera Central española que parece claramente relacionado con las formaciones marinas cretácicas de la mitad oriental de dicha cordillera (Molina *et al.*, 1989). La localización cronoestratigráfica de otros depósitos con carácter siderolítico como es el caso de los que se encuentran en el noroeste de Galicia es mucho más controvertida (Martín-Serrano *et al.*, 1996).

Estos materiales que constituyen acumulaciones predominantemente fluviales, son petrológica y mineralógicamente bastante maduros (cuarzo, cuarcita y caolinita) y están afectados por fuertes cementaciones ferruginosas y silíceas. Suelen fosilizar los restos de un potente manto de alteración caolinítico.

El significado paleogeográfico y morfoestructural de estos depósitos queda claramente definido en los afloramientos de la Cordillera Central española donde se relacionan con el registro marino y carbonatado del Cretácico superior estudiado por Alonso (1981). Este tipo de depósitos, característico de las facies continentales mesozoicas (Weald, Utrillas...) proceden de la erosión de un basamento hercínico fuertemente meteorizado. La ausencia de elementos carbonatados en el registro sedimentario supone todavía una única área fuente hercínica, con carácter silíceo, y por tanto la permanencia de la plataforma marina carbonatada cretácica como tal. Ésta aún no se ha constituido en área fuente que debe seguir siendo un zócalo silíceo localizado al oeste. La formación de la Cordillera Central todavía no ha comenzado. El aislamiento, la dispersión, y las fuertes deformaciones que afectan a estos depósitos son también argumentos favorables a su localización cronoestratigráfica pre-tectónica y a su relación con el contexto mesozoico.

2 - La aparición de depósitos sin carácter siderolítico en los bordes occidentales de las cuencas de la Meseta coincide con la presencia de algunos yacimientos paleontológicos de edad paleógena (entre el Eoceno medio y el Oligoceno (en el suroeste de la Cuenca del Duero (Jiménez, 1970; 1977; 1982) y en alguna fosa de la Cordillera (Garzón & López, 1978). Utilizando criterios cartográficos y de correlación litoestratigráfica, muchos depósitos de otros lugares se han atribuido al Paleógeno: en Galicia, en el Bierzo y en la mayoría de las cuencas de la Extremadura española. En Portugal, las referencias se toman desde el otro borde del Macizo, en la Bacia do Tejo-Sado, donde los depósitos continentales del Complejo de Benfca han sido, en función de su posición estratigráfica, desde hace tiempo dados como paleógenos (en Pimentel, 1997), y en los distintos afloramientos de la llamada Bacia do Mondego, en el noroeste de la Cordillera Central, donde el Paleógeno continental está datado por varios yacimientos fosilíferos atribuidos al Eoceno (Cunha, 1992).

Dado el carácter predominantemente plutónico del entorno, son sedimentos fundamentalmente arcósicos con fangos ricos en arcillas smectíticas y una elevada proporción de fragmentos de rocas y minerales alterables, obviamente, muchos de ellos de procedencia metamórfica y/o paleozoica. Abundan las costras con paligorskita, carbonato y sílice. Se interpretan como depósitos continentales propios de ambientes fluviales o lacustres pero su contexto paleogeográfico es poco conocido.

En torno a la Cordillera Central es donde las relaciones morfoestructurales de este conjunto de depósitos con el Macizo están más patentes. Como corresponde a su localización, son materiales de carácter netamente arcósico que, en su muro, contienen además elementos calcáreos de los sedimentos de la plataforma marina cretácica que estaba ubicada en el lugar que ahora ocupa dicha cordillera. Por eso la llegada de esta etapa supone un importante cambio morfoestructural en la región. Una vez erosionada esa cobertera cretácica, de nuevo se acumulan materiales que por su carácter proceden de un basamento hercínico que en esta ocasión no presenta una meteorización importante. Hacia el oeste de la Cordillera, donde no hubo registro carbonatado cretácico este cambio se detecta por el contraste entre las litofacies siderolíticas y las de carácter arcósico que las siguen empotradas en las fosas occidentales y son atribuidas al Paleógeno. En uno y otro lado el predominio de litofacies fluvio-lacustres de fangos bioturbados con restos de peces y límites fallados, no concuerda con la configuración actual del relieve. La aparición de tectofacies se produce en los términos más altos de la serie estratigráfica (¿Oligoceno- Mioceno inferior?).

**3 -** Las litofacies rojas que son muy frecuentes y tienen procedencia metasedimentaria, se suelen presentar en una posición cronoestratigráfica común. Tienen poca madurez petrológica, mineralógica y también sedimentológica pues la mayoría de las veces se relacionan con abanicos aluviales. Gruesos fragmentos de rocas resistentes no resistentes, arenas y fangos rojos de naturaleza illítica o smectítica y costras calcáreas, es su litología más repetida. El fuerte color rojo denota un origen metasedimentario y también condiciones extraordinarias para la rubefacción, en la cuenca y en el área fuente (Blanco, 1991).

Son litofacies azoicas, pero por criterios cartográficos y de correlación litoestratigráfica se las sitúa en torno al Mioceno inferior- medio (Santisteban *et al.*, 1991).

Los grandes abanicos aluviales atribuidos a la primera mitad del Neógeno que se acumulan a ambos lados y en las fosas de la Cordillera Central española, son correlacionables con litofacies rojas del suroeste de la Cuenca del Duero (Martín-Serrano *et al.*, 1996) y de otros lugares de la Meseta. Se interpretan como tectofacies de la elevación principal y en concordancia con la fisonomía del paisaje actual. Significado parecido tienen algo más al oeste, en Zamora, Salamanca y Cáceres.

**4 -** El registro neógeno más moderno está bien representado en las grandes cuencas de la Meseta pero es difícil de identificar en el interior del Macizo. En aquellas,

el contenido paleontológico ha permitido precisar la edad de muchas de sus formaciones más características pues, tanto en la Cuenca del Duero como en la de Madrid, abarcan, el Astaraciense, el Vallesiense y parte del Turoliense (López Martínez *et al.*, 1985). Al oeste, éste registro se correlaciona cartográficamente con las Series Ogres del borde occidental de la Cuenca del Duero (Martín-Serrano, 1989), una litofacies que se ha identificado en algunos lugares de la Meseta como en la fosa de Ciudad Rodrigo (Mediavilla & Martín-Serrano, 1988), donde están mínimamente representadas, o al sur de los Montes de Toledo donde se atribuyen al Plioceno. Sin embargo, bien desarrolladas, no se han reconocido en Galicia, en el Bierzo, en las fosas cacereñas (Coria y Moraleja), en la Depresión del Guadiana, y parece que tampoco en Portugal.

Dichas Series Ogres están constituidas por materiales terrígenos de color amarillento, muy frecuentemente de origen fluvial, que contienen elementos con una moderada madurez petrológica y mineralógica, procedentes de un basamento con una meteorización relativamente importante pues presenta una proporciones notables de caolinita. Las litofacies más gruesas tienen bancos de conglomerados siliciclásticos de rocas resistentes pero predominan las facies fangosas o arenofangosas, masivas y con bioturbación.

Las Series Ogres del noroeste de la Cuenca del Duero, son una unidad sedimentaria de carácter estrato y grano-decreciente que cubre progresivamente el zócalo de ese borde festoneado de la misma; obviamente, es el mismo carácter que presentan las unidades terminales neógenas de las grandes cuencas meseteñas a las que pertenece. En distintos lugares formaciones neógenas fosilizan bordes activos que afectan a depósitos más antiguos como ocurre con las formaciones lacustres de los páramos burgaleses en la cuenca del Duero y con los de la Alcarria en la de Madrid. Es por tanto una formación que se incluye en un contexto posttectónico.

**5 -** Generalizando, se puede decir que el registro sedimentario más moderno del Macizo es el que se asocia a su red fluvial. Son depósitos que conservan su expresión morfológica de origen, como los aluviones de los ríos actuales y sus terrazas, pero también las altas plataformas aluviales constituidas por las rañas. Escasos, dispersos y azoicos, tienen en común su pertenencia a un mismo hilo conductor, la actual red hidrográfica. Tradicionalmente a todos ellos se les incluye en un cortísimo periodo de 2 a 3 Ma que es la edad que se le atribuye a la Raña del borde norte de la Cuenca de Madrid (Pérez González y Gallardo, 1987), o de 1.9 a 1.6 Ma en el suroeste ibérico (Pimentel Azevedo, 1993), que retrocede muy poco más allá del Cuaternario.

Suelen constituir acumulaciones conglomeráticas con marcado carácter siliciclástico, bien organizadas y de muy poco espesor. Los depósitos arenosos o fangosos son poco frecuentes. Sus constituyentes más gruesos son fragmentos bien rodados y seleccionados de rocas resistentes como cuarzo y cuarcita, y su matriz, arenosa o limosa presenta distintos grados de meteorización.

Sobra decir que existe una concordancia entre estos depósitos y el actual contexto morfoestructural puesto que pertenecen a su red fluvial. En principio, todo este sistema de depósitos especialmente desarrollado sobre las cuencas terciarias y que se relaciona con la disección del macizo, se enmarca también en una situación postectónica que es la continuación de la etapa finineógena anterior. La aparición en algunos lugares del interior del Macizo de terrazas falladas y deformadas es un hecho excepcional, anómalo, y casi siempre controvertido. No es sino la constatación de la existencia de una problemática mucho más compleja que la que convencionalmente se acepta.

**OROGRAFÍA DEL MACIZO**

El paisaje del Macizo Ibérico consta de un elemento morfológico principal que son las grandes superficies de erosión, todas fundamentalmente elaboradas durante el Mesozoico. En el Cenozoico aparecen otros elementos. Son: grandes bloques montañosos delimitados por contornos poligonales de origen tectónico que a su vez, y a escala mayor, definen las cordilleras más importantes; pequeñas sierras alargadas según el rumbo de las estructuras geológicas hercínicas; y profundas incisiones provocadas por la red fluvial (Fig. 1).

**EL RELIEVE TECTÓNICO**

Los grandes accidentes geográficos del Macizo son el resultado de la superposición de distintas deformaciones

alpinas. Aunque se han constatado perturbaciones mesozoicas, los cambios importantes se producen durante el Terciario. Aparecen grandes cadenas montañosas (Sierra Morena, Montes de Toledo, Sistema Central, Macizo Galaico-Duriense y Cantábrica) y áreas deprimidas como la Depresión del Guadiana y las cuencas de Madrid, Tejo-Sado y Duero.

Las superficies de erosión se fragmentaron en bloques que fueron elevados o hundidos diferencialmente, dando lugar a las principales masas montañosas y a las depresiones cenozoicas. Los más importantes accidentes geográficos y/o geológicos del Macizo están relacionados con la fragmentación tectónica, y es sin duda el Sistema Central el modelo más conocido y estudiado. De este a oeste, Somosierra, Guadarrama, Gredos, Béjar, Peña de Francia, Gata, Gardunha, Estela y Lousá son bloques montañosos elevados e individualizados por escarpes de falla muy nítidos y separados por estrechos corredores tectónicos.

Sobre la génesis concreta de la Cordillera se barajan distintos modelos. Los más argumentados se refieren a abovedamientos montañosos por comprensiones laterales de la corteza o de movimientos complejos originados en franjas de cizallamiento intracontinental que se relacionan con las etapas de deformación alpinas más importantes, es decir con la génesis de las cordilleras pirenaica y bética (Alía, 1976; Portero & Aznar, 1984; Warbuton & Alvarez, 1989; Vegas *et al.*, 1990; Ribeiro *et al.*, 1990; de Vicente *et al.*, 1992; 1996).

Las recientes interpretaciones que intentan explicar la bóveda montañosa del Noroeste están en la misma línea (Santanach, 1994; Alonso Tejada *et al.*, 1996), pues

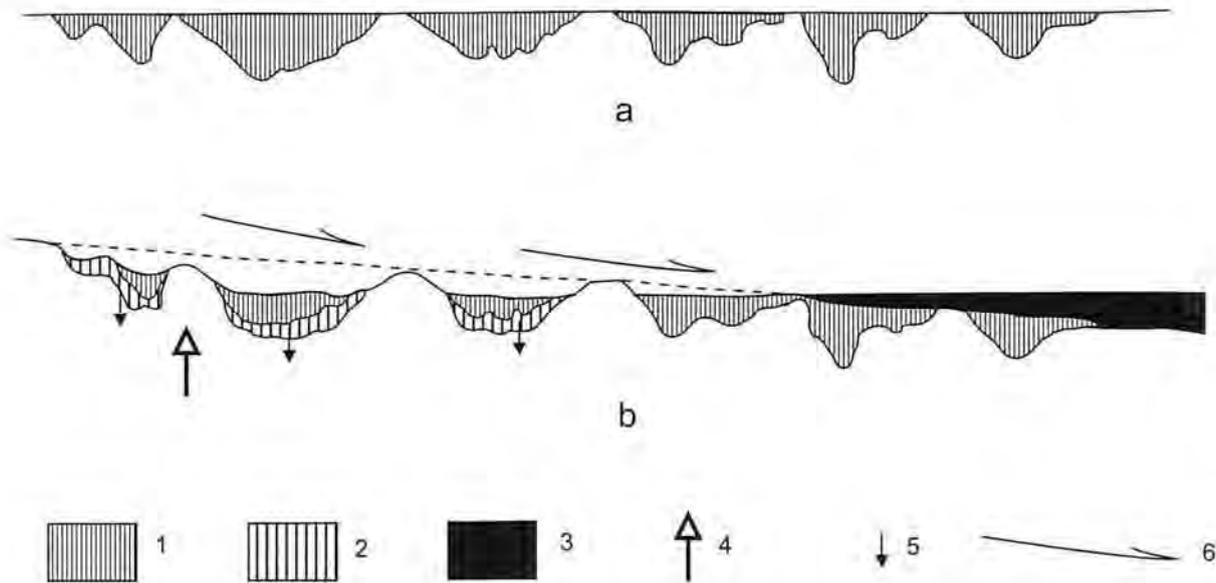


Fig. 2 - Génesis de los relieves residuales del Macizo Hespérico mediante procesos de erosión diferencial acumulada (modificado de Martín-Serrano, 1988a). 1 y 2) alteritas; 3) facies siderolíticas; 4) epirogenésis; 5) profundización del manto de alteración; 6) transporte de sedimentos.

resuelven esa morfoestructura mediante una amplia flexura monoclinial con un importante frente de cabalgamiento, ligada al orógeno alpino.

## EL RELIEVE DIFERENCIAL O DE RESISTENCIA

El paisaje de extensas regiones del Macizo Hespérico aparece definido por discretas alineaciones montañosas de rumbo hercínico que suele ser transversal a la orientación que presentan las cordilleras más importantes. En esas zonas se observan *inselbergs* lineales y relieves residuales aislados, pero puede darse el caso de que la alternativa aparición de estratos con distinta resistencia repetidos por el plegamiento hercínico de lugar al desarrollo de magníficos modelados de relieve apalachiano o pseudoapalachiano (Montes de Toledo, Sierra Morena...).

Las fallas alpinas, que modifican las grandes penillanuras del Macizo, elevan, hunden y desplazan también estos relieves alargados tan peculiares. Son por tanto paleorrelieves anteriores a la formación de las grandes montañas alpinas y sus fosas asociadas, puesto que son truncados por ellas y sepultados por los depósitos cenozoicos que las rellenan. En su mayoría son previos a las principales etapas de deformación alpina, incluso al registro cenozoico. El relieve apalachiano del borde zamorano de la Cuenca de Duero es fosilizado por depósitos que se atribuyen al Cretácico o al Paleoceno (Blanco *et al.*, 1982; Molina *et al.*, 1989).

Antiguamente era difícil de admitir que este tipo de relieves eran exclusivamente de resistencia. Suponían una génesis mixta en que apoyaban el carácter resistente de la roca o el estrato con una elevación tectónica mediante una fracturación paralela a la estratificación. Muchas sierras de cuarcita se interpretaron como *horsts* (Ribeiro, 1941; Llopis, 1958). Actualmente la interpretación mediante erosión diferencial, favorecida por un rejuvenecimiento regional es aceptado por todos. Se trataría de erosión diferencial acumulada, basada en la resistencia de las cuarcitas y en la erosionabilidad de las pizarras por alteración (Fig. 2). El resultado es que se acentúan los contrastes orográficos entre los dos tipos de materiales (García Abbad y Martín-Serrano, 1980).

## LOS ENCAJAMIENTOS DE LA RED FLUVIAL

La incisión de la red fluvial origina también desniveles muy importantes en el Macizo. Esta incisión o encajamiento afecta sobre todo a sus sectores más occidentales pues es desde el Atlántico desde donde progresa la erosión remontante de los ríos hasta alcanzar el interior de la Península accediendo también a sus grandes cuencas continentales. Es la recuperación de los niveles de base oceánicos mediante esa actividad erosiva a lo largo del tiempo. El problema a resolver es cuantificar ese periodo de remontada erosiva. Dar una valoración temporal del encajamiento de un tramo de cualquier río es imposible pues no se suele disponer de ningún tipo de

apoyos geocronológicos o cronoestratigráficos inmediatos. Únicamente es posible acercarse a esa valoración utilizando el conocimiento geológico regional mediante la interacción lógica y ordenada de los datos estratigráficos y geomorfológicos que éste nos ofrece.

La idea, tradicionalmente aceptada, de que la actual organización fluvial de la Meseta Ibérica es Cuaternaria es difícil de mantener hoy día, pues argumentos incuestionables la rebaten. Sobre todo se trata de numerosos datos morfológicos y estratigráficos ligados al trazado de la red, y, de la significación cronoestratigráfica de la Raña. De unos y de otra se escribe a continuación.

### 1 - El problema de la Raña

La interpretación cuaternaria del trazado de los ríos actuales se fundamenta básicamente en la utilización del Páramo, como referencia en las cuencas interiores, y de la Raña, como referencia en el seno del zócalo antiguo. Pero ninguno de los dos casos se parte de una cronoestratigrafía concreta.

Como a las formaciones de calizas lacustres del Páramo castellano se las atribuyó edad finiterciaria *sensu lato*, se otorga al Cuaternario la disección fluvial que lo afecta. Pero esta argumentación que es correcta en muchas de esas cuencas, se hace extensiva al resto del Macizo Hespérico, utilizándose como referencia el nivel morfoestratigráfico que proporciona la Raña. Aquí, el valor del ahondamiento de los ríos se cifra en relación a ella, es decir a su edad. Pero no hay que confundir referencia morfoestratigráfica con cronoestratigráfica.

Convencionalmente siempre se situó a la Raña entre el Terciario y el Cuaternario (Pliocuaternario o Villafranquiense). No se dató, y las aproximaciones cronoestratigráficas que se han hecho en base a su posición estratigráfica respecto a los depósitos subyacentes, solo deben merecer la consideración de que son apreciaciones o determinaciones locales que no pueden generalizarse. Lo únicamente cierto es que constituye una referencia morfológica, y ésta, de ninguna manera implica una referencia cronológica determinada. Se alcanza esta afirmación mediante el análisis, ordenado y no condicionado por sus complejas y controvertidas interpretaciones, que se relata a continuación.

Las rañas forman plataformas aluviales que aparecen en las áreas marginales de las cuencas o en el interior del Macizo, rellenando sus valles. Aparecen constituyendo mesas, colgadas sobre los ríos actuales, y a cotas siempre superiores a las de sus terrazas. Lo mas frecuente es que sean depósitos de conglomerados clastosoportados, siliciclásticos, de origen fluvial y escaso espesor que se apoyan sobre el zócalo o sobre el sedimento terciario, aunque también se citan depósitos arcillo-conglomeráticos y se interpretan como *aluvial fans* (Azevedo, 1989; Pimentel, 1997).

Se dan distintas interpretaciones tectónicas, climáticas y sedimentológicas (Martín-Serrano, 1988b; Azevedo, 1989). Desde un punto de vista exclusivamente morfoestratigráfico, las rañas se han considerado el

episodio terminal del relleno y por tanto parte del mismo, conservando la morfología de origen (Bertrand & Bertrand, 1984; Herail, 1984; Martín-Serrano, 1988a; Vergnolle, 1988). Otras veces se ha considerado a la Raña diferenciada y separada de los depósitos que culmina y también de las terrazas fluviales que la disectan (Hernández-Pacheco, 1949; Pérez González & Gallardo, 1987; Pimentel & Azevedo, 1993). Pero lo que también es cierto es que frecuentemente, las rañas y las terrazas fluviales se confunden.

Por tanto, la Raña podría representar la etapa terminal de la construcción de un piedemonte, pero también el episodio inicial de su destrucción, e incluso un evento independiente y diferenciado de los otros. En cualquier caso, lo que es incuestionable es que representa una etapa de articulación entre dos episodios geodinámicos sucesivos y opuestos: un relleno (sedimentogénesis) y una disección (gliptogénesis); un punto de inflexión en la evolución geológica local (Fig.3).

Pero para que se produzca ese cambio de polaridad geodinámica es imprescindible contar con una modificación del nivel de base. Esta modificación, de ser interna al sistema, es decir propia de la cuenca, debería contar con profundas modificaciones de carácter tectónico algo realmente complicado de entender. Es más inmediato comprender una modificación en base a una referencia externa que no es sino lo que entendemos por captura fluvial (Fig.4). Como se está en el contexto de la Meseta, con el drenaje de las áreas montañosas dirigido hacia sus cuencas internas, lo que está sucediendo de forma puntual es en realidad solo el testimonio de un cambio general mucho más trascendente: de un endorreísmo interior con nivel de base alto, a un exorreísmo oceánico con un nivel de base mucho más bajo, es decir cero. Genéricamente, es la captura de la Meseta por la red fluvial atlántica.

La Raña y la definición de la red hidrográfica se relacionan de esta manera, ambas consecuencia de la erosión remontante, un fenómeno progresivo. Esto quiere decir que la antigüedad de una u otra va a depender de su localización geográfica. La Raña no puede ser isocrona, y, obviamente, tampoco el trazado fluvial.

La última afirmación que descalifica a las rañas como referencia cronológica en la evolución fluvial, también posibilita retomar la reflexión inicial respecto a su antigüedad. Y es que los argumentos de los párrafos anteriores sirven para pensar que de la misma forma que una parte de la evolución fluvial es contemporánea al drenaje exorreico que actualmente tienen las cuencas interiores del Macizo, otra, más antigua, es coetánea a su etapa de endorreísmo durante gran parte del Cenozoico (Martín-Serrano, 1991b). La ratificación de esta idea está en algunos de los rasgos de la propia red fluvial que se enumeran a continuación.

## 2-El trazado de la red y algunos depósitos asociados

El carácter heterócrono del techo de los piedemontes del Macizo está en relación directa con la Raña pues es su contexto, y constituye además una prueba irrefutable de que ésta tiene esa misma condición. En toda la sedimentación perimontañosa suele existir una sucesión de unidades litoestratigráficas común a todos los lugares, aunque en cada caso suele diferir su arquitectura. Esa disposición particular solo es función del cambio de polaridad geodinámica local, independientemente de la interferencia de factores ajenos al propio sistema de evolución fluvial como podrían ser el clima y la tectónica (Martín-Serrano, 1991). Es posible reconocer, en el techo de algunos piedemontes, depósitos correlacionables con formaciones cenozoicas prepliocenas ( Fig. 5).

La aparición de relictos de sedimentos de edad incierta, sin ninguna relación con las terrazas pero ligados al trazado de los ríos es otra prueba más de la existencia de un pasado fluvial previo que se desconoce. Son los casos del Guadiana en los portillos de Cijara, Valdecaballeros y Puerto Peña, y del Tajo en el Salto del Gitano y en Vila Velha de Rodão. Un caso de definición fluvial precuaternaria aún más claro es el del Lozoya en Somosierra (Martín-Serrano *et al.*, 1996).

Ciñéndose estrictamente al propio trazado de la red, su rasgo más sobresaliente que es el encajamiento, es

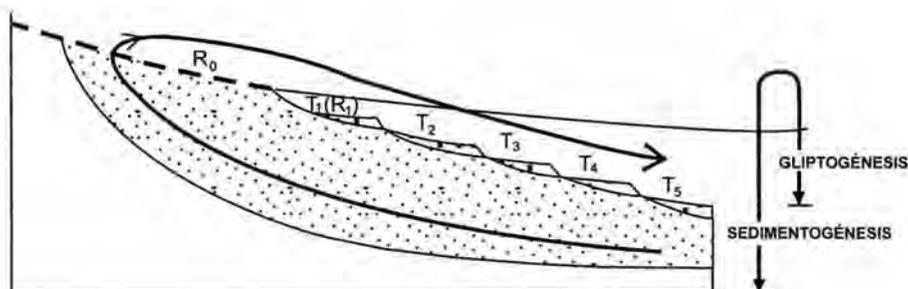


Fig. 3 - Posición morfo-dinámica de la Raña entre dos etapas de polaridad geodinámica opuestas (según Martín-Serrano, 1991b).

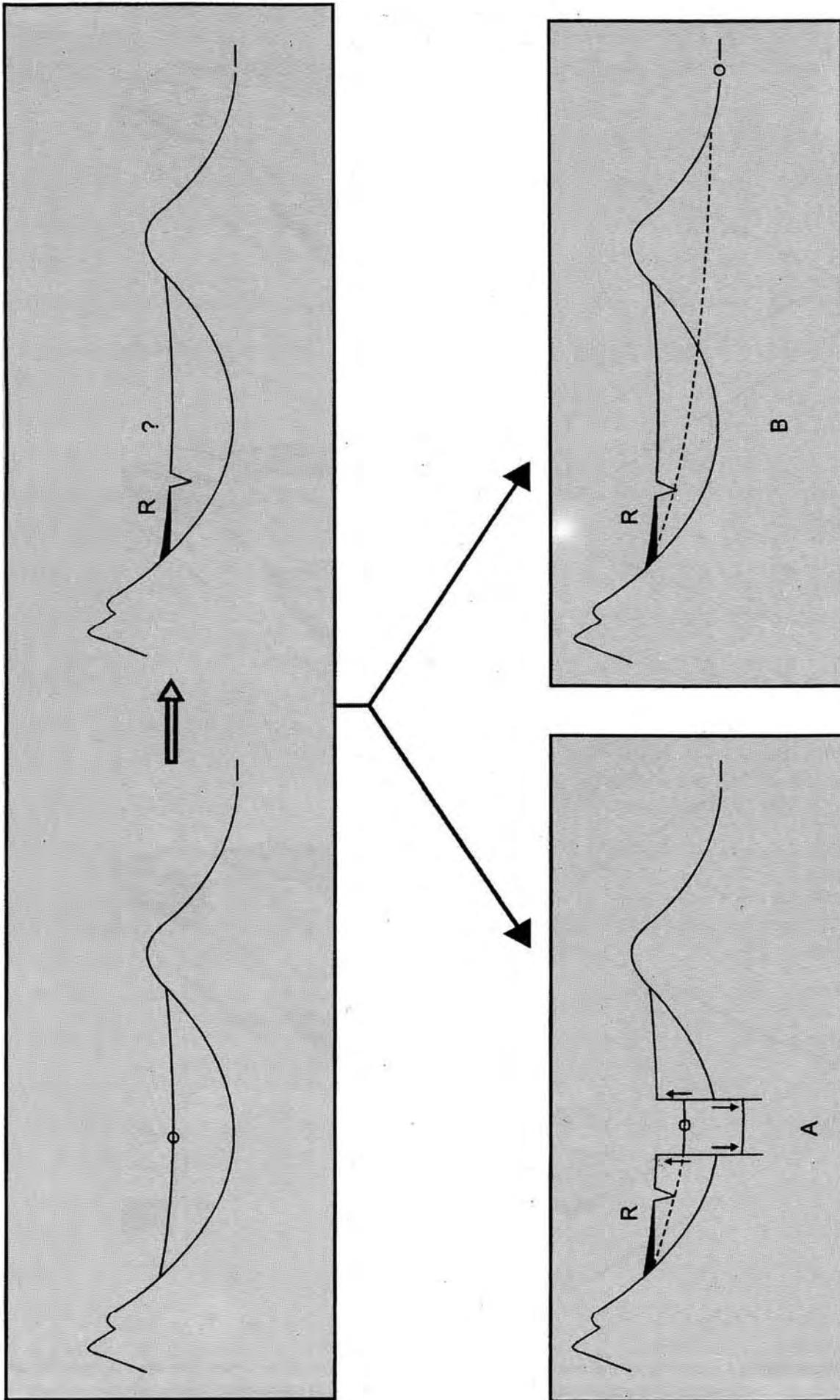


Fig- 4 - Dos hipótesis alternativas que explicarían un cambio de polaridad geodinámica local: a) tectónica; b) captural fluvial.

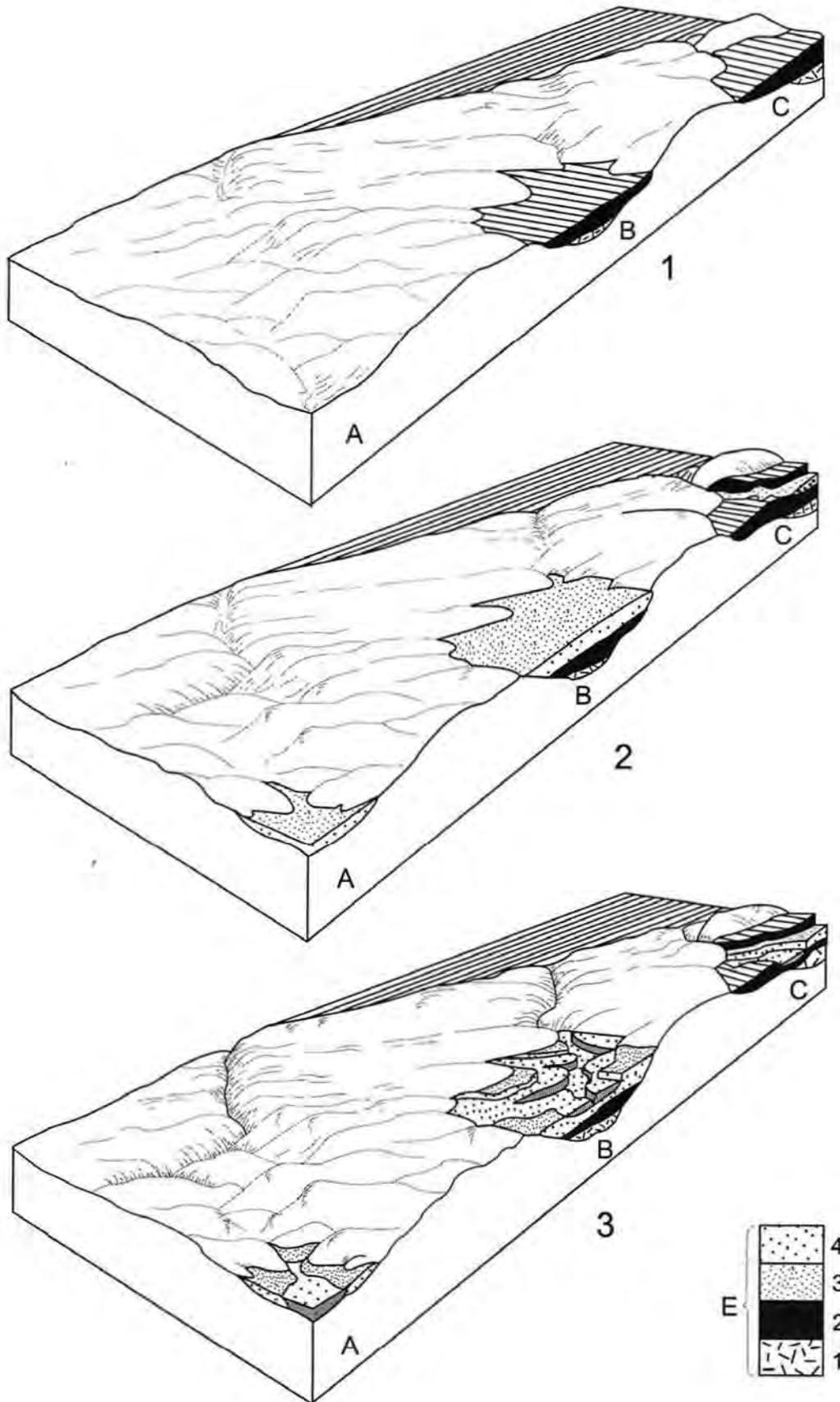


Fig. 5 - Modelo de evolución simultánea de tres cuencas interiores (A, B y C) con la misma secuencia de relleno (E) pero con un grado de disección diferente y omitiendo las interferencias tectónicas. 1) serie arcósica; 2) series rojas; 3) series ocre; 4) sedimentos recientes (Martín-Serrano, 1991b).

definitorio. La génesis de esas tremendas gargantas que cortan el Macizo es inimaginable restringida al Cuaternario.

Los fenómenos de epigénesis que son espectaculares en la Cordillera Cantábrica solo se pueden explicar bajo condiciones sinorogénicas, con el encajamiento fluvial simultáneo al levantamiento alpino (Bertrand, 1971).

La sobreimposición de gran parte de la red hidrográfica ocurre en todo el Macizo y referencias de ello hay desde antiguo. Es evidente que de forma general corta la estructuración hercínica, pero lo que es sorprendente es que muchos tramos fluviales son independientes a rasgos morfoestructónicos alpinos como ocurre con el Sil y el Miño en Galicia (Birost & Solé, 1954).

## CONCLUSIONES

El registro cenozoico sobre el Macizo Ibérico es escaso, disperso e irreconocible. Por ello es preciso intentar su correlación con depósitos mejor conocidos y de mayor continuidad estratigráfica y cartográfica: en el litoral atlántico y en las grandes cuencas de la Meseta. En dicha correlación es esencial contar con los diversos elementos con que cuenta el actual relieve del Macizo, teniendo en uno de ellos, las alteritas, su nexa de unión. Ese proceso de vinculación conlleva a relaciones, interdependencias, dependencias y sucesiones que desvelan muchas circunstancias de su evolución geológica, de la historia de su paisaje, el área fuente principal del registro sedimentario cenozoico.

Las superficies de erosión constituyen el elemento de referencia principal del Macizo, el punto de partida de su relieve actual y también del que hubo durante el Cenozoico. Suelen ser previas a la "nueva" orografía generada por las deformaciones alpinas y por tanto son correlativas al registro de sedimentación mesozoica.

Los tres elementos geomorfológicos subordinados a las superficies anteriores tienen su origen en la tectónica alpina que durante parte del Cenozoico afecta al Macizo Hespérico. La formación de cada uno de ellos es independiente pero al mismo tiempo interrelacionada, pudiendo coincidir en el tiempo. Sin embargo los periodos genéticos principales de los tres casos constituyen una sucesión que abarca todo el Cenozoico, lo que se deduce a partir de la estrecha correlación que cada uno mantiene con una o unas determinadas formaciones o unidades cronoestratigráficas muy peculiares en la Meseta. De esta manera, los relieves diferenciales o de resistencia a la erosión están ligados a las facies siderolíticas, y ambos son la herencia mesozoica al comienzo del Cenozoico; las grandes morfoestructuras en bloques tectónicos se asocian a las fosas adyacentes y a las tectofacies, generalmente arcósicas, que las rellenan, y son la respuesta directa a las compresiones alpinas; la disección fluvial es

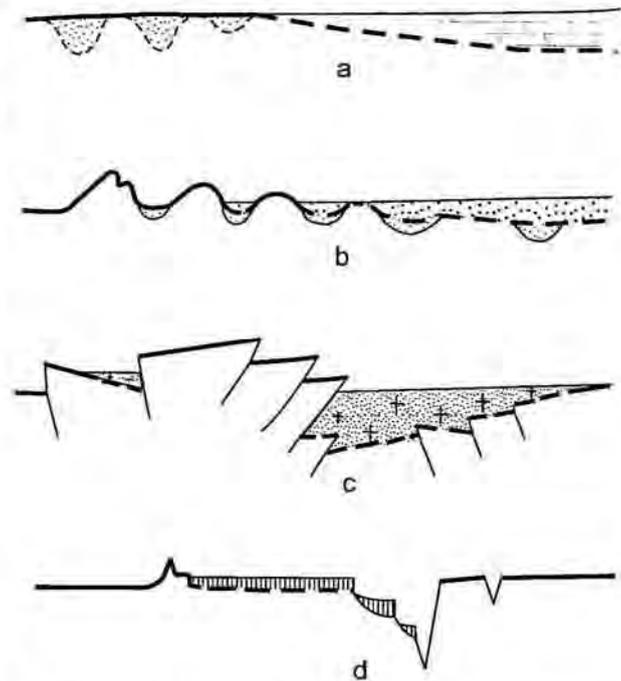


Fig. 6 - Correlación entre los principales elementos geomorfológicos y litoestratigráficos del relieve del Macizo Hercínico: a) superficies de erosión/litofacies carbonatadas mesozoicas; b) relieves diferenciales/facies siderolíticas; c) morfoestructuras en bloques/arcosas; d) encajamiento fluvial/series ocre y terrazas.

la secuela de los cambios morfoestructónicos anteriores y tiene en los sistemas de terrazas su depósito correlativo (Fig. 6).

Las ideas anteriores, planteadas desde la Meseta, si se aplican en éste otro borde del Macizo tienen, obviamente, consecuencias cronológicas importantes que afectan especialmente al registro sedimentario disperso del interior y muy particularmente a los sistemas de terrazas asociados a los ríos. El tomar como referencia cronológica cuaternaria cualquier elemento del sistema fluvial, o como punto de partida de la evolución morfológica o tectónica reciente a la Raña, dejaría de tener sentido puesto que en el paisaje actual del Macizo se encuentra la impronta de muchos millones de años de historia geológica, y no solo las secuelas de los últimos dos o tres de ellos. El registro estratigráfico cenozoico asociado al macizo, su área fuente, se constituye en el mejor testigo de su evolución morfológica, y viceversa. Intentar comprender el uno sin el otro es muy difícil.

## AGRADECIMIENTOS

A Francisco Nozal por su contribución a la mejora del original.

## REFERENCIAS BIBLIOGRAFICAS

- Alía Medina, M. (1976) - Una megaestructura de la Meseta Ibérica. La Bóveda Castellano-Extremeña. *Estudios Geol.*, 32: 229-238.
- Alonso Gavilán, G. (1981) - *Estratigrafía y sedimentología del Paleógeno en el borde SO de la Cuenca del Duero [Provincia de Salamanca]*. Tesis Doctoral de la Univ. de Salamanca, 435 pp.
- Alonso Millán, A. (1981) - *El Cretácico de la Provincia de Segovia [Borde norte del Sistema Central]*. Sem. de Estratigrafía. Univ. Compl. de Madrid, 7, 271 pp.
- Alonso Tejada, J.L.; Pulgar, J. C.; García Ramos, L.C. & Barba, P. (1996) - Tertiary basins and Alpine tectonics in the Cantabrian Mountains [NW Spain]. In *Tertiary basins of Spain*. P.F. Friend & C.J. Dabrio eds. Cambridge University Press, 214-227.
- Azevedo, T.M. (1989) - Rañas e cones aluviais: estudo comparativo. *Res. II Reun. Cuater. Ibér.* AEQUA/GTPEQ, Madrid.
- Bertrand, G. (1971) - Morphostructures cantabriques. Picos de Europa. Montaña de León y Palencia. (Espagne du nord-ouest). *Revue Geographique des Pyrénées et du Sud-Ouest*, 42: 149-70.
- Bertrand, G. & Bertrand, C. (1984) - Des rañas aux rasas remarque sur le système montagne-piemont de la Cordillère Cantabrique Central, Espagne du nord-ouest. *Montagnes et piemonts. Revue Geographique des Pyrénées et du Sud-Ouest*, vol. esp: 247-260.
- Biot, P. (1949) - Les surfaces d'érosion du Portugal Central et Septentrional. *Rapport Commissions Surfaces d'Aplanissement, U.C.I., Congrès International de Géographie*, Lisbonne: 9-116.
- Biot, P. & Solé, L. (1954) - Recherches morphologiques dans le Nord-Ouest de la Péninsule Ibérique. *Mém. et Doc. du CNRS*, 4: 9-61.
- Blanco, J. A. (1991) - Los procesos de alteración en las cuencas terciarias meseteñas. En Alteraciones y Paleoalteraciones en la Morfología del Oeste Peninsular. *SEG/ITGE*, Monografía 6: 9-26.
- Blanco, J.A.; Corrochano, A.; Montigny, R. & Thuizt, R. (1982) - Sur l'âge du début de la sédimentation dans le bassin tertiaire du Duero [Espagne]. Attribution au Paleocène par datation isotopique des alunites de l'unité inférieure. *C. R. Acad. Sci.*, 295: 259-262.
- Bustillo, M.A. & Martín-Serrano, A. (1980) - Caracterización y significado de las rocas silíceas y ferruginosas del Paleoceno de Zamora, *Tecniterra*, 36: 14-29.
- Corrochano, A. (1977) - *Estratigrafía y sedimentología del Paleógeno de la provincia de Zamora*. Tesis Doc. Univ. Salamanca.
- Cunha, P.M. (1992) - *Estratigrafía e sedimentología dos depósitos do Cretácico superior e Terciário de Portugal Central, a leste de Coimbra*. Dissert. Doutoram., 262 pp. Univ. de Coimbra.
- Daveau, S. (1976) - Le bassin de Lousã. Evolution sédimentologique, tectonique et morphologique. *Memórias e Notícias, Pub. Mus. Lab. Min. Geol. Univ. Coimbra*, 82: 95-115.
- Ferreira, A. (1978) - Planaltos e montanhas do Norte da Beira. Estudo de geomorfología. *Memórias do Centro de Estudos Geográficos*, 4: 1-374.
- García Abbad, F. & Martín-Serrano, A. (1980) - Precisiones sobre la génesis y cronología de los relieves apalachianos del Macizo Hespérico (Meseta Central Española). *Estu. Geol.* 36: 391-401.
- Garzón, G. (1980) - *Estudio Geomorfológico de una transversal en la Sierra de Gredos oriental [Sistema Central Español]*. Tesis Doctoral Univ. Compl. de Madrid.
- Garzón, G. & López, N. (1978) - Los roedores fósiles de Los Barros [Avila]. Datación del Paleógeno continental del Sistema Central. *Est. Geol.*, 34: 574-578.
- Heraül, G. (1984) - Dynamique géomorphologique et sédimentologique des piémonts et bassins intramontagneux du Nord-Ouest de l'Espagne et géologie de l'or détritico. *Chron.Rech. Min.*, 474: 49-68.
- Hernández-Pacheco, E. (1932) - Síntesis fisiográfica y geológica de España. *Trab. Mus. Cienc. Nat. Serie Geológica*, 38: 1-584.
- Hernández-Pacheco, F. (1949) - Las Rañas de las sierras centrales de Extremadura. *Com.Rendu du 26 Congrès International de Géographie*, Lisboa, 87-109.
- Jiménez, E. (1970) - *Estratigrafía y Paleontología del borde sur-occidental de la Cuenca del Duero*. Tesis Doctoral de la Univ. de Salamanca, 323 pp.
- Jiménez, E. (1977) - Sinopsis sobre los yacimientos fosilíferos paleógenos de la Provincia de Zamora. *Bol. Geol. Minero*, 85: 357-364.

- Jiménez, E. (1982) - Quelonios y Cocodrilos fósiles de la Cuenca del Duero. Ensayo de biozonación del Paleógeno de la Cuenca del Duero. *Stvd. Geol. Salmanticensia*, 17: 125-127.
- Llópis Lladó, N. (1958) - Sobre la tectónica germánica en Asturias. *Bol. Real Soc. Esp. Hist. Nat.*, Tomo extraordinario "Libro Homenaje al Profesor E. Hernández Pacheco": 415-429.
- López Martínez, N.; Agustí, J.; Cabrera, L.; Calvo, J.P.; Civis, J.; Corrochano, A.; Daams, R.; Díaz, M.; Elízaga, E.; Hoyos, M.; Martínez, J.; Morales, J.; Portero, J.M.; Robles, F.; Santisteban, C.; Torres, T. (1987) - Approach to the Spanish continental Neogene synthesis and paleoclimatic interpretation. *Ann. Inst. Geol. Pub. Hung.*, 70: 383-392. Budapest.
- Martín-Serrano, A. (1988a) - *El relieve de la región occidental zamorana. La evolución geomorfológica de un borde del Macizo Hespérico*. Instituto de Estudios zamoranos Florián de Ocampo. Diputación de Zamora: 306 pp.
- Martín-Serrano, A. (1988b) - Sobre la posición de la raña en el contexto morfodinámico de la Meseta. Planteamientos antiguos y tendencias actuales. *Bol. Geol. Min. España*, 99: 855-870.
- Martín-Serrano, A. (1989) - Características, rango, significado y correlación de las Series Ocreas del borde occidental de la Cuenca del Duero. *Studia Geol. Salmanticensia*, vol. esp., 5: 239-252.
- Martín-Serrano, A. (1991a) - El relieve del Macizo Hespérico y sus sedimentos asociados. En *Alteraciones y Palealteraciones en la morfología del Oeste Peninsular*. SEG/ITGE Monografía 6: 9-26.
- Martín-Serrano, A. (1991b) - La definición y el encajamiento de la red fluvial actual sobre el Macizo Hespérico en el marco de su geodinámica alpina. *Rev. Soc. Geol. España*, 4: 337-351.
- Martín-Serrano, A.; Mediavilla, R. & Santisteban, J.I. (1996) - North-western Cainozoic record: present knowledge and the correlation problem. In *Tertiary basins of Spain*. P.F. Friend & C.J. Dabrio eds. Cambridge University Press: 237-246.
- Martín-Serrano, A.; Santisteban, J.I. y Mediavilla, R. (1996) - Tertiary of Central System basins. In *Tertiary basins of Spain*. P.F. Friend & C.J. Dabrio eds. Cambridge University Press, 255-260.
- Mediavilla, R. y Martín-Serrano, A. (1989) - Sedimentación y tectónica en el sector oriental de la Fosa de Ciudad Rodrigo durante el Terciario. *Vol. de Com. del XII Congr. Nac. de Sedimentología*, 1: 215-218. Bilbao.
- Molina, E.; Vicente, A.; Cantano, M. & Martín-Serrano, A. (1989) - Importancia e implicaciones de las paleoalteraciones y de los sedimentos siderolíticos del paso Mesozoico-Terciario en el borde suroeste de la Cuenca del Duero y Macizo Hercínico Ibero. *Stvd. Geol. Salmanticensia*, 5: 177-186.
- Pedraza, J. (1978) - *Estudio geomorfológico de la zona de enlace entre las Sierras de Gredos y Guadarrama [Sistema Central Español]*. Tesis Doctoral Univ. Compl. de Madrid, 550 pp.
- Pérez González, A. y Gallardo, J. (1987) - La Raña al sur de la Somosierra y Sierra de Ayllón: un piedemonte escalonado del Villafrañense medio. *Geogaceta*, 2: 29-32.
- Pimentel, N.L. (1997) - *O Terciário da Bacia do Sado*. Dissert. Dout. Univ. de Lisboa, 381 pp.
- Pimentel, N.L. & Azevedo T.M. (1993) - Os depósitos de raña no sudoeste ibérico [Baixo Alentejo occidental, Portugal]. *Monograf. C.C. Medioamb.*, 2: 59-70. CSIC, Madrid.
- Portero, J.M. & Aznar, J.M. (1984) - Evolución morfotectónica y sedimentación terciaria en el Sistema Central y cuencas limitrofes (Duero y Tajo). *I Congr. Español de Geología*, III: 253-263.
- Rat, P. (1982) - Factores condicionantes en el Cretácico de España. *Cuadernos Geología Ibérica*, 8: 1059-1976.
- Reis, R.P. & Cunha, P.M. (1989) - A definição litoestratigráfica do Grupo do Buçaco na região de Lousã, Arganil e Mortágua [Portugal]. *Comun. Serv. Geol. Portugal*, Lisboa, 75: 99-109.
- Ribeiro, O. (1941) - Problemas morfológicos do Maciço Hespérico português. *Las Ciencias*, 6 (2): 315-336.
- Ribeiro, A.; Kullberg, M.C.; Kullberg, J.C.; Manuppella, G. & Phipps, S. (1990) - A review of Alpine tectonics in Portugal: Foreland detachment in basement and cover rocks. *Tectonophysics*, 184: 357-366.
- Santanach, P. (1994) - Las cuencas terciarias gallegas en la terminación occidental de los relieves pirenaicos. *Cuad. Lab. Xeoloxico de Laxe*, 19: 57-71.
- Santisteban, J.I.; Martín-Serrano, A.; Mediavilla, R. y Molina, E. (1991) - Introducción a la Estratigrafía del Terciario del SO de la Cuenca del Duero, en *Alteraciones y Palealteraciones en la morfología del Oeste Peninsular*. SEG/ITGE. Monografía 6: 185-198.
- Solé, L. (1952) - *Geografía Física de España*, en Terán, M. de (ed.). *Geografía de España y Portugal*, 1, Muntaner y Simón, S.A, 487 pp. Barcelona.

- Vegas, R.; Vázquez, J. T.; Suriñach, E & Marcos, A. (1990) - Model of distributed deformation, block rotation and crustal thickening for the formation of the Spanish Central System. *Tectonophysics*, 184: 367-378.
- Vergnolle, C. (1988) - *Morphogénèse des reliefs côtiers associés à la marge continentale nord-espagnole. L'exemple du Nord-Est de la Galice*. Serie Nova Terra, 1, 315 pp. Edición do Castro. A Coruña.
- Vicente, G. de; González Casado, J.M.; Bergamín, J.; Tejero, R.; Babín, R.; Rivas, A.; Enrile, J.L.H.; Giner, J.; Sánchez, F.; Muñoz, A. & Villamayor, P. (1992) - Alpine structure of the Spanish Central System. *III Congreso Geológico de España, Salamanca*, Actas, 1: 284-288.
- Vicente, G. de; González Casado, J.M.; Muñoz, A.; Giner, J. & Rodríguez Pascua, M.A. (1996) - Structure and Tertiary evolution of Madrid basin. In *Tertiary basins of Spain*. P.F. Friend & C.J. Dabrio eds., Cambridge University Press: 263-271.
- Warburton, J. & Alvarez, C. (1989) - A thrust tectonic interpretation of the Guadarrama Mountains, Spanish Central System. *Libro Homenaje a Rafael Soler (AGGEP)*: 147-155.