

## **SUPERFICIES Y DEPRESIONES EN EL SISTEMA CENTRAL IBERICO: ARQUITECTURA DE LAS GRANDES UNIDADES MORFOESTRUCTURALES EN EL SECTOR DE GREDOS-GUADARRAMA**

**P. FERNANDEZ GARCIA, J.D. CENTENO CARRILLO &  
G. GARZON HEYDT**

Departamento de Geodinámica. Facultad de C.C. Geológicas. Universidad Complutense.  
28040 Madrid.

**Resumen.** Se define la geometría y arquitectura de las superficies de aplanamiento del Sistema Central Español. Su articulación en bloques elevados y depresiones intramontanas queda definida por las direcciones dominantes N 70° junto las secundarias N 20° y N 130°, que producen la compartimentación. La presencia de dos niveles de superficies claramente diferenciados: las superficies altas y las superficies de piedemonte (rampas) y sus rasgos morfológicos característicos -inclinaciones y vergencias, presencia de relieves residuales, perfiles de alteración, análisis de morfoisohipsas, etc.- puede interpretarse como evolución de una superficie primaria desgajada y desnivelada según cualquiera de los modelos morfoestructurales propuestos para el Sistema Central, bien a partir de fallas en dirección, como por cabalgamientos.

**Palabras Clave:** Superficies de erosión, Morfoestructura, Sistema Central Ibérico.

**Abstract.** The Iberian Central System is built up by planated surfaces showing an architecture of tectonic uplifted blocs and depressions. The main trend is given by the N 70° lineaments, articulated in segments by the N 20° and N 130° faults. Two main planation levels might be considered, the Upper Surfaces and the Pediments, or lower ones. Based on a morphoisohipses map their basic characteristics are described (tilting, weathering, residual elements, ...). This morphostructure can be interpreted from the evolution of one prior surface that has been unlevelled due either to directional faulting, or basal detachments, according to previous proposed structural models.

**Key Words:** Planation Surfaces, Morphostructure, Iberian Central System.

## 1. Introducción

La morfología del Sistema Central Ibérico se define a partir de una serie de superficies de aplanamiento escalonadas o imbricadas, desarrolladas sobre los materiales graníticos y metamórficos del Macizo Hespérico. Todo este conjunto queda distribuido en una serie de bloques elevados y hundidos, articulados entre sí por laderas de fuerte pendiente.

Desde un punto de vista histórico, los modelos evolutivos sobre esta morfología coinciden, al menos, en señalar tres niveles de superficies claramente diferenciadas: un nivel de cumbres (las sierras); un nivel asociado a superficies altas (parameras) y, finalmente, una serie de superficies de piedemonte (rampas). La génesis de estas superficies es difícilmente explicable recurriendo a una historia evolutiva sencilla y, por ello, se han propuesto varios modelos que, sin ser siempre contradictorios, enfatizan distintos puntos de vista. Las principales diferencias entre estos modelos están basadas fundamentalmente en la interpretación morfogenética de algunas superficies, en la cronología de los principales eventos y en el desarrollo de las etapas evolutivas. Un resumen de la bibliografía que introduce elementos de discusión sobre dicha génesis debería incluir, al menos, los siguientes trabajos: Schwenzner (1937), Vidal Box (1937), Birot & Solé Sabaris (1954), Vaudour (1977), Pedraza (1978), Gutierrez Elorza & Rodríguez Vidal (1978), Garzón (1980), Garzón *et al.* (1982), Molina *et al.* (1985), Centeno (1988), Fernández García (1988), Garzón (1991), Garzón *et al.* (1991).

En el presente trabajo no se trata de insistir de nuevo en los modelos genéticos y evolutivos previamente discutidos, sino que el objetivo prioritario consiste en una visión sintética de la arquitectura de los bloques y depresiones que configuran hoy el sector central de la cordillera entre Gredos y Guadarrama (Fig. 1) en función de sus principales caracteres geológicos y geomorfológicos. El elemento de partida para este análisis ha sido el mapa de morfoisohipsas de la zona previamente elaborado por algunos de los autores del presente trabajo Centeno *et al.* (Inédito), y que ha permitido una representación sintética de las superficies y su compartimentación en bloques en función de lineaciones preferentes. El trazado en planta de estas curvas, sus inflexiones, variaciones de espaciado, etc., permite la reconstrucción y detección bien de umbrales positivos de relieve o de su vaciado (Fig. 2).

A partir de este esquema, de la elaboración de datos propios y de la recopilación de los trabajos realizados previamente en la zona por múltiples autores, se han sintetizado los siguientes aspectos sobre las diferentes unidades establecidas -alturas de los respectivos bloques con sus vergencias relativas, grado de conservación y alteritas, formas de modelado, presencia o no de relieves residuales en la superficie, desnivelaciones y articulación entre niveles de aplanamiento-. Finalmente, se discute la arquitectura de los elementos analizados en relación con algunos de los modelos existentes sobre la estructura tectónica del Sistema Central.

## 2. Las grandes unidades morfoestructurales

El mapa de morfoisohipsas ofrece una visualización clara del desarrollo longitudinal de las superficies y de su distribución en bloques, permitiendo el trazado de los principales lineamientos que los definen. Los límites de estos bloques coinciden evidentemente con importantes lineaciones tectónicas y fracturas, pero éstas se ven resaltadas además, en muchos casos, por rasgos morfológicos singulares tales como coalescencia de conos aluviales, desviaciones anómalas de la red de drenaje, capturas, asimetría de los niveles de terrazas, etc.

Sobre la fig. 3 se han trazado las principales líneas de fractura, individualizando con ello los bloques que han tenido un funcionamiento relativamente independiente. Las direcciones principales que determinan esta configuración son las lineaciones N 70° que delimitan sus rasgos longitudinales, y las N 20-40° que las compartimentan en segmentos. La arquitectura resultante es una serie de bloques elevados y depresiones, como ya han señalado repetidamente la mayoría de los autores previos, con las depresiones en sucesión longitudinal a lo largo de las lineaciones N 70°. Una tercera dirección, la N 120-140°, aunque se esboza en muchos rasgos del paisaje, no presenta una definición morfológica sustancial en la definición de bloques, salvo en el contacto entre Gredos y Guadarrama.

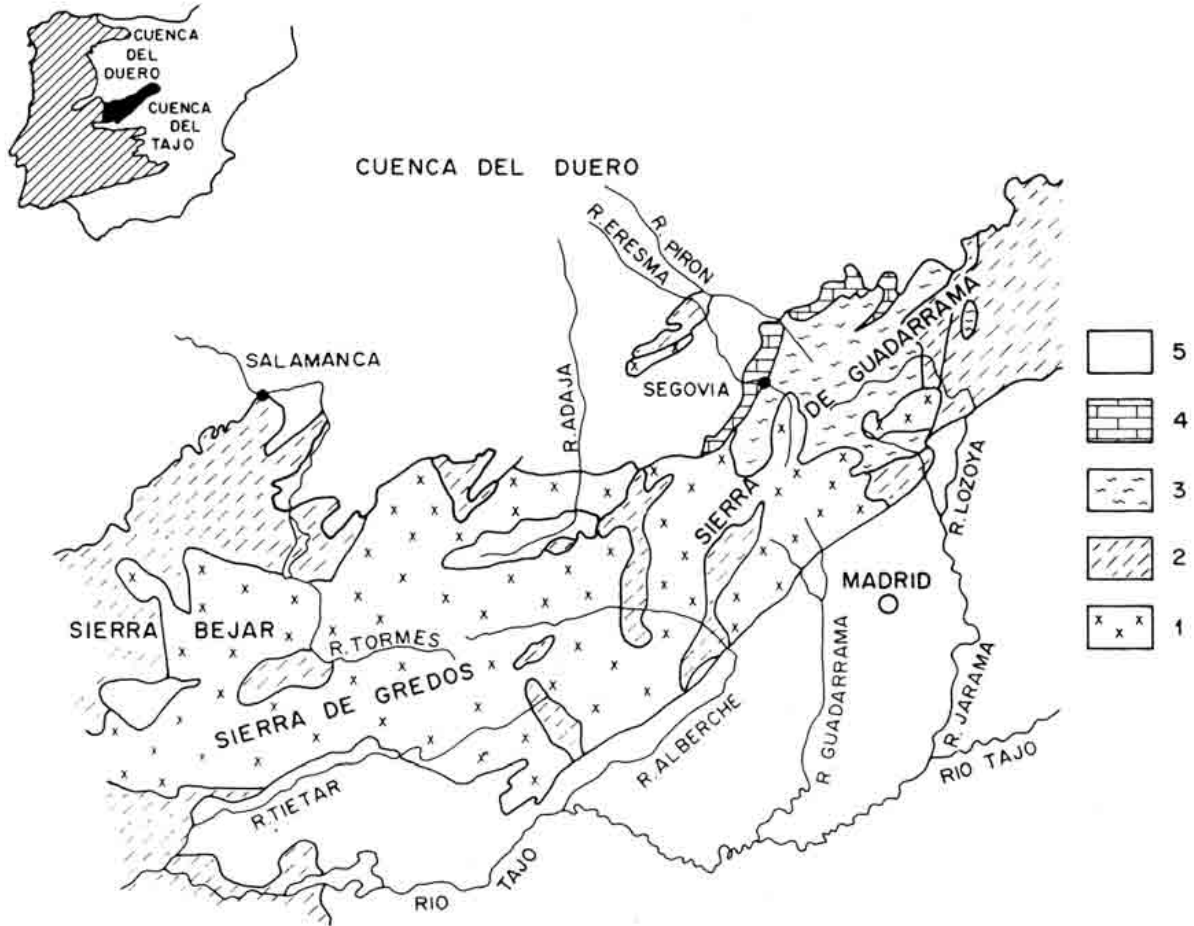


Figura 1.- Situación general de la zona. 1) Granitoides Hercínicos, 2) Esquistos-grauwacas precámbricos, 3) Pizarras-cuarcitas paleozoicas. 4) Calizas y arenas Cretácicas, 5) Arcosas Neógenas.  
 Geographical setting and reference sites. 1) Late Hercinian granitoids, 2) Precambrian schist-grauwackes, 3) Paleozoic quartzites and shales, 4) Cretacic Limestone-sandstones, 5) Neogene arcoses.

### 3. Las superficies

A continuación se describen los principales rasgos morfológicos de los niveles de superficies de aplanamiento considerados. Los niveles que se han representado son tres, aunque también se ha incluido en la cartografía otra superficie inferior encajada en la superficie del piedemonte, el piedemonte inferior. Finalmente, en los bordes con las cuencas sedimentarias existen otros aplanamientos morfológicos, las superficies finiterciarias culminantes y los depósitos tipo "raña", que marcan las últimas fases de aplanamiento -arrasamiento y/o relleno- según los autores (ver p.e. Martín Serrano).

**Las cumbres.** Forman los relieves más altos con alturas próximas a 2000 m y manteniéndose como divisoria principal de todo el Macizo. Presentan morfología de sierras con picos y laderas abruptos aunque, a veces, pueden identificarse sobre ellas algunos elementos planos de modelado suave. Se conservan restos de regolito tipo "grus" y relieves residuales muy degradados (tipo "monadnock" a tipo "nubbin"), Pedraza (1978) y Centeno (1988). Las formas abruptas están asociadas a zonas de fracturas



Figura 2.- Mapa de morfoishipsas y su relación con las superficies definidas para Gredos y Guadarrama.  
*Planation surfaces and associated isohypsals map*

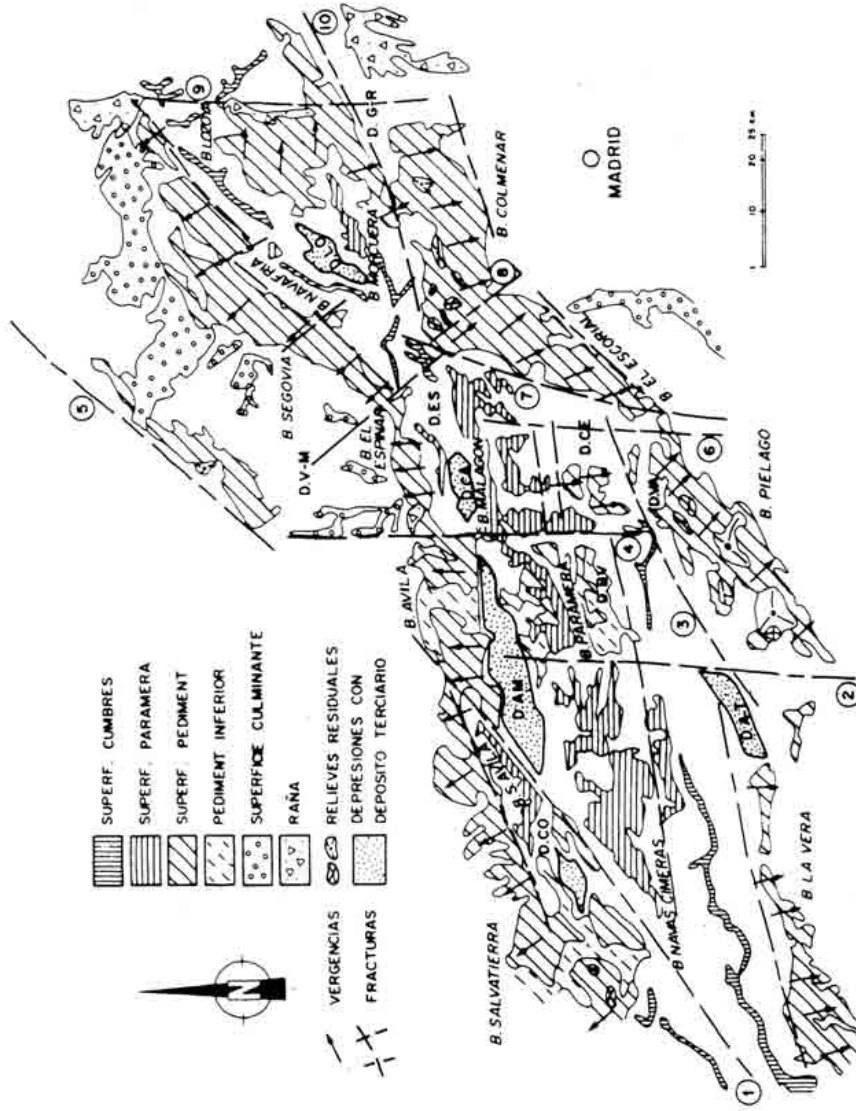


Figura 3.- Principales bloques con sus vergencias, depresiones y lineaciones. Bloques (B), Depresiones (D). V-M: Valverde del Majano, CO: Corneja, AM: Ambles, C-A: Campo Azalvaro, ES: Espinar, BU: Burguillo, CE: Cebreros, VA: San Martín de Valdeiglesias, LO: Lozoya, A-T: Alto Tietar, G-R: Guadalix-Redueña. Lineaciones: 1) Jerte, 2) Mijares, 3) Cadalso, 4) Herradón, 5) Nieva, 6) Almenara, 7) Abantos, 8) Guadarrama, 9) La Berzosa, 10) Guadalix.  
 Morphoestructural units: main lineations, uplifted blocks and intramontane depressions. Initial referred to sites mentioned in the text.  
 Uplifted Blocks (B). Depressions (D). V-M: Valverde del Majano, CO: Corneja, AM: Ambles, C-A: Campo Azalvaro, ES: Espinar, BU: Burguillo, CE: Cebreros, VA: San Martín de Valdeiglesias, LO: Lozoya, A-T: Alto Tietar, G-R: Guadalix-Redueña. Lineations: 1) Jerte, 2) Mijares, 3) Cadalso, 4) Herradón, 5) Nieva, 6) Almenara, 7) Abantos, 8) Guadarrama, 9) La Berzosa, 10) Guadalix.

importantes con una mayor actividad erosiva, mientras que las suaves presentan en su base rebordes tipo pedestal que han ralentizado su evolución.

**Las superficies altas.** Constituyen el cuerpo central de la cordillera sobre la que se elevan los relieves de cumbres. Tradicionalmente todos los autores coinciden en describirla como una unidad poligénica de gran antigüedad, con presencia de relieves residuales muy degradados tipo "monadnock" (PEDRAZA, 1978). Su altura es de 1600-1700 m, aunque puede tener zonas con menor valor. Restos de alteritas se conservan localmente en sectores, que podrían considerarse, aunque con algunas reservas, relacionados con la etapa de desarrollo de esta unidad. La relación entre esta superficie y las inferiores es compleja, presentándose en ocasiones como imbricaciones de unos niveles en otros, en tránsito gradual (zona de Avila), aunque generalmente existe una ruptura importante de la unidad con escalonamiento morfológico. El mayor desarrollo de esta unidad morfológica se presenta hacia el Oeste en la zona de Gredos y en la transición Gredos-Guadarrama, donde forma el cuerpo central de la cordillera, extinguiéndose prácticamente hacia el Este. Se han separado un total de cinco bloques (Fig. 3), individualizados entre sí por depresiones interiores o valles fluviales.

El primer bloque comenzando desde el Oeste, el de "*Las Navas Cimeras*", constituye una altiplanicie a 1600 m, encastrada entre las dos cuerdas principales de las cumbres de Gredos. Se trata de una unidad relativamente bien conservada, aunque dentro de ella aparecen encajamientos importantes rellenos de depósitos terciarios, como el del Alto Alberche de posible edad Paleógena (Ubanell, 1975). Hacia el Sur, la unidad se adosa a los relieves de la cuerda meridional y principal de Gredos, aunque quede aislada de ellos por el encajamiento del río Tormes. Su límite hacia el Este es la falla de Mijares.

El bloque de "*La Paramera*" se encuentra formado por tres niveles complejos interdentados unos en otros, con imbricación y vergencia hacia el Norte. Las alturas son más variables, oscilando entre 1600 y 1300 m. Limitado por el Norte por el valle del Amblés, el bloque se prolonga morfológicamente al otro lado de la fosa, manteniendo, por tanto, una concordancia de alturas a ambos lados de la depresión.

La "*sierra de Avila*" junto con el borde norte de la depresión del Amblés forman un conjunto más irregular, a 1300 m. de altura, en el que se conservan restos de la superficie en cuerdas y replanos muy degradados. Existe una vergencia muy clara hacia el Noroeste, dando lugar a unos niveles imbricados unos en otros y bajando sensiblemente de cota en esta dirección.

En la transición Gredos-Guadarrama destaca la "*sierra de Malagón*", con una altura máxima de 1700 m, pero que desciende escalonadamente en teclas estructurales hacia el Sur, hasta alcanzar los 1300 m. Este descenso se justifica por una serie de fracturas Este-Oeste que atraviesan la unidad, e incluso se continúan más al sur en la depresión de Cebreros. Todo el conjunto queda enmarcado en dos direcciones tectónicas importantes Norte-Sur: la del Herradón y la de los relieves de la Almenara.

Finalmente hacia el este, en la sierra de Guadarrama los únicos restos mencionables de esta superficie alta se ubican al pie de los relieves de "*La Morcuera*" y "*Navafría*". Morfológicamente, representan unos pedestales a 1700 m de altura, sobre los que se elevan los relieves de las cumbres. La planicie se encuentra recubierta de una importante alterita, a la que ya se ha aludido.

En resumen puede hablarse de la presencia de una superficie más o menos conservada en toda la zona, compartimentada por fracturas o depresiones. Algunos de ellos presentan desnivelaciones por fracturación o a veces imbricaciones y cierta vergencia hacia las cuencas. En general no presentan recubrimientos ni relieves residuales significados. El retocado por incisión de la red fluvial es básicamente vertical, con un marcado control por la fracturación.

**Las superficies de piedemonte.** Tradicionalmente se ha conocido como "Rampas" a las superficies de arrasamiento que se extienden al pie de la cordillera, tanto en sus bordes norte como sur, formando una superficie de transición de gran continuidad entre las cuencas sedimentarias y la superficie Alta. Hemos preferido el término superficie de piedemonte, sin implicaciones genéticas, al de "pediment", frecuentemente utilizado, puesto que quedan detalles sin resolver respecto a su génesis. En el norte, esta rampa se identifica de forma prácticamente continua (Fig. 2) y en su extremo occidental ofrece gran extensión enlazando con la sierra de Bejar a través del corredor diagonal de la falla del Jerte. El piedemonte sur ofrece mayor irregularidad con cotas más bajas, además de una desnivelación muy marcada con dirección este-oeste.

## Unidades morfoestructurales en Gredos-Guadarrama 9

**El piedemonte septentrional.** El pie de la vertiente norte del Sistema Central se identifica con una amplia superficie de arrasamiento en dirección a la cuenca sedimentaria del Duero. Sus cotas son uniformes, en todo su trazado, con valores comprendidos entre 1200 y 1000 m aunque puedan darse modificaciones locales. Se describen a continuación, de Este a Oeste, los principales bloques establecidos para este sector.

El "*bloque de Segovia*".- Es el más oriental de la zona y se encuentra definido por dos importantes accidentes morfoestructurales: la prolongación de la falla de La Berzosa (N-S) y la lineación de entronque entre Guadarrama y Gredos, de dirección NW-SE. La homogeneidad en el espaciado de las isohipsas marca un descenso muy regular para este bloque, desde los 1200 m hasta los 1000 m. Las inflexiones de las isohipsas responden a las incisiones de las redes fluviales más importantes: Eresma y Pirón. Los relieves residuales son menores y las alteraciones y perfiles están muy lavados.

El "*bloque del Espinar*".- Más al oeste, tiene lugar un marcado cambio en la orientación y vergencia del piedemonte hacia el Norte, estrechándose sensiblemente en todo su trazado, aunque sus alturas no se ven apenas modificadas con respecto al bloque anterior. Este bloque queda limitado entre los accidentes de Navacerrada y del Herradón. Los relieves residuales son escasos y se sitúan en proximidad al enlace con las laderas de sierra.

El "*bloque de Avila*".- Situado entre la falla del Herradón y la prolongación de la del Jerte, se ubica un bloque que limita hacia el sur con la fosa del Amblés. En él tiene lugar un ascenso importante de las alturas, sobre todo, de la máxima, que localmente puede alcanzar 1300-1400 m. Otro hecho destacado es que comienza aquí a desarrollarse la superficie inferior degradada, como un nivel generalizado de marcada penetración hacia el Sur a favor de los valles y con una extensión representable a la escala de trabajo. Hasta ahora este episodio erosivo sobre la superficie del piedemonte no ha sido mencionado, porque sólo tenía carácter local y muy restringido.

El "*bloque de Salvatierra*".- Forma el piedemonte más occidental, para el que se reconoce nuevamente otro giro importante en la orientación y vergencia. Representa un descenso generalizado de las alturas, desde 1300 a 1000 m, si bien hay zonas de avance de las isohipsas formando núcleos que envuelven áreas con abundancia de macroinselbergs. La superficie inferior degradada alcanza aquí una extensión importante, formando niveles penetrativos hasta la cabecera de los valles fluviales. Otro hecho relevante es la vinculación de estos niveles penetrativos con depósitos paleógenos fuertemente cementados, que aparentemente fosilizan esta superficie.

**El piedemonte meridional.** Forma la rampa de transición entre los relieves del Sistema Central y la cuenca sedimentaria del Tajo. Los valores de las alturas son muy contrastados descendiendo escalonadamente, de Este a Oeste del orden de 600 m. El resultado es una serie de bloques desnivelados separados por direcciones tectónicas importantes. Su vergencia es sin embargo muy constante en una misma dirección SW, (Fig. 2).

El "*bloque del Lozoya*".- Forma el conjunto más oriental, con alturas comprendidas entre 1100-1000 m. Las vergencias son en dirección Este, es decir, hacia el río Lozoya, quedando perfectamente delimitado por la falla de la Berzosa. Este valle tienen un trazado complejo reflejado en el trazado de las isohipsas con un codo abierto hacia el Sur, que genera una depresión erosiva indudablemente retocada. Otro hecho significativo es la existencia en ella de las planicies con depósito de raña, que suponen una anomalía en los valores de las cotas.

El "*bloque de Colmenar*".- Se sitúa a partir del accidente de Guadalix-Redueña, donde el pedimento ofrece un importante cambio en su vergencia, abriéndose claramente en dirección al sur. Esta superficie se continúa hasta la prolongación hacia el Sur del Pto. de Guadarrama donde según la dirección N 30° W se produce un cambio en la dirección de la vergencia del pedimento. Destacan sobre la superficie importantes macro y mesoinselbergs, con isohipsas que reflejan claramente la localización de las lineaciones tectónicas y los relieves residuales. Las alturas varían entre 1100 y 900 m.

El "*bloque de El Escorial*".- Se extiende descendiendo ligeramente entre los 1000 y 800 m. Las vergencias cambian hacia el SE y pueden presentar alguna flexión local por retocado posterior fluvial. Hacia el oeste choca bruscamente contra la lineación metamórfica de Almenara-Abantos, de dirección N 20° E. Existen perfiles de alteración con secuencias bien desarrollados (Centeno *et al.*, 1987, Centeno,

1988), pero las dataciones no permiten precisar una edad concreta para el desarrollo de la unidad. Por último, cabe destacar la presencia de relieves menores, tipo tors y domos fundamentalmente, junto a otras formas menores graníticas, grabadas sobre la planicie y niveladas conjuntamente por un mismo plano.

El "*bloque del Piélago*".- Presenta una superficie generalizada a 800 m que desciende suavemente hasta 600 m al oeste. Sobre ella aparecen grandes macroinselbergs, algunos como el de la sierra de S. Vicente, con techos de hasta 1300 m. Sobre esta superficie se detectan varias depresiones menores intercaladas con depósitos terciarios (Guadyerbas, Marrupejo, Pepino, etc.) todas ellas elongadas en la misma dirección NE-SW.

Finalmente, el "*bloque de la Vera*".- En el extremo más occidental el piedemonte se estrecha sensiblemente, estando muy retocado por los abanicos cuaternarios procedentes de las gargantas de Gredos, volviendo a aparecer a la altura de Jaráiz de la Vera perfectamente desarrollado y con presencia de montes islas. Las alturas están más rebajadas en este bloque y oscilan entre 500-400 m. La transición con el bloque del Piélago es una plataforma compleja, donde dominan los procesos de indefinición de la red de drenaje y encharcamientos, sin que existan unas líneas de evacuación claras. Existen también depósitos terciarios fosilizando los interfluvios y el zócalo, lo que configura una especie de umbral previo a la auténtica fosa del Tajo.

En resumen, puede establecerse una diferencia clara entre las superficies de piedemonte del borde Norte y Sur, no solo en su altura general sino en la pronunciada inclinación hacia el oeste del margen Sur. Ello provoca que aunque en el este la desnivelación entre las dos mesetas sea escasamente de la centena de metros, hacia el oeste la desnivelación se convierta en más de 500 m.

Respecto a la vergencia de los bloques, no suele tener una manifestación clara en la superficie alta, mientras que los bloques del piedemonte sí presentan una neta direccionalidad con una cierta disarmonía de orientaciones entre los bloques adyacentes. Las vergencias del piedemonte concuerdan básicamente con las direcciones de los ríos que se desarrollan sobre él, pero no hay ninguna relación entre la extensión de la superficie y la red, puesto que parece razonable que sea la superficie la que esté condicionando la concentración de la escorrentía.

*El piedemonte inferior.* En algunas zonas del macizo se identifica otra superficie, encajada en la superficie del piedemonte y relacionada ya con los valles fluviales que la disectan. Es una superficie interdentada, de contorno irregular, asociada a zonas de mayor degradación y situada 20-40 m por debajo del pedimento. En la vertiente sur aparece bien desarrollada definiendo una "terrazza erosiva" o "superficie de sustitución" del piedemonte superior. En la vertiente norte es prácticamente inexistente, a excepción del extremo oeste (Salvatierra), donde destaca por su grado de conservación. Su estrecha relación con la red fluvial actual parece indicar una génesis relacionada con el final de los arrasamientos y el inicio de la incisión.

*Las superficies terciarias.* En la vertiente norte existe un enrasamiento morfológico generalizado de las superficies culminante terciaria y del pedimento, que no es observable en la cuenca del Tajo, donde se mantiene un desgajamiento importante entre dichas unidades morfológicas. Por otro lado, los depósitos de la raña tienen un carácter local respecto a algunos relieves, localizándose "disconformes" morfológicamente bien sobre las planicies culminantes o sobre el pedimento.

#### 4. Las Depresiones Interiores

Como ya se ha señalado, caracterizan el relieve, además de los bloques elevados, una serie de depresiones intramontanas elongadas en la misma dirección general de la cordillera, la N 70°E. A su vez, puede observarse cómo estas depresiones están alineadas a lo largo de tres direcciones preferentes: una norte, otra axial y otra sur, aunque esta continuidad se ve trastocada por el movimiento de las fracturas meridianas. Ninguna de ellas es endorreica ya que, en todos los casos, son drenadas por gargantas fluviales hacia las cuencas del Tajo y Duero. De esta forma, la estructura general de la cordillera queda definida en dos alineaciones paralelas de Sierras, separadas por las depresiones del eje axial, y con otras dos alineaciones de depresiones que delimitan sus bordes norte y sur.



## *Unidades morfoestructurales en Gredos-Guadarrama 11*

**Las depresiones de la lineación Norte.** Esta dirección preferente comprende las depresiones del Corneja, del Amblés, de Campozálvaro y de El Espinar. Estas quedan aisladas de la depresión del Duero por el piedemonte Norte y algunas Sierras marginales que se desarrollan sobre él. Mantienen una altitud de unos 1.100 m y su principal característica es que con excepción de la última, se encuentran rellenas de sedimentos terciarios. Estos depósitos se corresponden básicamente con los depósitos basales de la 2ª Secuencia Depositional Terciaria de edad Paleógena (Fernández García et al., 1989), aunque en la depresión de Campozálvaro afloran también sedimentos cretácicos.

Finalmente, puede considerarse una cuarta lineación, ya dentro de la cuenca del Duero, pero anterior a la falla principal del borde Norte. Daría lugar a las subfosas de Valverde del Majano y Riaza, sedimentológicamente conectadas ya con la depresión del Duero.

**Las depresiones del eje axial.** El eje axial está definido por de las depresiones del Burguillo, de Cebreros y del Lozoya. Las dos primeras se diferencian de las del norte en que no aparecen en ellas relleno sedimentario. Sin embargo, el hecho de que en ellas se haya definido superficies con Inselbergs, ha llevado a relacionarla con la superficie del piedemonte. La intensa degradación que ambas depresiones sufren, estando en franco proceso de encajamiento actual y lavado por el río Alberche, no excluye la posibilidad de que pudieran haber existido depósitos terciarios que hubieran sido evacuados por este río, o un sistema fluvial equivalente.

Ya en el sector oriental, la depresión del Lozoya presenta unas características peculiares, puesto que aunque por su lineación general coincide con las depresiones del Norte, representa también el eje dorsal de la cordillera. La depresión se descompone en dos sectores bien diferenciados separados por umbrales estructurales. Además se encuentra abierta y está siendo drenada hacia el Sur a través de una superficie que coincide con la del piedemonte del borde meridional. Se diferencia de las anteriores en que conserva en su interior restos de sedimentos terciarios y cretácicos.

Hacia el oeste, formando parte de este eje axial, podría considerarse también la depresión del Alto Alberche, que queda colgada a 1500 m de altitud, y en la que también se conservan sedimentos terciarios (Ubanell, 1975) atribuibles a facies análogas a las citadas anteriormente de la 2ª Secuencia Depositional.

**Las depresiones del Sur.** La lineación sur se desarrolla limitando la superficie alta y el piedemonte. En este borde sólo se identifica claramente una depresión interior, la del Alto Valle del Tiétar, que queda aislada de la cuenca del Tajo por el bloque del Piélagos. Como prolongación de ella, sin embargo, puede considerarse otras áreas que aunque no llegan a definir importantes depresiones, si suponen un hundimiento con respecto a la superficie del piedemonte. Hacia el W se encuentra la depresión de la Vera y más hacia el este la depresión de S. Martín de Valdeiglesias puede entreeverse como una continuación de la misma lineación que el Alto Valle del Tiétar. En el extremo oriental finalmente, el escalón que se presenta en el piedemonte, en la zona de Guadalix-Redueña, parece indicar también la continuación de esta dirección de debilidad.

### **5. Síntesis y discusión**

La morfoestructura del Sistema Central puede sintetizarse en dos niveles esenciales de superficies de aplanamiento, compartimentadas en bloques e interrumpidas por depresiones interiores. Las superficies altas constituyen el núcleo central de la Cordillera, y sobre ellas se elevan los niveles de cumbres de las sierras. Los bordes norte y sur quedan enmarcados por las superficies más bajas, las rampas de piedemonte. A este esquema básico se superponen las zonas hundidas a lo largo de lineaciones longitudinales. Tanto las superficies como las depresiones que configuran dicha arquitectura se estructuran de acuerdo con dos elementos tectónicos fundamentales, las fracturas N 70° que marcan sus rasgos longitudinales, y otras N 20°-40° que producen la compartimentación en segmentos.

En las superficies altas la segmentación transversal a la cordillera se traduce en una serie de bloques, que presentan cierta dispersión de altitudes, entre 1500 y 1800 m, aunque sin definir ninguna tendencia clara en su distribución espacial. Por el contrario las superficies de piedemonte, aún manteniendo esta estructura de bloques, éstos se configuran con unas pautas marcadas. El piedemonte norte ofrece pocos cambios de E a W, manteniendo una altura homogénea entre los 1200 y los 1000 m de altura. Sin

embargo, hacia el oeste de la zona estudiada, si se presenta un descenso de dicha superficie y el bloque más occidental, el de Salvatierra, llega a descender hasta los 800 m hasta al pie de la Sierra de la Estrella, ya en Portugal. De hecho, en este sector occidental el piedemonte norte se transforma prácticamente en una superficie única que abarca todo el núcleo de la cordillera hasta el límite con la cuenca del Tajo.

El piedemonte sur descende también en altitud hacia el oeste, pero mucho más bruscamente, a favor de la articulación en bloques (desde 1100 m en Guadalix hasta 400 m en la Vera). Esta desnivelación en cuña hace que el piedemonte norte quede colgado sobre el del sur hasta casi 600 m en su extremo occidental, entre la superficie de Salvatierra en la vertiente del Duero y la prolongación del bloque de la Vera en la vertiente del Tajo. Este salto es aproximadamente del mismo orden del señalado previamente para el piedemonte sur de este a oeste, lo que implica que las diferencias de desnivelación o arrasamiento entre el norte y el sur se ha producido en forma de tijera.

Con respecto al significado morfológico de las depresiones intramontanas, se ha señalado que éstas se presentan alineadas a favor de tres ejes longitudinales paralelos en la cordillera. Las depresiones de los ejes norte y sur marcan el límite entre sus piedemontes respectivos y las superficies altas que constituyen el núcleo de la cordillera. La lineación de depresiones axiales divide en dos estribaciones este núcleo central elevado.

Resulta significativo que la mayor parte de las depresiones septentrionales, abiertas a la cuenca del Duero, están rellenas de sedimentos, mientras que las meridionales, abiertas a la cuenca del Tajo, no siempre presentan depósitos. Ello podría relacionarse con la mayor desnivelación señalada en el Piedemonte del Tajo respecto al del Duero, que condicionaría niveles de base locales más bajos en el primero y la aceleración del vaciado de sedimentos en estas depresiones.

Finalmente, con respecto a las peculiaridades concretas y a los recubrimientos de los dos niveles básicos de superficies, cabe decir que ambas superficies presentan características diferentes en cuanto a formas de modelado y grado de alteración, que implica distintas condiciones de evolución y conservación para ambas. Estas características, sin embargo, no excluyen una relación genética entre ellas, como su propia configuración morfoestructural parece indicar. La geometría de bloques y la continuación lateral de las diferentes unidades puede asimilarse a la desnivelación de una única superficie. Esta superficie previa se habría visto sometida posteriormente a diferentes condiciones ambientales, produciéndose distintas formas de retocado morfológico, tal y como han venido proponiendo sucesivos autores, aunque con interpretaciones diferentes.

La preservación de las morfologías planas sobre la superficie del terreno una vez formadas, se integra bien con los modelos de evolución tectónica propuestos para el Sistema Central Español. La desnivelación de esa superficie original ocurriría por movimientos eminentemente en la vertical o en dirección, sin que se produzca un trastocado esencial en su morfología, e incluso preservando en su misma posición el recubrimiento sedimentario. Sólo en las zonas activas de dislocamiento o sobre elevación tectónicas, la actividad de retocado morfológico sería esencial.

Finalmente otro aspecto significativo de los que se han deducido de los mapas expuestos es el de los movimientos relativos de bloques y sus respectivas vergencias. Sobre las lineaciones generales de los márgenes y fosas interiores, se superponen las direcciones N a NE, que segmentan y desplazan entre sí la compartimentación previa. Esta configuración morfoestructural fue interpretada por Garzón (1980) para un sector de la cordillera como una tectónica de cuencas "pull-apart", determinada por fallas en dirección (N 70° siniestras) que condicionaban las direcciones longitudinales, y sus direcciones asociadas (N 20° siniestras y N 130° dextrales) que producían la segmentación. Posteriormente han sido propuestos otros modelos, aplicando también conceptos de movimientos en dirección y "rhomb-rabens" (Portero & Aznar, 1984, Vegas *et al.*, 1986).

Más recientemente, otros autores interpretan el Sistema Central como un gran "despegue basal" y con una serie de cabalgamientos imbricados, que se resuelven fundamentalmente hacia la zona Sur, en áreas elevadas "pop-up" y deprimidas "pop-down" (Walbourton & Alvarez, 1989, De Vicente *et al.*, 1991). Esta deformación originada por una compresión N155E con transporte tectónico hacia el NW, se resolvería lateralmente con importantes fallas de desgarre, las N130E dextrales y las N20E siniestras (De Vicente *et al.*, 1992). Este modelo justifica en parte la disimetría norte-sur tanto en la cordillera como en las

fosas. Moreno (1991), en el sector salmantino -extremeño de la cordillera, también explica la desnivelación entre las dos mesetas. Para él las fracturas NE-SW actuarían como fallas normales, aunque con alguna pequeña componente horizontal durante una primera etapa. Durante una segunda fase, serían reactivadas como cabalgamientos con una componente direccional izquierda, mientras que para ese momento las fracturas E-W y NW-SE tendrían una componente direccional derecha.

El resultado final desde el punto de vista morfoestructural, de juego relativo de bloques y sus direcciones, resulta por tanto el mismo, para cualquiera de los diferentes modelos de evolución estructural expuestos, sin interferencia del método utilizado en el análisis de la fracturación o de su justificación tectónica. Cualquiera de ellos sería aplicable a la arquitectura morfológica analizada en el presente trabajo, independientemente de la génesis climática y cronológica aceptada para las superficies.

#### **Observaciones y agradecimientos**

El presente trabajo se presentó y está publicado como Abstract en la II Reunión Nacional de la Sociedad Geomorfológica Española en Septiembre de 1992 en Murcia. Agradecemos a Agustín Blanco, M<sup>º</sup>. José Campos y Asunción García la colaboración prestada en su acabado definitivo.

#### **Referencias bibliográficas**

- Birot, P. & Solé Sabarís, L. (1954).-*Investigaciones sobre morfología de la Cordillera Central Española*. Inst. Juan Sebastián Elcano, C.S.I.C., p. 87.
- Centeno, J.D. (1988).- *Morfología granítica de un sector del Guadarrama Occidental*. Tesis Doctoral. Ed. Univ. Complutense. Madrid. p. 321.
- Centeno, J.D. & Brell, J.M. (1987).- Características de las alteraciones de las Sierras de Guadarrama y Malagón (Sistema Central Español). *Cuaderno Lab. Xeológico de Laxe*, 12. 79-87.
- Centeno, J.D., Fernández García, P. & Sanz, M.A. (Inédito).- *Cartografía geomorfológica y memoria de las Hojas 1/200.000 nº 38 (Segovia) y nº 44 (Avila)*. Proyecto Neotectónico. I.T.G.E.-ENRESA.
- Fernández García, P. (1988).- *Geomorfología del sector comprendido entre el Sistema Central y el Macizo de Santa María de Nieva (Segovia)*. Tesis Doctoral. Univ. Complutense, Madrid. p. 336.
- Fernández García, P.; Mas, R.; Rodas, M.; Luque F.J. & Garzón, M.G. (1989).- Los depósitos aluviales del Paleógeno basal en el sector suroriental de la cuenca del Duero (provincia de Segovia): Evolución de minerales característicos de la arcilla. *Estudios Geol.*, 45. 27-43.
- Garzón Heydt, M.G. (1980).- *Estudio geomorfológico de una transversal de la sierra de Gredos Oriental (Sistema Central Español)*. *Ensayo de una cartografía geomorfológica*. Tesis Doctoral. Fac. de Ciencias Geológicas. Univ. Complutense. Madrid. p. 425 (Inédita).
- Garzón, M.G., Pedraza, P. & Ubanell, A.G. (1982).- Los modelos evolutivos del relieve del Sistema Central Ibérico. *Real Academia Ciencias Exactas, Físicas y Naturales*. T. LXXVI, 2º. p. 475-496.
- Garzón Heydt, M.G. (1991).- *El significado de la morfogénesis terciaria en la depresión del Tajo: Superficies y paleoalteraciones*. En "Alteraciones y Palealteraciones en la morfología del Oeste Peninsular. ITGE y S. Esp. Geom. p. 89-113.
- Garzón, M.G., Centeno, J.D. & Acaso, E. (1991).- *Problemas geomorfológicos del centro y noroeste de la Península Ibérica*. (Encuentro de campo). Ed. Univ. Complutense de Madrid. p. 246.
- Gutiérrez Elorza, M. & Rodríguez Vidal, J. (1978).- Consideraciones sobre la morfogénesis del Sistema Central. *Bol. Geológico y Minero*. T. LXXXIX, II. p. 109-113.
- Martín Serrano, A. (1991).- La definición y encajamiento de la red fluvial actual sobre el macizo Hespérico en el marco de su geodinámica alpina. *Rev. Soc. Geol. España* 4, (3, 4), p. 337-351.
- Molina, E.; Blanco, J.A.; Pellitero, E.; Cantano, M. & Jorda, J. (1985).- *Esquema sobre la evolución del relieve del Macizo Hespérico en su sector castellano-extremeño*. *Studia Geol.*, 20, 115-126.
- Moreno Serrano, F. (1991).- *Superficies de erosión y tectónica neógena en el extremo occidental del Sistema Central español*. *Geogaceta*, 9,p.47-50.

- Pedraza Gilsanz, J. (1978).- *Estudio geomorfológico de la zona de enlace entre las sierras de Gredos y Guadarrama (Sistema Central Español)*. Fac. Ciencias Geológicas. Tesis Doctoral. Univ. Complutense. Madrid. p. 540 (Inédita).
- Pedraza Gilsanz, J. (1989).- El Sistema Central, in: *Mapa del Cuaternario de España*, Instituto Tecnológico Geominero de España, Madrid, pp.163-174.
- Portero, J.M. & Aznar, J.M. (1984).- Evolución morfotectónica y sedimentación Terciaria, en el Sistema Central y cuencas limítrofes (Duero y Tajo). *I Congreso Español de Geología*. Tomo III. p. 253-263.
- Schwenzner, J.E. (1937).- Zur Morphologie das Zentrals Spanischen Hochlandes. *Geogr. Abhandl.*, 3ª ser. H. 10, 1-128 p. Stuttgart. Traducido y resumido C. Vidal Box. La morfología de la región montañosa central de la Meseta española. *Bol. R. Soc. Hist. Nat.*, 41. p. 121-148. Madrid. 1943.
- Ubanell, A.G. (1975).- Localización de una depresión terciaria en el curso Alto del Alberche. *Bol. Geol. y Min.* 8615. p. 478-484.
- Vaudour, J. (1979).- *Contribution a l'étude géomorphologique d'une région méditerranéenne sémi-aride. La région de Madrid. Alterations, sols et paleosols*. Thèse (Resumen). Université d'Aix-Marseille. 11 p.
- Vegas, R., Vázquez, J.T. & Marcos, A. (1986).- Tectónica Alpina y morfogénesis en el Sistema Central Español. Modelo de deformación intracontinental distribuida. *Geogaceta* núm 1. p. 24.
- Vidal Box, C. (1944).- La edad de la superficie de erosión de Toledo y el problema de sus Montes-Isas. *Las Ciencias*, 9. p. 82-111-
- Vicente, G. de, & González Casado, J.M. (1991).- *Guía III. Reunión de la Comisión de Tectónica de la S.E.G. Guadalajara*. p. 131.
- Vicente, G. de; González Casado, J.M.; Bergamín, J.F.; Tejero, R.; Babín, R.; Rivas, A.; H. Enrile, J.L.; Giner, J.; Sanchez Serrano, F.; Muñoz, A. & Villamayor, P. (19921).- *Alpine Structure of the Spanish Central System*. III Congreso Geológico de España, Actas 1, p. 284-288.
- Warburton, J. y Alvarez, C. (1989).- *Libro homenaje a R.Soler*. Mem.A.G.G.E.P.,147-155.